Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1992

Ljubljana 1993

115706 115706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1992	KNJIGA 35	Str. 1 do 346	LJUBLJANA 1993

Narodna in univerzitetna knjižnica LJUBLJANA

PPP400883

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 35. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik so opravili *Simon Pirc* in delno sami avtorji. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami.

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Uredniški odbor: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* in *Ljubo Žlebnik*

Naklada 1000 izvodov

Cena 1000 SIT

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, leto 1993

Financirata: Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije in Geološki zavod Ljubljana

Po mnenju Urada Vlade za informiranje Republike Slovenije št. 23/109-93, z dne 14. aprila 1993 je ta publikacija uvrščena med proizvode, za katere se plačuje 5-odstotni davek od prometa

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 35 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and partly by the authors themselves. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Ljubljana Geological Survevy, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Editorial Board: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* and *Ljubo Žlebnik*

Printed in 1000 copies

Price US $ 60.0

Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, in 1993

Financed by the Republic of Slovenia, Ministry of Science and Technology and the Ljubljana Geological Survey

GEOLOGIJA 35, 1–346 (1992), Ljubljana

VSEBINA – CONTENTS

Pleničar, M.
Marini Kralj-Kapljevi ob njenem slovesu 5

Paleontologija – Paleontology

Jamnik, A. & Ramovš, A.
Holoturijski skleriti in konodonti v zgornjekarnijskih (tuvalskih) in norijskih apnencih osrednjih Kamniških Alp 7
Holothurian sclerites and conodonts in the Upper Carnian (Tuvalian) and Norian Limestones in the Central Kamnik Alps 43

Pleničar, M.
Apricardia pachiniana Sirna from the lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau) 65
Apricardia pachiniana Sirna iz spodnjega dela liburnijskih plasti pri Divači (Tržaško-komenska planota) 65

Pavlovec, R.
Zanimiv polž *Xenophora* sp. iz Istre 69
Interesting gastropod *Xenophora* sp. from Istria 72

Stratigrafija – Stratigraphy

Ramovš, A. & Šribar, L.
Cordevolski greben na Menini 73
The Cordevolian reef on the Menina, Kamnik-Savinja Alps, Slovenia 73

Sadimentologija – Sedimentology

Ogorelec, B. & Rothe, P.
Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West Slowenien 81
Mikrofacies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji 161

Kristalografija – Crystallography

Žorž, M.
Hyalophane twins from Zagradski potok in Central Bosnia 183

Mineralogija – Mineralogy

Niedermayr, G., Hinterlechner-Ravnik, A. & Faninger, E.
Alpine Kluftmineralisationen im Pohorje in Slowenien 207
Mineralizirane alpske razpoke na Pohorju 216

Harrer, A., Hinterlechner-Ravnik, A. & Niedermayr, G.
Über einen Neufund vom Aquamarin aus dem aufgelassenen Steinbruch nördlich von Slovenska Bistrica im östlichen Pohorje, Slowenien 225
Novo odkritje akvamarina v opuščenem kamnolomu severno od Slovenske Bistrice na vzhodnem Pohorju, Slovenija 226

Rudišča – Ore deposits

Mlakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M.
O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije 229
On geological structure and mineralization in Carboniferous rocks north of Litija, Slovenia 263

Drovenik, M.
Prispevek k poznavanju rudnih klastov iz rudnega telesa Novo okno v bakrovem rudišču Bor 287
Contribution to the Knowledge of the Ore Clasts from the Novo okno Orebody in the Bor Copper Deposit 303

Hidrogeologija – Hydrogeology

Novak, D. & Rogelj, J.
Hidrogeološke raziskave zaledja izvira Šumetac ob Kolpi 319
Hydrogeological investigations of the resurgence Šumetac on the river Kolpa and its tributary area 327
Novak, D.
Avtocesta Razdrto–Divača–Sežana in njen vpliv na podzemeljske vode na Krasu 329
The Highway Razdrto–Divača–Sežana and its Influence upon the Groundwater on Kras (Karst) 335

Nove knjige – Book reviews

Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G.: Alpine Tectonics 337
Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L.: Continental Extensional Tectonics . . . 338
Margins: A Research Initiative for Interdisciplinary Studies of Processes Attending Lithospheric Extension and Convergence 340
Yardley, B. D. W., Mac Kenzie, W. S. & Guilford, C: Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen 342
Hubert Miller: Abriß der Plattentektonik 343
John A. Catt: Angewandte Quartärgeologie 345

Marini Kralj-Kapljevi ob njenem slovesu



Dne 12. januarja 1993 je po kruti bolezni dotrpela Marina Kralj-Kapljeva, dolgoletna knjižničarka pri Geološkem zavodu v Ljubljani. Slovenski geologi smo jo poznali le po imenu Marina. Kadarkoli je kdo rabil kake arhivske podatke ali podatke iz literature, ki jih je bilo težko najti, smo mu svetovali, naj preprosto povpraša Marino in ona je podatke izkopala, če so le kje obstajali, saj jih je imela v glavi domala računalniško urejene. Poznali smo jo kot veselo, hudomušno, zelo bistro in odrezavo dekle. Tako smo jo videvali vse do upokojitve, ko so se ji pričele težave najprej z boleznijo in smrtjo njenega moža, na katerega je bila zelo navezana in nato z njenim trpljenjem na bolniški postelji vse do prezgodnje smrti.

Taka je bila torej v službi in življenju hči univerzitetnega profesorja Ivana Kralja, po poklicu rudarskega inženirja. Rodila se je 12. 1. 1926 v Ljubiji, kjer je takrat njen oče služboval. In kakor je oče menjal službena mesta, tako se je selila družina iz kraja v kraj v stari Jugoslaviji. Marina je zato obiskovala osnovno šolo v Varešu in Zenici, srednjo šolo pa v Zagrebu, Beogradu in Sarajevu, kjer je tudi maturirala. Vedno je bila odlična učenka in dijakinja, včasih kar preveč natančna in zahtevna do sebe. Ko se je leta 1945 vpisala na medicinsko fakulteto v Ljubljani, je prav zaradi te zahtevnosti do sebe menila, da ne bo kos visokošolskemu študiju in je od nadaljnjega šolanja odstopila. Po nekajletni zaposlitvi v raznih ustanovah se je zaposlila kot knjižničarka na Geološkem zavodu v Ljubljani, kjer je ostala do svoje upokojitve 1. januarja 1981.

Prav gotovo je bilo težko prenašati bolezen človeku, kakršna je bila Marina, sicer vedno polna življenja. In prav to življenje ji je začelo prezgodaj neusmiljeno odtekati, dokler ni ostala le še v našem spominu, povezana z geološko skupnostjo.

Mario Pleničar

GEOLOGIJA 35, 7–63 (1992), Ljubljana

UDK 56.02:551.761(497.12)=863

Holoturijski skleriti in konodonti v zgornjekarnijskih (tuvalskih) in norijskih apnencih osrednjih Kamniških Alp

Holothurian sclerites and conodonts in the Upper Carnian (Tuvalian) and Norian Limestones in the Central Kamnik Alps

Alenka Jamnik
Prirodoslovni muzej Slovenije, Prešernova 20, 61000 Ljubljana

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V osrednjih Kamniških Alpah so blizu bivaka pod Skuto (lok. 1) dokazani vrhnjekarnijski apnenci v globljemorskem razvoju (podobnost s hallstattsko facijo Severnih apneniških Alp) s konodontom *Epigondolella nodosa* Hayashi in holoturijskima skleritoma *Calclamnella consona* Mostler in *C. regularis* Stefanov, z amoniti in drugimi fosili.

V nahajališčih pod Skuto in na Slemenu (lok. 2 in 3) konodonti *Epigondolella abneptis* (Huckriede) in številni značilni holoturijski skleriti dokazujejo norijsko starost plastnatih apnencev s številnimi velikimi roženčevimi gomolji, ki predstavljajo globljemorsko facijo in poseben razvoj nižjega dela norijske stopnje.

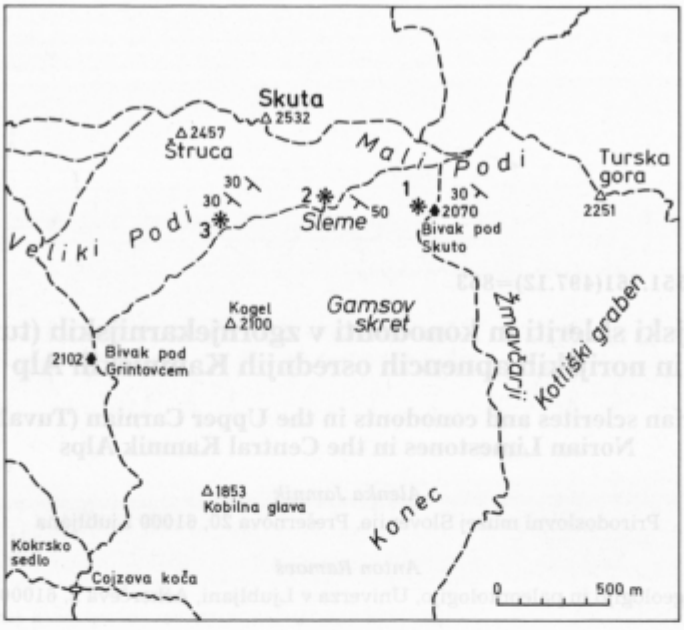
Abstract

Near Bivouac under the Skuta Mountain (locality 1) in the central Kamnik Alps Upper Carnian Limestones were determined with conodont *Epigondolella nodosa* Hayashi, holothurian sclerites *Calclamnella consona* Mostler and *C. regularis* Stefanov, ammonites and other fossils similar to deeper marine Hallstatt facies of Northern Limestone Alps.

Conodonts *Epigondolella abneptis* (Huckriede) and very rich holothurian fauna proved the Norian age for bedded limestones with very frequent large chert nodules on the south slope of the Skuta and on Sleme (loc. 2 and 3). They represent deeper marine facies and a distinct development of the Lower Norian.

Pregled prejšnjih ugotovitev

Teller (1898, 90) je ugotovil, da ustrezajo nivoju paleontološko dokazanega dachsteinskega apnenca v Kamniških Alpah tudi debeloploščasti apnenci, ki jih južno od Skute zaznamujejo številni sferoidalni roženčevi izločki. Hkrati navaja, da



Sl. 1. Nahajališča zgornjekarnijskih in norijskih plasti v osrednjih Kamniških Alpah

Fig. 1. Localities of the Upper Carnian and Norian beds in the Central Kamnik Alps

je že J. Frischauf opozoril na te svojstvene kamnine, ki, kot kaže, predstavljajo za to ozemlje omenjeni facialni razvoj.

Tudi Seidl (1907, 133) na kratko omenja na Hlevu pod Skuto v plasteh dachsteinskega apnenca veliko število gomoljev rogoličnika, v katerih je zbrana kremenčeva snov, ki je delala ogrodja nekaterim morskim živalim.

Na Osnovni geološki karti SFRJ – list Ravne na Koroškem je za ozemlje Velikih in Malih Podov ter Slemena označena starost z oznako $T_{2,3}$ in v legendi masivni in debeloskladoviti apnenec (Mioč et al., 1983). V tolmaču k tej geološki karti piše Mioč (1983, 33–34) v poglavju Masivni in debeloskladnat apnenec z lečami dolomita ($T_{2,3}$), da fosilni ostanki dokazujejo obstoj ladinjske stopnje kakor tudi celotnega zgornjega triasa. Nikjer niso omenjene zgornjekarnijske in takšne norijske plasti, ki so obravnavane v tem delu, in tudi nobeni holoturijski skleriti in konodonti ne.

Biostratigrafski pregled

Raziskovano ozemlje leži na Podih južno od Skute (2532 m) v Kamniških Alpah na nadmorski višini okoli 2100 m (sl. 1). Dostop na raziskovano območje je možen po markirani planinski poti iz Kamniške Bistrice preko Kokrskega sedla (6 ur). Obstajata pa še dve nemarkirani lovski stezi čez Gamsov skret in Žmavčarje (4 ure).

Plasti so bile podrobneje raziskane v okviru diplomske naloge (Jamnik, 1989) na



Sl. 2. Pas rjavkasto sivih tankoploščastih tuvalskih apnencev pri bivaku pod Skuto na Malih Podih (lok. 1). Spodaj in zgoraj so beli debeloskladnati apnenci. Foto: A. Jamnik

Fig. 2. Near bivouac under the Skuta Mountain on Mali Podi the belt of thin bedded Tuvalian brownish grey limestones is exposed between white thick bedded limestones (locality 1)

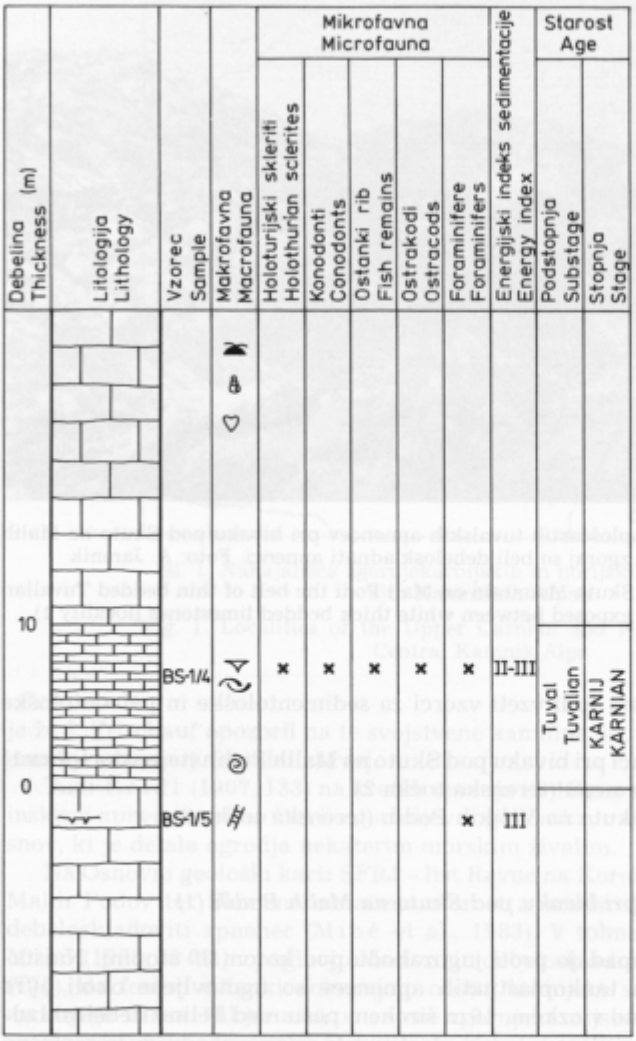
naslednjih treh krajih (in tam tudi vzeti vzorci za sedimentološke in paleontološke raziskave):

1 zgornjekarnijski apnenci pri bivaku pod Skuto na Malih Podih (terenska točka 1)
2 norijski apnenci na Slemenu (terenska točka 2)
3 norijski apnenci pod Skuto na Velikih Podih (terenska točka 3).

Nahajališče pri bivaku pod Skuto na Malih Podih (1)

Skladi na Malih Podih vpadajo proti jugozahodu pod kotom 30 stopinj. Najstarejše plasti rjavkasto sivih tankoplastnatih apnencev so ugotovljene okoli 50 m zahodno od bivaka pod Skuto v ozkem, 10 m širokem pasu med belimi debeloskladnatimi apnenci (sl. 2). Pas se vleče v smeri plasti proti severovzhodu in je razločno viden tudi na letalskih posnetkih.

S travo poraščeni tankoplastnati rjavkasto sivi apnenci se že morfološko ločijo od golih, belih, debeloskladnatih apnencev, ki prevladujejo na Malih Podih. Na tej nadmorski višini je trava izredno pomembna za prehrano nekaterih živali. Apnenci pripadajo rekristaliziranemu biomikritu (packstone), ki vsebuje 60 % biogene komponente ter nekaj pirita in glavkonita, glavkonit kaže na morsko sedimentacijsko okolje, pirit pa na delno redukcijske pogoje v času diageneze. V tem apnencu so bili na terenu v zbruskih in konodontnih vzorcih ugotovljeni redki amoniti, številne lupinice brahiopodov in školjk ter številne hišice foraminifer, nadalje konodonti,



Sl. 3. Stratigrafska lestvica nahajališča pri bivaku pod Skuto na Malih podih (1)

Fig. 3. Stratigraphic column at the locality Bivouac under the Skuta on Mali Podi (1)

holoturijski skleriti, ribji zobci, ostanki iglokožcev in ostrakodi (sl. 3). Rjavkasti apnenci navzdol mejé konkordantno prek ostre litološke meje z belim, močno razpokanim in zakraselim apnencem. V zbrusku sta bili najdeni dve vrsti dazikladacej in solenoporacej ter posamične foraminifere. Kamnina je intrabiosparitni algni apnenec (grainstone) s srednjim energijskim indeksom. Verjetno je nastajal v precej prezračenem plitvem razgibanem okolju, delno tudi v litoralnem. Na tem apnencu stoji tudi bivak. Te plasti niso bile podrobneje raziskane.

Na Malih podih se nad pasom temnejših apnencev nadaljuje škrapljasti, močno razpokani in zakraseli, zelo kalcitizirani dachsteinski debeloskladnati apnenec s preseki megalodontidnih školjk, polžev in ponekod 10-centimetrske plasti z izsušitvenimi porami. Beli apnenci blago vpadajo proti jugozahodu (230/30).

Nahajališče na Slemenu (2)

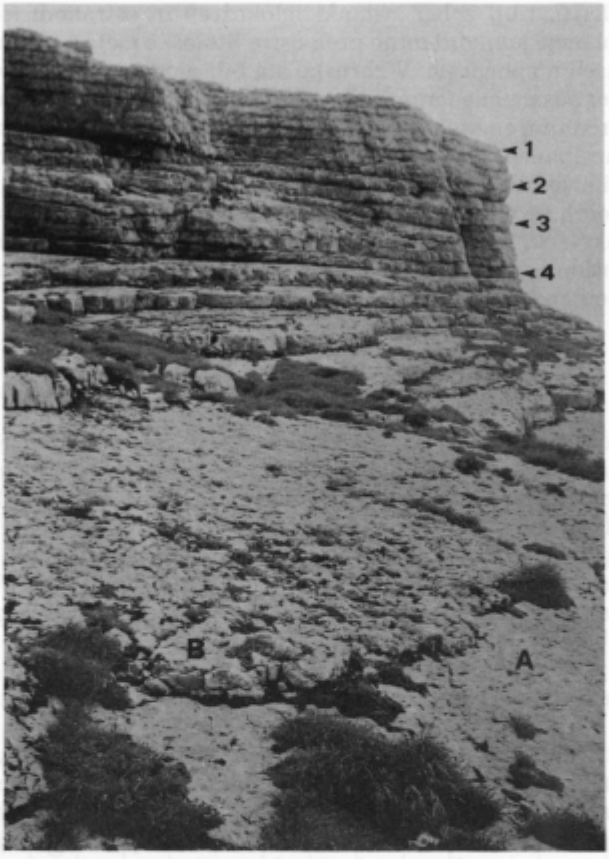
Plasti Slemena se nadaljujejo v Veliki greben, čeprav jih med seboj loči močan prelom Turski žleb-Kokrsko sedlo, ki poteka v smeri severovzhod-jugozahod. Vpad plasti v Velikem grebenu je enak kot na Slemenu. Na prehodu z Velikih na Male Pode se markirana planinska pot strmo vzpne ob jeklenicah za okoli 100 m preko Slemena (2160 m). Strmo nagnjeni skladnati apnenci z roženčevimi gomolji vpadajo proti jugozahodu pod kotom 50 stopinj (220/50). Iz 50 do 80 cm debelih biomikritnih apnenčevih plasti izstopajo odpornejši, 10 do 20 cm debeli roženčevi gomolji rumeno rjave barve. Debelina plasti z roženci je vsaj 20 m.

Iz teh plasti je vzetih v približno enakih razmakih od vrha navzdol šest konodontnih vzorcev. Na sl. 4 so vrisana mesta vzorčenja. Vzorec z oznako 2/1 je najvišji, 2/6 pa najnižji.

V zelo enotnih, gostih, mikritnih apnencih Slemena niso bili nikjer najdeni makrofosili. Zbrusek je pokazal, da je kamnina biomikrit, wackstone. Prevladuje mikritna osnova z 20 % biogene komponente, ki jo sestavljajo posamezni radiolariji, spikule spongij, peleti, ploščice ehinodermov, tankolupinske školjke, posamične foraminifere in izredno redki ostrakodi (sl. 5). Radiolarijske skelete nadomešča kalcit, prisoten je piritni pigment, ki je deloma že limonitiziran. Vse kaže na malo globlje in mirno morsko okolje.

Nahajališče pod Skuto na Velikih Podih (3)

Od Slemena se strmo nagnjeni skladi zvezno nadaljujejo proti zahodu v nekoliko mlajše plasti, ki pridejo v stik z grebenskimi apnenci. Stik je najlepše viden prav v vznožju med Štruco in Skuto (sl. 6). V 20-metrski ločeni skalni gmoti, katere plasti se pod meliščem nadaljujejo v sklade ob stiku, je bil vzet vzorec 3. Apnenci vpadajo tu manj strmo, a še vedno proti zahodu 220/30, njihova debelina pa je okoli 80 cm. V vzorcu so najdeni posamični konodonti, holoturijski skleriti so redkejši, zelo pogoste pa so spikule spongij (sl. 5). V zbrusku sta se pokazala dva ostro ločena dela, na eni strani intrabiomikrit, wackstone, na drugi pa intrabiosparit, grainstone z energijskim indeksom med 3 in 4; slednji pomeni bolj razgibano nastajanje tega apnenca. Verjetno se je ozemlje poplitvilo, saj se v zgornjem delu Skute in celotnem masivu Štruce nad skladnatimi apnenci začnejo grebenski apnenci, ki so tudi zahodno od tod na Velikih Podih pod Skuto.

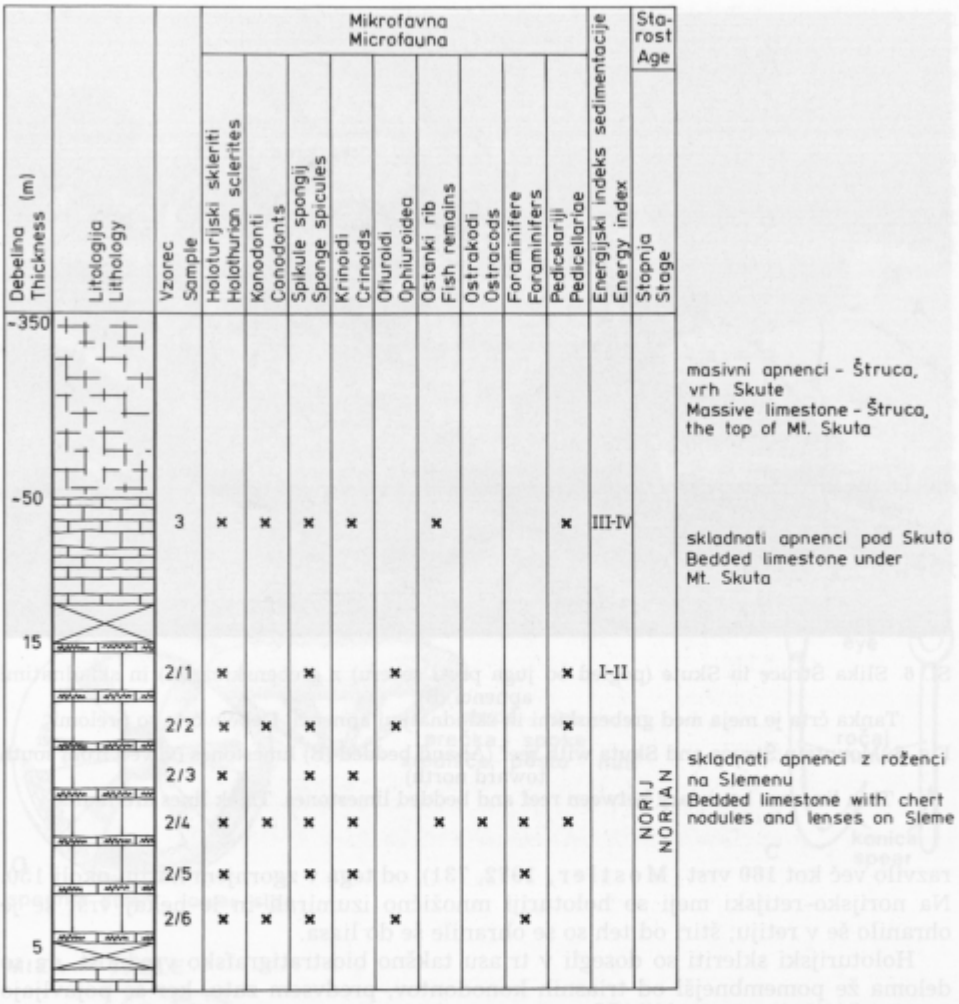


Sl. 4. Strmo vpadajoči skladi norijskega apnenca z roženci na Slemenu in mesta, kjer so bili vzeti vzorci 2/1–4
A – apnenci, B – roženci

Fig. 4. Steeply dipping Norian limestone with chert on Sleme and sites of samples 2/1–4
A – limestone, B – chert

Ekologija holoturijev

Holoturiji so zelo razširjeni v vseh morjih in v vseh globinah; žive na različnih podlagah, na skalah, v blatu in med morskimi rastlinami. Mnogi žive sesilno ali skoraj sesilno in se pritrde na skale ali morsko travo. Osebki ene vrste lahko žive v različnih okoljih, osebki druge vrste pa le v nekaterih okoljih. Najbolj pogostni so v toplih plitvih morjih. Večina vrst je v glavnem neaktivna, redki so počasni plavalci, nekaj vrst se je prilagodilo pelagičnemu okolju. Uživajo lahko tri vrste hrane: plankton, detritus in organske sestavine v blatu. Z zelo redkimi izjemami živijo holoturiji v vodah z normalno slanostjo, večina danes živečih ne prenese manjše slanosti (Frizzell et al., 1966), so pa tudi vrste, ki žive v brakični vodi. Našli so jih v vseh globinah in v vseh morjih. Vzdržijo znaten temperaturni razpon.

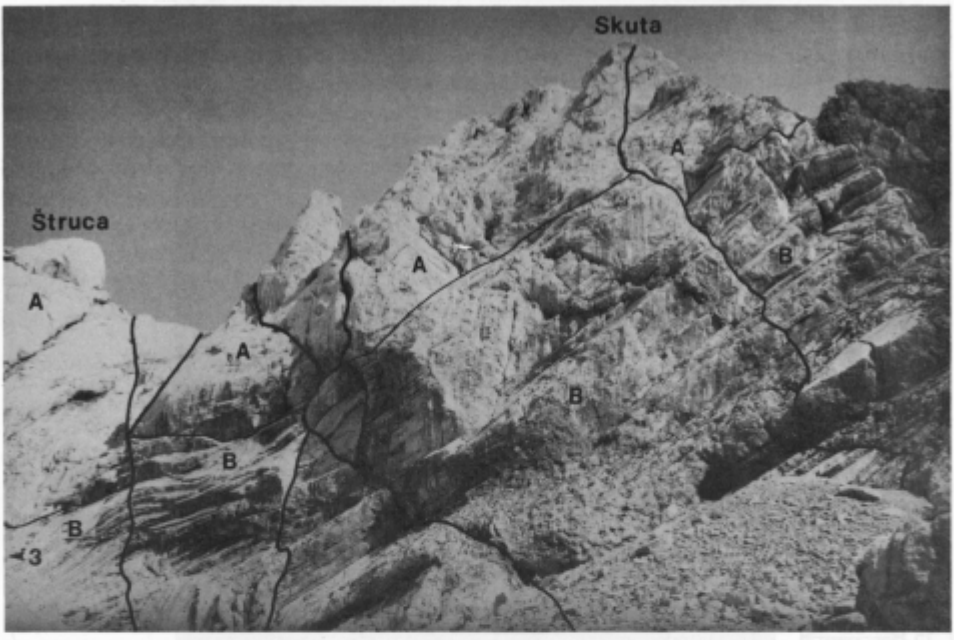


Sl. 5. Stratigrafska lestvica nahajališč pod Skuto (3) in na Slemenu (2/1–6)

Fig. 5. Stratigraphic column at the localities under Mt. Skuta (3) and Sleme (2/1–6)

Splošno o fosilnih holoturijih

Holoturiji so izredno redko ohranjeni kot celi fosili. Do sedaj so odkrili le tri cele primerke na svetu, enega v spodnjedevonijskih plasteh v Nemčiji (*Palaeocucumaria hunsrueckiana* Lehmann, dva (*Protholothuria armata* Giebel in *Pseudocaudina brachyura* Brigill) v jurskem litografskem apnencu Solnhofna (Frizzell et al., 1966). Razširjeni so od ordovicija (Mostler, 1971; citira Schallreuterja) do danes. Spodnjetriasni holoturijski skleriti še niso znani (Kozur & Mostler, 1989, 682). Prvi višek v razvoju so dosegli v aniziju; v ladiniju in karniju so nazadovali, ponoven razcvet pa so doživeli v norijski dobi (Mostler, 1969, 6). Samo v triasni periodi se je



Sl. 6. Slika Štruce in Skute (pogled od juga proti severu) z grebenskimi (A) in skladnatimi apnenci (B)
Tanka črta je meja med grebenskimi in skladnatimi apnenci. Debele črte so prelomi

Fig. 6. Mountain Štruca and Skuta with reef (A) and bedded (B) limestones (viwed from south toward north)
Thin line is a boundary between reef and bedded limestones. Thick lines are faults

razvilo več kot 180 vrst (Mostler, 1972, 731), od tega v zgornjem noriju okoli 150. Na norijsko-retijski meji so holoturiji množično izumirali in le nekaj vrst se je ohranilo še v retiju; štiri od teh so se ohranile še do liasa.

Holoturijski skleriti so dosegli v triasu takšno biostratigrafsko vrednost, da so deloma že pomembnejši od triasnih konodontov, predvsem zato, ker se pojavljajo v vseh morskih okoljih. Najdemo jih tudi v grebenski in lagunarni faciji, niso pa jih našli le v močno slanem okolju (Mostler, 1969, 5).

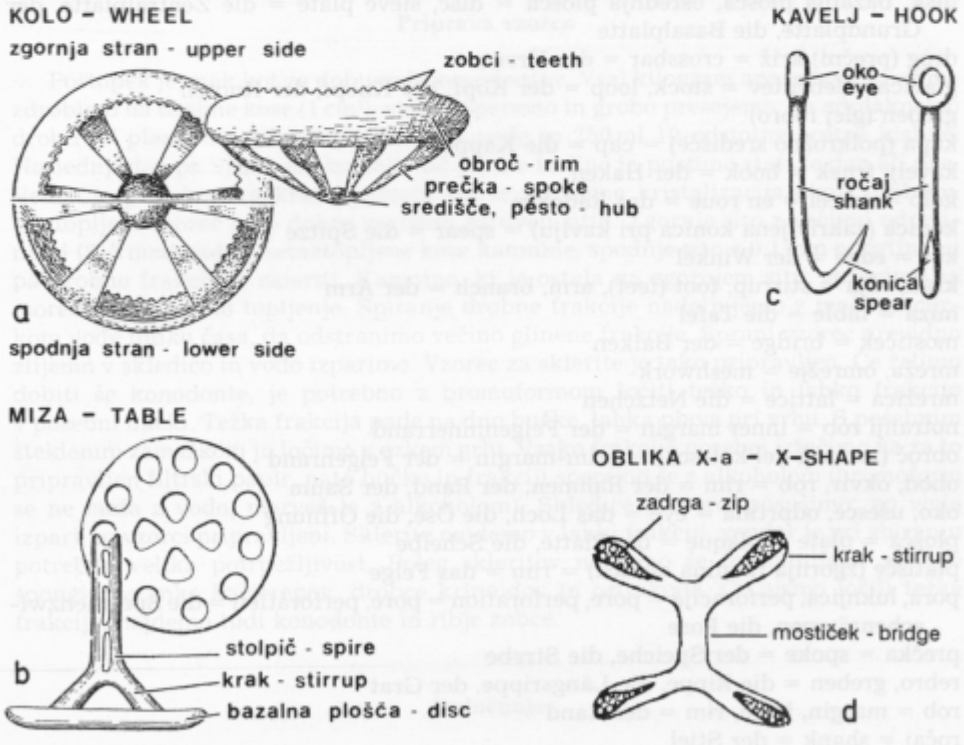
V fosilnem stanju so se ohranili le apnenčevi skeletni delci-skleriti. To so ploščice, zgrajene iz enega kristala kalcita, ki je različno preluknjan in zelo podoben skleritom današnjih holoturij. Domnevajo, da so bili prvi holoturiji ploščaste oblike, v razvoju so se njihove skeletne ploščice reducirale in le pri redkih rodovih se je ohranilo enotno ogrodje.

Sodobne razdelitve holoturijev, živali in njihovih skleritov, se ločijo od razdelitve fosilnih ostankov, ker iz fosilnih skleritov ni mogoče ugotoviti, kateri živali so pripadali. Fosilne holoturijske sklerite so umetno sistemizirali po abecednem redu. Paleontološko se uporablja Frizzell & Exlinova razdelitev, ki jo je dopolnila Deflandre-Rigaudova. Pri skleritni sistematiki je težava v tem, da ima lahko en primerek (npr. *Holothuria turbulosa*) več vrst različnih skleritov (Fischer et al., 1987, 736, sl. 4) in da za fosilne osebke ne vemo, kateri vrsti so pripadali.

Ohranile so se samo različne oblike skleritov, ki so le v nekih časovnih obdobjih enake. Lahko pa trdimo, da so nekatere oblike značilne za geološko kratke dobe. Te so stratigrafsko pomembne in samo v zgornjem noriju poznamo že nad 150 vrst. Ne moremo dokazati, da so nekatere različne vrste teh skleritov pripadale isti vrsti osebka. A če izhajamo iz recentnih, je možno, da je bilo pri fosilnih podobno. Pri recentnih holoturijih je Hampton ocenil, da ima lahko en osebek v koži do 20.600.000 skleritov (Frizzell et al., 1966) in je zato povsem jasno, da se lahko v ugodnih razmerah vsaj del teh fosilno ohrani. V preiskanih vzorcih jih je zelo veliko, več kot 100/100 g lahke frakcije, le v vzorcih iz tuvalskih plasti so redkejši, kar je tudi stratigrafsko pogojeno.

Opis skeletnih elementov

Skeletni delci so večinoma poimenovani po dobro znanih predmetih, na katere spominjajo. Podobni so lahko kolescem, preluknjanim ploščicam, mizam, kavljem, zajemalkam, naočnikom, diskom, palicam, sidrom, rožicam in mrežicam (sl. 7). Večina skleritov je velikih od 0,20 do 0,30 mm, nekateri dosežejo tudi do 0,80 mm (Jamnik, 1990).



Sl. 7. Poimenovanje delov sklerita: a) kolesce, b) miza, c) kavelj (Frizzell et al., 1966), d) oblika X (Mostler, 1969, 19, 53)

Fig. 7. Names of the parts of sclerite: a) wheel, b) table, c) hook, d) shape X

Pri **kolescih** je potrebno dodatno razložiti elemente. Sestavljajo jih obroč, prečke in središče. Nivo obroča na zgornji strani imenujem platišče. Notranji rob je lahko nazobčan in je viden le, če je sklerit obrnjen na zgornjo stran (sl. 7a).

Mize imajo osnovno ploščo ali disk, v sredini izrašča stolpič, ki je lahko podprt s štirimi kraki. V stolpiču lahko navpično poteka kanalček ali brazda (sl. 7b).

Kavlji imajo glavico z očesom, ročaj in zapognjeno konico (sl. 7c).

Pri skleritih z obliko **X** se pojavlja zadrga, to je poglobljen kanalček sredi kraka, v katerem so običajno drobne pore. Krake povezuje osrednji mostiček (sl. 7d).

Poimenovanje skleritov in njihovih delov

Slovensko = angleško = francosko = nemško
(pri nekaterih ni vseh tujih izrazov)

bodica, izrastek = spine = der Stachel
C-palička = C-rod = en C = C-formig
brv (ozka pregrada v očesu pri kavlju) = bar = der Steg
brazda, žleb = furrow = die Furche
disk, bazalna plošča, osrednja plošča = disc, sieve plate = die Zentralplatte, der Grundplatte, die Basalplatte
drog (prečni) križ = crossbar = das Kreuz
glavica, odebelitev = stock, loop = der Kopf, der Knopf, der Knoten
greben (glej rebro)
kapa (polkrožno središče) = cap = die Kappe
kavelj, trnek = hook = der Haken
kolo = wheel = en roue = das Rädchen
konica (zakrivljena konica pri kavlju) = spear = die Spitze
kot = edge = der Winkel
krak, veja = stirrup, foot (feet), arm, branch = der Arm
miza = table = die Tafel
mostiček = bridge = der Balken
mreža, omrežje = meshwork
mrežica = lattice = die Netzchen
notranji rob = inner margin = der Felgeninnerrand
obroč (zunanji del kolesca) = brim-margin = der Felgenrand
obod, okvir, rob = rim = der Rahmen, der Rand, der Saum
oko, ušesce, odprtina = eye = das Loch, die Öse, die Öffnung
plošča = plate = plaque = die Platte, die Scheibe
platišče (zgornja ravnina obroča) = rim = das Felge
pora, luknjica, perforacija = pore, perforation = pore, perforation = die Speichenzwischenräumen, die Pore
prečka = spoke = der Speiche, die Strebe
rebro, greben = die Rippe, die Längsrippe, der Grat
rob = margin, brim, rim = der Rand
ročaj = shank = der Stiel
rogelj, rožiček = die Zacke
sidro = anchor = en ancre = der Anker
sidrna plošča = anchor plate = die Ankerplatte

sitasta plošča, perforirana plošča = sieve plate, perforate plate = plaque perforee = die Siebplatte
sklerit = sclerit = spicule, sclerite = die Sklerite
spodnja stran = lower side = der Unterseite
sponka, zaponka = die Spange
središče-pésto = hub = die Nabe
stolpič = torret, spire = en tour = der Spitze
tram = beam
trn = spine = der Dorn, die Sporne
venec = der Kranz
vrsta = row = die Reihe
zadrga (poglobljen del s porami) = zip = der Schlitz
zajemalka, žlica = racquet, spoon, ladle = der Löffel
zaponka (glej sponka)
zgornja stran = upper side = der Oberseite
zobčki, zobci = teeth = der Zahn
zunanji rob = outer margin = der Aussenrand
zvezdica = der Stern, das Sternchen

Priprava vzorca

Postopek je enak kot za dobivanje konodontov. Vsaj kilogram apnenčeve kamnine zdrobimo na drobne kose (1 cm^3), vzorec speremo in grobo presejemo, da odplaknemo drobir. V plastično vedro nalijemo liter vode in 250 ml 10-odstotne ocetne kisline. Naslednji dan prilijemo enako količino ocetne kisline in pustimo stati še dan ali dva. Vedro je potrebno večkrat pretresti, da se ne začne kristalizacija okoli drobcev. Raztopljeni vzorec nato dobro speremo na dveh sitih. Zgornje sito z večjimi odprtinami (2–3 mm) zadrži neraztopljene kose kamnine, spodnje sito z 0,1 mm odprtinami pa drobno frakcijo s skleriti. Kamnino, ki je ostala na zgornjem situ, spravimo za morebitno ponovno topljenje. Spiranje drobne frakcije nadaljujemo z močnim curkom vode toliko časa, da odstranimo večino glinene frakcije. Sprani vzorec previdno zlijemo v skledico in vodo izparimo. Vzorec za sklerite je tako pripravljen. Če želimo dobiti še konodonte, je potrebno z bromoformom ločiti težko in lahko frakcijo v posebni bučki. Težka frakcija pade na dno bučke, lahka plava pri vrhu. S posebnim steklenim zamaškom ju ločimo v ozkem grlu. Vsako frakcijo posebej iztočimo na za to pripravljen filtrski papir, nato bučko in frakciji speremo še z alkoholom (bromoform se ne meša z vodo, marveč le z alkoholom). Skledice z vzorci posušimo; ko voda izpari, so vzorci pripravljeni. Sklerite najdemo v lahki frakciji, vendar je pri zbiranju potrebna velika potrpežljivost. Poleg skleritov najdemo še foraminifere, spikule spongij, ostanke kačjerepov, drobce krinoidov in ostrakode. Če nismo ločili težke frakcije, najdemo tudi konodonte in ribje zobce.

Določanje

Osnovni pogoj za določanje skleritov je dobra ohranjenost in prosto ležeče središčno področje, brez sedimenta, ki se drži sklerita, in brez optično orientiranih sekundarnih izrastkov – tujkov na njihovem robu. Prekristalizirani delci holoturijev

niso uporabni, ker je na eni strani mnogokrat zasenčen ali preraščen središčni del, ki pogosto določa vrsto, na drugi strani pa so prečke v pregibu zaradi prekristalizacije odebeljene pa se zato prehitro oblikujejo nove vodilne vrste. Včasih so številu prečk in nazobčanosti oziroma nenazobčanosti pri kolescih pripisovali prevelik pomen.

Osnovni parametri določevanja so:
1. oblika in velikost sklerita, 2. zunanji in notranji rob, širina oboda, zapognjenost, 3. središče ter 4. število in velikost por.

1. **Oblike in velikosti** so navedene v poglavju o opisu skeletnih elementov.

2. **Zunanji rob,** značilen predvsem pri kolesih, je lahko gladek, valovit ali obdan z izrastki. **Notranji rob** je zvečine gladek, drobno nazobčan ali obdan s trni. Obroč pri kolescih je različno močno zapognjen in različno visok. Od zapognjenosti je odvisna tudi širina od zunanjega do notranjega roba. Obod pri različnih skleritih je lahko zelo ozek (tretjina najmanjšega premera por) ali zelo širok (dvakratna širina najmanjšega premera por).

3. **Središče** je pri različnih oblikah skleritov različno. Pri kolescih je lahko ravno, gladko (anizijske oblike), pri višje razvitih vrstah v noriju pa že diferencirano. Središče je lahko nižje ali višje od nivoja obroča (platišča). Lahko je široko, plosko ali majhno, izbočeno. Prečke se lahko srečajo v eni ali več ravninah. Na spodnji strani se lahko iz prečk vzdignejo ozki grebenčki oziroma rebra, ki v središču sestavljajo žarkovite zvezdice. Nekateri mizasti skleriti imajo v središču stolpič, ki se dviguje pravokotno nad bazalno ploščo. Lahko je zelo dolg (daljši od bazalne plošče) ali kratek (polovica bazalne plošče), zelo pogosto pa je odlomljen. Na vrhu stolpiča je lahko ali odebeljena glavica ali zvezdica ali pa so možni tudi razvejani kraki. Včasih poteka vzdolž stolpiča kanalček ali brazda. Redko se stolpič pritrjuje na osnovno ploščo s štirimi kraki, okoli njega so navadno razporejene primarne pore.

4. **Število in velikost por** sta odvisna tudi od zunanje oblike sklerita. Ponavadi se štirim primarnim poram pridružujejo še sekundarne. Velikosti por so različne. Štiri križno razporejene pore so običajno največje. Pore so lahko okrogle, ovalne, šestkotne ali poligonalne. Pri kolescih je število por (prečk) različno. Pri razvejanju prečk se pojavljajo nove pore.

Sistematski del

Vrste so opisane po abecednem redu, po Frizzell & Exlinejevi razdelitvi so uvrščene tudi v družine. Slike holoturijskih skleritov na koncu so sestavljene po podobnostih, zato opisi in slike niso sistematično razvrščeni.

Familia Achistridae Frizzell & Exline, 1955
Genus *Achistrum* Etheridge, 1881

Achistrum longirostrum Mostler, 1971
Tab. 8, sl. 1

1971 *Achistrum longirostrum* n. sp. – Mostler, 9, Taf. 2, Fig. 7–8.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Majhna nesimetrična glavica, ozek in dolg ukrivljen ročaj s konico, zakrivljeno do sredine ročaja (Mostler, 1971, 9).

Opis: Razmeroma velik kavelj z zelo majhno glavico v primerjavi z velikostjo sklerita. Glavica je nesimetrična in se močno nagiba na notranjo stran. Na zunanji strani je v isti liniji z ročajem. V njej sta veliko asimetrično oko in zelo majhno očesce. Ročaj je dolg in ozek, proti ustju glavice se oži, močno je zapognjen, v smeri konice se zmerno širi. Konica se postopoma oži in je tako dolga, da doseže sredino ročaja.

Pripombe: Konica je pred koncem malo odlomljena, zato ne sega čez polovico ročaja.

Razširjenost: Doslej najden v norijskih hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp (Mostler, 1971) in v novem najdišču v Kamniških Alpah.

***Achistrum* sp. 1**

Tab. 8, sl. 2

Material: Primerek v vzorcu 2/4.

Opis: Zelo majhen kavelj z očesom v obliki solze in malo zakrivljeno ostro konico. Raven ročaj leži v ravnini, pravokotni na ravnino, v kateri leži glavica z očesom.

Razširjenost: V norijskih plasteh na Slemenu v Kamniških Alpah.

Familia Calcamnidae Frizzell & Exline, 1955

Genus *Calclamna* Frizzell & Exline, 1956

Calclamna germanica Frizzell & Exline, 1956

Tab. 1, sl. 2

1971 *Calclamna germanica* Frizzell & Exline – Zawidzka, 432–433, Pl. 2, Fig. 7 (ne 1 kot je v članku).

1972 *Calclamna germanica* Frizzell & Exline – Mostler, Taf. 2, Fig. 7, 8, 9, 11, Abb. 3.

1972 *Calclamna germanica* Frizzell & Exline – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 2, 3, 13.

1974 *Calclamna germanica* Frizzell & Exline – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 3–5.

Material: Deset primerkov v vzorcih 2 in 3.

Diagnoza: Ploski sklerit s štirimi križnimi porami, ki se jim pridružujejo še manjše sekundarne pore in sestavljajo nepravilen, valovit zunanji obris.

Opis: Ploščast, luknjičast sklerit z nepravilnim valovitim zunanjim obrisom, gladkimi robovi in porami, ki so podobne po velikosti, a različnih oblik. Štiri podolgovate osrednje pore sestavljajo križ z neenakimi kraki, ki se jim pridružujejo stranske podolgovate do poligonalne pore.

Primerjava: Primerki popolnoma ustrezajo opisu in fotografijam.

Razširjenost: Od illira do liasa v Vzhodnih Alpah, na Poljskem, Slovaškem, v Nemčiji, Angliji in v Kamniških Alpah.

Calclamna norica Kozur & Mock, 1972

Tab. 1, sl. 4

1972 *Calclamna norica* n. sp. – Kozur & Mock, 7, Taf. 3, Fig. 6–11.

1974 *Calclamna norica* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 6.

Material: Trije primerki v vzorcih 2.

Diagnoza: Velika ovalna sitasta plošča z valovitim zunanjim robom, štirimi osrednjimi in številnimi drugimi porami.

Opis: Velika okrogla do ovalna sitasta plošča z valovito obokanim zunanjim robom in štirimi križno razporejenimi velikimi osrednjimi porami. Vse druge okrogle, ovalne ali poligonalne pore po velikosti le malo odstopajo od primarnih. Število por niha med 15 in 38. Razen pri štirih velikih osrednjih porah se tudi pri drugih močno in nepravilno spreminja velikost. Vedno se pojavljajo posamezne pore, ki so celo večje od štirih osrednjih. Preko obrobnih por je rob valovito usločen navzven (Kozur & Mock, 1972, 7).

Primerjava: Nekateri primerki iz Kamniških Alp imajo manjše število por.

Razširjenost: Zelo redka na karnijsko-norijski meji, razširjena od spodnjega do zgornjega norija, pogosta v lacu in alaunu na Slovaškem (Kozur & Mock, 1972). Najdena je tudi na novem nahajališču v Kamniških Alpah.

Calclamna nuda (Mostler), 1971
Tab. 1, sl. 1

1971 *Calclamnella nuda* n. sp. – Mostler, 6, Taf. 1, Fig. 9, 10.
1972 *Calclamna nuda* (Mostler) – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 4, 5.
1974 *Calclamna nuda* (Mostler) – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 24–25.

Material: Petnajst primerkov v vzorcih 2 in 3.

Diagnoza: Raven, deloma rahlo izbočen sklerit s štirimi porami. Nasproti ležeče pore si po velikosti in obliki ustrezajo (Mostler, 1971, 6).

Opis: Raven, deloma rahlo izbočen sklerit s štirimi porami, ki se prilegajo obliki križa. Nasproti ležeči pori si po velikosti in obliki ustrezata, lahko sta podolgovate do trikotne oblike. Zunanji rob je nad porami valovito usločen.

Primerjava: Primerki se popolnoma ujemajo z Mostlerjevim opisom in slikami.

Razširjenost: Od illira do liasa v Severnih apneniških Alpah in na Slovaškem in v noriju Kamniških Alp. Od anizija do karnija je vrsta zelo redka, v noriju pa zelo pogostna.

***Calclamna* sp. 1**
Tab. 1, sl. 5

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Opis: Štiri šestkotno okrogle primarne pore so križno razporejene. Ob robu se jim pridružujejo mnogo manjše pore. Zunanji rob je močno valovit in obris spominja na romboeder.

Razširjenost: Norij, Kamniške Alpe.

***Calclamna* sp. 2**
Tab. 1, sl. 3

Material: Dva primerka v vzorcu 2/2.

Opis: Raven, podolgovat sklerit s štirimi porami. Osrednji mostiček ima obliko črke H, tako da so nasproti ležeče pore simetrične. Krajni dve pori sta največji in skoraj okrogli. Med njima sta dve manjši podolgovati pori, vzporedni najdaljši stranici sklerita. V obrisu ti pori ne izstopata. Obod je rahlo valovit.

Primerjava: *Calclamna nuda* (Mostler) ima štiri križno razporejene pore, ki jih ta primerek nima.

Razširjenost: Norij, Kamniške Alpe.

Genus *Calclamnella* Frizzell & Exline, 1955

Calclamnella consona Mostler & Parwin, 1973

1973 *Calclamnella consona* n.sp. – Mostler & Parwin, 38, Taf. 1, Fig. 9–10, 13, 14–16.

Material: Trije primerki v vzorcu 1.

Diagnoza: Podolgovat, valovito omejen sklerit, z večinoma osmimi porami, ki si paroma popolnoma ustrezajo po obliki in usmeritvi (Mostler & Parwin, 1973, 38).

Opis: Sklerit ima največkrat osem por, od katerih jih je šest v parih (v dveh vrstah). Pari por so vzporedni, v sredini večinoma čokati, vendar kažejo ozke pregrade, navpične na zunanjo mejo sklerita. Prvi par por ima podolgovato obliko, ki je usmerjena poševno na zunanjo mejo sklerita; obe nasproti ležeči pori divergirata. Obe skrajni pori sta tudi ovalni, pri čemer poteka najdaljši premer vzporedno z dolžino sklerita. Zunanji rob je lahno valovito navzven izbočen nad vsako poro.

Primerjava: Primerki v celoti ustrezajo diagnozi in izvirnemu opisu.

Razširjenost: Vrsta je bila doslej najdena v julu in tuvalu v Avstriji (Mostler & Parwin, 1973) in v tuvalskem apnencu Kamniških Alp.

Calclamnella regularis Stefanov, 1970

Tab. 1, sl. 8

1970 *Calclamnella regularis* n.sp. – Stefanov, 42, Taf. 1, Fig. 2, 3.
1971 *Calclamnella anisica* n.sp. – Mostler, 345, Taf. 2, Fig. 1, 2.
1974 *Calclamnella regularis* Stefanov – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 7–8.
1991 *Calclamnella regularis* Stefanov – Kolar-Jurkovšek, 87, tab. 15, sl. 4, 5, 6.

Material: Petnajst primerkov v vzorcu 1, kjer je sicer izredno malo skleritov.

Diagnoza: Sklerit z dvema vrstama pravilno razširjajočih se simetričnih, nasproti ležečih por (Stefanov, 1970, 42).

Opis: Sklerit ima obliko podolgovate ovalne plošče z dvema vrstama por. Daljši stranici sta skoraj vzporedni. Dolžino sklerita zavzemata dve vrsti simetričnih por, okroglih do ovalnih, od pet do šest v eni vrsti. Ena konica sklerita je nekoliko razširjena, ena pa je zaobljena in ima v sredini majhno poro.

Primerjava: Nekateri primerki iz Kamniških Alp popolnoma ustrezajo izvirnemu opisu. Zraven njih se pojavljajo redki skleriti, ki se jim prečke ob zunanjem robu razdelijo in mednje se vrinejo majhne, okrogle, sekundarne pore.

Razširjenost: Prvič je opisana v zgornjeanizijskem apnencu v Bolgariji, kasneje pa so jo našli še v tuvalu na Slovaškem (Kozur & Mock, 1974). V Sloveniji se nahaja v srednjetriasnih plasteh Železnice (Kolar-Jurkovšek, 1991, 87). V Kamniških in Julijskih Alpah so jo našli v karnijskih conah.

***Calclamnella* sp.**

Tab. 1, sl. 7

Material: Primerek v vzorcu 2/4.

Opis: Raven sklerit s šestimi porami (po tri v eni vrsti). Nasproti ležeči pori sta simetrični, od skoraj okrogle do poligonalne oblike. Zunanji rob je rahlo valovit.

Razširjenost: Norij, Kamniške Alpe.

Genus *Eocaudina* Martin, 1952 emend. Frizzell & Exline, 1955, emend. Gutschick & Canis, 1971

Eocaudina acanthica Mostler, 1972
Tab. 3, sl. 5

1972 *Eocaudina acanthica* n. sp. – Mostler, 18, Taf. 1, Fig. 12.
1972 *Eocaudina mostleri* n.sp. – Kozur & Mock, 8, Taf. 4, Fig. 5.
1974 *Eocaudina acanthica* Mostler – Kozur & Mock, 116, Taf. 2, Fig. 6.

Material: Enajst primerkov v vzorcih 2/2, 5, 6.

Diagnoza: Podolgovat, bodičast, ploski sklerit z dvema velikima, podolgovatima, nasproti ležečima porama; vse druge pore so znatno manjše (Mostler, 1972, 18).

Opis: Ovalen, na videz pravokoten sklerit, ki kaže v sredini dve zelo veliki podolgovati pori. Ob strani le-teh ležita še dve za polovico ožji pori. Vse druge pore so znatno manjše in okrogle. Rob sklerita je trnast, pri čemer izrašča nad vsako poro po en trn.

Primerjava: Primerki so podobni holotipu, le da so nekoliko manjši. Nekateri bolj prekristaljeni primerki ob robu nimajo več tako očitnih trnov.

Razširjenost: Doslej je ta vrsta znana samo v spodnjem noriju v hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp (Mostler, 1972, 18), na Slovaškem (Kozur & Mock, 1974) in v noriju Kamniških Alp.

Eocaudina acanthocaudinoides Mostler, 1971
Tab. 3, sl. 3

1971 *Eocaudina acanthocaudinoides* n. sp. – Mostler, 345–346, Taf. 2, Fig. 3, 4.
1972 *Eocaudina acanthocaudinoides* Mostler – Mostler, 7–8, Abb. 5, 6, Taf. 1, Fig. 13.

Material: Šest primerkov v vzorcih 2.

Diagnoza: Ploski sklerit z različno velikimi izrastki na zunanjem robu; proti notranjosti sledi ozka cona z majhnimi porami, v sredini pa so razporejene številne okrogle, enako velike pore (Mostler, 1970, 346).

Opis: Po celem skleritu so enakomerno razporejene številne okrogle pore, le čisto ob robu so še majhne okrogle pore. Na zunanjem robu nad porami izraščajo dolgi in topi trni. Običajno je nad vsako poro po en trn, včasih sta tudi dva.

Primerjava: Primerki se ujemajo po obliki, velikosti in drugih značilnostih.

Razširjenost: Razširjen je od laca do sevata v Avstriji (Mostler, 1972) in v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Eocaudina crassa Mostler, 1972
Tab. 3, sl. 4

1972 *Eocaudina crassa* n.sp. – Mostler, 19, Taf. 1, Fig. 16.
1974 *Eocaudina crassa* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 4, 7.

Material: Precej primerkov v vzorcu 2/5.

Diagnoza: Zelo velik podolgovat sklerit s trni na zunanjem robu in s številnimi različno velikimi porami (Mostler, 1972, 19).

Opis: Zelo velika sitasta plošča je ravna in luknjičasta. Dvajset do trideset por je neenako velikih. V sredini ležeča podolgovata pora je največja, druge so vse manjše in neenako velike. Prevladuje okrogla oblika sklerita. Na zunanjem robu so različno veliki trni.

Primerjava: Primerki se v velikosti ujemajo, vendar imajo precej več por.

Razširjenost: Na Slovaškem so jo dobili v coni *spatulatus* (lac-alaun) in zelo redke v bazalnem delu sevata (Kozur & Mock, 1974), v hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp pa se pojavlja v srednjem noriju (Mostler, 1972). V Kamniških Alpah so jo prav tako našli v norijskih plasteh.

Eocaudina longa Kozur & Mock, 1972
Tab. 3, sl. 6

1972 *Eocaudina longa* n. sp. – Kozur & Mock, 8, Taf. 4, Fig. 6, 7.
1974 *Eocaudina longa* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 2.

Material: Primerek v vzorcu 3.

Diagnoza: Razpotegnjena sitasta plošča z valovitim ali rahlo zobastim zunanjim robom, pri katerem se rob nad vsako poro izboči navzven. Petindvajset do štirideset por je okrogle ali eliptične oblike, deloma celo poligonalne (Kozur & Mock, 1972, 8).

Primerjava: Zunanji rob je zelo nacefran ali gladek, glede števila por in velikosti pa se ujema z izvirnim opisom. Celoten sklerit je rahlo ukrivljen.

Razširjenost: Redka vrsta, ki se pojavlja od spodnjega norija do bazalnega dela sevata na Slovaškem (Kozur & Mock, 1972). Našli so jo tudi v norijskih apnencih v Kamniških Alpah.

Genus *Mortensenites* Deflandre-Rigaud, 1952

***Mortensenites* sp.**
Tab. 8, sl. 5

Material: Primerek v vzorcu 3.

Opis: Velika sitasta plošča je zgrajena iz dveh plasti. Približno na sredini je okoli osrednje pore simetrično razporejenih še šest por, ki so okrogle in enako velike. Proti robu se pore počasi manjšajo in postajajo vedno bolj nepravilnih oblik. Vmes se lahko pojavi tudi posamična večja pora. Ob robu se dve plasti zlijeta v eno. Zunanji rob je nepravilen, krpast ali pa ga obdajajo trni, ki izraščajo nad porami.

Razširjenost: V norijskih apnencih v Kamniških Alpah.

Familia Canisiidae Mostler, 1965 emend. nomen novum Mostler, 1972
Genus *Canisia* Mostler, 1972

Canisia symmetrica (Mostler), 1969
Tab. 2, sl. 2

1969 *Ludwigia symmetrica* n. gen. n. sp. – Mostler, 26, Taf. 3, Fig. 11–13, Textabb. 5, Fig. 1–3.

1972 *Canisia* nomen novum (Mostler) – emend. Mostler, 16.
1972 *Canisia symmetrica* (Mostler) – Kozur & Mock, Taf. 6, Fig. 8.
1974 *Canisia symmetrica* (Mostler) – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 9–11.

Material: Deset v vzorcih 2/1, 2, 3 in 3.

Diagnoza: Gladek, okrogel do ovalen sklerit s štirimi porami, ki so ločene z mostičkom v obliki črke X in obdane z obodom (Mostler, 1969, 26).

Opis: Okrogel do ovalen sklerit, ki spominja na zaponko. V sredini ima mostiček v obliki črke X, ki se boči nad obodno ravnino. Srednji ravni del mostička je spremenljive dolžine, ob robu se razveja v dva stranska kraka. Oblika por je odvisna od dolžine srednjega dela mostička. Nasproti ležeči pori sta si simetrični.

Primerjava: Primerki ustrezajo izvirnemu opisu in fotografijam.

Razširjenost: Vodilna vrsta cone *spatulatus* oz. lac-alaun Slovaške (Kozur & Mock, 1974), v Severnih apneniških Alpah se pojavlja v alaunu in sevatu (Mostler, 1972, 28), pogostna pa je tudi v norijskih apnencih v Kamniških Alpah.

Canisia* cf. *quadrispinosa (Mostler), 1969
Tab. 2, sl. 3

cf. 1969 *Ludwigia quadrispinosa* n. gen. n. sp. – Mostler, 24, Taf. 3, Fig. 7, Textabb. 5, Fig. 12.
1972 *Canisia quadrispinosa* (Mostler) – emend. Mostler, 28.
cf. 1974 *Canisia quadrispinosa* (Mostler) – Kozur & Mock, Taf. 3, Fig. 12.

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Diagnoza: Ovalen sklerit s štirimi porami in štirimi trni v podaljšku osrednjega mostička.

Opis: Zelo masiven obod s štirimi križno razporejenimi in enako velikimi porami okrogle do ovalne oblike. Usločeni osrednji mostiček povezuje krake v obliki črke X. V njihovem nadaljevanju na zunanjem obodu izraščajo kratki in topi trni.

Primerjava: Naš primerek ima razen primarnih por še (pod masivnim obodom zakrite) sekundarne pore, na mestu, kjer se kraki osrednjega mostička tik pred iztekom razvejajo. Primerek morda predstavlja prehodno obliko med omenjeno vrsto in vrsto *Kuehnites turgidus* Mostler.

Razširjenost: Norij, Kamniške Alpe.

Familia Kuehnitidae (Mostler), 1968
Genus *Kuehnites* (Mostler), 1968

Kuehnites aequiperforatus Mostler, 1972
Tab. 3, sl. 1

1972 *Kuehnites aequiperforatus* n. sp. – Mostler, 22, Taf. 1, Fig. 22.

Material: Primerek v vzorcu 2/3.

Diagnoza: Ovalni sklerit z bolj ali manj enako velikimi okroglimi porami; bodičast zunanji in nazobčan notranji rob (Mostler, 1972, 22).

Opis: Ovalni sklerit kaže okrogle, približno enako velike pore, ki so le na zavihku ob robu nekoliko manjše. Manjše pa so le na videz, ker jih zavihani rob nekoliko prekriva. Zunanji rob je obdan z trnastimi izrastki. Notranji rob je nazobčan in poteka približno vzporedno z zunanjim robom.

Primerjava: Fotografirani primerek je rahlo trikotne oblike, nekoliko manjši od holotipa, rob ima zavihan navzgor in navznoter, kar je na fotografiji manj vidno.

Razširjenost: Doslej omejen na zgornji norij v hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp (Mostler, 1972), najden pa je tudi v norijskih plasteh v Kamniških Alpah.

Kuehnites inaequalis Mostler, 1969
Tab. 2, sl. 6

1969 *Kuehnites inaequalis* n. sp. – Mostler, 34, Taf. 3, Fig. 1–2, Textabb. 5, Fig. 13–17.
1972 *Kuehnites inaequalis* Mostler – Kozur & Mock emend. 9, Taf. 1, Fig. 23–25, Taf. 2, Fig. 1.
1974 *Kuehnites inaequalis* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 10.

Material: Devet primerkov v vzorcih 3 in 2/3, 4, 5, 6.

Diagnoza: Prevladuje okroglo-ovalna do okrogla oblika sklerita, ki kaže deloma pravilne prečke. Te nastanejo pri razvejanju osrednjega mostička v obliki črke X. Nastane pet do enajst neenako velikih por. Na zunanjem robu se nad poro razvije izrastek. Pogosto je razvitih več bodic kot por (Mostler, 1969, 34, emend. Kozur & Mock, 1972, 9).

Primerjava: Sklerit ima šest primarnih simetrično razporejenih por podolgovate oblike. Po dve nasproti ležeči pori sta paroma enaki. Dve sta malo večji od preostalih štirih. Prečke se pred robom še razvejajo in vmes se pojavijo še majhne, okrogle, sekundarne pore. Bodic je manj kot por. Osrednji mostiček je precej izbočen.

Razširjenost: Posamični primerki se pojavljajo že celo v langobardu (Bechstädt & Mostler, 1974, 44), v coni *spatulatus* v lac-alaunu Slovaške (Kozur & Mock, 1974), v hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp pa v srednjem in zgornjem noriju (Mostler, 1972, 29). V Kamniških Alpah so pogostni primerki v norijskih plasteh.

Kuehnites turgidus Mostler, 1972
Tab. 2, sl. 5 a–b, 7

1972 *Kuehnites turgidus* n. sp. – Mostler, 23, Taf. 1, Fig. 26.

Material: Petnajst primerkov v vzorcih 2/2, 5, 6.

Diagnoza: Skoraj okrogel do okroglo-ovalen sklerit z zelo masivnim, močno napihnjenim obodom z izrastki, štirimi podolgovatimi porami, med katere se vrivajo manjše sekundarne pore (Mostler, 1972, 23).

Opis: Sklerit vzbuja posebno pozornost z masivnim okvirjem. Okvir je najmanj dva- do trikrat tako visok kot plato s porami. Debel, v prerezu okrogel obod na zunanji strani obrobljajo razmeroma dolgi in močni izrastki, pri čemer je večinoma nad vsako večjo poro razvit po en trn. Notranji rob je okrogel do ovalen in gladek. Razmeroma tanek plato s štirimi podolgovatimi porami, med katere se vključujejo manjše sekundarne pore, nastale pri razvejanju prečkam podobne zgradbe.

Primerjava: Pri nekaterih primerkih je opazno razvejanje prečk in pojav por 3. reda, sicer pa ustrezajo opisu. Včasih je primerke težko ločiti od *Kuehnites inaequalis*.

Razširjenost: Doslej omejen na srednji norij v hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp (Mostler, 1972) in v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Genus *Triradites* Mostler, 1969

Triradites communis Mostler, 1969
Tab. 2, sl. 1

1969 *Triradites communis* n. gen. n. sp. – Mostler, 28, 30, Taf. 3, Fig. 6, Textabb. 5, Fig. 4–6.

Material: Primerek v 2/2.

Diagnoza: Ovalen, zunanji rob je gladek ali rahlo valovit, tri pore so v sredini ločene z mostičkom s tremi kraki (Mostler, 1969, 30).

Opis: Ovalen do okroglo ovalen sklerit ima ali popolnoma gladek zunanji rob ali nekoliko vbočen rob pri ustju mostička, kjer so pore s kraki ločene druga od druge. Tako nastane valovit zunanji rob. Oblika por je precej odvisna od poteka zunanjega roba in osrednjega mostička. Večinoma so pore trikotno omejene, pri tem sta dva kota nekoliko neizrazita (Mostler, 1969, 30).

Primerjava: Primerek je manjši od holotipa, sicer pa povsem ustreza izvirnemu opisu in fotografijam.

Razširjenost: Razširjen je v srednjem noriju v hallstattskem apnencu Severnih apeniških Alp (Mostler, 1972) in v noriju v Kamniških Alpah.

Familia Kozurellidae Mostler, 1972
Genus *Kozurella* Mostler, 1972

Kozurella formosa Mostler, 1972
Tab. 3, sl. 7 a–b

1972 *Kozurella formosa* n. gen. n. sp. – Mostler, 24, Taf. 1, Fig. 30.
1974 *Kozurella formosa* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 1.

Material: Dva primerka v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Sklerit trikotne oblike z navzgor zavitimi vogali, središčno polje ima šest prečk (Mostler, 1972, 24).

Opis: Sklerit ima obliko enakostraničnega trikotnika, pri katerem so vogali zapognjeni navzgor in navznoter. V sredini sklerita je ravno središče, ki ga obdaja šest prečk. Prečke se pred središčem zožijo. V smeri vogalov so tri večje pore deltoidne oblike, proti stranicam so pore trikotno oblikovane.

Primerjava: Primerka popolnoma ustrezata izvirnemu opisu in fotografijam.

Razširjenost: Na Slovaškem se pojavlja v coni *spatulatus* v lac-alaunu (Kozur & Mock, 1974), v Severnih apeniških Alpah pa je bil prvič opisan v hallstattskem apnencu v sevatu. V Kamniških Alpah je bil najden v norijskih apnencih.

Familia Palelpidiidae Mostler, 1968
Genus *Palelpidia* Mostler, 1968

Palelpidia* cf. *norica Mostler, 1968
Tab. 8, sl. 4

cf. 1968 *Palelpidia norica* n. sp. – Mostler, 438–439, Taf. 3, Fig. 1–3.
cf. 1969 *Palelpidia norica* Mostler – Mostler, Textabb. 6, Fig. 6–7.

Material: Dobro ohranjeni primerek v vzorcu 2/6.

Opis: Zelo velik sklerit ima štiri tanke, v preseku okrogle krake, ki so na koncu odebeljeni v glavico, med seboj pa povezani z osrednjim mostičkom. Paroma so kraki enako dolgi, sprednji so krajši od zadnjih. Pri stičišču sprednjih krakov štrli iz mostička (pravokotno glede na krake) zašiljena bodica. Med sprednjimi in zadnjimi kraki izraščata iz mostička na vsaki strani še stranska izrastka, ki se na koncu razvejata. Velik, odebeljeni izrastek raste navpično v sredini mostička.

Primerjava: Naš primerek je podoben vrsti *Palelpidia norica*, vendar so pri njej izrastki iz osrednjega mostička simetrično razporejeni in navpični. Pri opisanem primerku je le središčni izrastek navpičen, vsi drugi so vodoravni, če si zamislimo, da sklerit stoji na štirih krakih.

Razširjenost: Razširjen je v srednjem in zgornjem noriju v hallstattskih apnencih v Avstriji (Mostler, 1972b, 1973) ter v lac-alaunu in sevatu Slovaške (Kozur & Mock, 1974). V Kamniških Alpah je najden v norijskih apnencih.

Familia Priscopedatidae Frizzell & Exline, 1955

Genus *Priscopedatus* Schlumberger, 1890 emend. Frizzell & Exline, 1955

Priscopedatus bartensteini (Deflandre-Rigaud), 1952

Tab. 10, sl. 7

1969 *Staurocumites bartensteini* Deflandre-Rigaud – Mostler, Textabb, 2, Fig. 1.
1972 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Kozur & Mock, 13–14, Taf. 6, Fig. 12–14.
1974 *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud) – Kozur & Mock, Taf. 5, Fig. 12, 13.

Material: Primerek v vzorcu 2.

Opis: Sklerit s štirimi križno razporejenimi porami in stolpičem na sredini. Nasproti ležeče pore so simetrične, stolpič je polomljen.

Primerjava: Primerek ustreza opisu in fotografiji.

Razširjenost: Od pelsona do liasa v Avstriji in v Kamniških Alpah.

Priscopedatus* cf. *multiperforata Mostler, 1968

Tab. 4, sl. 1

cf. 1968 *Priscopedatus multiperforata* n. sp. – Mostler, 16, Taf. 16, Fig. 8.
cf. 1970 *Priscopedatus multiperforata* Mostler – Stefanov, 44, Taf. 1, Fig. 9.

Material: Primerek v vzorcu 3.

Diagnoza: Bazalna plošča je rahlo ukrivljena in se navzven konča s širokim, ostrim robom, znotraj katerega je množica (prek sto) enako velikih por. V sredini izrašča ozek stolpič, ki je v spodnji tretjini stisnjen (Mostler, 1968b, 16).

Opis: Ploski, okrogli sklerit s številnimi okroglimi, majhnimi porami. V sredini izrašča ozek in visok stolpič.

Primerjava: Okoli središča so pore precej poškodovane.

Razširjenost: Zgornji anizij v Avstriji in Bolgariji in primerek iz Kamniških Alp.

Priscopedatus ploechingeri Mostler, 1969
Tab. 4, sl. 4

1969 *Priscopedatus ploechingeri* n.sp. – Mostler, 30, Taf. 5, Fig. 3. Textabb. 10, Fig. 5–6.
1972 *Priscopedatus ploechingeri* Mostler – Kozur & Mock emend., 12, Taf. 6, Fig. 9.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Sklerit s štirimi centralnimi porami in skulpturiranim stolpičem v sredini. Obdajajo ga majhne pore, ki grade nepravilen zunanji rob (Mostler, 1969, 31).

Opis: Sklerit označuje osrednje polje s štirimi porami, v središču izrašča skulpturirani stolpič. Primarne štiri pore so največje, a le paroma enako velike. Na robu se vključujejo zelo majhne, raznovrstno zgrajene pore; stopnjevanje velikosti por od notranjosti proti zunanjosti ni opazno. Zunanji rob je zelo nepravilno zgrajen. Pogosto se tik ob zunanjem robu razprostirata do dve veliki pori. Stolpič je v preseku okrogel in v prvi tretjini neskulpturiran, proti vrhu je skulpturiran in se konča s krono, iz katere izrašča mnogo majhnih rogljev (Mostler, 1969).

Primerjava: V sredini med štirimi osrednjimi porami se dviguje stolpič, ki ima na vrhu peterokrako zvezdico. Proti robu se pore hitro manjšajo in so precej različnih oblik.

Razširjenost: Vrsta se pojavlja v spodnjesevatskih hallstattskih apnencih Severnih apneniških Alp (Mostler, 1969), pri nas pa v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Priscopedatus* cf. *sandlingi Mostler, 1969
Tab. 4, sl. 5a-b

cf. 1969 *Priscopedatus sandlingi* n.sp. – Mostler, 31, Taf. 5, Fig. 8, Textabb. 9, Fig. 9.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Štiri osrednje pore, v središču izrašča stransko stisnjeni stolpič. Proti zunanjosti se vključujejo hitro manjšajoče se pore, ki sestavljajo bolj ali manj enakomerno omejen zunanji rob (Mostler, 1969, 31).

Primerjava: Velik sklerit s štiri osrednjimi porami, ki so le paroma enake. Druge pore so manjše in različnih oblik. Ob robu je sklerit delno polomljen, prav tako je odlomljen stolpič.

Razširjenost: Razširjenost je enaka kot pri prejšnji vrsti.

Priscopedatus staurocumitoides Mostler, 1968
Tab. 4, sl. 6 a-b

1968 *Priscopedatus staurocumitoides* n. sp. – Mostler, 17, Taf. 3, Fig. 2–5.
1974 *Priscopedatus staurocumitoides* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 6, Fig. 1–2.
1978 *Priscopedatus staurocumitoides* Mostler – Mirauta & Gheorghian, Pl. 14, Fig. 1, 2, ? (4, 9).

Material: Nepopolni primerek v vzorcu 2/2.

Diagnoza: Ravna bazalna plošča s štirimi križno razporejenimi primarnimi porami in več kot dvema sekundarnima porama (večinoma od tri do šest) ob robu.

V sredini je dolg in ozek stolpič. Obris je odvisen od udeleženih sekundarnih por, lahko je skoraj pravokoten ali popolnoma nepravilen (Mostler, 1968, 17).

Primerjava: Ker se je zunanji obod sekundarnih por polomil, je primerek zelo podoben vrsti *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud).

Razširjenost: Od pelsona do liasa.

***Priscopedatus* sp. 1**
Tab. 5, sl. 1

Material: Primerek v vzorcu 2/1, dva primerka v vzorcu 2/2.

Opis: Iz neperforirane ploske bazalne plošče se dviga visok stolpič z okroglim presekom. Vanj se po celotni dolžini (v preseku do sredine) zajeda brazda. Pred brazdo iz bazalne plošče izraščata dva rožička v obliki črke U. Na eni strani rožička je bazalna plošča precej ploska in zaokrožena, na drugi strani pa ima več izrastkov in je rahlo upognjena navzgor.

Razširjenost: Najden v norijskih plasteh Kamniških Alp.

***Priscopedatus* sp. 2**
Tab. 4, sl. 2

Material: Primerek v vzorcu 3.

Opis: Velik sklerit z ukrivljeno bazalno ploščo, iz katere na sredini izrašča stolpič z odlomljenim vrhom. Okoli stolpiča so razporejene velike pore različnih oblik (večinoma podolgovate). Proti robu sklerita se pore postopoma manjšajo v nepravilen rob. Sklerit ni ohranjen v celoti.

Razširjenost: Najden v norijskih plasteh Kamniških Alp.

***Priscopedatus* sp. 3**
Tab. 4, sl. 3

? 1966 *Priscopedatus* n. sp. – Zankl, 77, Taf. 5, Fig. 6.

Material: Trije primerki v vzorcu 1.

Opis: Velik, ploski sklerit bolj ali manj okrogle oblike s štirimi okroglimi porami, ki obdajajo odlomljen stolpič. Okoli osrednjih por se pojavlja proti nepravilnemu robu še precej približno enakih ali nekoliko manjših por.

Primerjava: Primerek, ki ga je opisal Zankl leta 1966, ima osrednje štiri pore manjše od preostalih obdajajočih in stolpič, ki se v obliki dvignjenega križa izteče v bazalno ploščo.

Razširjenost: Našli so ga v tuvalskih plasteh Kamniških Alp.

Familia Protocaudinidae Deflandre-Rigaud, 1961
Genus *Praecaudina* Mostler, 1971

Praecaudina hexagona Mostler, 1971
Tab. 2, sl. 4

1971 *Praecaudina hexagona* n. sp. – Mostler, 354–355, Taf. 3, Fig. 10.
1972 *Praecaudina hexagona* Mostler – Kozur & Mock, 10, Taf. 4, Fig. 13.
1974 *Praecaudina hexagona* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 20, 21.

Material: Trije primerki v vzorcih 2/1, 2.

Diagnoza: Šestkotni sklerit z zapognjenim, nazobčanim zunanjim robom, ki ga končujeta ena do dve vrsti por okoli štirih večjih centralnih por.

Opis: Ovalni sklerit; v sredini ima precej izbočen osrednji mostiček v obliki črke H, v katerega so ujete štiri pore. Nasproti ležeče pore so simetrične. Okoli osrednjih por je osem pravilno razporejenih podolgovatih por.

Razširjenost: Srednji in zgornji norij v coni *spatulatus* v lac-alaunu (Kozur & Mock, 1974) in zelo redke v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Genus *Protocaudina* Croneis, 1932

Protocaudina* cf. *rigaudae Mostler, 1971
Tab. 3, sl. 2

cf. 1971 *Protocaudina rigaudae* n. sp. – Mostler, 352, Taf. 3, Fig. 5, 6.
cf. 1972 *Protocaudina rigaudae* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 4, Fig. 8.
cf. 1974 *Protocaudina rigaudae* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 2, Fig. 23.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: V središču so štiri enako velike nazobčane pore, ki jih povezujejo ozke središčne prečke. Iz širokega središčnega platoja je navzgor upognjenih 10–12 kratkih, v prerezu okroglih prečk (Mostler, 1970, 352).

Opis: Okrogel sklerit s štirimi centralnimi porami, ki jih obdajajo še sekundarne pore.

Primerjava: Polomljen primerek ima manj prečk kot holotip in štiri centralne pore, ki se ožijo proti zunanjemu robu in ne proti sredini.

Razširjenost: Pogostna vrsta v tuvalu, zelo redka v lac-alaunu in spodnjem sevatu na Slovaškem (Kozur & Mock, 1974). Verjetno pa ima še veliko večjo stratigrafsko razširjenost. Najdena je tudi v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Familia Stichopitidae Frizzell & Exline, 1955
Genus *Praeeuphronides* Mostler, 1968

Praeeuphronides simplex Mostler, 1969
Tab. 5, sl. 2

1969 *Praeeuphronides simplex* n.sp. – Mostler, 16, Taf. 5, Fig. 7, Textabb. 6, Fig. 1–2.
1974 *Praeeuphronides simplex* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 5, Fig. 2.

Material: Vzorec 2/2 z dvema primerkoma.

Diagnoza: Sklerit s štirimi kraki, ki imajo v zadnji tretjini zadrgo z drobnimi perforacijami. Osrednji mostiček je preprost, njegova dolžina je zelo spremenljiva (Mostler, 1969, 16).

Opis: Ploski sklerit s štirimi kraki, v zadnji tretjini zunanjega dela kraka kaže zadrgo. Pravilne drobcene luknjice so le v vdrti zadrgi. Kjer se ta konča, se prične razširitev kraka. Osrednji mostiček je neskulpturiran in zelo spremenljive dolžine. Kot, ki ga oklepajo kraki na obeh straneh mostička, je zelo spremenljiv (30 do 120°).

Nasproti ležeča kota sta simetrična. Variacijska širina glede na zgradbo krakov ni tako velika kot pri *Preeuphronides multiperforatus*.

Primerjava: Fotografirani primerek ustreza holotipu, le en krak ima zlomljen in drobne perforacije niso tako lepo opazne kot pod stereoskopskim mikroskopom.

Razširjenost: Našli so ga v langobardu (Bechstädt & Mostler, 1974, 44), sicer pa je razširjen do sevata (Mostler & Parwin, 1973, 30); našli so ga tudi v Kamniških Alpah.

Praeeuphronides multiperforatus Mostler, 1968
Tab. 5, sl. 3a-b

1968 *Praeeuphronides multiperforata* n. gen. n. sp. – Mostler, 8–9, Taf. 1, Fig. 2–3.
1969 *Praeeuphronides multiperforata* Mostler – Mostler, Textabb. 6, Fig. 3–5.
1974 *Praeeuphronides multiperforatus* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 5, Fig. 1.

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Diagnoza: Sklerit s štirimi kraki, ki so v zadnji tretjini perforirani. Povezuje jih šibek mostiček, iz katerega izrašča v sredini neskulpturirana konica (Mostler, 1968 b, 9).

Opis: V obliki črke X izraščajo štirje kraki, ki imajo na koncu majhne pore v zadrgi. En krak je po dolžini trikrat daljši od preostalih. Iz sredine izrašča navpična konica.

Razširjenost: Od illira do sevata v Avstriji, na Slovaškem in v Kamniških Alpah.

Genus *Punctatites* Mostler, 1968 emend. Kozur & Mock, 1972

Punctatites* cf. *appensus (Mostler), 1968
Tab. 5, sl. 6

cf. 1968 *Calclamnella appensa* n. sp. – Mostler, 433–434, Textabb. 2 c, h, Taf. 1, Fig. 11–14.
cf. 1969 *Calclamnella appensa* Mostler – Mostler, Textabb. 8, Fig. 5.
cf. 1972 *Punctatites appensus* (Mostler) – emend. Kozur & Mock, 15.

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Opis: Podolgovat sklerit z osrednjim poljem, iz katerega na vsako stran izraščata dva kraka. Oba sta ves čas približno enako široka, po njuni sredini poteka zadrga, v kateri so drobne perforacije. V osrednjem polju ležijo štiri križno razporejene pore, po zadrgi potekata dve vrsti podolgovatih por. Iz osrednjega polja izraščata še dva izrastka, pravokotna na krake. Eden od izrastkov je razširjen zaradi por.

Razširjenost: Od laca do sevata na Slovaškem, v zgornjem noriju v Avstriji (Mostler, 1972, 28) in v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Punctatites* cf. *triangularis (Mostler), 1968
Tab. 5, sl. 4 a, b

cf. 1968 *Calclamnella triangularis* n. sp. – Mostler, 436, Taf. 2, Fig. 6–7, Textabb. 2 c.
cf. 1972 *Punctatites triangularis* (Mostler) – emend. Kozur & Mock, 15, Taf. 5, Fig. 5, 6.

Material: Dva primerka v vzorcu 2/2.

Opis: Sklerit je trikotne oblike z vsemi prehodi od ravnih do močno zapognjenih oblik. Osrednje polje s porami je enostransko razširjeno in koničasto razvlečeno. Rob je včasih odebeljen in malo zapognjen.

Primerjava: Naša primerka sta skoraj za polovico manjša od holotipa, sicer pa se ujemata z opisom.

Razširjenost: Vrsto so našli v lac-alaunu na Slovaškem (Kozur & Mock, 1974), v Avstriji in v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Genus *Uncinulina* Terquem, 1862

***Uncinulina* sp.**
Tab. 8, sl. 3

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Opis: Sklerit v obliki črke C, zunanja in notranja stran sta približno enako zapognjeni in gladki. V preseku je okrogel, brez perforacij, na obeh koncih je nekoliko zožen in zaokrožen.

Razširjenost: V noriju v Kamniških Alpah.

Genus *Uniramosa* Kozur & Mock, 1972

Uniramosa bystrickyi Kozur & Mock, 1972
Tab. 5, sl. 5

1972 *Uniramosa bystrickyi* n. gen. n. sp. – Kozur & Mock, 25–26, Taf. 6, Fig. 5, 6.
1974 *Uniramosa bystrickyi* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 4, Fig. 9.

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Diagnoza: Za rod je značilna ovalna do okrogla sitasta plošča z gladkim ali rahlo valovitim zunanjim robom, ki se steka v drobno perforiran krak (Kozur & Mock, 1972, 26).

Opis: Okrogla do ovalna luknjičasta plošča z dvanajstimi do petindvajsetimi poligonalnimi porami nepravilne spreminjajoče velikosti. Nad obrobnimi porami je lahko zunanji rob valovit, večinoma pa je gladek. Dolg, ozek krak je sploščen in na sredini drobno perforiran. Luknjice so skoraj vedno sekundarno prekrite.

Primerjava: Najdeni primerek ustreza izvirnemu opisu, je pa za polovico manjši od holotipa.

Razširjenost: Srednji in zgodnji norij na Slovaškem (Kozur & Mock, 1972).

Familia Theeliidae Frizzell & Exline, 1955
Genus *Acanthotheelia* Frizzell & Exline, 1955

Acanthotheelia* cf. *pulchra Kozur & Mock, 1972
Tab. 6, sl. 2

cf. 1972 *Acanthotheelia pulchra* n. sp. – Kozur & Mock, 4, Taf. 1, Fig. 2–4.
cf. 1974 *Acanthotheelia pulchra* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 5.

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Diagnoza: Robustno kolesce s široko vbočenim obročem. Nasproti por so na zunanjem robu topi trikotni trni, na notranjem robu pa so močno neenakomerni zobci nad porami. Središče je zelo široko in plosko (Kozur & Mock, 1972, 4).

Primerjava: Fotografirani primerek je že malo prekristaljen in na njegovem notranjem robu ni opaziti zobcev nad porami. Obroč je malo vbočen in nizek. Plosko središče zavzema tretjino sklerita. Na zunanjem robu so pravilno razvrščeni trikotni topi trni.

Razširjenost: Vrsta je doslej znana le v coni *Mojsisovicsites kerri* v najnižjem noriju na Slovaškem in v Avstriji (Kozur & Mock, 1972) ter v norijskih plasteh v Kamniških Alpah.

Acanthotheelia triassica Speckmann, 1968
Tab. 6, sl. 1

1969 *Acanthotheelia triassica* Speckmann – Mostler, Taf. 3, Fig. 4, Textabb. 5, Fig. 18.
1972 *Acanthotheelia triassica* Speckmann – Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 16.

Material: Dvajset primerkov v vzorcih 2 in 3.

Primerjava: Primerki zelo razširjene vrste ustrezajo fotografijam in opisom v literaturi.

Razširjenost: Od illira do liasa.

Genus *Stueria* Schlumberger, 1890

Stueria* ? *multiradiata Mostler, 1971
Tab. 6, sl. 3

1971 *Stueria* ? *multiradiata* n. sp. – Mostler, 17, Taf. 4, Fig. 2.

Material: Osem primerkov v vzorcih 2.

Diagnoza: *Stueria* ? Schlumberger 1890 z zelo širokim osrednjim poljem in osemnajstimi do triindvajsetimi prečkami (Mostler, 1971, 17).

Opis: Koleščekje okrogel z gladkim obročem, ki je vbočen k notranjosti in kaže velike zobce na notranji strani. Nazobčanost je zgrajena tako, da vrh zobca točno sovpada z razpoloviščem prečke. Osrednje polje zavzema dve tretjini celotne površine kolesca. Zgoraj in spodaj je središče popolnoma plosko in leži občutno globlje kot platišče. Prečke potekajo ob osrednjem polju še plosko, nato se obrnejo navzgor, v središčnem področju so najširše, proti robu pa se počasi ožijo. Zaradi širokega osrednjega polja so prečke zelo kratke (Mostler, 1971, 17).

Primerjava: Fotografirani primerek nima zobcev na notranjem robu, osrednji del pa se rahlo dviguje proti središču, verjetno zaradi prekristalizacije. Drugi primerki v vzorcu ustrezajo opisu in slikam.

Razširjenost: Od spodnjega do zgornjega norija v Avstriji (Mostler, 1972). V Kamniških Alpah je bilo najdenih nekaj primerkov v norijskih plasteh.

Genus *Theelia* Schlumberger, 1890

Theelia immisorbicula Mostler, 1968

Tab. 7, sl. 5 a, b

1968 *Theelia immisorbicula* n. sp. – Mostler, 26–27, Taf. 5, Fig. 1.
1971 *Theelia immisorbicula* Mostler – Zawidzka, 444, Pl. 3, Fig. 2, 3.
1972 *Theelia immisorbicula* Mostler – Kozur & Mock, 16, Taf. 7, Fig. 5–12.
1974 *Theelia immisorbicula* Mostler – Kozur & Mock, Taf. 10, Fig. 9.
1991 *Theelia immisorbicula* Mostler – Kolar-Jurkovšek, 89, Tab. 15, sl. 8–11.

Material: Preko dvajset primerkov v posameznem vzorcu, najdemo jih v vseh vzorcih.

Diagnoza: Okrogel sklerit z ravnim središčem, ki močno presega platišče, z nenazobčanim, močno vbočenim obročem in zvečine od deset do enajst prečkami (Mostler, 1968, 26).

Opis: Kolesce z močno vbočenim nenazobčanim notranjim robom. Obris obroča pri najpogostejši triasni vrsti je vedno jasno okrogel. Središče je globoko vdrto, približno polkrožne oblike, spodaj in zgoraj ravno, v izjemnih primerih za trikrat presega višino obroča. Osrednji del zavzema tretjino premera sklerita. Število prečk se giblje med 8 in 13, najpogosteje med 10 in 12. Prečke so močno obokane navzdol, ozke in tanke ter ves čas enako široke (Mostler, 1968, 26).

Primerjava: Po velikosti, višini središča in številu prečk je vrsta zelo spremenljiva.

Razširjenost: Od pelsona do liasa v Vzhodnih apneniških Alpah, v Tatrah, na Slovaškem, v Kamniških Alpah in v Julijskih Alpah (Kolar-Jurkovšek, 1991, 89).

Theelia koeveskalensis Kozur & Mostler, 1971

Tab. 7, sl. 3

1971 *Theelia koeveskalensis* n. sp. – Kozur & Mostler, 30, Taf. 2, Fig. 2–4.
1972 *Theelia koeveskalensis* Kozur & Mostler – Kozur & Mock, Taf. 12. Fig. 2 a, b.

Material: Pet primerkov v vzorcih 2/2, 5, 6.

Diagnoza: Šestkoten, nad porami izbočen koleščck s šestimi prečkami, ki se širijo navzven (Kozur & Mostler, 1971, 30).

Opis: Zunanji obod kolesca je rahlo valovit, ker je nad porami izbočen navzven. Na notranjem robu so nad prečkami kot napušč topi trni. Sklerit je spodaj in zgoraj plosk in ima šest prečk, ki ostajajo približno enako široke.

Primerjava: Primerek z več kot šestimi prečkami uvrščajo med *Theelia pseudoplanata* Kozur & Mock.

Razširjenost: Zelo pogostna vrsta v cordevolu na Madžarskem (Kozur & Mostler, 1971), redka v noriju; v noriju tudi v Kamniških Alpah.

Theelia lata Kozur & Mostler, 1971

Tab. 6, sl. 4

1971 *Theelia lata* n. sp. – Kozur & Mostler, 31, Taf. 2, Fig. 1.

Material: Več primerkov v vzorcih 2/2, 6.

Diagnoza: Majhen, plosk, okrogel sklerit z gladkim, rahlo valovitim zunanjim robom, nazobčanim notranjim robom, zelo širokim ravnim središčem in s trinajstimi do osemnajstimi prečkami, ki so vseskozi približno enako široke (Kozur & Mostler, 1971, 31).

Opis: Majhen, raven, okrogel sklerit. Zunanji rob je nad porami zelo lahno valovito obokan ali gladek. Notranji rob je neznatno vbočen in nad prečkami zapolnjen s kratkimi topimi zobčki. Središče je zelo široko in na obeh straneh ravno, spodnja stran ni vdrta. Trinajst prečk ostaja po celotni dolžini enako širokih ali proti zunanjosti nekoliko ožjih. Ležijo v isti ravnini kot središče in se malo pred robom nizkega in ozkega obroča upognejo navzgor.

Primerjava: Primerki ustrezajo opisu in sliki. Zelo so podobni vrsti *Stueria multiradiata* Mostler, le da ima ta večje število prečk.

Razširjenost: Našli so jo v cordevolu na Madžarskem (Kozur & Mostler, 1971) in v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Theelia norica Mostler, 1969
Tab. 7, sl. 7

1969 *Theelia norica* n. sp. – Mostler, 36, Taf. 1, Fig. 2, Textabb. 11, Fig. 3.
1972 *Theelia norica* Mostler – Kozur & Mock, 17–18, Taf. 9, Fig. 11.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: *Theelia* z devetimi prečkami, ki se stikajo v središču v dveh ravninah (Mostler, 1969, 36.).

Opis: Vrsta ima središče z devetimi prečkami. Na spodnji strani središča so tri prečke stisnjene, oziroma vodijo v ozek greben ali rebro. Pod njimi je k središču priraslih še šest prečk, ki so ob središču bolj ali manj stisnjene. Središče je nižje od platišča, na vbočenem notranjem robu izraščajo majhni zobčki.

Primerjava: Pri izvirnem opisu piše, da središče nekoliko presega platišče, na sliki pa je pod platiščem. Pri našem primeru je kapasto središče prav tako nižje od platišča.

Razširjenost: Srednji in zgornji norij v Avstriji (Mostler, 1972) in v zgornjem sevatu na Slovaškem (Kozur & Mock, 1974) ter v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Theelia pseudoplanata Kozur & Mock, 1972
Tab. 7, sl. 1

1972 *Theelia pseudoplanata* n. sp. – Kozur & Mock, 20, Taf. 11, Fig. 11–18.
1974 *Theelia pseudoplanata* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 9, Fig. 3–8.

Material: Osem primerkov v vzorcih 2/1, 2, 4, 5, 6.

Diagnoza: Ploščato kolesce s ploskim središčem. Obroč je malo vbočen. Zunanji rob je poligonalen, redko okrogel ali rahlo valovit. Notranji rob je zapolnjen s trnastim napuščem nad prečkami (Kozur & Mock, 1972, 21).

Primerjava: Primerki ustrezajo izvirnemu opisu in fotografijam.

Razširjenost: Posamični primerki se pojavljajo že v zgornjem illiru in fassanu, v zgornjem ladiniju in cordevolu so pogostni, zelo pogostni pa so od zgornjega tuvala do srednjega norija; v spodnjem sevatu so spet redki (Kozur & Mock, 1972). V Kamniških Alpah so najdeni v norijskih apnencih.

Theelia praenorica Kozur & Mock, 1972
Tab. 7, sl. 6

1972 *Theelia praenorica* n. sp. – Kozur & Mock, 19, Taf. 9, Fig. 10.

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Kolesce z osmimi do devetimi prečkami in z nenazobčanim notranjim robom. Prečke se združujejo v različnih ravninah (Kozur & Mock, 1972, 19).

Opis: Okrogel sklerit z močno vbočenim obročem, katerega notranji rob je gladek. Zgornje tri prečke so v sredini komaj zaznavno zožene in sestaljajo majhno kapasto središče. Ena do dve spodaj ležeči prečki sta v sredini precej zoženi, na spodnji strani poteka ozek greben. Prečke zadevajo središče v nekoliko različnih ravninah. Središče je jasno izbočeno, a nižje od platišča.

Primerjava: Na našem primerku je v primeri z izvirnim opisom obroč nizek; druge značilnosti ustrezajo.

Razširjenost: Spodnji norij na Slovaškem (Kozur & Mock, 1972) in v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Theelia rosetta Kristan-Tollmann, 1963
Tab. 7, sl. 2

1963b *Theelia rosetta* n. sp. – Kristan-Tollmann, 376–377, Taf. 10, Fig. 3–5.
1972 *Theelia rosetta* Kristan-Tollmann – Kozur & Mock, 18, Taf. 9, Fig. 5.
1974 *Theelia rosetta* Kristan-Tollmann – Kozur & Mock, Taf. 7, Fig. 11–12.

Material: Redki primerki v vzorcu 2/6.

Diagnoza: Prečke se na spodnji strani proti zunanjosti kijasto razširijo. Središče je plosko, obroč gladek (Kristan-Tollmann, 1963b, 377).

Opis: Plosko, majhno kolesce, ki ima devet prečk. Prečke so dolge, najprej zelo tanke, proti zunanjosti pa se kijasto razširijo in odebelijo. Zvečine so vodoravne ali pri središču upognjene navzdol. Pore so ob zunanjem robu rahlo zaokrožene. Središče je majhno, zelo plosko, dvignjeno največ do polovice višine obroča. Zunanji rob je rahlo valovit. Obroč ni posebno visok, na spodnji strani je ozek, na zgornji širši, zavihan in gladek (Kristan-Tollmann, 1963b, 377).

Primerjava: Težko se loči od *Theelia planorbicula* Mostler. Primerki v Kamniških Alpah ustrezajo izvirnemu opisu in fotografijam vrste *Theelia rosetta*.

Razširjenost: Od norija do retija v Avstriji, na Slovaškem in v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Theelia variabilis slovakensis Kozur & Mock, 1972
Tab. 6, sl. 8

1972 *Theelia variabilis slovakensis* n. subsp. – Kozur & Mock, 23–24, Taf. 12, Fig, 7–13, Taf. 13, Fig. 1–7.
1974 *Theelia variabilis slovakensis* Kozur & Mock – Kozur & Mock, Taf. 9, Fig. 12–13.

Material: Podvrsta je zelo pogostna v vzorcih 2, v vsakem vzorcu je vsaj pet primerkov.

Diagnoza: Srednje veliko, okroglo kolesce z jasno izbočenim točkastim središčem, rahlo vbočen in gladek obroč z večinoma šestimi (pet do devet) prečkami. Te se od središča navzven hitro razširijo in so najširše na polovici dolžine. V bližini

središča na spodnji strani sklerita se prečka zoži v ozek grebenček (Kozur & Mock, 1972, 23).

Primerjava: Primerki ustrezajo diagnozi in fotografijam.

Razširjenost: Primerki so pogostni v coni *Klamathites macrolobatus* in coni *Malayites dawsoni*, redki v spodnjem sevatu Slovaške (Kozur & Mock, 1972). Najdeni so bili tudi v norijskih plasteh Kamniških Alp.

Theelia variabilis variabilis Zankl, 1966
Tab. 6, sl. 5–7

1966 *Theelia variabilis* n.sp. – Zankl, 83–85, Taf. 6, Fig. 5 a-c, 6–8, Taf. 7, Fig. 1–5.

Material: Tipična podvrsta je zelo pogosta v vzorcih 2 in 3; vsaj po pet primerkov v vsakem vzorcu.

Primerjava: Primerki ustrezajo izvirnemu opisu in risbam, od vrste *Theelia variabilis slovakensis* se ločijo samo po središčih, ki niso izbočena točkasto, marveč plosko.

Razširjenost: Podvrsta je bila prvič opisana v dachsteinskih apnencih Severnih apneniških Alp v noriju in retiju. V Kamniških Alpah je najdena v norijskih plasteh.

Theelia* cf. *zawidzkae Kozur & Mock, 1972
Tab. 7, sl. 4

cf. 1972 *Theelia zawidzkae* n.sp. – Kozur & Mock, 24–25, Taf. 9, Fig. 12–15, Taf. 10, Fig, 1,2.

Material: Dva primerka v vzorcih 2/3, 5.

Diagnoza: Kolesce z močno vbočenim, nenazobčanim notranjim robom, pet do devet prečk in zmerno vdrto središče z gladko spodnjo stranjo (Kozur & Mock, 1972, 24).

Opis: Okrogel do rahlo poligonalen sklerit z visokim, močno vbočenim obročem ima gladek notranji rob. Šest prečk je zvečine po vsej dolžini enako širokih. Središče je rahlo izbočeno in nižje od platišča. Spodnja stran središča je gladka.

Primerjava: Primerka nimata globoko vdrtega središča, kot je ugotovljeno pri izvirnemu opisu.

Razširjenost: Vrsta je zelo pogosta v lac-alaunu Slovaške, redka v bazalnem sevatu (Kozur & Mock, 1974), najdena pa je tudi v norijskih apnencih Kamniških Alp.

Genus indet. 1
Tab. 9, sl. 5

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Opis: Srednje velik sklerit, ki mu iz rahlo dvignjenega okroglega, neperforiranega srednjega dela izrašča radialno simetrično enajst ploskih, enako širokih in ravno odsekanih žarkov. Spominja na preprosto risbo sonca.

Genus indet. 2
Tab. 1, sl. 6

Material: Primerek v vzorcu 2/5.

Opis: Velik, plosk sklerit rombaste oblike z dvema velikima podolgovatima porama na sredini. Daljša os por leži približno vzporedno z nasproti ležečima stranicama. Ob robu drugega para stranic ležita na vsaki strani še dve majhni, okrogli pori. Zunanji rob je gladek.

Primerjava: Opisani primerek je najbolj podoben vrsti *Triradites transitus* Kozur & Mock, vendar ima slednji tri velike ovalne pore, ki jih povezuje osrednji mostiček v obliki črke Y; pri razvejanju se pojavita še dve majhni okrogli pori.

Genus indet. 3
Tab. 9, sl. 3

Material: Primerek v vzorcu 2/5.

Opis: Majhen sklerit z močnim obodom, iz katerega izrašča deset srednje dolgih trnov, ki se proti koncu ožijo. Trni so v preseku okrogli. Srednji del je močno vdrt in ima vsaj štiri pore.

Primerjava: Najbolj podobna mu je alaunska vrsta *Semperites radiatus* Mostler, vendar ima manjše število krakov in le-te tudi drugače oblikovane.

Genus indet. 4
Tab. 9, sl. 4

Material: Primerek v vzorcu 2/4.

Opis: Srednje velik plosk sklerit je obdan z enajstimi dolgimi bodicami. Osrednji del je raven in brez perforacij. Bodice se v začetku rahlo dvigujejo nad ravnino središča, nato se lomijo navzdol. Po pregibu se počasi ožijo v zašiljene konice.

Genus indet. 5
Tab. 10, sl. 4

Material: Primerek v vzorcu 3.

Opis: Srednje velik plosk sklerit ima veliko solzičasto osrednjo poro, ki jo na zaobljenem koncu obdajajo štirje simetrično razporejeni trikotni trni. Na nasprotnem koncu (zašiljenem delu pore) sta na vsaki strani še dve majhni okrogli pori, ki imata raven in gladek zunanji rob, pravokoten na podolžno os solzice oziroma velike pore.

Primerjava: Nekoliko mu je podobna vrsta *Ramusites malmensis* Mostler iz jurskih plasti Južne Tirolske.

Genus indet. 6
Tab. 9, sl. 6

Material: Primerek v vzorcu 3.

Opis: Šesterokraka zvezdica, iz katere v središču izrašča še en stolpič, pravokoten na krake. Na fotografiji ni viden. Šest krakov je v eni ravnini, dva nasproti ležeča kraka sta malo daljša od drugih. V preseku so kraki in stolpič okrogli.

Primerjava: Primerek je zelo podoben spikuli spužve (npr. Mostler, 1978, Taf. 2, sl. 18).

Genus indet. 7
Tab. 8, sl. 7

Material: Primerek v vzorcu 2/2.

Opis: Zelo majhen sklerit, ki ima osrednji mostiček v obliki črke Y. Najdaljši krak ostane nerazvejan, drugi se na koncu razpolovi v dva kraka, tretji, najkrajši in najdebelejši krak, pa ima na eni strani kratek trikoten izrastek, pod katerim se simetrično na vsako stran razvejata dva kraka. Vsi kraki so na koncu gladko odrezani.

Genus indet. 8
Tab. 9, sl. 1, 2

Material: Primerek v vzorcih 2/5 in 2/6.

Opis: Velik plosk sklerit z nepravilnim obrisom in nepravilno razporejenimi porami zelo različnih oblik in velikosti. Zunanji rob je nepravilen, pri enem primerku poškodovan.

Genus indet. 9
Tab. 8, sl. 6

Material: Primerek v vzorcu 2/6.

Opis: Srednje velik plosk sklerit trikotne oblike z nepravilno trnasto nakrpanim zunanjim robom. V sredini ima pet večjih trikotno razporejenih okroglih por, tri pore ob eni stranici in dve pori vmes nad njimi. Tik ob robu so še čisto drobne pore, ki so nepravilno razporejene. Sklerit je verjetno že malo prekristaljen.

Genus indet. 10
Tab. 8, sl. 8

Material: Primerek v vzorcu 2/3.

Opis: Majhen sklerit z osrednjim mostičkom v obliki črke H, ki leži v eni ravnini. Iz osrednjega mostička pravokotno na to ravnino izraščajo še štirje kraki na vsakem razvejišču mostička. Kraki, ki ležijo v isti ravnini kot mostiček, se v konicah črke H še razpolovijo (le pri enem kraku to ni opazno).

Vrste skleritov in njihova stratigrafska razširjenost

Na sliki 8 je razvidno, da je okoli trideset vrst skleritov omejenih na norij, le deset vrst se pojavlja že od anizija, pet od teh pa jih sega še v v lias.

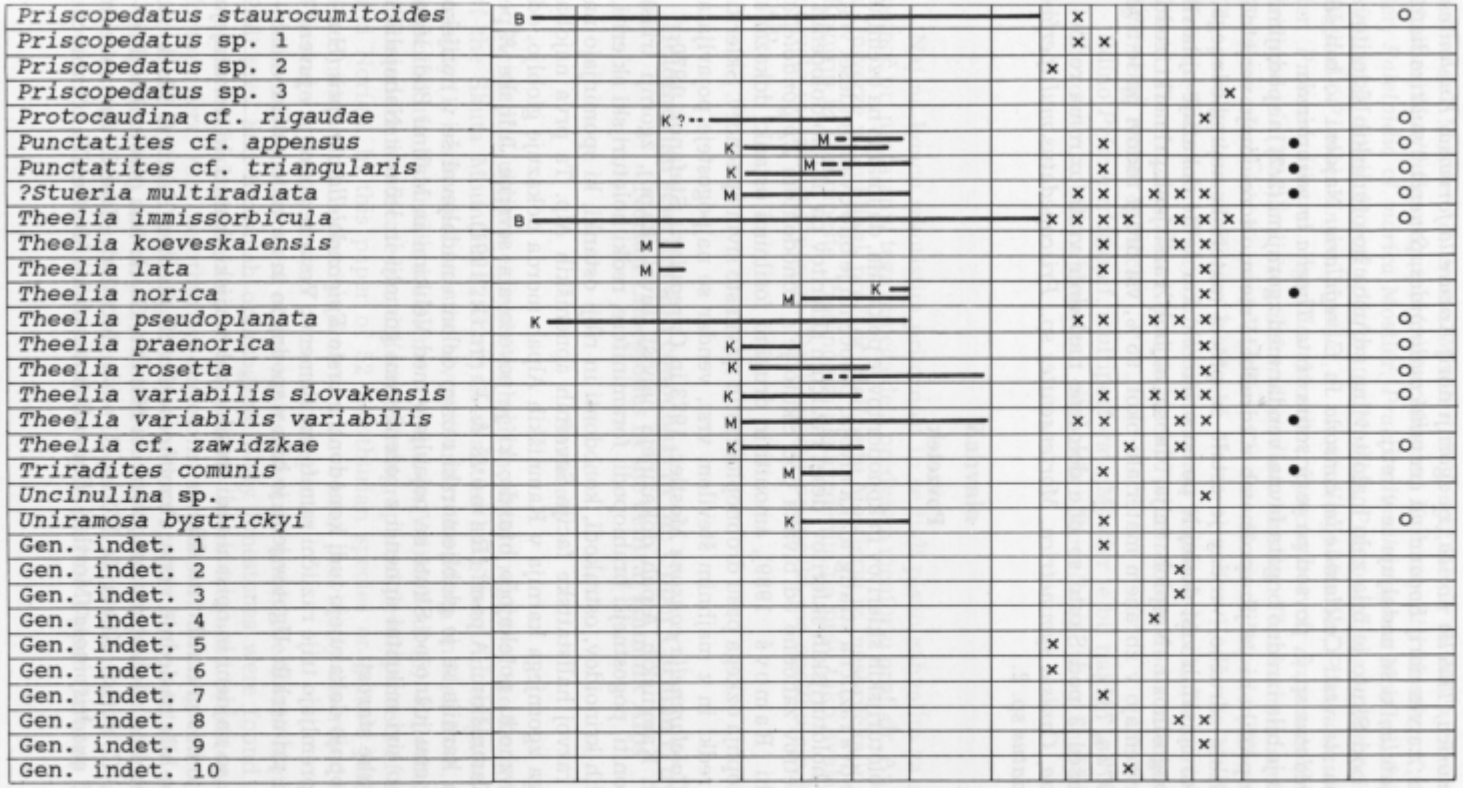
Za cordevol sta značilni vrsti *Theelia lata in Theelia koeveskalensis.*

V tuvalu sta pomembni vrsti *Calclamnella consona* in *Calclamnella regularis,* čeprav je bila slednja prvič najdena v Bolgariji v anizijskih plasteh, Kozur in Mock (1974) pa jo omenjata v tuvalskih skladih.

Vodilne norijske vrste (Kozur & Mostler, 1973, 307; Kozur & Mock, 1974), ki so bile najdene v Kamniških Alpah, so: *Acanthotheelia* cf. *pulchra, Calclamna norica, Canisia symmetrica, Eocaudina crassa, Kuehnites inaequalis* (Kozur ima *K. turgidus* za sinonim), *Palelpidia* cf. *norica, Theelia variabilis slovakensis* in *Theelia zawidzkae.*

Po Mostlerju (1972) so stratigrafsko pomembne vrste, ki so bile določene tudi v Kamniških Alpah: za spodnji norij *Eocaudina acanthica;* za srednji norij *Eocaudina crassa, Kuehnites turgidus* in *Triradites comunis;* za srednji in zgornji norij *Achistrum longirostrum, Canisia symmetrica, C.* cf. *quadrispinosa, Kuehnites inaequalis,*

Vrsta Species	SREDNJI TRIAS MIDDLE TRIASSIC		ZGORNJI TRIAS UPPER TRIASSIC				JURA JURASSIC	Kamniške Alpe Kamnik Alps								Sev. Apn. Alpe Northern Limestone Alps (Mostler, 1972)	Slovaška Slovakia (Kozur & Mock, 1972, 1974)
	Anizij Anisian	Ladinij Ladinian	Karnij Carnian	Norij Norian Sp. Low.	Norij Norian Sr. Mid.	Norij Norian Zg. Upp.	Retij Rhaetian / Lias	3	2 1	2 2	2 3	2 4	2 5	2 6	1		
Acanthotheelia cf. pulchra			K							×				×			o
Acanthotheelia triassica	B								×	×		×	×	×			o
Achistrum longirostrum				M										×		•	
Achistrum sp.												×					
Calclamna germanica	B									×		×	×				
Calclamna norica			K							×		×		×			o
Calclamna nuda	B							×		×		×	×				o
Calclamna sp. 1										×							
Calclamna sp. 2										×							
Calclamnella consona			M												×		
Calclamnella regularis	S		K												×		o
Calclamnella sp. 1												×					
Canisia symmetrica			K	M				×	×	×	×					•	o
Canisia cf. quadrispinosa			K	M					×							•	o
Eocaudina acanthica			M							×			×	×		•	
Eocaudina acanthocaudinoides			M							×	×	×	×	×		•	
Eocaudina crassa			K	M									×	×		•	o
Eocaudina longa			K					×				×					o
Kozurella formosa			K		M									×		•	o
Kuehnites aequiperforatus					M						×		×			•	
Kuehnites inaequalis		M									×	×	×	×		•	o
Kuehnites turgidus				M						×			×	×		•	
Mortensenites sp.								×									
Palelpidia cf. norica			K	M										×		•	o
Praecaudina hexagona			K	M						×	×						o
Praeeuphronides simplex		M								×							
Praeeuphronides multiperforata	B									×							
Priscopedatus bartensteini	Z									×							
Priscopedatus cf. multiperforata	B							×									
Priscopedatus ploechingeri					?									×			
Priscopedatus cf. sandlingi					?									×			



M - Mostler (1972); K - Kozur & Mock (1972, 1974); S - Stefanov (1970); B - Bechstädt & Mostler (1974); Z - Zawidzka (1971)

Sl. 8. Vrste skleritov in njihova stratigrafska razširjenost v Kamniških Alpah, Severnih apneniških Alpah in na Slovaškem

Fig. 8. Sclerite species and their stratigraphical extension in Kamnik Alps, Northern Limestone Alps and in Slovakia

Palelpidia cf. *norica*, *Theelia norica;* za zgornji norij *Kozurella formosa, Kuehnites aequiperforatus;* za ves norij *Eocaudina acanthocaudinoides, Stueria* ? *multiradiata* in *Theelia variabilis*, ki se nadaljuje še v retij.

Pri bivaku pod Skuto je bila zelo maloštevilna združba holoturijskih skleritov, prevladovali pa sta vrsti *Calclamnella consona* in *C. regularis*. Najdeni so bili še rodovi *Priscopedatus* sp. 3, povsod pa je prisotna vrsta *Theelia immisorbicula*.

Na Slemenu je bila izredno bogata favna, vendar med zgornjimi (2/2) in spodnjimi (2/6) plastmi v profilu ni večjih sprememb v združbi. Vmesni vzorci imajo verjetno prav tako število združbo, vendar je ostalo še precej materiala nepregledanega. Tako ima veliko opisanih vrst doslej le po en primerek, kar še ne dokazuje njihove redkosti oz. pogostnosti. Nasploh velja, da so najbolj razširjeni primerki rodu *Theelia*, saj zavzemajo v zbranem materialu okoli 95%, vsi drugi rodovi pa le 5% (Mostler, 1972a, 731).

Na nahajališču 3 pod Skuto so bile določene naslednje vrste oziroma rodovi: *Calclamna nuda, Canisia symmetrica, Mortensenites* sp., *Priscopedatus multiperforata, Priscopedatus* sp. 2.

Povzetek

Obdelava holoturijskih skleritov in konodontov je pokazala, da imamo na ozemlju južno od Skute dva različna stratigrafska nivoja. Določenih je bilo dvainpetdeset vrst oziroma rodov holoturijskih skleritov, deset različnih skleritov pa ni bilo določenih.

Petdeset metrov zahodno od bivaka pod Skuto je s konodontom *Epigondolella nodosa* Hayashi (Ramovš, 1989), amoniti in drugimi fosilnimi ostanki dokazana tuvalska podstopnja ozkega pasu drobnoploščastih rjavkasto sivih apnencev. Skleriti so tu izredno redki in z majhnim številom vrst, vendar se najpogosteje pojavljata značilni vrsti *Calclamnella consona* Mostler, 1973 in *C. regularis* Stefanov, 1970.

V osrednjih Kamniških Alpah dokazujejo najvišji tuval (karnij, zgornji trias) posamezni amoniti, pogostnejši brahiopodi, foraminifere, redki holoturijski skleriti, ostanki lebdečih krinoidov, ostrakodi, konodonti in ribji ostanki, ki spominjajo na globljemorski razvoj hallstattske facije Severnih apneniških Alp. Ta prva najdba globljemorskega zgornjega karnija v Kamniških Alpah morda dokazuje globljo, od zahoda proti vzhodu potekajočo brazdo, ki je povezovala severne Julijske Alpe z osrednjimi Kamniškimi Alpami (Ramovš & Jamnik, 1991).

Iz vrhnjega karnija se je globljemorski razvoj deloma nadaljeval še v norijsko dobo. Na Slemenu južno od Skute se pojavljajo med Velikimi in Malimi Podi lepo plastnati temno sivi mikritni apnenci z rožencevimi gomolji in lečami. Nahajališči 3 in 2 sta norijske starosti.

Norijsko stopnjo dokazujejo tudi konodonti z vrsto *Epigondolella abneptis* (Huchriede), ki jo spremljajo trije različni ramiformi elementi. Vrsta se pojavlja v juvenilnih in adultnih primerkih. Ugotovljena je bila v spodnjem in najvišjem delu vzorčevanih plasti.

V apnencih so najdeni in opisani tudi številni holoturijski skleriti, ki dokazujejo norijsko stopnjo in so razvidni na sliki 8.

Določene so bile naslednje vrste: *Acanthotheelia* cf. *pulchra* Kozur & Mock, *A. triassica* Speckmann, *Achistrum longirostrum* Mostler, *Calclamna germanica* (Frizzell & Exline, *C. norica* Kozur & Mock, *C. nuda* (Mostler), *Canisia symmetrica* (Mostler), *C.* cf. *quadrispinosa* (Mostler), *Eocaudina acanthica* Mostler, *E. acanthoca-*

udinoides Mostler, *E. crassa* Mostler, *E. longa* Kozur & Mock, *Kozurella formosa* Mostler, *Kuehnites aequiperforatus* Mostler, *K. inaequalis* Mostler, *K. turgidus* Mostler, *Palelpidia* cf. *norica* Mostler, *Praecaudina hexagona* Mostler, *Praeeuphronides simplex* Mostler, *P. multiperforatus* Mostler, *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud), *P. ploechingeri* Mostler, *P.* cf. *sandlingi* Mostler, *P. staurocumitoides* Mostler, *Protocaudina* cf. *rigaudae* Mostler, *Punctatites* cf. *appensus* (Mostler), *P.* cf. *triangularis* (Mostler), *Stueria* ? *multiradiata* Mostler, *Theelia immisorbicula* Mostler, *Th. koeveskalensis* Kozur & Mostler, *Th. lata* Kozur & Mostler, *Th. norica* Mostler, *Th. pseudoplanata* Kozur & Mock, *Th. praenorica* Kozur & Mock, *Th. rosetta* Kristan-Tollmann, *Th. variabilis slovakensis* Kozur & Mock, *Th. variabilis variabilis* Zankl, *Th.* cf. *zawidzkae* Kozur & Mock, *Triradites communis* Mostler in *Uniramosa bystrickyi* Kozur & Mock.

Edino *Priscopedatus* cf. multiperforata Mostler je bil najden le v nahajališču 3.

V vzorcih so bili najdeni tudi ribji zobci *Nurrella* sp. in ostanki lebdečih krinoidov.

Zahvala

Naj na koncu izkoristim priložnost in se tudi pisno zahvalim za sodelovanje in pomoč pri nastajanju tega mojega dela predvsem mentorju prof. dr. Antonu Ramovšu z Univerze v Ljubljani, prof. dr. Helfriedu Mostlerju iz Innsbrucka in dr. sc. Heinzu Kozurju iz Budimpešte. Premnogim nenavedenim pa prav tako hvala za ljubeznive nasvete in tehnično pomoč. Tudi njihovi prispevki me spodbujajo k nadaljnjemu delu.

A. J.

Holothurian sclerites and conodonts in the Upper Carnian (Tuvalian) and Norian Limestones in the central Kamnik Alps

Summary

North of Ljubljana extends the high mountain region of the Kamnik Alps. South of the Skuta Mountain (2532 m) 3 localities have been investigated (Fig. 1). One locality (1) is situated near the bivouac under the Skuta on Mali Podi, and the others under Skuta Mountain on Sleme (2), and on Veliki Podi (3). Holothurian skeletons and conodonts indicate two different stratigraphical developments of Upper Carnian and Norian. In this paper of 52 holothurian species or genera just 10 were not determined. No holothurian skeletons have been previously described from this area. The stage is also improved by conodont species.

About 50 meters west of the alpine bivouac under the Skuta Mountain on Mali Podi grey and brownish organogenic platy limestones were found (Fig. 2). They contain individual remains of ammonites, more frequent brachiopods, numerous foraminifers, rare holothurian skeletons, remains of floating crinoids, ostracods, conodonts and fish teeth (Fig. 3). By conodont species *Epigondolella nodosa* Hayashi (Ramovš, 1989) and very rare holothurian sclerites of species *Calclamnella consona* Mostler and *C. regularis* Stefanov the Upper Tuvalian (Carnian, Upper Triassic) was proved. This first establishment of the open marine Upper Carnian in the Kamnik

Alps reminds to the Hallstatt development and might indicates a deeper transversal west-east furrow between the northern Julian Alps and the central Kamnik Alps.

In the central part of the Kamnik Alps this deeper marine development partly continued from the Upper Carnian into the Norian. In the locality Sleme (2) south of the Skuta Mountain between Veliki Podi and Mali Podi well bedded dark grey micritic limestones with chert nodules and lenses were discovered (Figs. 4, 5). They contain very rich holothurian skeletons. The following species were determined: *Acanthotheelia* cf. *pulchra* Kozur & Mock, *A. triassica* Speckmann, *Achistrum longirostrum* Mostler, *Calclamna germanica* Frizzell & Exline, *C. norica* Kozur & Mock, *C. nuda* (Mostler), *Canisia symmetrica* (Mostler), *C.* cf. *quadrispinosa* (Mostler), *Eocaudina acanthica* Mostler, *E. acanthocaudinoides* Mostler, *E. crassa* Mostler, *E. longa* Kozur & Mock, *Kozurella formosa* Mostler, *Kuehnites aequiperforatus* Mostler, *K. inaequalis* Mostler, *K. turgidus* Mostler, *Palelpidia* cf. *norica* Mostler, *Praecaudina hexagona* Mostler, *Praeeuphronides simplex* Mostler, *P. multiperforatus* Mostler, *Priscopedatus bartensteini* (Deflandre-Rigaud), *P. ploechingeri* Mostler, *P.* cf. *sandlingi* Mostler, *P. staurocumitoides* Mostler, *Protocaudina* cf. *rigaudae* Mostler, *Punctatites* cf. *appensus* (Mostler), *P.* cf. *triangularis* (Mostler), *Stueria* ? *multiradiata* Mostler, *Theelia immisorbicula* Mostler, *Th. koeveskalensis* Kozur & Mostler, *Th. lata* Kozur & Mostler, *Th. norica* Mostler, *Th. pseudoplanata* Kozur & Mock, *Th. praenorica* Kozur & Mock, *Th. rosetta* Kristan-Tollmann, *Th. variabilis slovakensis* Kozur & Mock, *Th. variabilis variabilis* Zankl, *Th.* cf. *zawidzkae* Kozur & Mock, *Triradites communis* Mostler and *Uniramosa bystrickyi* Kozur & Mock (Fig. 8).

Locality under the Skuta Mountain on Veliki Podi (3) contains similar beds and microfauna as on Sleme. However, *Priscopedatus* cf. *multiperforata* Mostler was found only in this locality. Holothurian skeletons provided the evidence of the Norian stage (Fig. 6).

The Norian age was proved not only with holothurian skeletons, but also with conodont *Epigondolella abneptis* (Huckriede) which is accompanied by three forms of the ramiform elements. Juvenile and adult forms of *E. abneptis* were found. Conodont samples contain also fish teeth, *Nurrella* sp. and remains of floating crinoids. *E. abneptis* was found in the lower and in the uppermost part of the examined beds (Ramovš & Jamnik, 1991).

Also in Norian could persisted the transversal furrow with deeper marine development which extended from the northern part of the Julian Alps towards Sleme in the Kamnik Alps.

Literatura

Bechstädt, T. & Mostler, H. 1974, Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *4*, 1–74, Innsbruck.

Fischer, W., Schneider, M. & Bauchot, M.-L. 1987, Mediterranee et Mer Noire. Vegetaux et Invertebres. Classe des Holothuriides. FAO, CEE, *37*,1,1,731-739, Rome.

Frizzell, D. L., Exline, H. & Pawson D. L. 1966, Holothurians. V: Treatise invertebrate paleontology, part U, Echinodermata *3*, U641–U672, 519-534, Kansas.

Jamnik, A. 1989, Zgornjetriasni holoturijski skleriti in stratigrafski razvoj južno od Skute v Kamniških Alpah. Diplomsko delo. FNT, Odsek za geologijo, Ljubljana.

Jamnik, A. 1990, Holoturijski skleriti. – Proteus *52* (1989–1990), 277-280, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. 1991, Mikrofauna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen, – Geologija *33*, 21–170, Ljubljana.

Kozur, H. & Mock, R. 1972, Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2/12*, 1–47, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1974, Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geol. Zbor. – Geol. Carp. *25*, 1, 113-143, 2 Abb., Bratislava.

Kozur, H. & Mostler, H. 1971, Holothuriensklerite aus der Unter – und Mitteltrias des germanischen Beckens und alpinen Raumes, sowie deren stratigraphische Bedeutung. – Festband Geol. Inst. 300-Jahr.-Feier Univ. Innsbruck, 361-398, 1 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1971, Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *1*, 10, 1–36, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Innsbruck.

Kozur, H. & Mostler, H. 1973, Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csövar, Ungarn. – Verh. Geol. B. A. *2*, 291-325, Wien.

Kozur, H. & Mostler, H. 1989, Echinoderm remains from the Middle Permian (Wordian) from Sosio Valley (Western Sicily). – Jb. Geol. B.-A. *132*, 4, 677-685, 1 Text-Fig., 2 Pl., Wien.

Kristan-Tollmann, E. 1963 a, Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. I. Weitere neue Holothuriensklerite aus dem alpinen Rhät.-Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *14*. 125-148, 1 Abb., Wien.

Kristan-Tollmann, E. 1963 b, Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, *172*, 6–8, 350-380, 2 Abb., 10 Taf., Wien.

Mioč, P. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač za list Ravne na Koroškem. – Zvezni geološki zavod Beograd, 69 p., Beograd.

Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000, List Ravne na Koroškem. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Mirauta, E. & Gheorghian, D. M. 1978, Etude microfaunique des formations triasiques (Transylvaines, Bucoviniennes et Gètiques) des Carpates orientales. – Dari de seama ale sedintelor, *64/3*, (1976–1977), 109-162, pl. 1–15, Bucureşti.

Mostler, H. 1968 a, Neue Holothurien-Sklerite aus norischen Hallstätter Kalken (Nördliche Kalkalpen). – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck *56*, 427-441, 2 Abb., 3 Taf., Innsbruck.

Mostler, H. 1968 b, Holothurien-Sklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken (Ostalpenraum, Bosnien, Türkei). – Alpenkund. Stud. Ver. Univ. Innsbruck, 2, 5–44, 5 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Innsbruck.

Mostler, H. 1969, Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. – Alpenkund. Stud. *7*, 53 S., 12 Abb., 5 Taf., Innsbruck.

Mostler, H. 1971 a, Über einige Holothuriensklerite aus der Süd- und Nordalpinen Trias. – Festband Geol. Inst. 300-Jahr. – Feier Univ. Innsbruck, 339-360, Innsbruck.

Mostler, H. 1971 b, Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *1*, 1, 1–30, 2 Abb., 5 Taf., Innsbruck.

Mostler, H. 1972 a, Holothuriensklerite aus der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 729-744, Innsbruck.

Mostler, H. 1972 b, Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2*, 7, 1–32, 2 Taf., Innsbruck.

Mostler, H. 1978, Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *7*, 3, 1–28, Innsbruck.

Mostler, H. & Parwin, P. 1973, Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstäter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *3*, 7, 1–47, 2 Taf., Innsbruck.

Ramovš, A. 1989, Zgornjetuvalski apnenci (karnij, zgornji trias) v hallstattskem razvoju tudi v Kamniško-Savinjskih Alpah. – Rudarsko-metalurški zbornik *36*, 191-197, Ljubljana.

Ramovš, A. & Jamnik, A. 1991, Prva ugotovitev globjemorskih norijskih plasti (zgornji trias) s konodonti in holoturijskimi skleriti v Kamniških Alpah. – Rudarsko-metalurški zbornik *38*, 365-367, Ljubljana.

Seidl, F. 1907, Kamniške ali Saviljske Alpe, njih zgradba in njih lice, 1. – Matica Slovenska, 1., 144 p., 24 prilog, Ljubljana.

Stefanov, S. A. 1970, Einige Holothurien-Sklerite aus der Trias im Bulgarien. – Rev. Bulgarien geol. soc. *31*, 42–50, 1 Taf., Sofia.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. – Geol. Reichsanst. Wien, 142 p., Wien.

Zankl, H. 1966, Holothurien-Sklerite aus dem Dachsteinkalk (Ober-Trias) der Nördlichen Kalkalpen. – Palaont. Z. *40*, 70–88, 3 Taf., 3 Textabb., Stuttgart.

Zawidzka, K. 1971, Triassic holothurian sclerites from Tatra Mountains. – Acta Paleont. Polonica *16*, 429-450, 1 Tab., 5 Fig., 4 Pl., Warszawa.

Tabla 1 – Plate 1

Norijski in tuvalski skleriti iz Kamniških Alp, Slovenija

Norian and Tuvalian sclerites from Kamnik Alps, Slovenia

1 Calclamna nuda (Mostler)
Sleme, norij, (2/4), 305/10
Sleme, Norian, (2/4), 305/10

2 Calclamna germanica Frizzell & Exline
Sleme, norij, (2/4), 306/2
Sleme, Norian, (2/4), 306/2

3 Calclamna sp. 2
Sleme, norij, (2/2), 312/7
Sleme, Norian, (2/2), 312/7

4 Calclamna norica Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/6), 302/3
Sleme, Norian, (2/6), 302/3

5 Calclamna sp. 1
Sleme, norij, (2/2), 313/6
Sleme, Norian, (2/2), 313/6

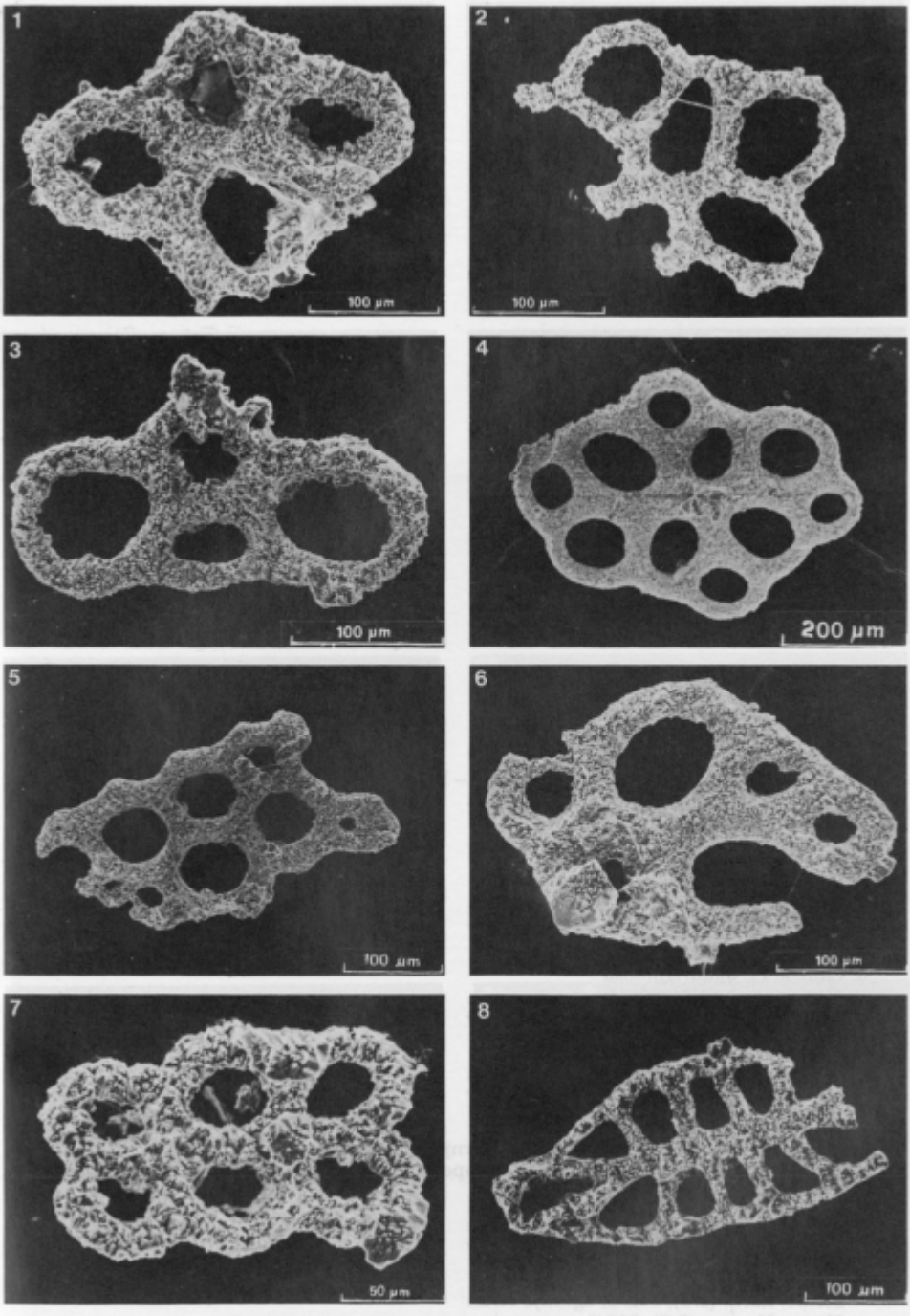
6 Gen. indet. 2
Sleme, norij, (2/5), 305/2
Sleme, Norian, (2/5), 305/2

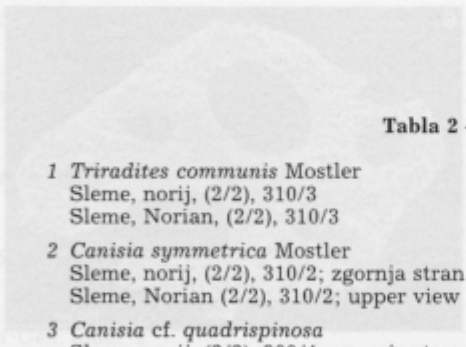
7 Calclamnella sp. 1
Sleme, norij, (2/4), 306/1
Sleme, Norian, (2/4), 306/1

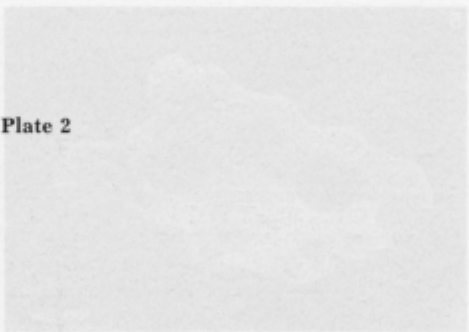
8 Calclamnella regularis Stefanov
Bivak pod Skuto na Malih Podih, tuval, (1), 311/9
Bivak pod Skuto on the Mali Podi, Tuvalian, (1), 311/9

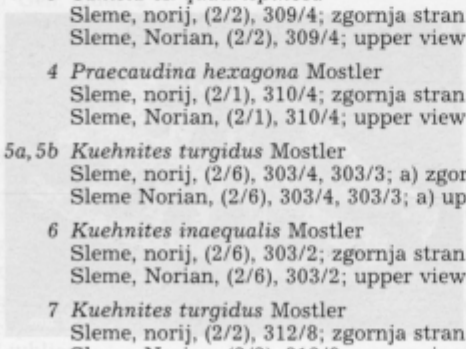
Fotografije je posnel Vlado Segalla z elektronskim vrstičnim mikroskopom JSM P-15 na Odseku za geologijo (Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo) Univerze v Ljubljani

Scanning electron micrographs were taken by Vlado Segalla on the JSM P-15 electron microscope at the Department of Geology, Faculty of Natural Sciences and Technology, University of Ljubljana


1
100 µm
2
100 µm
3
100 µm
4
200 µm
5
100 µm
6
100 µm
7
50 µm
8
100 µm







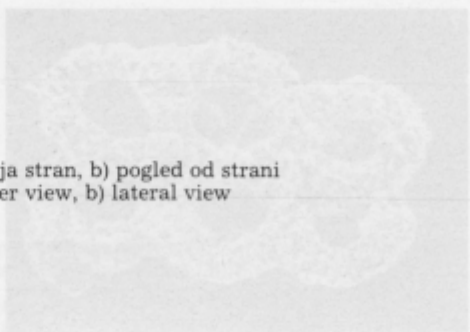


Tabla 2 – Plate 2

1 *Triradites communis* Mostler
Sleme, norij, (2/2), 310/3
Sleme, Norian, (2/2), 310/3

2 *Canisia symmetrica* Mostler
Sleme, norij, (2/2), 310/2; zgornja stran
Sleme, Norian (2/2), 310/2; upper view

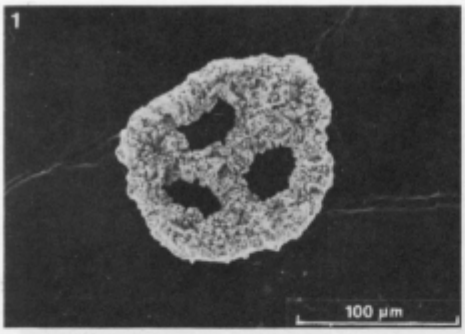
3 *Canisia* cf. *quadrispinosa*
Sleme, norij, (2/2), 309/4; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 309/4; upper view

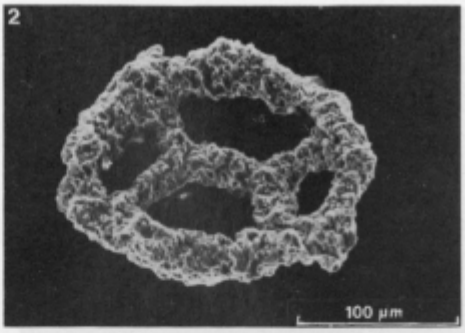
4 *Praecaudina hexagona* Mostler
Sleme, norij, (2/1), 310/4; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/1), 310/4; upper view

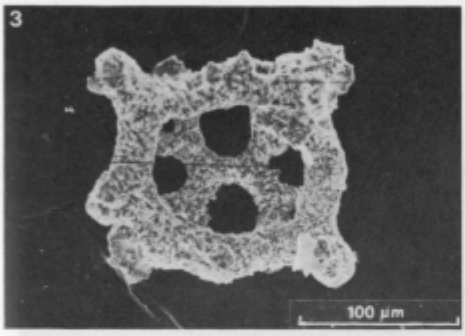
5a, 5b *Kuehnites turgidus* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 303/4, 303/3; a) zgornja stran, b) pogled od strani
Sleme Norian, (2/6), 303/4, 303/3; a) upper view, b) lateral view

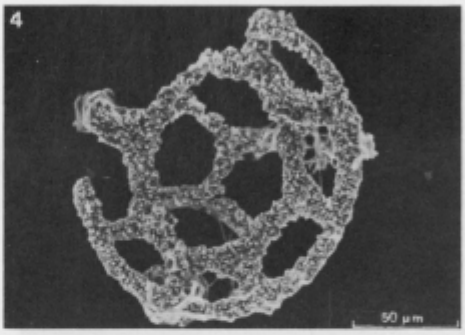
6 *Kuehnites inaequalis* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 303/2; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/6), 303/2; upper view

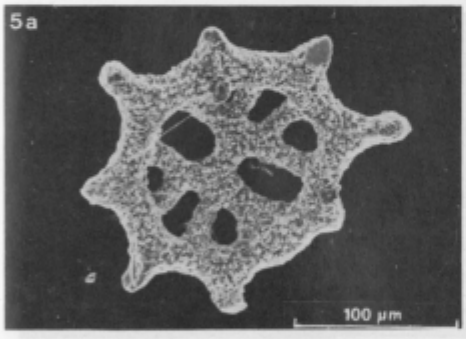
7 *Kuehnites turgidus* Mostler
Sleme, norij, (2/2), 312/8; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 312/8; upper view

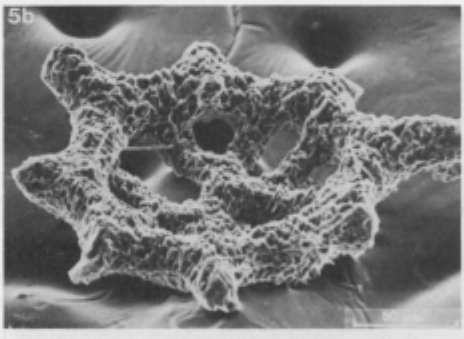

1
100 µm

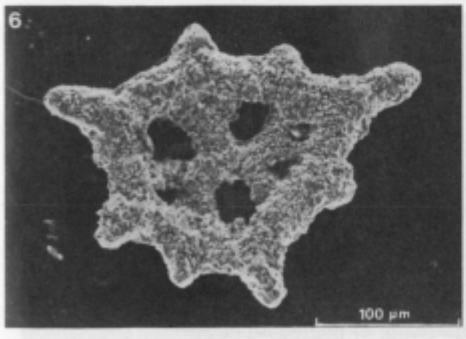

2
100 µm


3
100 µm


4
50 µm


5a
100 µm


5b


6
100 µm

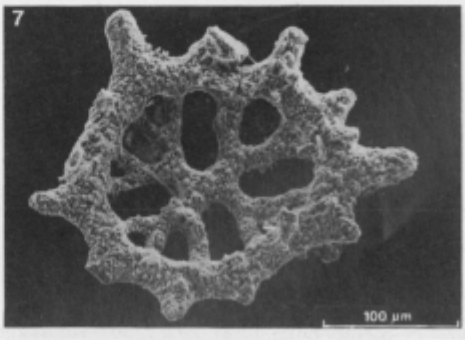

7
100 µm

Tabla 3 – Plate 3

1 Kuehnites aequiperforatus Mostler
Sleme, norij, (2/3), 307/9; zgornja stran, odebeljen in zavihan rob
Sleme, Norian, (2/3), 307/9; upper view, fatten and turned margin

2 Protocaudina cf. *rigaudae* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 302/2; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/6), 302/2; lower view

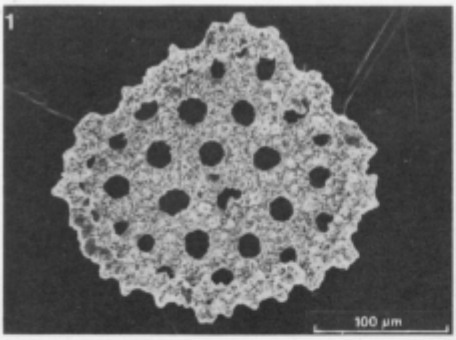
3 Eocaudina acanthocaudinoides Mostler
Sleme, norij, (2/3), 308/1
Sleme, Norian, (2/3), 308/1

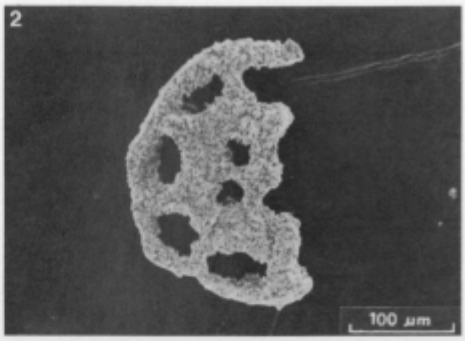
4 Eocaudina crassa Mostler
Sleme, norij, (2/5), 304/7
Sleme, Norian, (2/5), 304/7

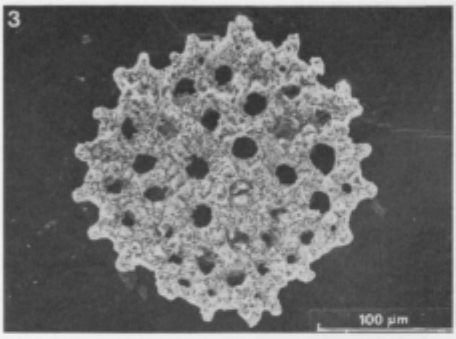
5 Eocaudina acanthica Mostler
Sleme, norij (2/6), 301/5
Sleme, Norian, (2/6), 301/5

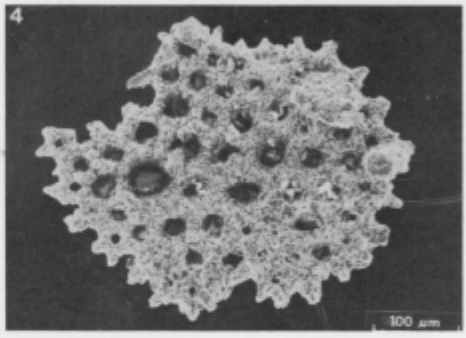
6 Eocaudina longa Kozur & Mock
Pod Skuto, norij, (3), 310/8
Under Mt. Skuta, Norian, (3), 310/8

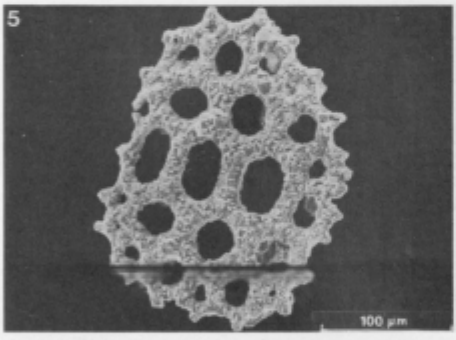
7a, 7b Kozurella formosa Mostler
Sleme, norij, (2/6), 299/7, 301/10; a) zgornja stran, b) pogled od strani
Sleme, Norian, (2/6), 299/7, 301/10; a) upper view, b) lateral view

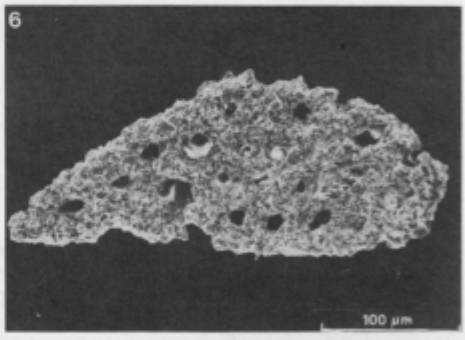

1
100 µm

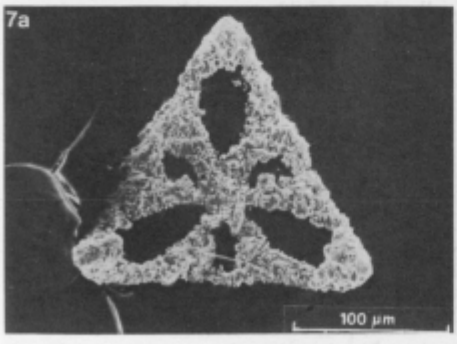

2
100 µm


3
100 µm


4
100 µm


5
100 µm


6
100 µm


7a
100 µm

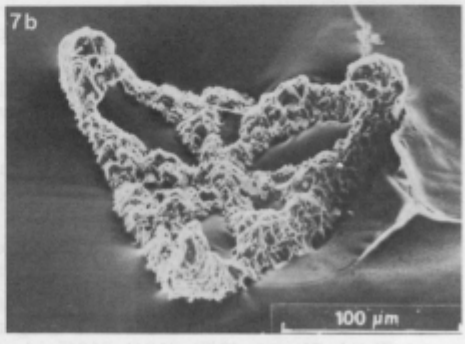

7b
100 µm

Tabla 4 – Plate 4

1 *Priscopedatus* cf. *multiperforata* Mostler
Pod Skuto, norij, (3), 311/5; zgornja stran, v sredini ozek, dolg stolpič
Under Mt. Skuta, Norian, (3), 311/5; upper view, in the middle narrow, long spire

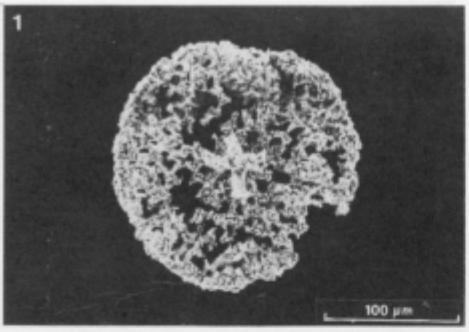
2 *Priscopedatus* sp. 2
Pod Skuto, norij, (3), 311/3; zgornja stran, odlomljen stolpič se ne vidi
Under Mt. Skuta, Norian, (3), 311/3; upper view, broken spire is not visible

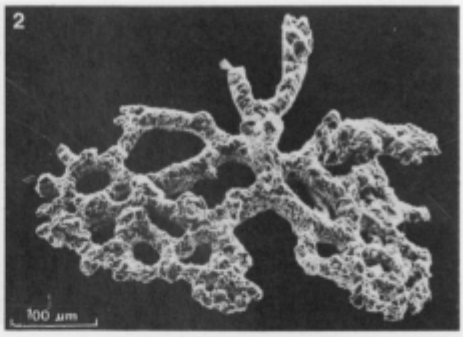
3 *Priscopedatus* sp. 3
Bivak pod Skuto na Malih Podih, tuval, (1), 311/8
Bivak pod Skuto on the Mali Podi, Tuvalian, (1), 311/8

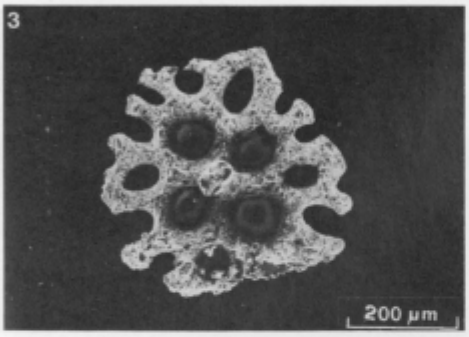
4 *Priscopedatus ploechingeri* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 301/2; zgornja stran, zvezdica na vrhu stolpiča
Sleme, Norian, (2/6), 301/2; upper view, a small star on the top of the spire

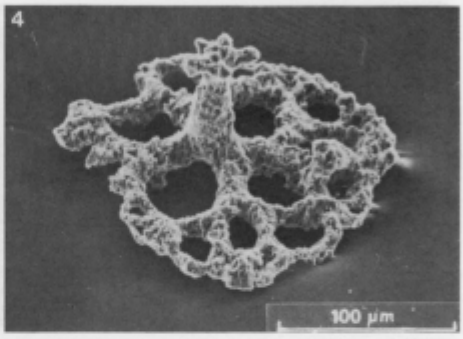
5a, 5b *Priscopedatus* cf. *sandlingi* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 301/1, 300/10; a) zgornja stran, b) pogled od strani
Sleme, Norian, (2/6, 301/1, 300/10; a) upper view, b) lateral view

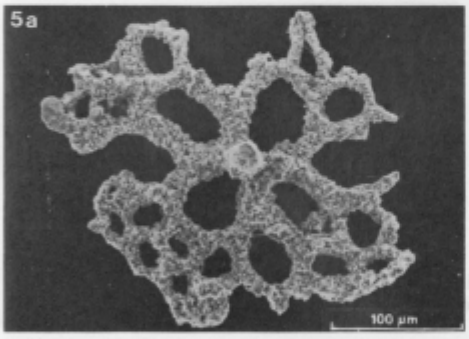
6a, 6b *Priscopedatus staurocumitoides* Mostler
Sleme, norij, (2/2), 312/4, 312/5; a) zgornja stran, b) pogled od strani
Sleme, Norian, (2/2), 312/4, 312/5; a) upper view, b) lateral view

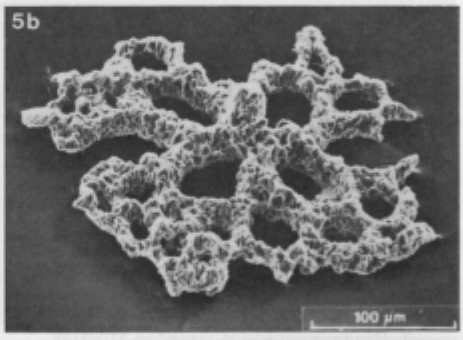

1
100 µm

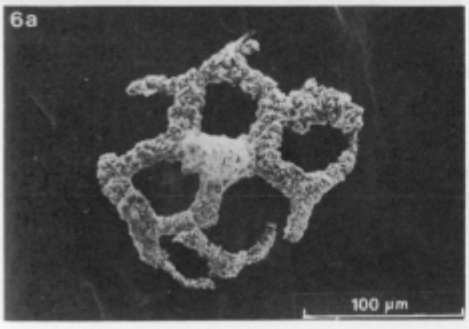

2
100 µm

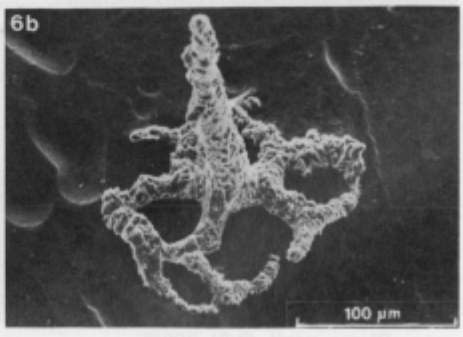

3
200 µm


4
100 µm


5a
100 µm


5b
100 µm


6a
100 µm


6b
100 µm

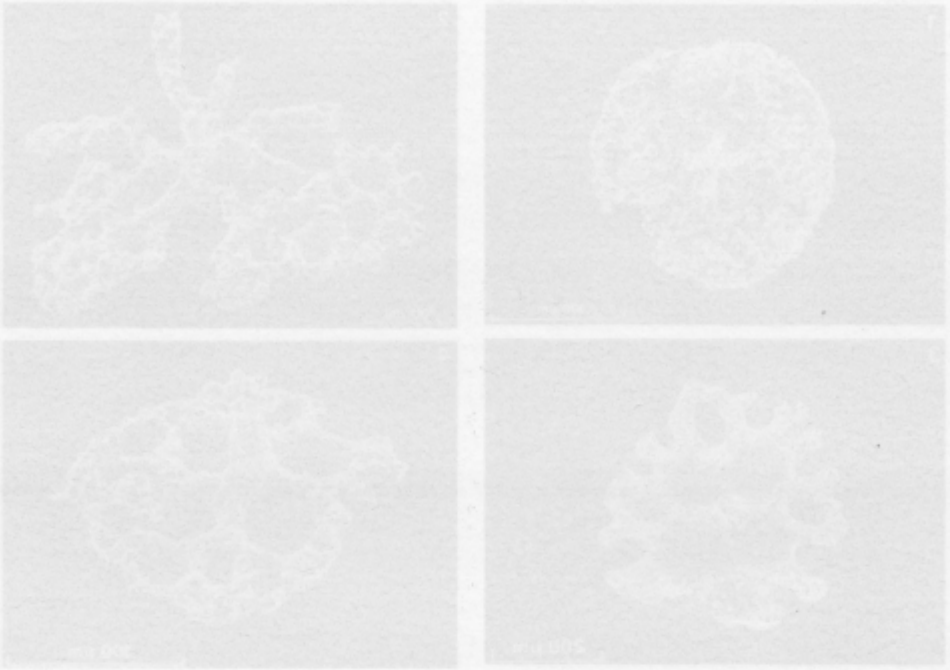


Tabla 5 – Plate 5

1 Priscopedatus sp. 1
Sleme, norij, (2/1), 310/6; brazda v stolpiču
Sleme, Norian, (2/1), 310/6; furrow in the spire

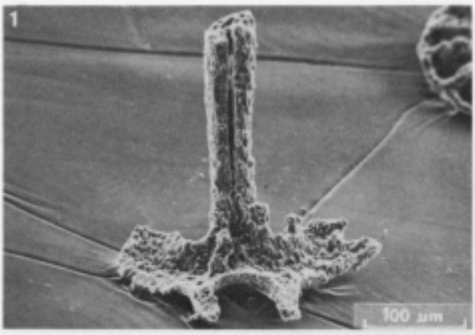
2 Praeeuphronides simplex Mostler
Sleme, norij, (2/2), 309/2
Sleme, Norian, (2/2), 309/2

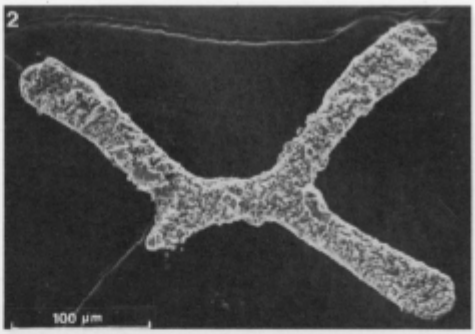
3a, 3b Praeeuphronides multiperforatus Mostler
Sleme, norij, (2/2), 312/3, 313/9
Sleme, Norian, (2/2), 312/3, 313/9

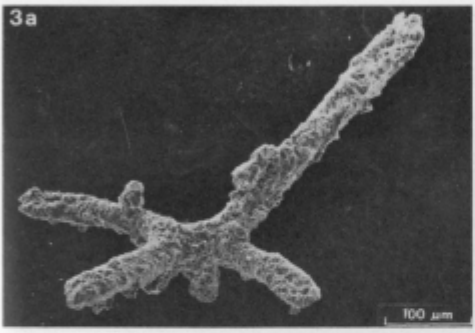
4a, 4b Punctatites cf. *triangularis* (Mostler)
Sleme, norij, (2/2), 312/6, 313/3; a) spodnja stran, b) zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 312/6, 313/3; a) lower view, b) upper view

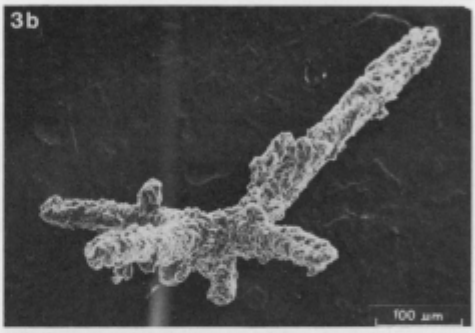
5 Uniramosa bystrickyi Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/2), 313/2
Sleme, Norian, (2/2), 313/2

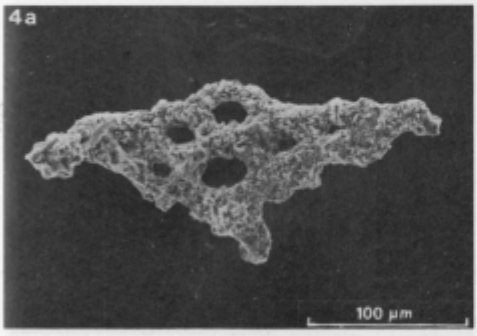
6 Punctatites cf. *appensus* (Mostler)
Sleme, norij, (2/2), 309/8
Sleme, Norian, (2/2), 309/8

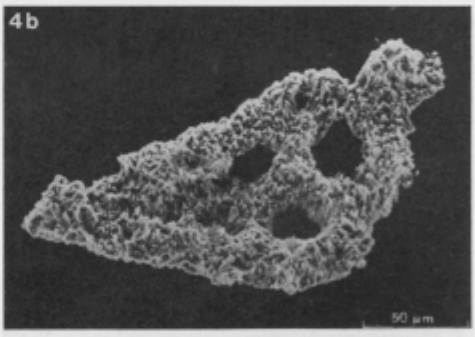

1
100 µm

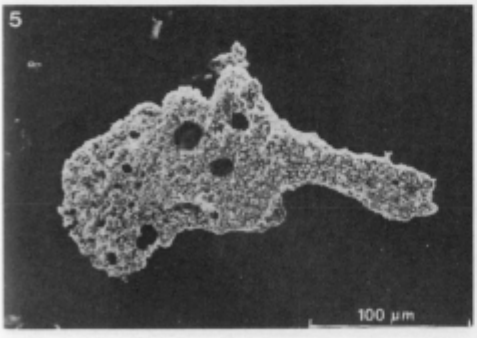

2
100 µm


3a
100 µm


3b
100 µm


4a
100 µm


4b
50 µm


5
100 µm

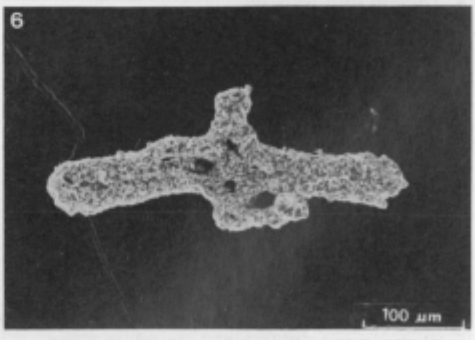

6
100 µm

Tabla 6 – Plate 6

1 Acanthotheelia triassica Speckmann
Sleme, norij, (2/2), 309/6; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 309/6; upper view

2 Acanthotheelia cf. *pulchra* Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/2), 312/9; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 312/9; upper view

3 Stueria ? *multiradiata* Mostler
Sleme, norij, (2/4), 305/9; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/4), 305/9; upper view

4 Theelia lata Mostler
Sleme, norij, (2/2), 309/9; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/2), 309/9; lower view

5 Theelia variabilis variabilis Zankl
Sleme, norij, (2/5), 305/7; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/5), 305/7; lower view

6 Theelia variabilis variabilis Zankl
Sleme, norij, (2/2), 308/5; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/2), 308/5; lower view

7 Theelia variabilis variabilis Zankl
Sleme, norij, (2/5), 305/6; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/5), 305/6; upper view

8 Theelia variabilis slovakensis Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/2), 309/1; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/2), 309/1; lower view

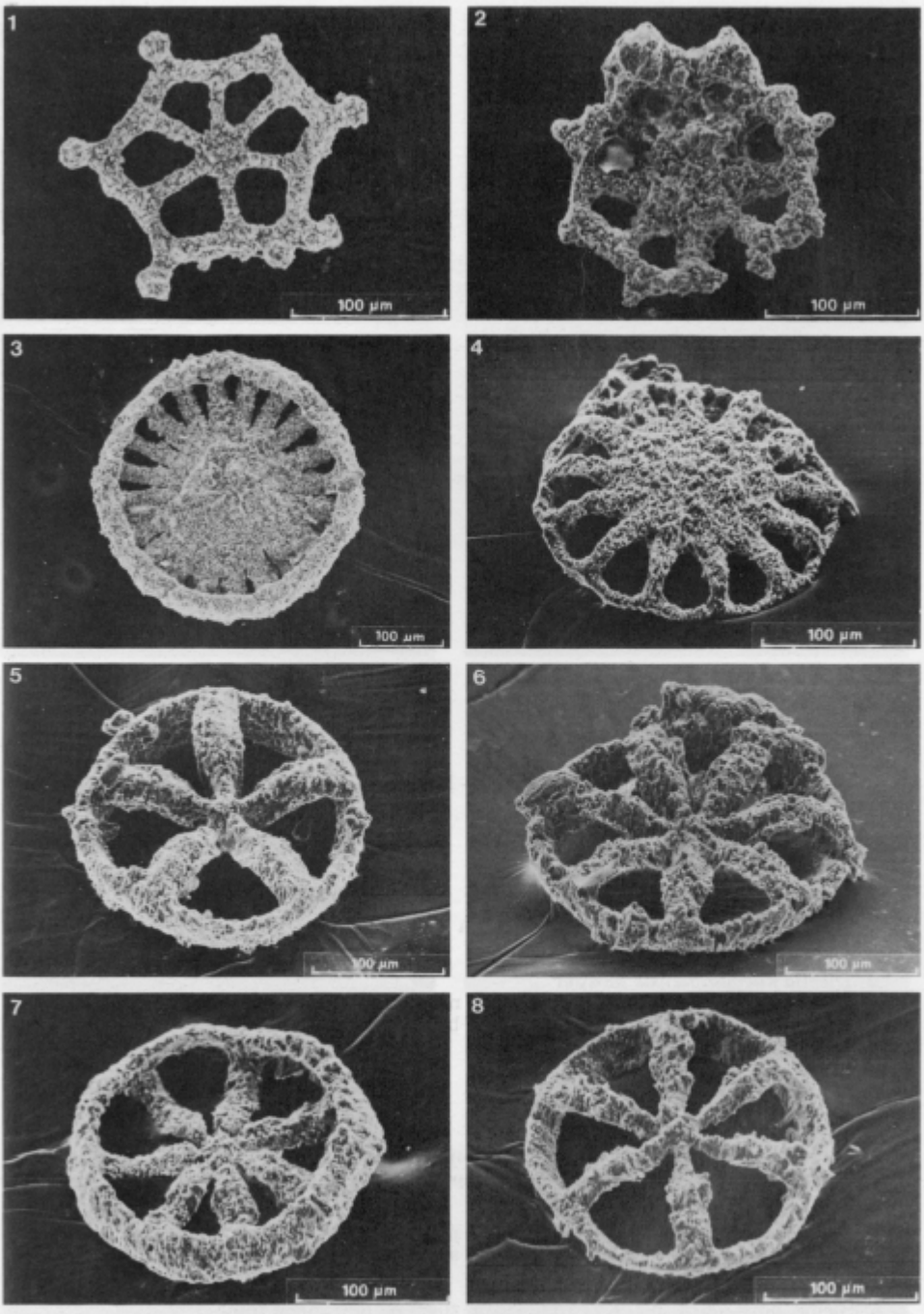

1
100 µm
2
100 µm
3
100 µm
4
100 µm
5
100 µm
6
100 µm
7
100 µm
8
100 µm

Tabla 7 – Plate 7

1 Theelia pseudoplanata Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/2), 310/1; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/2), 310/1; upper view

2 Theelia rosetta Kristan-Tollmann
Sleme, norij, (2/6), 303/10; spodnja stran
Sleme, Norian, (2/6), 303/10; lower view

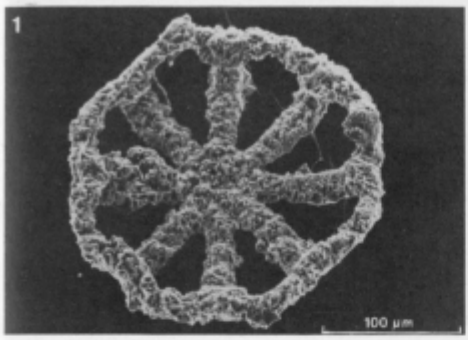
3 Theelia koeveskalensis Mostler
Sleme, norij, (2/6), 302/9; zgornja stran, nad prečkami topi trni
Sleme, Norian, (2/6), 302/9; upper view, blunt spines above the spokes

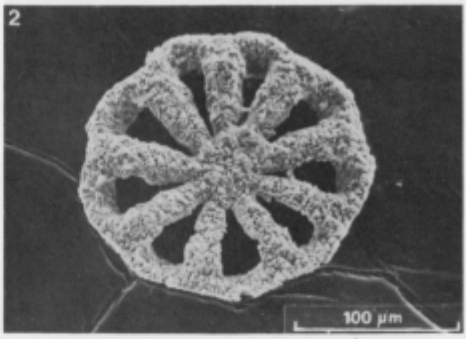
4 Theelia cf. *zawidzkae* Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/3), 308/2; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/3), 308/2; upper view

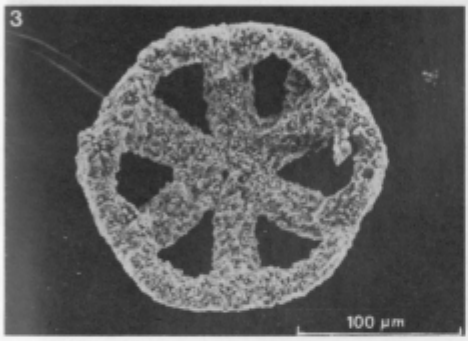
5a, 5b Theelia immisorbicula Mostler
Sleme, norij, (2/1), 300/6, 300/7; a) zgornja stran, b) pogled od strani
Sleme, Norian, (2/1), 300/6, 300/7; a) upper view, b) lateral view

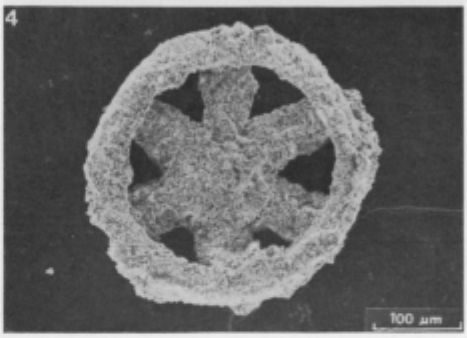
6 Theelia praenorica Kozur & Mock
Sleme, norij, (2/6), 300/2; zgornja stran, prečke se stikajo v treh ravninah
Sleme, Norian, (2/6), 300/2; upper view, spokes connected on three levels

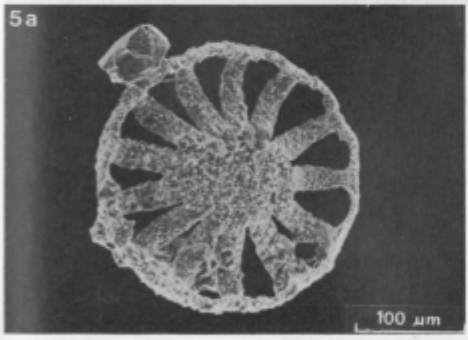
7 Theelia norica Mostler
Sleme, norij, (2/6), 303/9; zgornja stran, zobci na notranjem robu
Sleme, Norian, (2/6), 303/9; upper view, teeth on inner margin

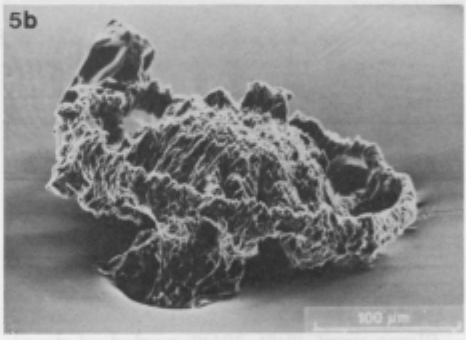

1
100 µm

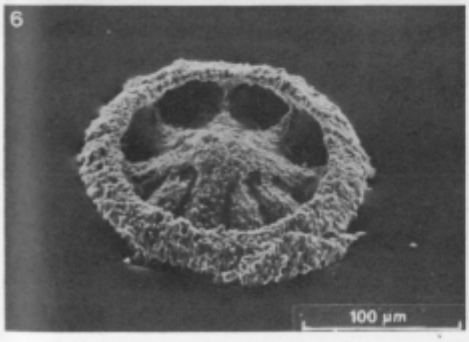

2
100 µm


3
100 µm


4
100 µm


5a
100 µm


5b


6
100 µm

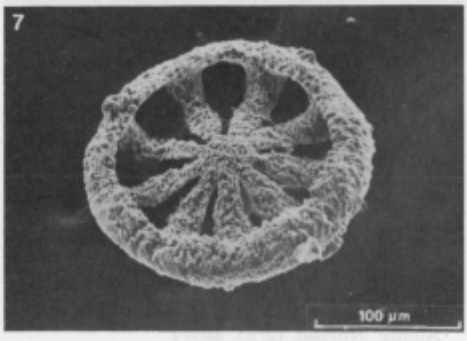

7
100 µm

Tabla 8 – Plate 8

1 *Achistrum longirostrum* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 302/7
Sleme, Norian, (2/6), 302/7

2 *Achistrum* sp. 1
Sleme, norij, (2/4), 306/5
Sleme, Norian, (2/4), 306/5

3 *Uncinulina* sp.
Sleme, norij, (2/6), 302/6
Sleme, Norian, (2/6), 302/6

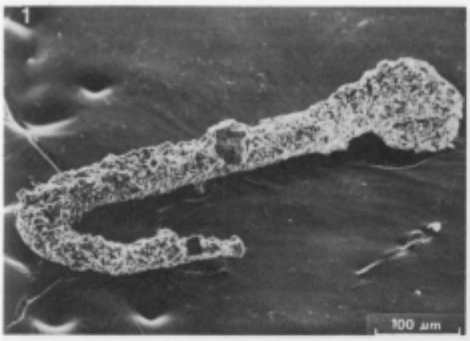
4 *Palelpidia* cf. *norica* Mostler
Sleme, norij, (2/6), 304/2; pogled od strani
Sleme, Norian, (2/6), 304/2; lateral view

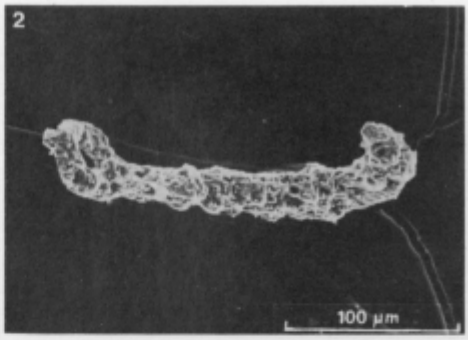
5 *Mortensenites* sp.
Pod Skuto, norij, (3), 310/9
Under Mt. Skuta, Norian, (3), 310/9

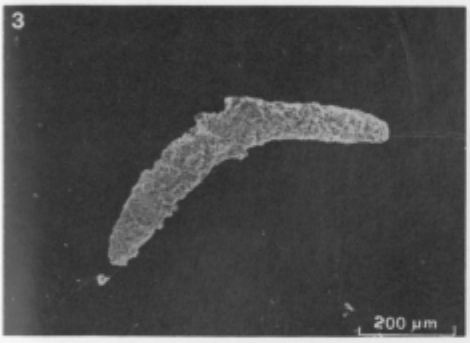
6 Gen, indet. 9
Sleme, norij, (2/6), 301/8
Sleme, Norian, (2/6), 301/8

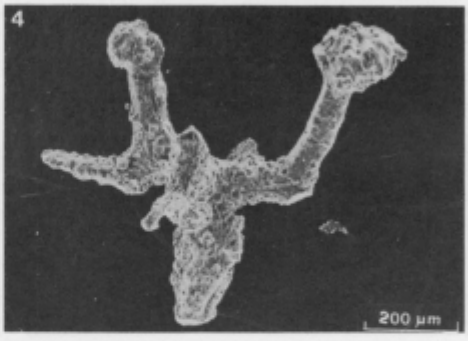
7 Gen. indet. 7
Sleme, norij, (2/2), 312/1
Sleme, Norian, (2/2), 312/1

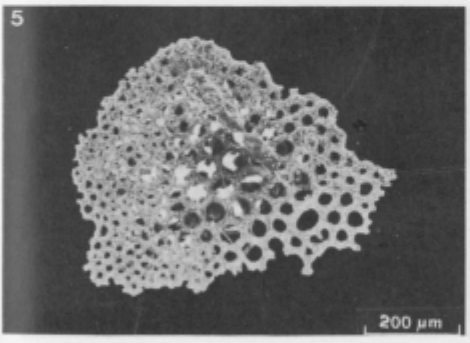
8 Gen. indet. 10
Sleme, norij, (2/3), 307/7
Sleme, Norian, (2/3), 307/7

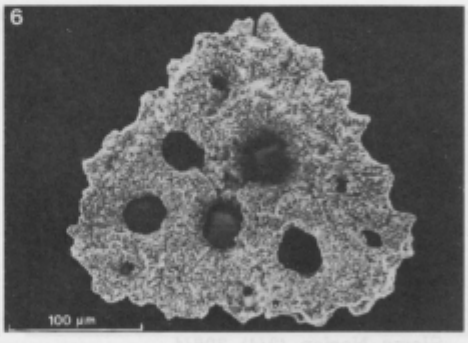

1
100 µm

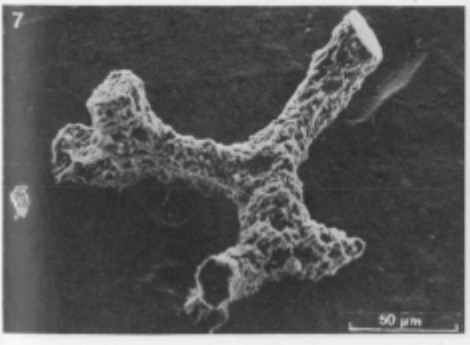

2
100 µm


3
200 µm


4
200 µm


5
200 µm


6
100 µm


7
50 µm

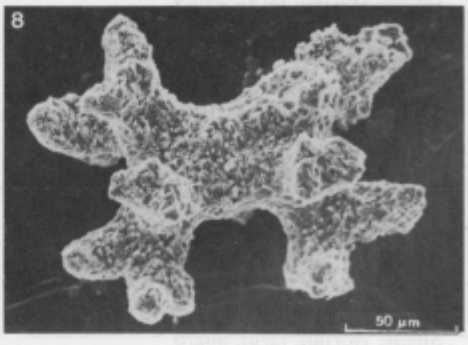

8
50 µm

Tabla 9 – Plate 9

1 Gen. indet. 8
Sleme, norij, (2/6), 300/8; pogled od strani
Sleme, Norian, (2/6), 300/8; lateral view

2 Gen. indet. 8
Sleme, norij, (2/5), 305/4
Sleme, Norian, (2/5), 305/4

3 Gen. indet. 3
Sleme, norij, (2/5), 305/5; zgornja stran
Sleme, Norian, (2/5), 305/5; upper view

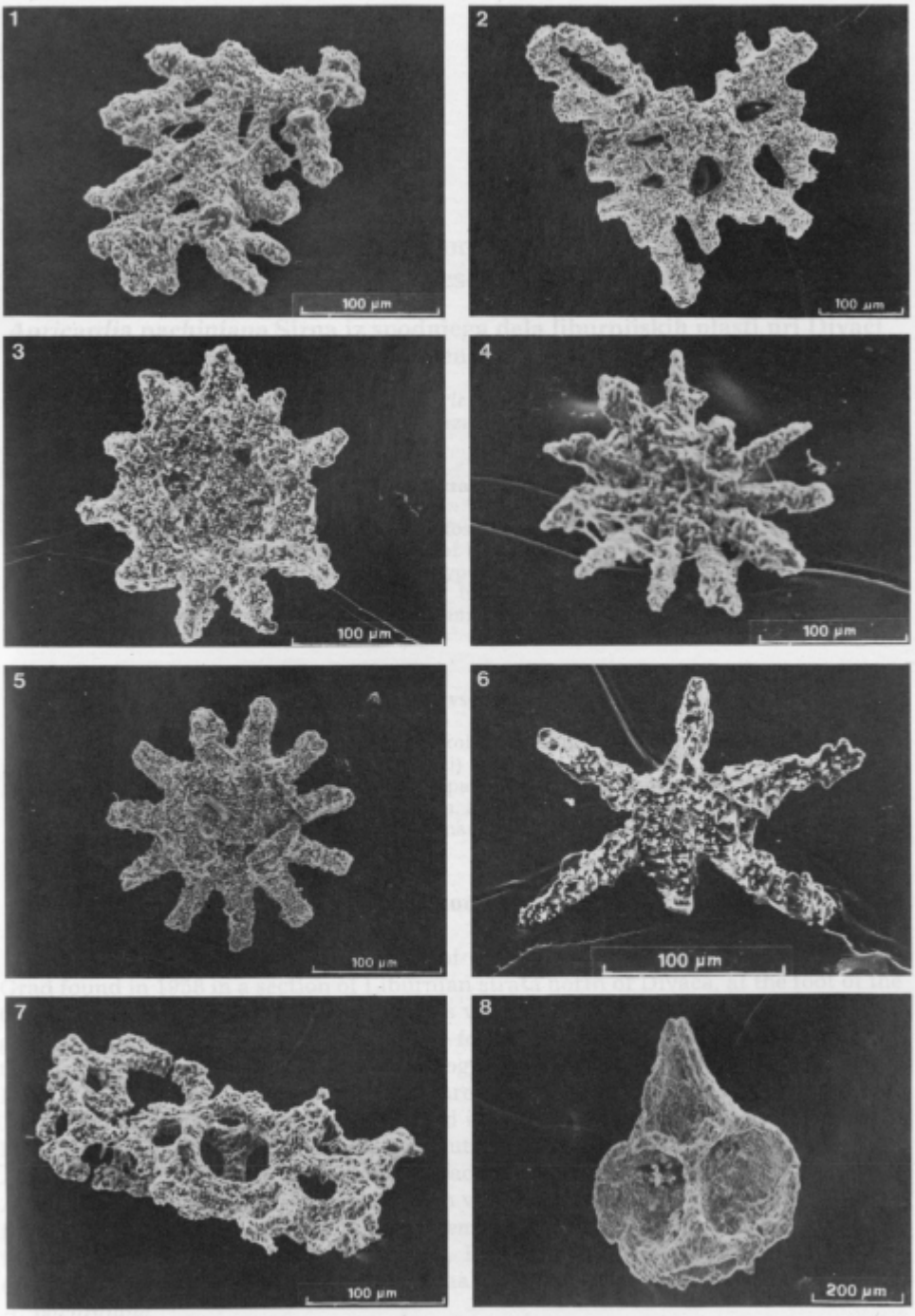
4 Gen. indet. 4
Sleme, norij, (2/4), 306/4
Sleme, Norian, (2/4), 306/4

5 Gen. indet. 1
Sleme, norij, (2/2), 313/1
Sleme, Norian, (2/2), 313/1

6 Gen. indet. 6
Pod Skuto, norij, (3), 311/6
Under Mt. Skuta, Norian (3), 311/6

7 Mrežast skelet
Sleme, norij, (2/6), 300/9
Meshwork
Sleme, Norian, (2/6), 300/9

8 Pedicilarij
Sleme, norij, (2/6), 302/5
Sleme, Norian, (2/6), 302/5


1
100 µm
2
100 µm
3
100 µm
4
100 µm
5
100 µm
6
100 µm
7
100 µm
8
200 µm

GEOLOGIJA *35*, 65–68 (1992), Ljubljana

UDK 56.02:551.763(497.12)=20

Apricardia pachiniana Sirna from the lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau)

Apricardia pachiniana Sirna iz spodnjega dela liburnijskih plasti pri Divači (Tržaško-komenska planota)

Mario Pleničar
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana

Abstract

Revision of pelecypod valves (fossil nuclei) from lower part of Liburnian beds (Vreme beds) from surroundings of Divača on Triest-Komen Plateau was performed. It was found that all pelecypod shells which were formerly attributed to genus *Gyropleura* do not belong to this genus, but also to genus *Apricardia*. Determined was species *A. pachiniana* Sirna which is characteristic for Maastrichtian in southeastern Sicily.

Kratka vsebina

Opravljena je bila revizija školjčnih lupin (kamenih jeder) spodnjega dela liburnijskih plasti (vremske plasti) iz okolice Divače na Tržaško-komenski planoti. Ugotovljeno je bilo, da ne pripadajo vse lupine školjk, ki so bile prej uvrščene v rod *Gyropleura*, samo temu rodu, ampak tudi rodu *Apricardia*. Določena je bila vrsta *A. pachiniana* Sirna, ki je značilna za maastrichtij v jugovzhodni Siciliji.

Introduction

During mapping of the Gorica sheet of the Basic Geologic Map geologist Karel Grad found in 1958 in a section of Liburnian strata north of Divača, at the foot of the Gaberk hill, remnants of pelecypod valves which I determined in a work in 1960 as genus *Gyropleura* (Pleničar, 1960). The fossil material is preserved in the paleontological collection of the Chair for Geology and Paleontology of the University in Ljubljana. It consists of fossil nuclei of three left valves of hamidian pelecypods. In 1983 a paper by G. Sirna was published in Bolletino della Società Paleontologica Italiana (Sirna, 1983) in which the author described a new species of genus *Apricardia* from Maastrichtian beds at Pachino, Sicily. He named the new species *Apricardia pachiniana* after the locality in which the individuals of the species were found. Owing to the similarity of specimens from Sicily with the above mentioned individuals from surrounding of Divača, I decided for a revision of the original determination. Obviously also the individuals from Divača may belong to the species *A. pachiniana*.

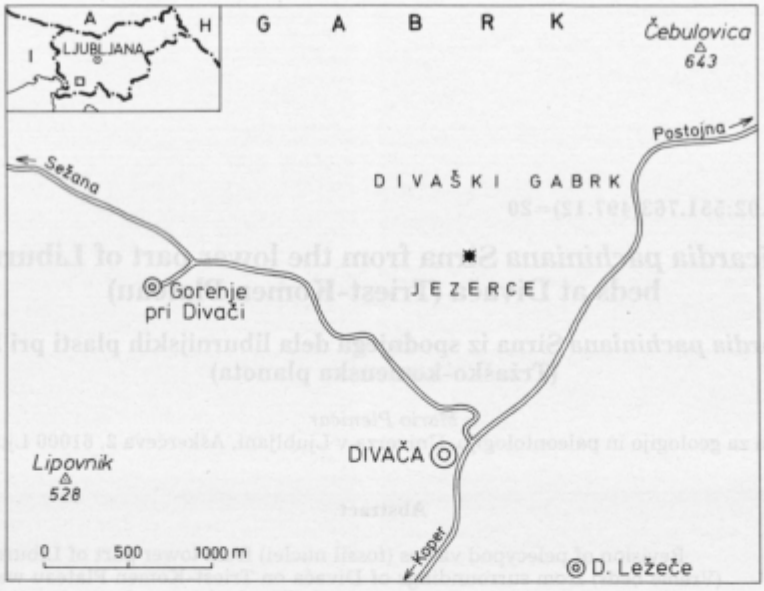


Fig. 1. Location map of outcrop of Maastrichtian beds with *Apricardia pachiniana* Sirna

Sl. 1. Situacijska karta izdankov maastrichtijstih plasti z *Apricardia pachiniana* Sirna

Systematic description

Class **Bivalvia**

Order Hippuritida

Family Requienidae Douvillé 1914

Genus *Apricardia* Guéranger 1853

Apricardia pachiniana Sirna 1983

Pl. 1, Fig. 1, 2, 3

1960 *Gyropleura* sp. – Pleničar, 39–40, fig. 5a, b, c.

1983 *Apricardia pachiniana* n.sp. – Sirna, 301-303, text-fig, 2a-i.

Fossil material: Two fossil nuclei of lower valves, preserved in the paleontological collection of the Chair for Geology and Paleontology of the University in Ljubljana, Inv. No. 3984. Fossil nuclei were extracted from the matrix of grey-brown micritic limestone.

Description: Left valve of teh first specimen is shown on Pl. 1, fig. 1, 2 from posterior and anterior sides. It is a fossil nucleus on which not even smaller traces of valve are preserved. Apex is partly broken off. An oblong deep groove that corresponds to posterior myophore *mp* is visible. The specimen is hornlike. Aperture is not preserved. According to shape, size and bend of the valve apex, and by comparison with figures 5a, 5b, 5d and 5e in work by G. Sirna (1983) the species *Apricardia pachiniana* Sirna can be determined. The poorlier preserved other fossil nucleus,

shown on Pl. 1, fig. 3, is left valve of same species in anterior view. On this specimen some shell is still preserved which is ornamented with growth lines. Cardinal apparatus is not preserved.

Locality: North of Divača, at foot of Gaberk hill, Triest-Komen Plateau.

Stratigraphy: The species was first found in Maastrichtian beds at Pachino in southeastern part of Sicily. In Slovenia rests of this species were found in lower part of Liburnian strata (Vreme strata) which are attributed to Maastrichtian.

Apricardia sp.

Beside the two fossil nuclei of species *Apricardia pachiniana* Sirna Karel Grad found an other fossil nucleus of left valve of pelecypod of genus *Apricardia*. Limestone material of the nucleus is intensely recrystallized. Umbo of the specimen is very long and narrow with a long narrow groove that corresponds to posterior myophore *mp*. Specimen is figured on Pl. 1, fig. 4, where posterior part of left valve is shown. Cardinal apparatus is not preserved. Specimen was found at the same site of same bed as individuals of species *A. pachiniana*. It possibly represents an other species of genus *Apricardia*, but its poor state of preservation does not allow closer determination.

Conclusion

In the Vreme strata (lower part of Liburnian beds) in which fossil nuclei of pelecypods of *Apricardia* genus were found very numerous sections of valves of hamidiam shells occur, and they were attributed hitherto exclusively to genus *Gyropleura*. Now beside it also genus *Apricardia* was established. Species *A. pachiniana* was found which confirms the Maastrichtian age of the Vreme beds.

Acknowledgements

Thanks are due to Karel Grad for his allowing the publication of fossil material which he found near Divača, to Marjan Grm for the drawing of the locality and photographic work, and to Simon Pirc for the translation into English.

References

Pleničar, M., 1960, The stratigraphic development of Cretaceous beds in Southern Primorska (Slovene littoral) and Notranjska (Inner Carniola). Geologija *6*, 22–145, Ljubljana.

Sirna, G., 1983, *Apricardia pachiniana*, a new species from the Maastrichtian near Pachino (Southeastern Sicily). Bolletino della Soc. Paleontologica Italiana *22*, n. 3, 301–303, text-fig. 1, 2, Roma.

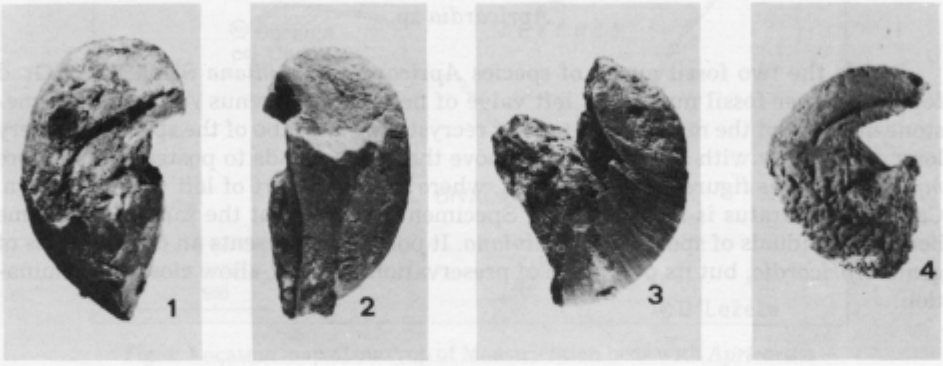


Plate 1 – Tabla 1

1 *Apricardia pachiniana* Sirna
Divača (Triest-Komen Plateau), posterior view of left valve; visible is groove corresponding to posterior myophore *mp*
Divača (Tržaško-komenska planota), posteriorna stran leve lupine; viden je jarek, ki ustreza posteriornemu mišičnemu odtisku *mp*

2 Anterior side of left valve of the specimen on fig. 1
Anteriorna stran leve lupine istega primerka kot na sl. 1

3 *Apricardia pachiniana* Sirna
Divača; anterior side of fragment of left valve
Divača; anteriorna stran odlomka leve lupine

4 *Apricardia* sp.
Divača; posterior view of left valve; visible is groove which corresponds to posterior myophore *mp*
Divača; posteriorna stran leve lupine; viden je jarek, ki ustreza posteriornemu mišičnemu odtisku *mp*

All figures are natural size. Photographs taken by Marjan Grm at the Chair for Geology and Paleontology of the University in Ljubljana

Vse slike so v naravni velikosti. Fotografiral je Marjan Grm na katedri za geologijo in paleontologijo Univerze v Ljubljani

GEOLOGIJA 35, 69–72 (1992), Ljubljana

UDK 56.02:551.781(497.12)=863

Zanimiv polž *Xenophora* sp. iz Istre

Interesting gastropod *Xenophora* sp. from Istria

Rajko Pavlovec
Katedra za geologijo in paleontologijo Fakultete za naravoslovje in tehnologijo, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V Istri je bil najden polž iz rodu *Xenophora*, ki ima šive prekrite s hišicami foraminifer *Assilina spira spira*.

Abstract

In Istria a snail of genus *Xenophora* was found with sutures covered with tests of foraminifer *Assilina spira spira*.

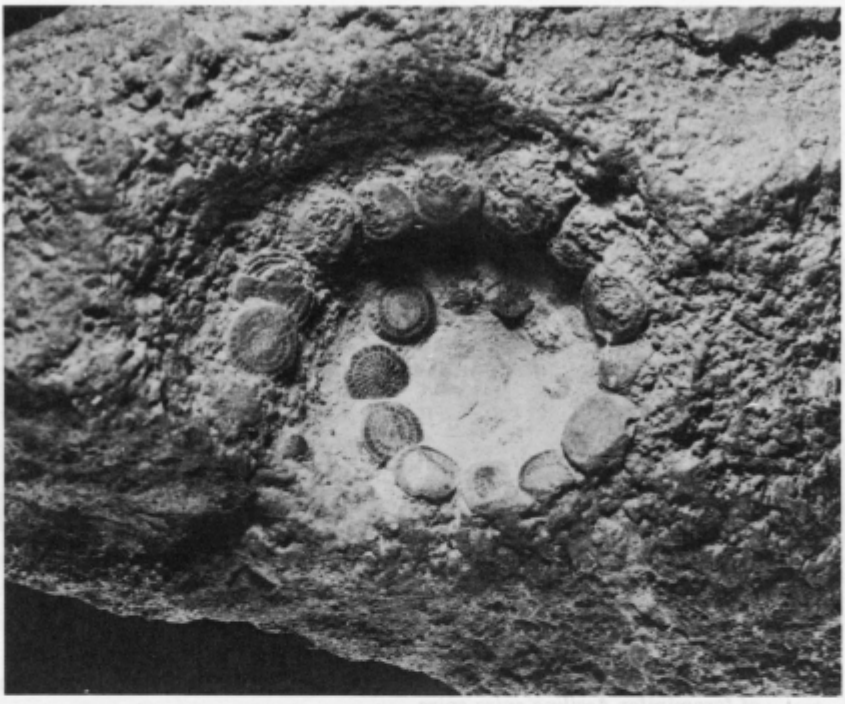
Uvod

V Istri je znanih veliko bogatih nahajališč fosilov v eocenskem flišu, zlasti v okolici Buzeta, Roča in drugod. Gospod Moreno Miklavčič iz Kopra je našel pri Štrpedu severno od Buzeta odtis polža iz rodu *Xenophora*. Zanimivost tega primerka je v tem, da ima po šivih nalepljene hišice asilin. M. Miklavčiču se tudi na tem mestu najlepše zahvaljujem, da je prepustil fosilni primerek v obdelavo. Prav tako dolgujem zahvalo gospe Ireni Likar z Osnovne šole D. Bordon v Semedeli pri Kopru, ki je fosilnega polža podarila zbirki Katedre za geologijo in paleontologijo v Ljubljani, kjer je sedaj shranjen.

Podoben polž *Xenophora* sp. je bil leta 1964 najden na Krku, po šivih pa ima poleg asilin tudi numulite. Čeprav je za polže iz tega rodu značilno, da si po šivih nalepijo tuje delce, včasih celo manjše školjčne lupine ali manjše foraminifere, ne poznamo drugih primerkov, ki bi imeli šive prekrite z numulitinami.

Polž iz Istre

Odtis polža *Xenophora* sp. iz Štrpeda v Istri je v flišnem apnenčevem peščenjaku, v katerem je veliko fosilov, med njimi *Assilina spira spira* (De Roissy), *Nummulites discorbinus* (Schlotheim), *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp. in druge miliolide. Mnoge foraminiferne hišice so poškodovane.



Sl. 2. Odtis polža *Xenophora* sp. s hišicami foraminifer *Assilina spira spira* po šivih. Srednjelutecijski fliš, Štrped v Istri. Naravna velikost

Fig. 1. Imprint of snail *Xenophora* sp. with tests of foraminifer *Assilina spira spira* along sutures. Lower Lutetian flysch, Štrped in Istria. Natural size

Od polža *Xenophora* sp. je ohranjen samo odtis, na katerem so v spirali po šivih razporejene hišice *Assilina spira spira* (sl. 1). Premer zadnjega zavoja je približno 50 mm, hišica je imela tri zavoje. Asiline so bile prvotno nalepljene po šivih polževe hišice, sedaj so ostale v sedimentu na odtisu hišice. Asilinske hišice se rahlo večajo od notranjega zavoja proti zunanjemu. V notranjih zavojih so velike okrog 5,5 mm, v srednjem delu hišice 7,5 do 8 mm, v zadnjem zavoju pa dosežejo največji premer 8,5 do 9 mm. Na celotni hišici je videti 24 asilin.

Po *Assilina spira spira* in *Nummulites discorbinus* sklepamo, da so flišne plasti s polžem *Xenophora* sp. pri Štrpedu srednjelutecijske starosti.

Polž s Krka

Pred leti opisani podoben polž *Xenophora* sp. (P a v l o v e c , 1964, 6) iz klastitov na otoku Krku je ohranjen kot notranje jedro, na katerem so nalepljene numulitinske hišice. Premer zadnjega zavoja polževe hišice je 33 mm, ima tri zavoje, na katerih je ohranjenih ali vidnih sledov od 22 numulitin. Foraminiferne hišice niso tako lepo razporejene po velikosti kot pri polžu iz Štrpeda, ampak so precej pomešani večji in

manjši primerki. Numulitinske hišice tudi niso postavljene druga poleg druge, ampak se nekatere delno prekrivajo. Največje imajo premer 8 do 9 mm.

Numuliti na polžu so iz skupine *Nummulites burdigalensis*, najverjetneje vrsta *Nummulites friulanus* Schaub, asiline pa vrsta *Assilina cuvillieri* Schaub. Obe vrsti je Schaub (1981, 66) že našel na Krku.

Assilina cuvillieri in *Nummulites friulanus* sta zgornjecuisijski vrsti. Klastiti s polžem *Xenophora* sp. so torej iz najmlajšega dela spodnjega eocena, omenjeni vrsti pa je našel Schaub (1981) prav tako v laporju blizu Dobrinja. Očividno na Krku klastiti niso samo srednjelutecijske starosti (cf. Grimani et al., 1973).

Način življenja polža *Xenophora* sp.

Rod *Xenophora* je znan od konca mezozoika, morda celo nekoliko dlje, živi pa še danes. Fosilnih je veliko vrst, medtem ko jih je danes malo (Wenz, 1938, 906). Zanimivo je vprašanje, zakaj si ti polži lepijo tuje delce na hišo. Wenz pravi, da imajo različne vrste velike ali majhne hišice, izrecno pa poudarja, da so njihove stene debele, živi pa so globoki. Tudi danes živeči predstavniki rodu *Xenophora* nimajo tankih sten hišic. Morda si polži iz rodu *Xenophora* lepijo po živih tuje delce prav zaradi ojačanja poglobljenih delov hišic? Oba v Zunanjih Dinaridih najdena polža (Istra in Krk) nimata ohranjenih hišic, po čemer bi sklepali, da sta imeli ti fosilni vrsti neobstojni hišici, ki sta se raztopili, medtem ko so numulitinske hišice odstale dobro ohranjene.

Naslednje vprašanje je življenjski prostor teh polžev. Wenz (1938, 35) pravi, da so navezani na »laminarijsko cono«, ki sega do 28 m globoko in kjer živijo tudi rjave in rdeče alge. Habe (1971, 57) omenja današnje vrste iz plitvejših delov morij nekako do 200 m globoko. Tudi oba fosilna primerka iz Istre in otoka Krka kažeta na plitvo in toplo vodo, kjer je živelo veliko numulitin (Pavlovec, 1964, 6). V flišno morje sta bila prinesena iz karbonatne platforme, kakor je bil za bogata fosilna nahajališča v istrskem flišu že narejen model (Pavlovec, 1988, 146–150). Glede na različna okolja, v katerih so živele foraminifere, najdene v apnenčevem peščenjaku, sklepamo, da je prihajala favna v flišno morje iz nekoliko različnih delov karbonatne platforme.

Polž iz rodu *Xenophora* nalepi na hišico majhne delce kamnin, dele ali celo cele školjčne lupine, včasih majhne prodnike ali hišice foraminifer (Moore, 1964, 109; Habe, 1971, 57). Habe loči tiste, ki si lepijo školjčne lupine kot *»conchologist«* in tiste z zrni kamnin kot *»geologist«*. Naša primerka bi bila po tej terminologiji lahko *»nummulitinologist«*.

Sklep

Polž iz Štrpeda v Istri pripada rodu *Xenophora*. Zaradi polepljenosti z numulitinskimi hišicami sodi med redke in zanimive fosile iz fliša Zunanjih Dinaridov. Živel je v prostoru, kjer je bilo veliko foraminifer podvrste *Assilina spira spira*, s katerimi je polepljen. Takšni prostori s številnimi asilinami so bili v srednjem eocenu ponekod na karbonatni platformi na prostoru današnje Istre in Kvarnerskih otokov.

Podoben polž iz rodu *Xenophora* je bil najden pred leti na otoku Krku. Numulitine na njem so iz vrst *Assilina cuvillieri* in *Nummulites friulanus*.

Asiline na polžu iz Štrpeda so razporejene v spirali druga poleg druge, medtem ko so na polžu iz Krka manj urejene. Oba primerka pripadata različnima stratigrafskima horizontoma, istrski srednjemu luteciju, oni s Krka pa zgornjemu cuisiju.

Interesting gastropod *Xenophora* sp. from Istria

Summary

In the flysch calcareous sandstone at Štrped in central Istria the snail *Xenophora* sp. was found. Unusual for the fossil are assilinas stuck on its sutures. Preserved was only the imprint of the gastropod shell; on it are fastened 24 tests of *Assilina spira spira*. Tests increase in size from the first towards the last whorls; the diameter of the smallest test is around 5.5 mm, and of the largest 8.5 to 9 mm.

A similar snail was found on the island of Krk (Pavlovec, 1964). On it, however, are stuck tests of assilinas and nummulites of the Upper Cuisian species *Assilina cuvillieri* and *Nummulites friulanus*. The foraminifer tests are fixed on the stone core along sutures less regularly than in the case of the snail from Istria, and they partly cover one another.

The gastropod from Štrped most probably lived in an environment with plently of assilinas. Such environments existed on the carbonate platform in the region of actual Istria and Kvarner islands. The snail was transported from the carbonate platform into the flysch sea. The Middle Lutetian age is indicated by *Assilina spira spira* and *Nummulites discorbinus*. Along with them appear in the flysch sandstone *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp. and other miliolides. With respect to different environments in which the listed foraminifers lived it can be concluded that fauna arrived into the flysch sea from various parts of the carbonate platform.

The shells of the snails *Xenophora* sp. from Istria and Krk are not preserved, remained only the imprint and the rock core. It is reasonable to assume that their shell, which was destroyed, was thin. An interesting question is, however, why on the sutures of the recent snails of this genus which have strong shells small rock particles, and parts, or even entire skeletons of various organisms are pasted. Perhaps to protect with foreign particles the less resistant sutures?

Literatura

Grimani, I., Šušnjar, M., Bukovac, J., Milan, A., Nikler, L., Crnolatac, L., Šikić, D. & Blašković, I. 1973, Tumač za list Crikvenica L 33–102. Osnovna geol. karta 1:100 000, 1–47, Beograd.

Habe, T. 1971, Shells of the Western Pacific in Color, *2*. Hoikusha Publ., 233 p., pl. 1–66, Osaka.

Moore, C.R. 1964, Treatise on Invertebrate Paleontology, 1, Mollusca, *1*. Geol. Soc. Amer., 351 p., Lawrence, Kansas.

Pavlovec, R. 1964, Interesting Fossils from the Island of Krk (Croatia). Bull. scient., *9*/1–2, 5–6, Zagreb.

Pavlovec, R. 1988, Savremeni pogledi na istraživanja numulitina. Radovi, 85, Odjel. teh. nauka, *12*, 141–170, Sarajevo.

Schaub, H. 1981, Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogenese et biostratigraphie. Schweiz. Pal. Abh., *104–106*, 236 p., pl. 1–115, tab. 1–18, Bâle.

Wenz, W. 1938, Gastropoda, 1. Handbuch der Paläozoologie, *6*, 1200 p., Berlin.

GEOLOGIJA 35, 73–80 (1992), Ljubljana

UDK 551.761(497.12)=863

Cordevolski greben na Menini

The Cordevolian reef on the Menina, Kamnik–Savinja Alps, Slovenia

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana

Luka Šribar
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Vrhovi Menine z Vivodnikom, Snežnim vrhom, Globačami, Vrtačnikom, Ovčjim stanom, Vetrnikom in Petelinjekom ter vmesno ozemlje sestoje iz grebenskega cordevolskega (spodnji karnij, trias) apnenca in deloma dolomitnega apnenca ter dolomita s koralami *Margarophyllia capitata* (Münster), *Margarosmilia septanectens* (Loretz) in *Tropidendron* sp., spongijama *Solenolmia manon* (Münster) in *Alpinothalamia slovenica* (Senowbari–Daryan), mikroproblematikuma *Ladinella porata* (Kraus & Ott) in *Plexoramea cerebriformis* (Mello). Grebenski apnenec Menine ima iste favnistične značilnosti z istimi vrstami koral, spongij in mikroproblematik kot cordevolski grebenski apnenec v severnih Julijskih Alpah in dokazuje isti sedimentacijski prostor obeh ozemelj na karbonatni platformi.

Abstract

The peaks of Menina with Vivodnik, Snežni vrh, Globače, Vrtačnik, Ovčji stan, Vetrnik and Petelinjek, as well the area between them consist of Cordevolian (Lover Carnian, Triassic) reef limestone and partly dolomitic limestone, and dolomite with corals *Margarophyllia capitata* (Münster), *Margarosmilia septanectens* (Loretz) and *Tropidendron* sp., sponges *Solenolmia manon* (Münster) and *Alpinothalamia slovenica* (Senowbari–Daryan), microproblematicum *Ladinella porata* (Kraus & Ott) and *Plexoramea cerebriformis* (Mello). The reef limestone of Menina has the same faunistic characteristics with the same species of corals, sponges and microproblematica as the Cordevolian reef limestone in the northern Julian Alps, which is an indication of a unique sedimentation region for the two areas on the carbonate platform.

Uvod

Pri podrobnem raziskovanju Menine je L. Šribar za seminarsko nalogo pod vodstvom prof. A. Ramovša nabral tudi nekaj fosilov v njenem vršnem delu. Bili so precej prekristalizirani in le deloma določljivi in jih je s pomočjo dr. D. Turnšek, za kar se ji lepo zahvaljujeva, deloma tudi določil. A. Ramovš je napisal dosedanje ugotovitve in opravil korelacijo grebenskega apnenca na Menini z enakim grebenskim razvojem v severnih Julijskih Alpah.

Dosedanje ugotovitve

V svojem prvem delu o Menini Teller (1892, 131, 132) piše, da sestoje kope okoli Kurjega vrha iz svetlega apnenca z litodendronskimi koralami, velikimi diploporami, polži in megalodontnimi školjkami, ki imajo dovolj razločen videz dachsteinskega apnenca. Tudi Globače in Javoršek leže v dachsteinskem apnencu.

Teller (1898, 72) je na Menini ugotovil megalodontidni dachsteinski apnenec, ki leži na neprepustnih plasteh in je deloma ekvivalenten z rabeljskimi plastmi pa je zato mogoče ločiti koralni apnenec Vivodnika in Šanc od nižje apnenčeve in dolomitne etaže. Sicer pa na ozemlju Savinjskih Alp ni mogoče kartografsko ločiti glavnega dolomita in dachsteinskega apnenca od nižjih grebenskih apnenčevih tvorb (Teller, 1898, 87).

Seidl (1907, 131) piše, da leži v Menini svetlo barvni dachsteinski apnik z megalodontidnimi školjkami in sestavlja raztegnjeni vrh ter leži nad glinenimi rabeljskimi plastmi. Razpotegnjeni obseg dachsteinskega apnenca v smeri zahod-vzhod kaže tudi Seidlov geološki zemljevid Kamniških ali Savinjskih Alp v merilu 1:150.000, ki je sestavni del citiranega dela.

Na novi geološki karti SFRJ 1:100.000 – list Ljubljana (Premru, 1982) so na Menini nerazčlenjeni $T_{2,3}$ apnenci (srednje- in zgornjetriasni apnenci). V tolmaču lista Ljubljana (Premru, 1983, 22) sta apnenec in dolomit z oznako $T_{2,3}$ uvrščena v poglavje Srednja in zgornja triada, Menina pa v tem poglavju ni omenjena.

Geološke značilnosti vrha Menine

Vrhovi kraške Menine z Vivodnikom kot najvišjim vrhom sestoje iz grebenskega apnenca, deloma dolomitnega apnenca, dolomita, intraformacijske breče in apnenčevega oolita. V apnencu na Snežnem vrhu in severno od Vivodnika ter na kopi z radijskim oddajnikom med Ovčjim stanom in Domom na Menini (sl. 1) je med fosili pomemben problematikum *Plexoramea cerebriformis* (Mello). V okolici Doma na Menini in na Vetrniku so značilne spongije *Solenolmia manon* (Münster) in *Alpinothalamia slovenica* (Senowbari–Daryan) ter značilnimi mikroproblematikum *Ladinella porata* (Kraus & Ott). V temno sivem do črnem apnencu vzhodno od Vivodnika so pogostne korale *Margarophyllia capitata* (Münster), *Margarosmilia septanectens* (Loretz) in rod *Tropidendron*, ki pa je tako prekristaljen, da ni mogoče določiti vrste. V okolici Doma na Menini in Vetrnika se posamično pojavlja spongija *Solenolmia manon*, v okolici Ovčjega stana pa *Alpinothalamia slovenica* in pogostno *Ladinella porata*. Koralite povsod obdajajo ovoji spongiostromatnih skorij.

Korelacija cordevolskih apnencev Menine s cordevolskimi apnenci severnih Julijskih Alp

V severnih Julijskih Alpah so v cordevolski dobi nastali na julijski karbonatni osnovi manjši »patch« grebeni, ki so jih kot primarni tvorci sestavljali korale, spongije in stromatoporoidi. Korale prevladujejo. Sekundarni tvorci grebenov so bile spongiostromatne skorjaste tvorbe in mikroproblematika, ki imajo velik delež v sestavi biolitita. Med enajstimi obdelanimi koralnimi vrstami so *Margarophyllia capitata, Margarosmilia septanectens* in *Tropidendron* sp., ki se pojavljajo tudi na Menini.



Sl. 1. Skica najdišč cordevolskega grebena na Menini

Fig. 1. Sketch showing new occurrences of the Cordevolian reef on Menina

Med spongijami je pogostna *Solenolmia manon*, ugotovljena tudi na Menini. Mikroproblematike predstavljata v severnih Julijskih Alpah zelo pogostna *Ladinella porata* in še številnejša *Plexoramea cerebriformis*. Obe vrsti sta značilni tudi na Menini. Korale in spongije v severnih Julijskih Alpah povsod obdajajo spongiostromatne skorje in so pomembni sekundarni ustvarjalci grebenov. Enake skorje ovijajo tudi koralite na Menini. Cordevolski grebenski apnenec z omenjenimi grebenotvornimi fosili je v severnih Julijskih Alpah zelo razširjen in se vleče od Vitranca in Prisanka na zahodu preko Špika, Vrtaškega vrha, Mojstrane, Črne in Srednje gore, Frčkovega vrha in Debele peči do Kisovca in Brezovca na Mežaklji južno od Jesenic (Ramovš & Turnšek, 1984).

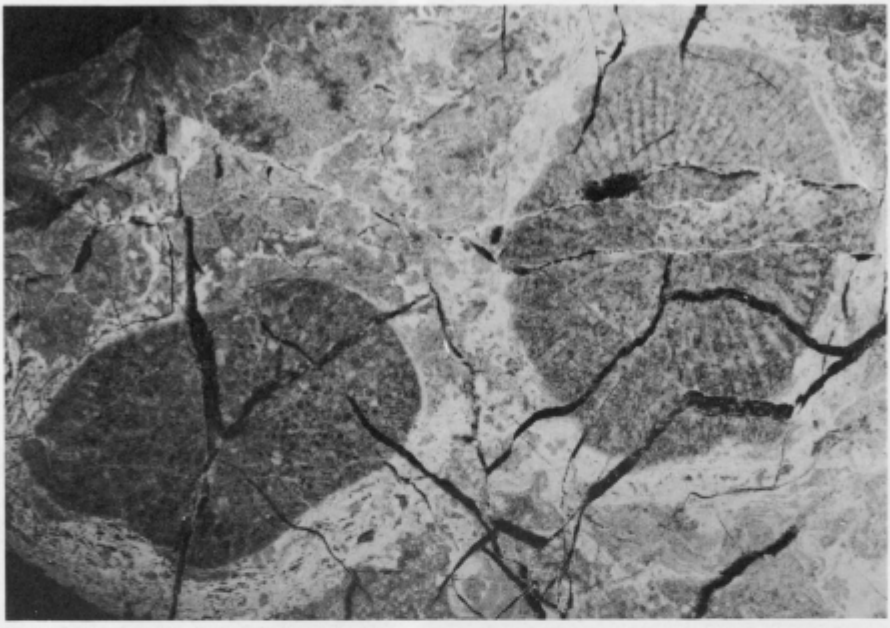
Pomembno je, da nobena od omenjenih koralnih, spongijskih in drugih vrst ni bila ugotovljena v podrobno obdelani grebenski favni norijskega grebenskega dachsteinskega apnenca v severnih Julijskih Alpah (Turnšek & Ramovš, 1987).

Fosilni ostanki koralno/spongijsko/spongiostromatnega grebenskega apnenca na Menini dokazujejo cordevolsko starost. Ti grebenski apnenci predstavljajo nadaljevanje grebenskega razvoja spodnjekarnijske karbonatne osnove severnih Julijskih Alp proti vzhodu na ozemlje današnje Menine.

Tabla 1 – Plate 1

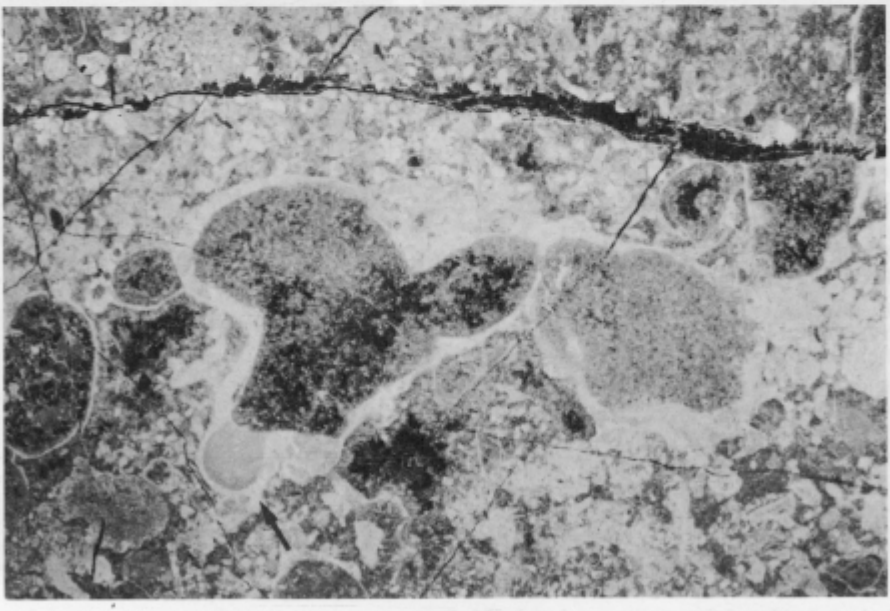
1 *Margarosmilia septanectens* Loretz, (1875)
Prečna preseka koralitov, ki ju obraščajo spongiostromatne skorje. Vivodnik. 7 ×
Transverse section of two corallites, overgrown by spongiostromata crusts.
Vivodnik. 7 ×

2 Prekristaljeni ostanki koral, obraščeni s spongiostromatnimi skorjami. → *Ladinella porata* (Ott, 1968). Vivodnik. 7 ×
Recrystallized corals, overgrown by spongiostromata crusts. → *Ladinella porata* (Ott, 1968).
Vivodnik. 7 ×



1

2



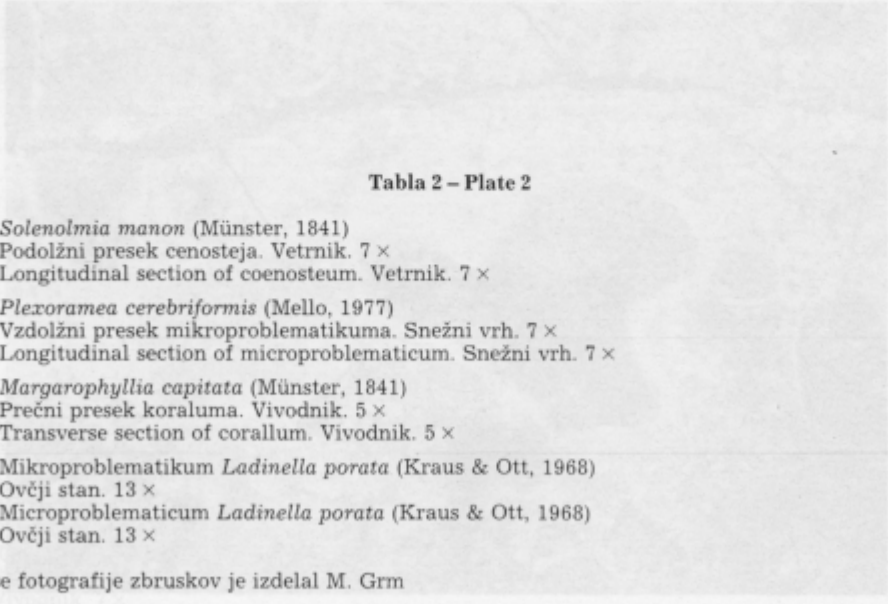


Tabla 2 – Plate 2

1 *Solenolmia manon* (Münster, 1841)
Podolžni presek cenosteja. Vetrnik. 7 ×
Longitudinal section of coenosteum. Vetrnik. 7 ×

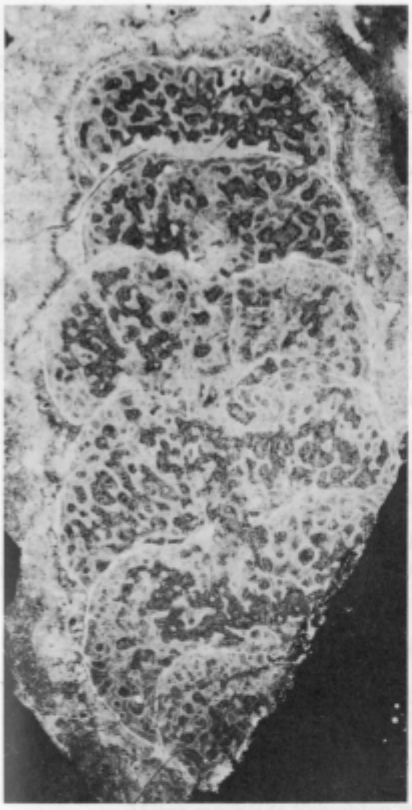
2 *Plexoramea cerebriformis* (Mello, 1977)
Vzdolžni presek mikroproblematikuma. Snežni vrh. 7 ×
Longitudinal section of microproblematicum. Snežni vrh. 7 ×

3 *Margarophyllia capitata* (Münster, 1841)
Prečni presek koraluma. Vivodnik. 5 ×
Transverse section of corallum. Vivodnik. 5 ×

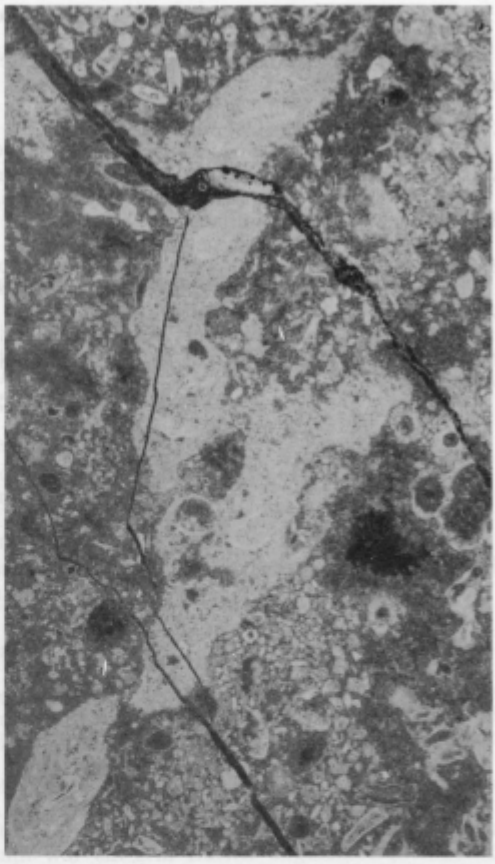
4 Mikroproblematikum *Ladinella porata* (Kraus & Ott, 1968)
Ovčji stan. 13 ×
Microproblematicum *Ladinella porata* (Kraus & Ott, 1968)
Ovčji stan. 13 ×

Vse fotografije zbruskov je izdelal M. Grm

All photographs of thin sections taken by M. Grm

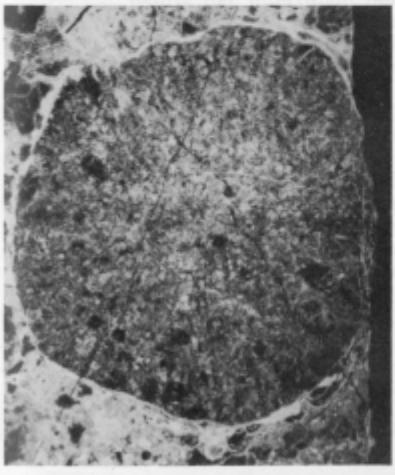


1

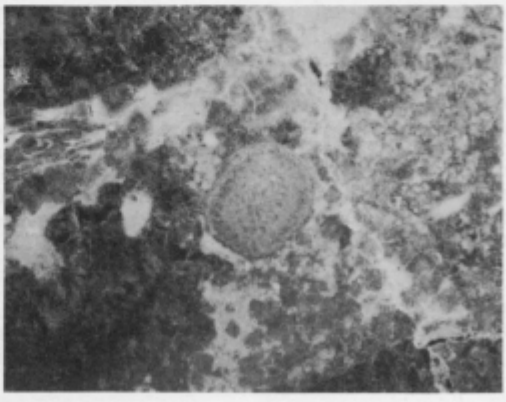


2

3



4



Literatura

Premru, U. 1982, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd, 75 p.

Ramovš, A. & Turnšek, D. 1984, Lower Carnian reef buildups in the northern Julian Alps (Slovenia, NW Yugoslavia). Razprave IV. razr. SAZU *25*, 161–200, 15 pls., Ljubljana.

Seidl, F. 1907, Kamniške ali Savinjske Alpe, njih zgradba in njih lice. 1. Matica Slovenska, 144 p., 24 prilog, Ljubljana.

Teller, F. 1892, Der geologische Bau der Rogac-Gruppe und des Nordgehänges der Menina bei Oberburg in Südsteiermark. Verh. Geol. Reichsanst., Jg. 1892, 119–134, Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. Geol. Reichsanst. Wien, 142 S., Wien.

Turnšek, D. & Ramovš, A. 1987, Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the northern Julian Alps (NW Yugoslavia). Razprave IV. razr. SAZU *28*, 27–67, 16 pls., Ljubljana.

GEOLOGIJA 35, 81–181 (1992), Ljubljana

UDK 552.54(497.12)=30

Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien

Mikrofacies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji

Bojan Ogorelec

Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko – Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slowenien

Peter Rothe

Geographisches Institut der Universität, Abteilung für Geologie, Schloss, 6800 Mannheim, BR Deutschland

Kurzfassung

Eine bis zu 1000 m mächtige Schichtenfolge von karbonatischen Gesteinen des norischen und rätischen Alters ist in dem südwestlichen Teil Sloweniens als Hauptdolomit, nur in den Gebieten von Trnovski gozd und Banjška planota sind die oberen 200 m überwiegend als Dachsteinkalk entwickelt.

Der Hauptdolomit zeigt Markmale der loferitischen Entwicklung. Bis zum Meter mächtige Schichten von biomikritischem und körnigem Dolomit wechseln sich mit dünneren Stromatolith-und Laminit-Schichten rhytmisch ab. Das Ablagerungsmilieu von Hauptdolomit war ein sehr flacher abgeschlossener Schelf, häufig der intertidale Bereich innerbalb der Dinarischen Karbonat-Plattform. Der Dolomit ist in der frühen Diagenese (Stromatolith-Schichten) sowie während der spätdiagenetischen Prozesse (körniger Dolomit) entstanden.

Der Dachsteinkalk stellt eine laterale Fazies des Hauptdolomits vor. Das Gestein wurde in einem offenen Flachschelf abgelagert. Für ein intertidales Milieu kennzeichende Sedimenttexturen sind selten. Die Korrosionshohlräume und intraformationelle Brekzien in dem Kalkstein zeigen auf kurzfristige lokale Varlandungen während seiner Entstehung.

Auf die geochemische Zusammensetzung von Spurenelementen der Kalke und Dolomite hatten die diagenetischen Prozesse, vor allem die Dolomitisierung, weniger aber das Sedimentationsmilieu den grössten Einfluss. Die Kalksteine enthalten in Vergleich zum Dolomit allgemein zweimal mehr Sr, die Dolomite aber mehr Fe, Mn und Na. Der frühdiagenetische Dolomit ist mit den schweren Isotopen δO^{18} und δC^{13} angereichert, wogegen der spätdiagenetische Dolomit mehr des leichten δO^{18} enthält. Der Kalkstein wurde bei Temperaturen um 24°C abgelagert.

Die Veröffentlichung ist eine etwas gekürzte Dissertation, vorgelegt von B. Ogorelec (1988) aus Ljubljana und genehmigt bei der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.

Kratka vsebina

Do tisoč metrov debela skladovnica karbonatnih kamnin norijske in retijske starosti je v jugozahodnem delu Slovenije razvita kot glavni dolomit, le na Trnovskem gozdu in na Banjški planoti je v vrhnjih dvesto metrih zaporedja pretežno dachsteinski apnenec.

Glavni dolomit kaže značilnosti loferskega razvoja. Ritmično se menjavajo do meter debele plasti biomikritnega in zrnatega dolomita ter tanjše stromatolitne in laminitne plasti. Sedimentacijsko okolje glavnega dolomita je bilo zelo plitev zaprt šelf, pogosto medplimski pas znotraj Dinarske karbonatne platforme. Dolomit je nastal v zgodnji diagenezi (stromatolitne plasti) in med kasnodiagenetskimi procesi (zrnati dolomit).

Dachsteinski apnenec predstavlja lateralni facies glavnega dolomita. Odlagal se je na odprtem plitvem šelfu. Sedimentne teksture, značilne za medplimsko okolje, so zelo redke. Korozijske votline in intraformacijske breče v apnencu kažejo na občasne lokalne okopnitve med njegovim nastajanjem.

Na geokemično sestavo slednih prvin v apnencih in dolomitih so najbolj vplivali diagenetski procesi, predvsem dolomitizacija, manj pa okolje nastanka karbonatnih sedimentov. Apnenci vsebujejo v primerjavi z dolomiti v splošnem dvakrat več Sr, medtem ko imajo dolomitni vzorci več Fe, Mn in Na. Zgodnjediagenetski dolomit je obogaten s težkimi izotopi δO^{18} in δC^{13}, medtem ko vsebujejo kasnodiagenetski dolomiti več lahkega δO^{18}. Apnenec se je odlagal pri temperaturah okrog 24°C.

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG 83
Bisherige Untersuchungen 86

SEDIMENTPETROGRAPHIE UND FAZIELLE MERKMALE 87

Lithofaziestypen des Hauptdolomits 87
Einleitung 87
Stromatolith-Horizonte 95
Supratidale Konglomerate und Laminite 100
Loferit 101
Mikritischer Dolomit 102
Körniger Dolomit 102
Onkoid-Horizonte 103
Intraformationelle Brekzien 105
Ablagerungsmilieu 105
Sedimentationsraten 106

Kalkstein-Entwicklung – Dachsteinkalk 107
Einleitung 107
Subtidale Bildungen innerhalb der Dachsteinkalk-Folge 108
Inter- bis supratidaler Bereich 111
Intraformationelle Brekzie 113
Hohlraumgefüge 114
Dolomite innerhalb der Dachsteinkalk-Folge 115
Ablagerungsmilieu 115

DIAGENESE 116

Einleitung 116

Zementation 117
Diagenese-Bereiche karbonatischer Sedimente 117
Poren- und Zement-Typen im Hauptdolomit und Dachsteinkalk SW-Sloweniens 120

Dolomitisierung . . . 121
Einleitung und theoretische Grundlagen . . . 121
Dolomitisierungsmodelle . . . 124
Dolomitisierung des Hauptdolomits und Dachsteinkalks in SW-Slowenien . . . 127
Ordnungsgrad und Kristallchemie von Dolomit . . . 128

GEOCHEMIE . . . 130
Einleitung . . . 130
Analysentechnik . . . 132
Calcium und Magnesium . . . 132
Strontium . . . 133
Literaturübersicht . . . 133
Strontium-Gehalte der untersuchten Gesteine . . . 133
Kalksteine . . . 133
Dolomitische Kalksteine . . . 136
Reine Dolomite . . . 136
Diskussion der Ergebnisse . . . 138
Eisen und Mangan . . . 140
Literaturübersicht . . . 140
Gehalte von Eisen und Mangan in den untersuchten Gesteinen . . . 143
Eisen . . . 143
Mangan . . . 144
Diskussion der Resultate . . . 144
Natrium . . . 147
Literaturübersicht . . . 147
Na-Gehalte in den untersuchten Gesteinen . . . 149
Diskussion der Ergebnisse . . . 149
Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope . . . 151
Einleitung . . . 151
Die Isotopenzusammensetzung der untersuchten Gesteine . . . 152
Diskussion der Resultate . . . 155
Zusammenfassende Diskussion der geochemischen Untersuchungen . . . 156

ZUSAMMENFASSUNG . . . 157
Mikrofacies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji . . . 161
Danksagung . . . 164

Literatur . . . 165

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit, die ein Teil des Projekts »Mesozoikum Sloweniens« darstellt, befaßt sich mit Karbonatgesteinen der Obertrias in SW-Slowenien. Dieses Gebiet ist in der geologischen Literatur besonders durch seine Karst-Phänomene und durch die Quecksilberlagerstätte von Idrija bekannt.

Das Ziel der durchgeführten Untersuchungen ist es, die Paläogeographie und vor allem die Bildungsräume der obertriassischen Karbonatgesteine zu rekonstruieren.

Hierzu wurden mikrofazielle, geochemische und diagenetische Untersuchungen an sechs ausgewählten Profilen mit insgesamt 310 Proben, die reprasentativ für die bearbeiteten Schichtfolgen sind, durchgeführt (Abb. 1 und 2). Fragen zur Fazies

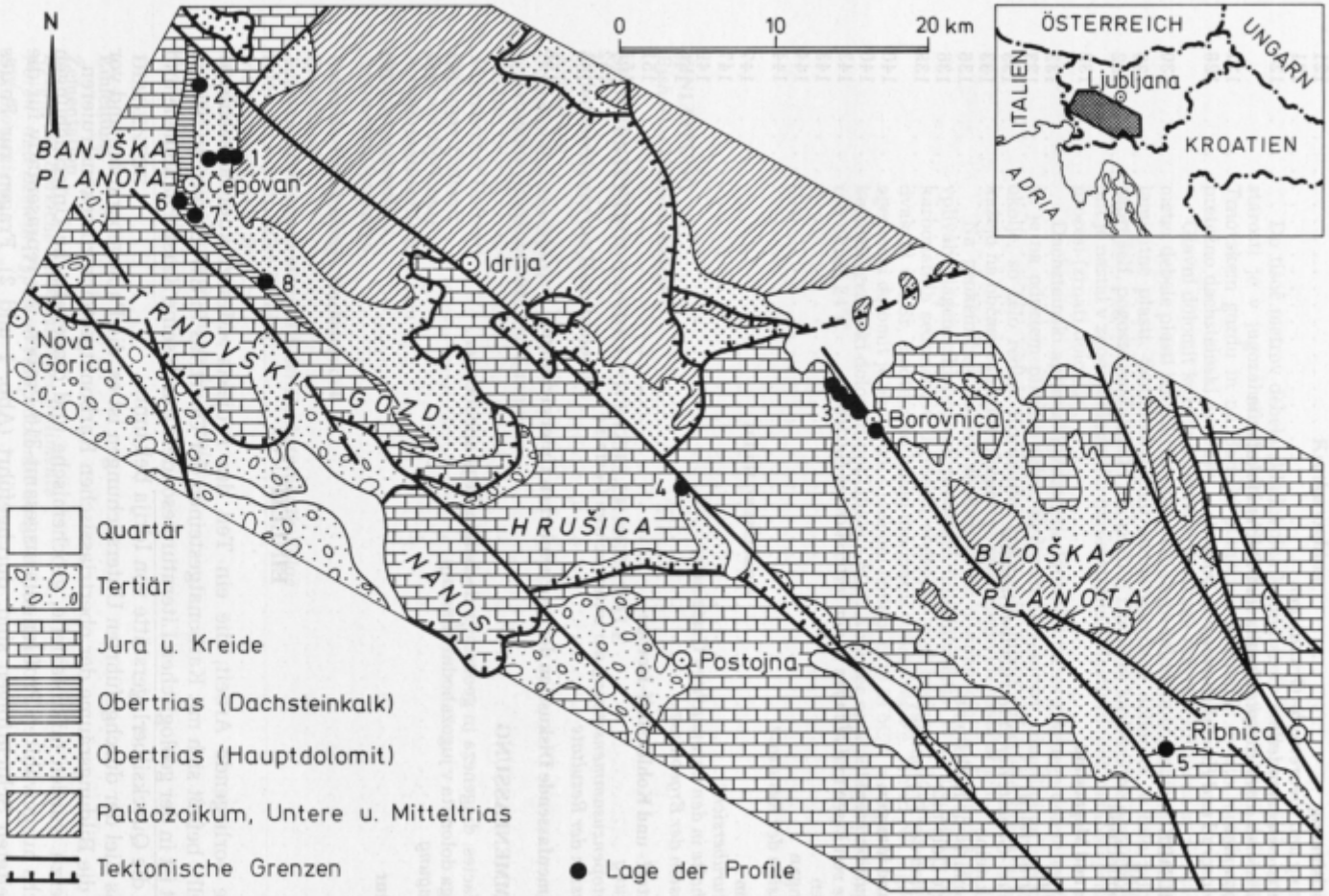


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte und Lage der untersuchten Profile (Karte modifiziert nach Buser, 1968a, 1968b; Buser et al., 1967)
1 Dolenja Trebuša–Čepovan; *2* Grudnica; *3* Borovnica; *4* Grčarevec; *5* Sodražica; *6* Čepovan–Lokovec; *7* Čepovan–Lokve; *8* Smrekova draga

Sl. 1. Pregledna geološka karta in položaj raziskanih profilov. Karta je prirejena po Buserju 1968a, 1968b in Buserju et al., 1967

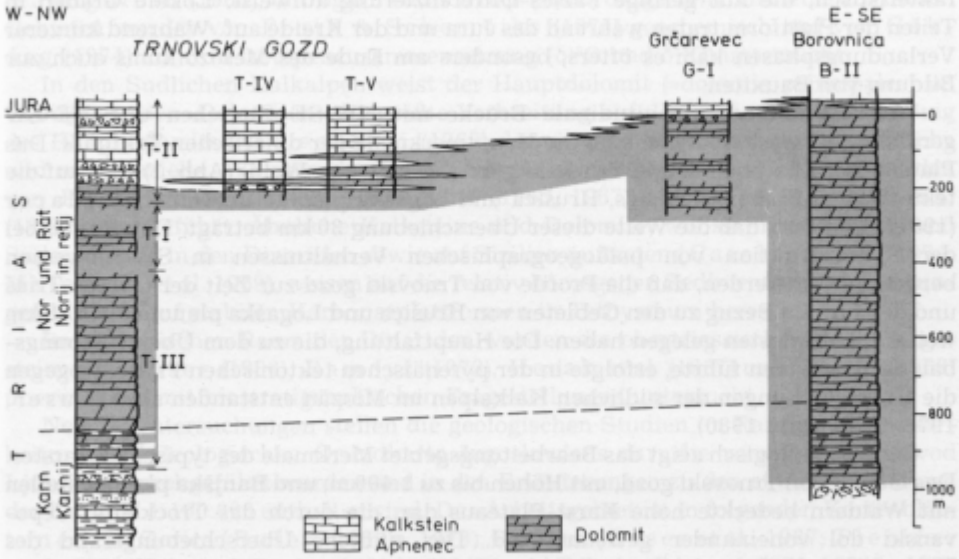


Abb. 2. Schematischer Querschnitt der untersuchten Profile und Verhälthiss der kalkigen und dolomitischen Fazies (Dachsteinkalk und Hauptdolomit) in der Obertrias

Sl. 2. Shematski presek raziskanih zgornjetriasnih profilov (dachsteinski apnenec in glavni dolomit) ter odnos med apnenčevim in dolomitnim razvojem

(Ablagerungsmilieu und Diagenese), Dolomitisierung sowie Geochemie und Isotopengeochemie der Karbonate bilden Schwerpunkte der Untersuchungen.

Es sollte geklärt werden, wie sich primäre fazielle Unterschiede in der heute vorhandenen Verteilung der Spurenelemente durchpausen und in welchem Maß die primären geochemischen Charakteristika durch diagenetische Vorgänge, insbesondere die Dolomitisierung, verändert werden.

Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet SW-Sloweniens gehört tektonisch zu dem äußersten Teil der Dinariden, die den südlichen Zweig des alpidischen Orogens darstellen und den Raum zwischen dem Adriatischen Meer und dem Sava-Fluß (Sikošek & Medwenitsch, 1965) umfassen.

In der Bildungszeit des Hauptdolomits und des Dachsteinkalkes gohörten die slowenischen Dinariden zu einer ausgedehnten und weitgehend stabilen Karbonatplattform (Dinarische Plattform, Buser 1987). Sie ist nach der Zerfall der stabilen »Slowenische Plattform« (Buser, 1987) während des Cordevols entstanden. Aus der Plattform wurden relativ homogene Karbonatsedimente von bis zu mehreren tausend Metern Mächtigkeit abgelagert. Sie umfassen im allgemeinen Karbonate, die für Flachschelfbedingungen charakteristisch sind. Die Bildung der Karbonatplattform endete in der Oberkreide, teils auch erst im Paleozän mit der Entstehung von Flyschbecken.

Die Dinarische Karbonatplattform von über 600 km Länge und bis zu 250 km Breite blieb von dem Obertrias bis zum Eozän relativ stabil. Sie erstreckte sich von den Venezianer Alpen über SW-Slowenien und Istrien weiter nach Dalmatien bis zum Montenegro. Für diese Plattform ist eine relativ monotone Karbonatserie cha-

rakteristisch, die nur geringe Fazies-Differenzierung aufweist. Lokale Gräben in Teilen der Plattform traten während des Jura und der Kreide auf. Während kürzerer Verlandungsphasen kam es öfters, besonders am Ende des Mesozoikums auch zur Bildung von Bauxiten.

Weit aushaltende, longitudinale Brüche mit NW-SE Streichen und NE-SW gerichtete Überschiebungen sind die Hauptmerkmale der dinarischen Tektonik. Das Plateau Banjška planota und Trnovski gozd (Ternowaner Wald) (Abb. 1) sind auf die tektonischen Einheiten Nanos, Hrušica und Logaška planota überschoben. Placer (1981) stellt fest, daß die Weite dieser Überschiebung 30 km beträgt. Daher muß bei der Rekonstruktion von paläogeographischen Verhältnissen in SW-Slowenien berücksichtigt werden, daß die Profile von Trnovski gozd zur Zeit der Oberen Trias und des Jura im Bezug zu den Gebieten von Hrušica und Logaška planota etwa 30 km weiter im Nordosten gelegen haben. Die Hauptfaltung, die zu dem Überschiebungsbau der Dinariden führte, erfolgte in der pyrenäischen tektonischen Phase, wogegen die Überschiebungen der südlichen Kalkalpen im Miozän entstanden sind (Buser, 1976; Premru, 1980).

Geomorphologisch zeigt das Bearbeitungsgebiet Merkmale des typischen Karstes. Das Gebiet von Trnovski gozd, mit Höhen bis zu 1.400 m, und Banjška planota stellen mit Wäldern bedeckte hohe Karst-Plateaus dar, die durch das Trockental Čepovanski dol voneinander getrennt sind. Der südliche Überschiebungsrand des Trnovski gozd erhebt sich hoch über den Flyschgesteinen des Tales von Vipava sowie des Triest–Komen–Gebietes und liegt etwa 30 km von der adriatischen Küste entfernt.

Bisherige Untersuchungen

Der Hauptdolomit und der Dachsteinkalk des Alpenraums waren Gegenstand zahlreicher, sowohl regionalgeologischer als auch sedimentologischer Untersuchungen. Die Arbeiten von Stur (1858) aus der Gebiet von Postojna und von Lipold (1858), die in der Gegend von Cerknica (Abb. 1) durchgeführt wurde, stellten mit die früheste geologische Bearbeitungen dar.

In den sehr wichtigen Arbeiten von Kossmat (1898, 1905, 1906 und 1920) wurde der größte Teil von Westslowenien geologisch untersucht. Kossmat (1905) hatte den Hauptdolomit und den Dachsteinkalk von den älteren und jüngeren Karbonatgesteinen lithologisch klar abgegrenzt. Von der Lokalität Smrekova draga in Trnovski gozd wurden verschiedene Megalodonten–Muschelarten beschrieben. Die tektonische Interpretation des Raumes von Karst bis zu den Julischen Alpen hat Kossmat (1906) dargestellt.

Sander (1936) untersuchte bereits die Texturen und zyklische Bildungen der Gesteinskomplexe mit dem Schwerpunkt im Dachsteinkalk der Nödlichen Kalkalpen. Die rhythmischen Fazieswechsel, die dort beobachtet wurden, fürte er auf zyklische Änderungen der Wassertiefe zur Zeit der Sedimentation zurück. Nach den Loferer Steinbergen, in denen diese Fazieswechsel charakteristisch entwickelt sind, benannte er sie als »Lofer-Fazies«. Die Untersuchungen von Sander wurden später von Schwarzacher (1948, 1954) ergänzt. Die paläogeographische Rekonstruktion und die neuen sedimentologischen Erkenntnisse im Hauptdolomit, im Dachsteinkalk und deren lateralen Äquivalenten (Hallstätter Kalk, Zlambacher und Kössener Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen sind eingehend und umfassend von Fischer (1964), Flügel (1963, 1972, 1981), Zankl (1967, 1971) und Müller

& Jungbluth (1968), in Ungarn von Fülöp (1976) dargestellt. Gesteine aus diesen Gebieten wurden von Fruth & Scherreiks (1975) geochemisch und von Gökdag (1974) auf ihre Isotopenzusammensetzung ($\delta^{18}O$ und $\delta^{13}C$) untersucht.

In den Sudlichen Kalkalpen weist der Hauptdolomit (»dolomia principale«) im Gebirgszug der »Dolomiten« die größte Verbreitung auf. Die regionale Entwicklung des Hauptdolomits hat Leonardi (1967) dargestellt. Eingehende petrographische und mikrofazielle Analysen des Hauptdolomits in verschiedenen Gebieten wurden von Purtscheller (1962), Bosellini (1965, 1967) und Bosellini & Rossi (1974) durchgeführt. Ähnliche Kalksteine und Dolomite, wie sie in den Nord- und Südalpen und in den Dinariden sowie auf Sizilien auftreten (Catalano et al., 1974; Matavelli et al. 1969), weisen auf die relativ homogenen Sedimentationsbedingungen hin, die auf stabilen Karbonatplattformen in Tethysraum herrschten.

Im slowenischen Raum der Dinariden wurden die obertriassischen Karbonatgesteine von Buser (1966), Ramovš (1973), Herak et al. (1967) und Babić (1968) überwiegend mit biostratigraphischen Fragestellungen untersucht.

Neuere Untersuchungen stellen die geologischen Studien im Rahmen der Ausarbeitung der Geologischen Grundkarte Jugoslawiens dar, die vom Geološki zavod Ljubljana durchgeführt wurden und in den Erläuterungen zu den einzelnen Blättern der Karte M 1:100.000 enthalten sind. Das Arbeitsgebiet ist in folgenden Kartenblättern erfaßt: Gorica (Buser, 1968 a, 1973), Postojna (Buser et al., 1967; Pleničar et al., 1970), Ribnica (Buser 1968 b, 1974 a) und Tolmin (Buser, 1971, 1974 b, 1986 a, 1986 b). Ferner wurden umfassendere geologische Bearbeitungen in Südwest–Slowenien in mesozoischen Karbonatgesteinen durchgeführt im Bereich des Trnovski gozd (Buser, 1965 b), in der Umgebung von Idrija (Mlakar, 1969), in Borovnica (Ramovš, 1953; Buser, 1965 a) und in der Umgebung von Sodražica (Šlebinger, 1955). Unter sedimentologischem Aspekt ist besonders die Arbeit von Šlebinger (1955) interessant, da er erstmals in Slowenien innerhalb des Hauptdolomit–Komplexes zwei Typen des laminierten Dolomits, welche er als »pasavec« (Bänderdolomit) und »progovec« (laminierter Dolomit) benennt, beschreibt und klar unterscheidet.

Sedimentologische und mikrofazielle Untersuchungen der Karbonate der Nor- und Rät-Stufe aus Slowenien sind bisher kaum durchgeführt worden. Einige Manuskriptberichte für die regionalgeologische Neukartierung (Silvester, 1974) sowie Phasenberichte im Rahmen des Projekts »Mesozoikum Sloweniens« (Ogorelec, 1975, 1976) könnten als solche gewertet werden.

Ogorelec untersuchte die Obertrias-Kalke und Dolomite aus dem Raum zwischen Tolmin und Ljubljana. Die Riffentwicklung des Dachsteinkalkes der Karawanken wurde von Flügel & Ramovš (1961) dargestellt.

SEDIMENTPETROGRAPHIE UND FAZIELLE MERKMALE

Lithofaziestypen des Hauptdolomits

Einleitung

Ein umfangreicher Komplex von hellen, gebänderten Dolomiten, der sich in weiten Bereichen der slowenischen Dinariden erstreckt, gehört in die norisch-rätische Stufe. Wegen der lithologischen Ähnlichkeit mit Karbonatgesteinen dessel-

ben Alters in den nördlichen und südlichen Kalkalpen (Tirol, Dolomiten) hat sich der gleiche Name »glavni dolomit« (»Hauptdolomit«, »Dolomia principale«) für diese lithostratigraphische Einheit auch in Slowenien eingebürgert. Örtlich, besonders im westlichen Trnovski gozd und dem Plateau Banjška planota, ist der obere Teil des Hauptdolomits als Kalkstein entwickelt (»Dachsteinkalk«) (Abb. 1 und 2). Im Gebiet von Notranjska (zwischen Postojna, Borovnica und Ribnica) werden allmähliche Übergänge von Hauptdolomit in die hangenden Kalksteine und Dolomite des Lias beobachtet.

Die Übergänge des karnischen Dolomits in den hangenden Hauptdolomit sind im ganzen Untersuchungsgebiet unscharf. Aufgrund von Daten aus Kartierungen (Ramovš, 1953; Buser, 1965a; Mlakar, 1969; Pleničar et al., 1970) wurde diese Grenze lithologisch in einem Niveau festgelegt, in dem die charakteristischen Zwischenschichten und Bänke des schieferigen dolomitischen Mergels aufhören und das Gestein vollständig dolomitisch wird.

Der Dolomit des Karn ist ungleichmäßig geschichtet, dunkel- bis mittelgrau, etwas zerbrochen, aber sonst relativ homogen. Die einzelnen Bänke sind 0,1 bis 1,5 m, die mergeligen Zwischenlagen aber von einigen mm bis 20 cm mächtig.

Es überwiegen Mikrite und Biopelmikrite, in denen vereinzelt Plastiklasten vorkommen (Taf. 1, Abb. 1–3). An Bioklasten können dünnschalige Muscheln, Algen, charakteristische Foraminiferen und Ostracoden beobachtet werden. In einigen Schichten sind gesteinsbildende Algen so häufig, daß der Dolomit nach der Struktur als Biolithit bezeichnet werden kann. Die Biozönose ist monoton, vertreten durch *Poikiloporella duplicata* Pia, eine Dasycladacee, die für das Karn leitend ist. Nach Ott (1972, in Bechstädt, 1975) ist diese Alge ein Indikator der Lagunen-Fazies bzw. eines Riff-fernen Bereiches. Andere bestimmbare Fossilien wurden nicht gefunden. In den untersuchten Proben wurden häufig »Schrumpfporen« (birds-eyes, Fenstergefüge) beobachtet. Sie weisen auf marinen Gezeitenbereich hin, der episodisch trockengefallen ist (Shinn, 1968). Ein niedriger bis sehr niedriger Energie-Index kann angenommen werden. Der unlösliche Rückstand der Dolomite (organische Substanz, Illit, Quarz, Pyrit) beträgt 0,8 bis 4,5 %.

Im mikritischen Dolomit kommen öfters bis 30 cm mächtige Bänder von Algen-Stromatolithen vor, die sich durch dunklere Farbtöne hervorheben. Die Algenstruktur ist deutlich sichtbar. In einzelnen Laminae sind sogar noch Algen-Filamente erhalten.

Am Übergang vom karnischen in den norisch-rätischen Dolomit werden vereinzelte, bis 0,5 cm mächtige Hornsteinbänder beobachtet, die schon auf einige dm Distanz auskeilen oder sich flammenförmig untereinander verflechten. Der Quarz, nach der Struktur mikrokristallin bis feinkörnig, umschließt bis 100µm große Dolomit-Rhomboeder. Die Hornstein-Kontakte mit dem Nebengestein, dem mikritischen Dolomit, sind durch allmähliche Übergänge charakterisiert. In den Hornsteinen sind keine organischen Skelette (Radiolarien, Schwämme) enthalten. Seine Bildung wird als Präzipitation in einer abgeschlossenen Lagune (als Opal-Gel) interpretiert, die in einem späteren Diagenesestadium zu mikrokristallinem Quarz umgewandelt wurde.

Ein rezentes Beispiel solcher Hornstein-Bildungen ist aus dem Gebiet der Coorong-Lagoon in Südaustralien bekannt (Peterson & Von der Borch, 1965; Bathurst, 1971). Als Herkunft der Kieselsäure wird der detritische Quarz angegeben. Dieser geht beim pH von 9,5 bis 10,2 in Lösung und wird beim niedrigen pH von 7,0–6,5 (periodische Lagunen-Austrocknungen) in Form von Opal-Gel ausgefällt.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde der Hauptdolomit in fünf charakteri-

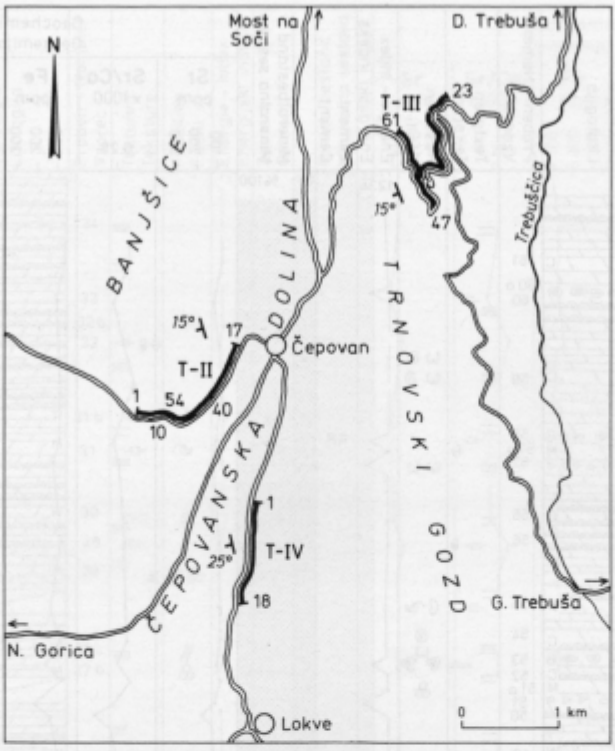


Abb. 3. Lage der Profile: T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan (Hauptdolomit); T-II, Čepovan–Lokovec (Dachsteinkalk); T–IV, Čepovan–Lokve (Dachsteinkalk)

Sl. 3. Položaj raziskanih profilov v okolci Čepovana: T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan (glavni dolomit); T-II, Čepovan–Lokovec (dachsteinski apnenec); T-IV, Čepovan–Lokve (dachsteinski apnenec)

stischen Aufschlüssen (Abb. 1 und 3 bis 8) untersucht. Die gesamte Mächtigkeit des Hauptdolomits wurde zwischen Dolenja Trebuša und Čepovan sowie bei Borovnica untersucht. Die gesamte Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt bei Borovnica etwa 800 m. Im Westteil des Trnovski gozd weist der Hauptdolomit aber eine Mächtigkeit von nur etwa 600 m auf, weil hier ein Teil des Dolomits lateral durch etwa 200 m mächtige Schichten aus Dachsteinkalk vertreten wird. Nach Buser (1965b, 1971) beträgt die maximale Mächtigkeit des Hauptdolomits in West-Slowenien 1.000 bis 1.300 m, im Raum von Notranjska 750-950 m. Ferner weist Buser darauf hin, daß diese Mächtigkeiten aufgrund tektonisch bedingter Wiederholungen zu groß sein könnten.

Charakteristische Fossilien des Nor und Rät sind selten. Deshalb können in Slowenien beide Stufen aufgrund von Fossilien nicht abgegrenzt werden und müssen als Einheit behandelt werden.

Megalodontiden stellen die wichtigsten Leitfossilien für das Nor/Rät dar. Aus dem mittleren Trnovski gozd erwähnte Kossmat (1905) den Fund von *Triadomega-*

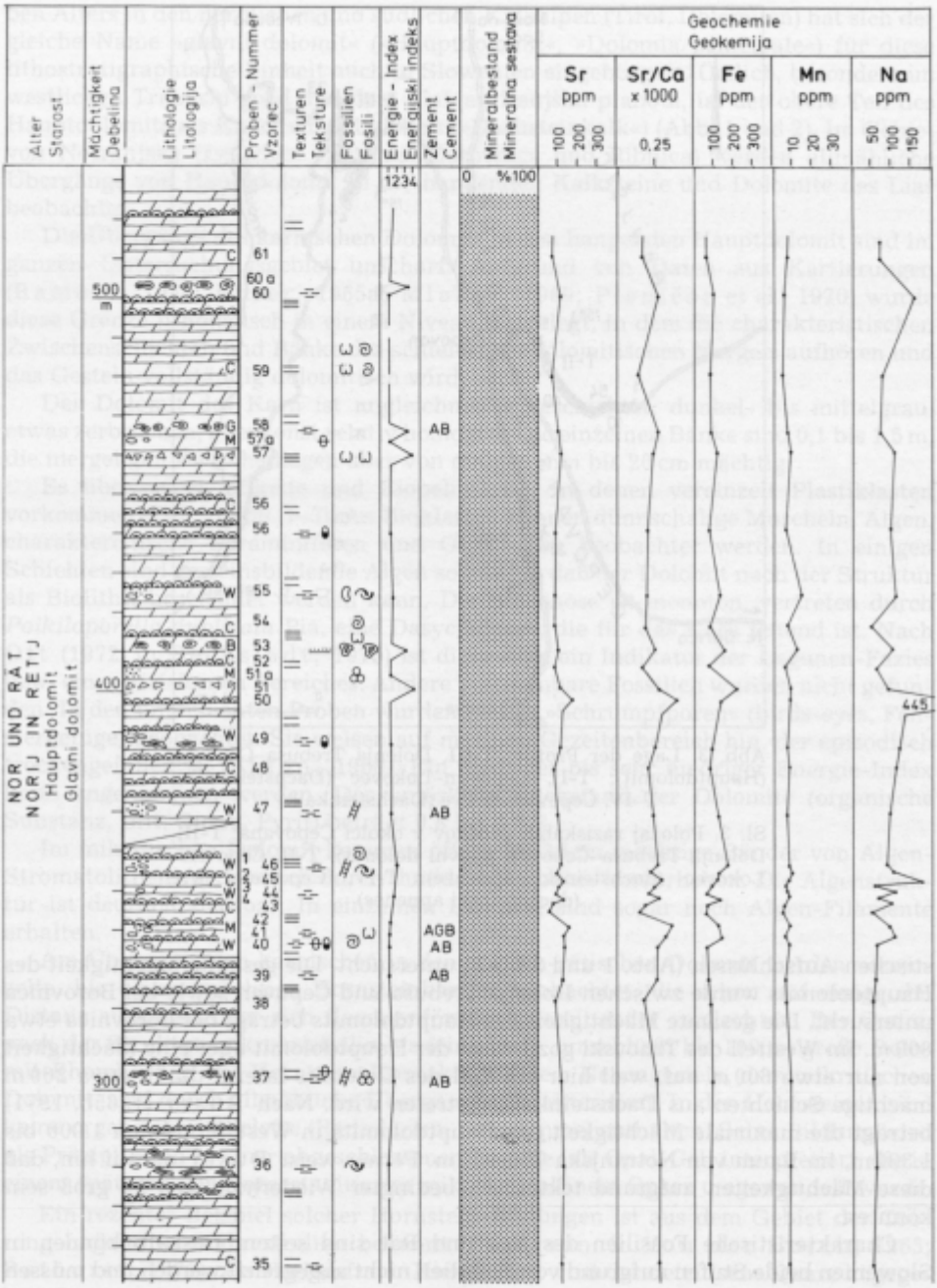
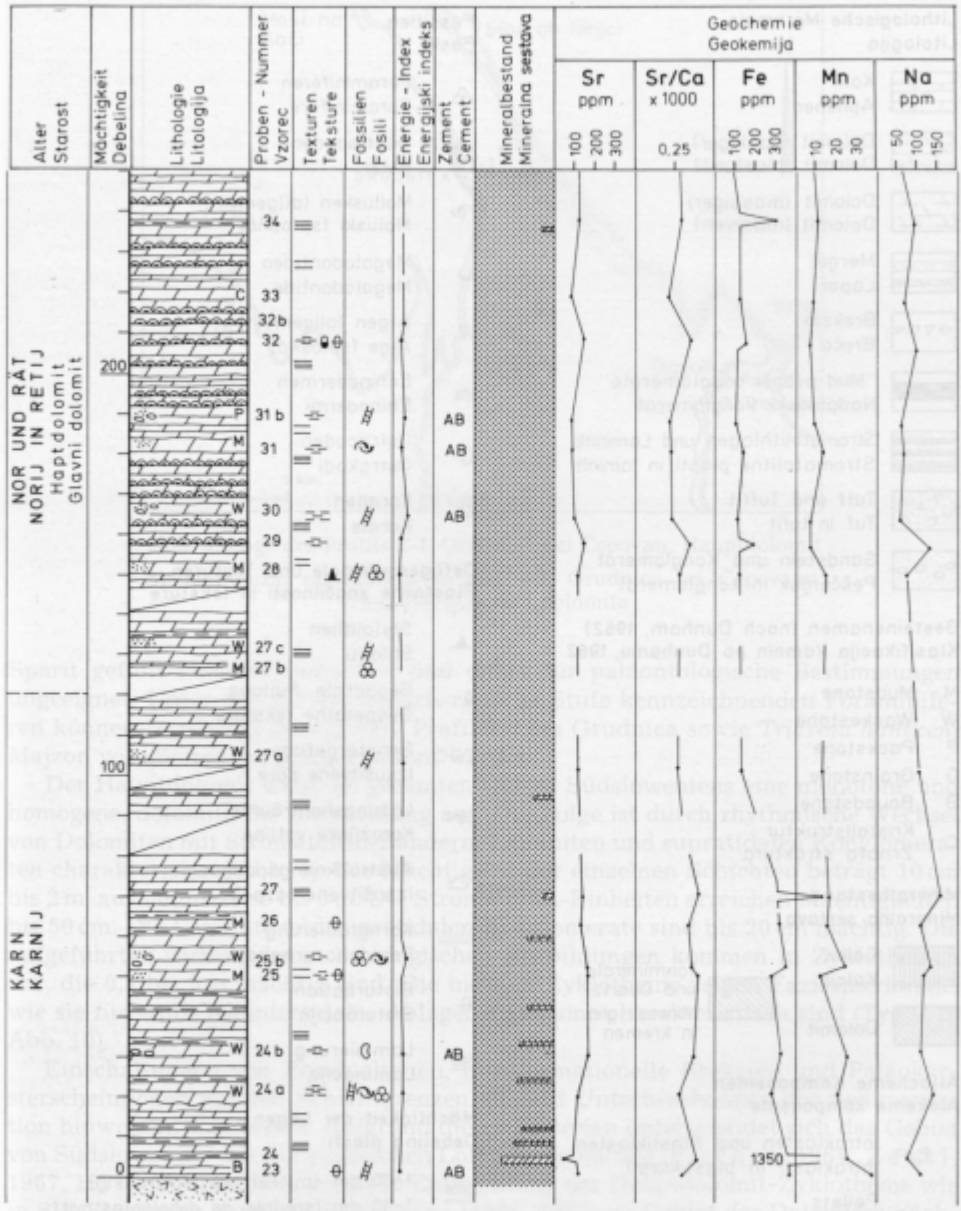


Abb. 4. Säulen–Profil T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan; Hauptdolomit



Sl. 4. Litološki stolpec profila T-III, Dolenja Trebuša–Čepovan; glavni dolomit

lodon cf. *tofanae* (Hoernes). Buser (1965b) fand in dem gleichen Gebiet auch *Neomegalodon triqueter* (Wulfen) und die Schnecke *Worthenia solitaria* Bennecke. Im mittleren Teil des Profils von Dolenja Trebuša und Čepovan können vier Horizonte mit Megalodontiden unterschieden werden. Die Schalen sind ausgelöst und mit

Lithologische Merkmale
Litologija

- Kalk / Apnenec
- Dolomit (bankiger) / Dolomit (plastovit)
- Dolomit (massiger) / Dolomit (masiven)
- Mergel / Lapor
- Brekzie / Breča
- "Mud pebble conglomerate" / Nadplimski konglomerat
- Stromatolithlagen und Laminite / Stromatolitne plasti in laminiti
- Tuff und Tuffit / Tuf in tufit
- Sandstein und Konglomerat / Peščenjak in konglomerat

Gesteinsnamen (nach Dunham, 1962)
Klasifikacija kamnin po Dunhamu, 1962

- M Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- G Grainstone
- B Boundstone
- C Kristallstruktur / Zrnata struktura

Mineralbestand
Mineralna sestava

- Calcit / Kalcit
- Dolomit
- Tonminerale und Quartz / Minerali glin in kremen

Allocheme Komponenten
Alokeme komponente

- Intraklasten und Plastiklasten / Intraklasti in plastiklasti
- Pellets / Peleti
- Ooide / Ooidi
- Onkoide / Onkoidi

Fossilien
Fosili

- Foraminiferen / Foraminifere
- Gastropoden / Polži
- Mollusken (allgemein) / Moluski (splošno)
- Megalodontiden / Megalodontide
- Algen (allgemein) / Alge (splošno)
- Echinodermen / Ehinodermi
- Ostracoden / Ostrakodi
- Korallen / Korale

Gefügemerkmale und Texturen
Plastovne značilnosti in teksture

- Stylolithen / Stiloliti
- Geopetale Füllung / Geopetalne teksture
- Fenstergefüge / Izsušitvene pore
- Lösungshohlräume / Korozijske votline
- Austrocknungspoligonen / Izsušitvene razpoke
- Korngradierung / Postopna zrnavost
- Bioturbation / Bioturbacija
- Laminierung / Laminacija

Mächtigkeit der Lagen
Debelina plasti

- 1–10 dm (mittel bis dickbankig) / 1–10 dm (srednje- do debeloplastovit)
- 1–3 m (dickbankig bis massig) / 1–3 m (debeloplastovit do masiven)

Legende zu den Profilzeichnungen – Abb 4, 6, 8, 17, 18 und 19
Legenda k slikam 4, 6, 8, 17, 18 in 19

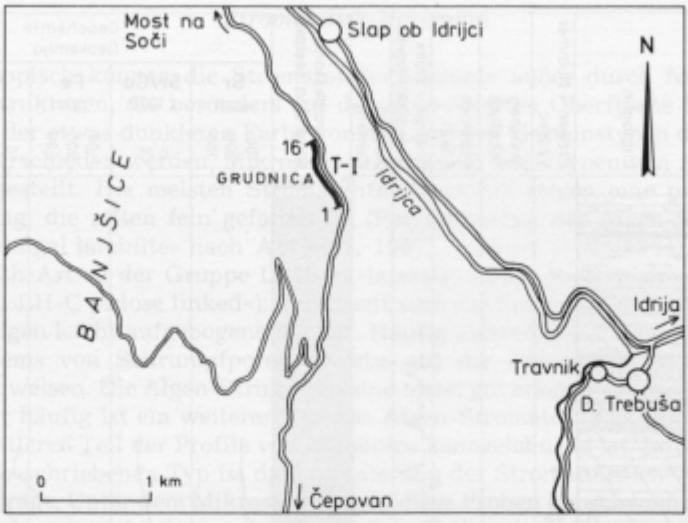


Abb. 5. Lage des Profils T-I, Grudnica bei Čepovan; Hauptdolomit

Sl. 5. Položaj raziskanega profila T-I, Grudnica pri Čepovanu; vrhnji del glavnega dolomita

Sparit gefüllt (»moldic porosity«) und daher für paläontologische Bestimmungen ungeeignet. Unter den für die norisch-rätische Stufe kennzeichnenden Foraminiferen können *Involutina* sp. aus dem Profil T-I bei Grudnica sowie *Triasina hantkeni* Majzon vom Smrekova draga erwähnt werden.

Der Hauptdolomit weist im gesamten Gebiet Südsloweniens eine monotone und homogene, dolomitische Entwicklung auf. Die Folge ist durch rhythmische Wechsel von Dolomiten mit Stromatolith-Bändern, Laminiten und supratidalen Konglomeraten charakterisiert (Abb. 9). Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten beträgt 10 cm bis 2 m, ausnahmsweise bis 5 m. Die Stromatolith-Einheiten erreichen Mächtigkeiten bis 50 cm. Die Laminite und supratidalen Konglomerate sind bis 20 cm mächtig. Die aufgeführten verschiedenen lithologischen Ausbildungen kommen in Zyklothemen vor, die 0,5 bis 5 m mächtig sind. Die meisten Zyklotheme zeigen Faziesmerkmale, wie sie für »sub- bis intertidale« Ablagerungsräume charakteristisch sind (Typ C in Abb. 10).

Einschaltungen von Residualtonen, intraformationelle Brekzien und Paläokarsterscheinungen auf den Schichtgrenzen, die auf Unterbrechungen der Sedimentation hinweisen, sind selten. Aufgrund dieser Kriterien unterscheidet sich das Gebiet von Südslowenien von der klassischen Lofer-Entwicklung (Fischer, 1964; Zankl, 1967, 1971) deutlich. Eine ähnliche Entwicklung der Hauptdolomit-Zyklotheme wie in SW-Slowenien wird von Bosellini (1965, 1967) im Gebiet der Dolomiten nachgewiesen. Der »Transgressionstyp« von Zyklothemen tritt im südöstlichen Teil Sloweniens häufiger auf (Premru et al., 1977).

In älteren geologischen Veröffentlichungen von Slowenien wird der Hauptdolomit am häufigsten als gebändert beschrieben. Aufgrund dieses Merkmals wurde der so ausgebildete Dolomit in die norisch/rätische Stufe eingegliedert und von älteren Dolomiten (Anis, Ladin) unterschieden. Die Bänderung wird als Folge unterschiedli-

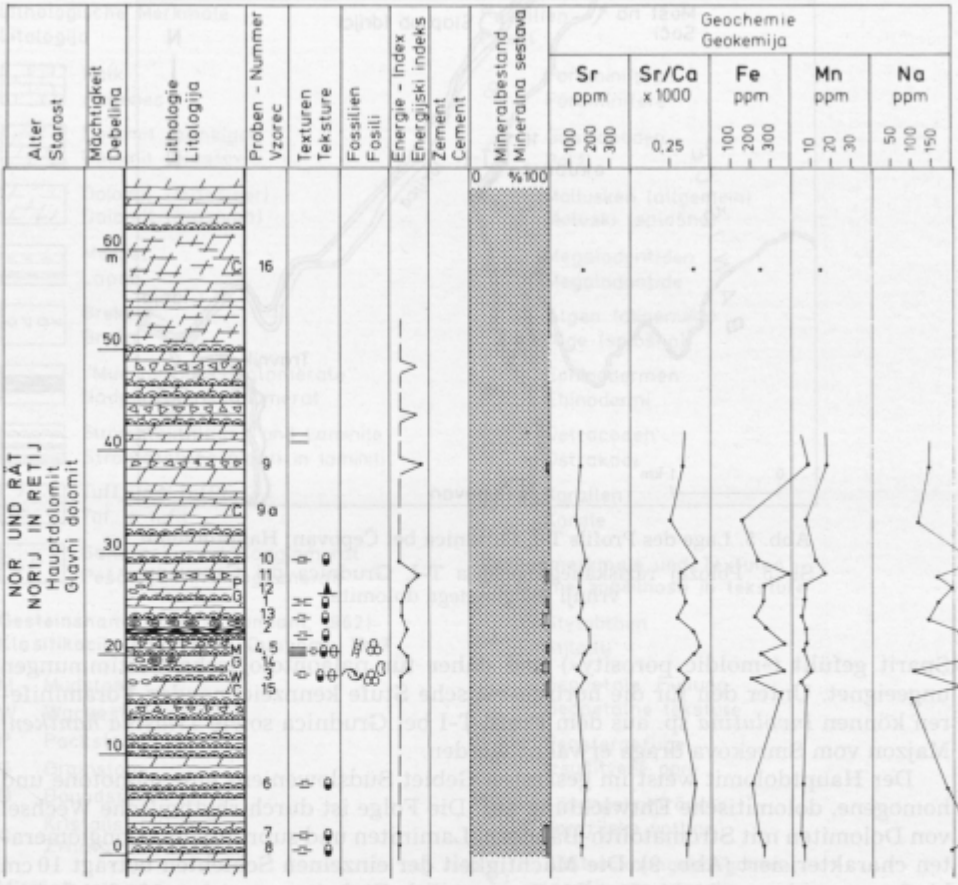


Abb. 6. Säulen–Profil T-I, Grudnica bei Čepovan; Hauptdolomit

Sl. 6. Litološki stolpec profila T–I, Grudnica pri Čepovanu; glavni dolomit

cher Korngrößen der Komponenten im Gestein erklärt (Buser, 1965 a, b; Pleničar et al., 1970). Šlebinger (1955) hat bei Untersuchungen des Gebietes von Sodražica im unteren Teil des Hauptdolomits einen »Bänder-Dolomit« (»pasavec«) und im oberen Teil dieser Abfolge einen »laminierten Dolomit« unterschieden. Im »Bänder-Dolomit« beobachtete Šlebinger eingeschaltete, örtlich lateral auskeilende, dunkle und helle Bänder von 1–2 mm Breite. Im »laminierten Dolomit« fand er neben den Laminierungen konglomeratische Bereiche, die auf die Bildung supratidaler Konglomerate schließen lassen. Er vermutete, daß die Entstehung des »Bänder« Dolomits mit gesteinsbildenden Organismen verbunden ist, welche den Stromatoporiden ähnlich sind. Die richtige Bezeichnung als »Stromatolith-Dolomit« wurde erstmals von Buser (1971) aus dem Gebiet von Idrija angewendet.

Stromatolith-Horizonte

Megaskopisch können die Stromatolith-Horizonte außer durch feinlaminierte, gewellte Strukturen, die besonders auf der angewitterten Oberfläche hervortreten, auch nach der etwas dunkleren Farbe von den anderen Gesteinstypen des Hauptdolomits unterschieden werden. Mikroskopisch wurden zwei Typen von Algen-Strukturen festgestellt. Die meisten Stromatolith-Horizonte zeigen eine parallele mm-Laminierung, die selten fein gefältelt ist (Polygonal-Typ des Algen-Stromatoliths bzw. »cryptalgal laminite« nach Aitken, 1967). Logan et al. (1964) stellen diese Stromatolith-Art zu der Gruppe LLH-S (»laterally linked hemispheroid, space linked«) und LLH-C (»close linked«). Vereinzelt sind die Stromatolith-Laminae zerrissen und zeigen leicht aufgebogene Ränder. Häufig auftretende Klüfte sind die Folge eines Systems von Schrumpfporen, welche auf die Ablagerung im intertidalen Bereich hinweisen. Die Algen-Strukturen sind meist gut erkennbar (Taf. 2, Abb. 1–6).

Weniger häufig ist ein weiterer Typ von Algen-Stromatolithen, wie er vor allem für den mittleren Teil der Profile von Borovnica kennzeichnend ist. Im Vergleich mit dem oben beschriebenen Typ ist die Laminierung der Stromatolithen weniger deutlich ausgeprägt. Unter dem Mikroskop zeigen diese Proben ein schwammiges Gefüge mit zahlreichen, verschieden großen Poren. Zum Teil sind sie durch die Stromatolith-Struktur bedingt, teils sind sie aber auch Schrumpfporen.

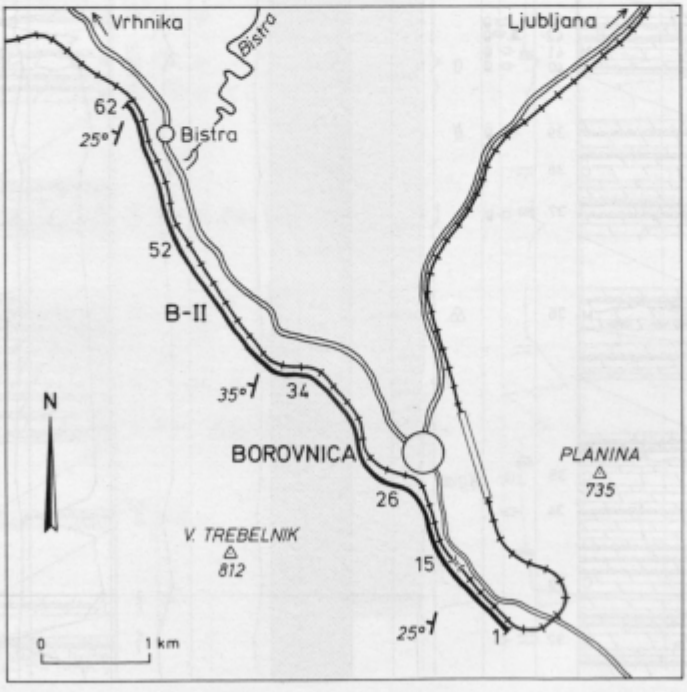


Abb. 7. Lage des Profils B-II, Borovnica; Hauptdolomit

Sl. 7. Položaj raziskanega profila B-II, Borovnica; glavni dolomit

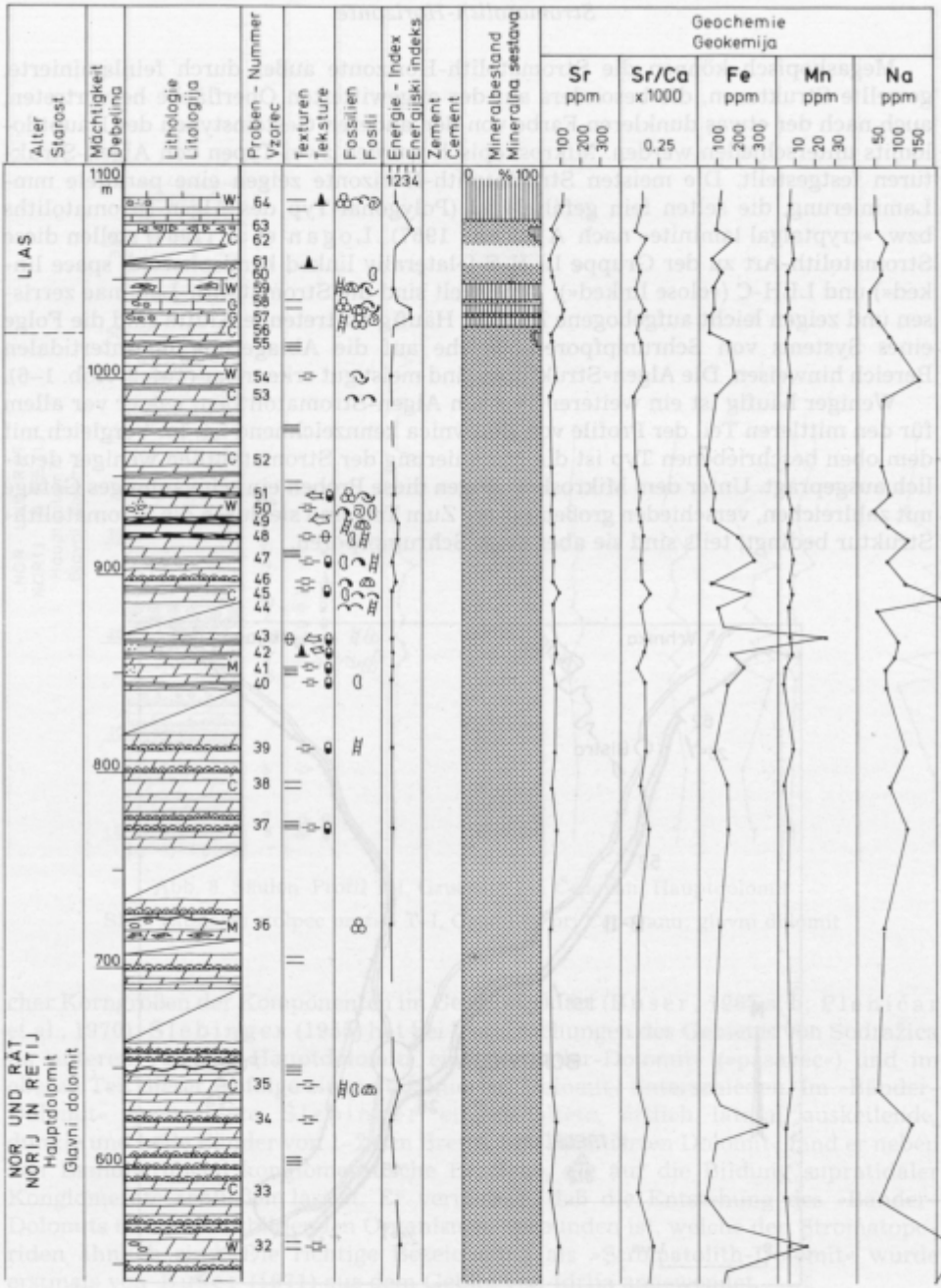
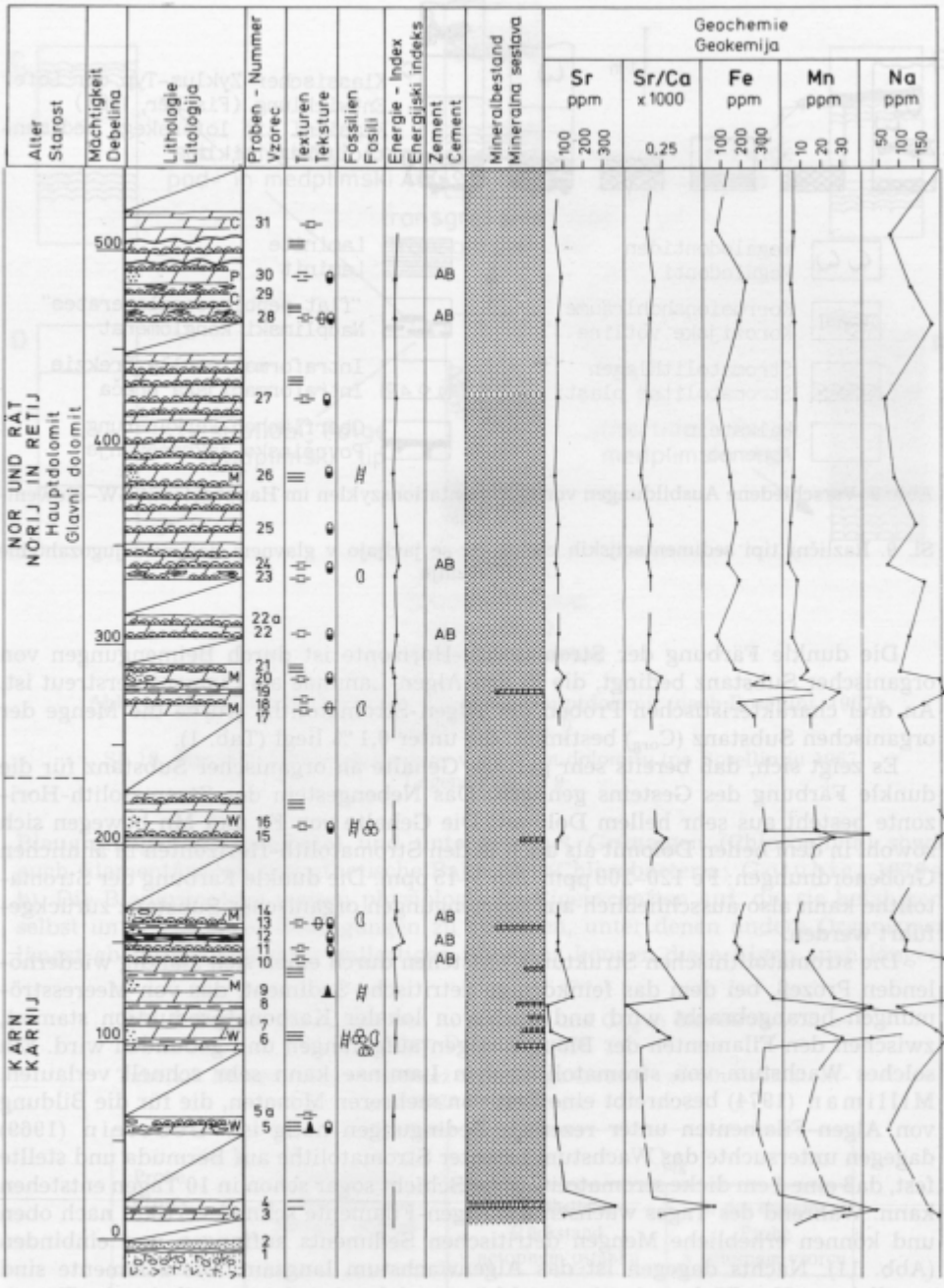


Abb. 8. Säulen–Profil B-II, Borovnica; Hauptdolomit



Sl. 8. Litološki stolpec profila B-II, Borovnica; glavni dolomit

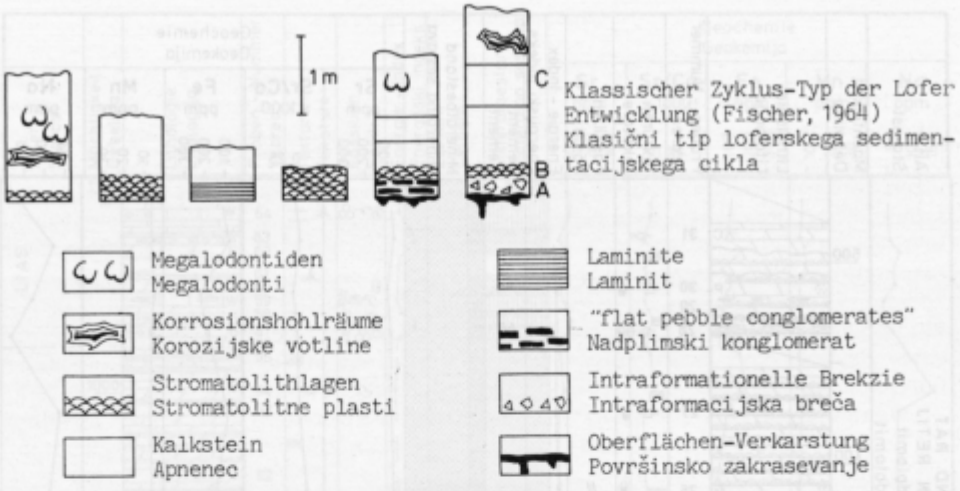


Abb. 9. Verschiedene Ausbildungen von Sedimentationszyklen im Hauptdolomit SW–Sloweniens

Sl. 9. Različni tipi sedimentacijskih ciklov, ki se javljajo v glavnem dolomitu jugozahodne Slovenije

Die dunkle Färbung der Stromatolith-Horizonte ist durch Beimengungen von organischer Substanz bedingt, die in den Algen-Laminae als Pigment verstreut ist. An drei charakteristischen Proben der Algen-Stromatolithe wurde die Menge der organischen Substanz (C_{org}) bestimmt, die unter 0,1 % liegt (Tab. 1).

Es zeigt sich, daß bereits sehr geringe Gehalte an organischer Substanz für die dunkle Färbung des Gesteins genügen. Das Nebengestein der Stromatolith-Horizonte besteht aus sehr hellem Dolomit. Die Gehalte von Fe und Mn bewegen sich sowohl in dem hellen Dolomit als auch in den Stromatolith-Horizonten in ähnlichen Größenordnungen: Fe 120–200 ppm, Mn 5–15 ppm. Die dunkle Färbung der Stromatolithe kann also ausschließlich auf Beimengungen organischer Substanz zurückgeführt werden.

Die stromatolithischen Strukturen entstehen durch einen sich ständig wiederholenden Prozeß, bei dem das feinkörnige detritische Sediment, das von Meeresströmungen herangebracht wird und auch von lokaler Karbonatproduktion stammt, zwischen den Filamenten der Blaugrünalgen aufgefangen und gebunden wird. Ein solches Wachstum von stromatolithischen Laminae kann sehr schnell verlaufen. Milliman (1974) beschreibt eine Zeit von mehreren Monaten, die für die Bildung von Algen-Filamenten unter rezenten Bedingungen nötig ist. Gebelein (1969) dagegen untersuchte das Wachstum rezenter Stromatolithe auf Bermuda und stellte fest, daß eine 1 cm dicke stromatolithische Schicht sogar schon in 10 Tagen entstehen kann. Während des Tages wachsen die Algen-Filamente schnell vertikal nach oben und können erhebliche Mengen detritischen Sediments auffangen und einbinden (Abb. 11). Nachts dagegen ist das Algenwachstum langsam. Die Filamente sind parallel zur Oberfläche orientiert und können daher nur feinste mikritische Körner auffangen.

Die in diesen Prozessen beteiligten, skelettlosen Organismen sind vorwiegend

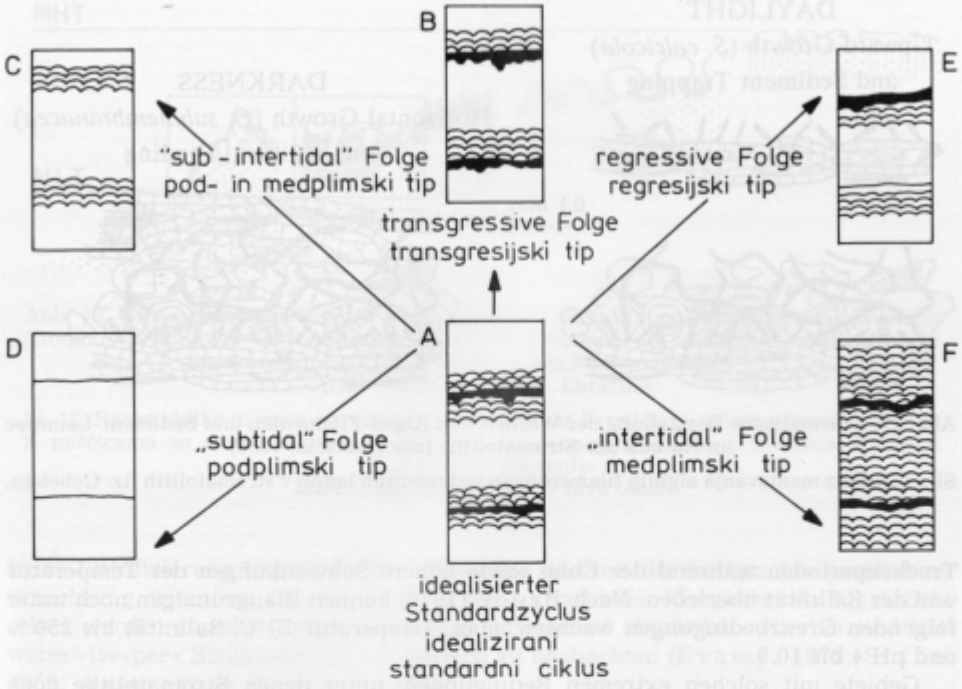


Abb. 10. Verschiedene Typen der Zyklen in Hauptdolomit (nach Bosellini, 1967)
Legende s. Abb. 9

Sl. 10. Tipi sedimentacijskih ciklov v glavnem dolomitu (po Boselliniju 1967)
Legenda na sl. 9

Blaugrünalgen (Cyanophyta) und untergeordnet Grünalgen (Chlorophyta) sowie auch filamentäre, photosynthetische Bakterien (Chlorobacteria; Golubic, 1976a, b). Die Blaugrünalgen weisen physiologische Eigenschaften auf, die sie befähigen, selbst unter extremen Bedingungen zu gedeihen, unter denen andere Organismen längst absterben. Mit ihrer gallertigen Substanz können diese Algen auch längere

Tab. 1. Gehalte des unlöslichen Rückstands und C_{org} in drei stromatolithischen Dolomitproben

Tabela 1. Netopni ostanek in delež organskega C v treh vzorcih stromatolitnega dolomita

Probe Vzorec	Unlöslicher Rückstand Netopni ostanek	C_{org}	
		im unlöslicher Rückstand v netopnem ostanku	in der Gesamt-Probe v celotnem vzorcu
T-I/7	1,2 %	6,5 %	780 ppm
T-III/2	1,3 %	6,4 %	830 ppm
B-II/25	1,3 %	6,4 %	570 ppm

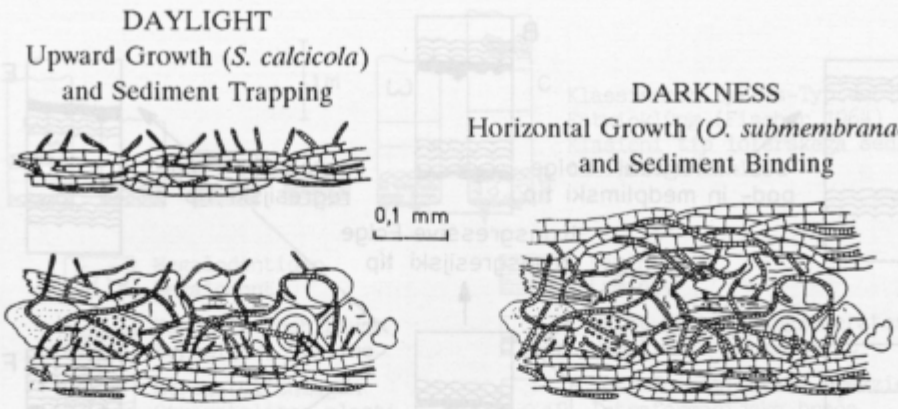


Abb. 11. Schematische Darstellung des Wechels von Algen-Filamenten und Sediment-Laminae im Aufbau der Stromatolithe (aus Gebelein, 1969)

Sl. 11. Prikaz menjavanja alginih filamentov in sedimentnih lamin v stromatolitih (iz: Gebelein, 1969)

Trockenperioden während der Ebbe sowie höhere Schwankungen der Temperatur und der Salinität überleben. Nach Brock (1976) können Blaugrünalgen noch unter folgenden Grenzbedingungen wachsen: max. Temperatur 73 °C, Salinität bis 250 % und pH 4 bis 10,5.

Gebiete mit solchen extremen Bedingungen, unter denen Stromatolithe noch gedeihen können, sind Randbereiche von sehr flachen, abgeschlossenen Meeresbekken und Salzseen der ariden Klimazonen (»supra-, inter- and shallow subtidal zones«). Diese extremen Bedingungen erklären auch, warum in den Stromatolith-Gebieten nur sehr wenige oder gar keine anderen Organismen vorkommen. Dieser Zusammenhang ist sowohl für rezente als auch für die fossilen Sedimente mit Stromatolithgefüge kennzeichnend.

Die spezifische Umgebung (»environmental factors«) und die unterschiedlichen Arten der Algen sind vorwiegend für die unterschiedliche Morphologie von Stromatolithen verantwortlich. Eine detaillierte und häufig gebrauchte Klassifizierung der Stromatolithe nach deren Formen gaben Logan et al. (1964). In Abb. 12 sind die unterschiedlichen Formen rezenter Stromatolithen aus dem Persischen Golf dargestellt, in Abhängigkeit von der Entfernung zur Hoch- und Niedrigwasserlinie.

Supratidale Konglomerate und Laminite

Im oberen Teil des Profils bei Borovnica und bei Ribnica werden Stromatolith-Horizonte seltener. Innerhalb der einzelnen Zyklotheme werden sie durch Laminite und supratidale Konglomerate ersetzt. In den Laminiten wechseln sich bis 5 mm breite, horizontale Laminae von dunkleren, dichten Dolospariten mit helleren Mikrodolospariten ab. Örtlich werden die Laminae durch charakteristische Trockenrisse unterbrochen, die sowohl senkrecht als auch parallel zur Schichtung verlaufen. Einige Laminae sind in vereinzelte, bis zu einigen cm lange »Krusten« zerrissen. Oft sind diese Krusten teilweise oder völlig aufgearbeitet, was wahrscheinlich auf sehr

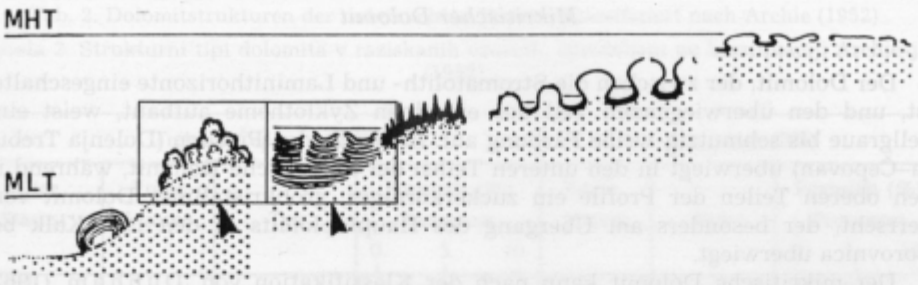


Abb. 12. Unterschiedliche Formen von rezenten Stromatolithen aus dem Persischen Golf (Golubic, 1976 b). Die im Hauptdolomit von SW–Slowenien am häufigsten vorkommenden Stromatolith–Typen sind mit den Pfeilen markiert
MHT – Flutlinie; MLT – Ebbelinie

Sl. 12. Razne oblike in vrste recentnih stromatolitov iz Perzijskega zaliva (Golubic, 1976b). S puščicama so označeni stromatolitni tipi, ki so najpogostnejši v glavnem dolomitu jugozahodne Slovenije
MHT – nivo plime; MLT – nivo oseke

frühe Lithifizierung hindeutet. Die »Krusten« sind mit der Längsachse parallel zur Schichtung orientiert, was zur Bildung des supratidalen Konglomerats führt. Sehr selten werden einzelne Lagen von ihrem Untergrund abgehoben. Hierbei sind teilweise »tee-pee« Strukturen im cm-Bereich zu beobachten (Evamy, 1973; Shinn, 1969; Assereto & Kendall, 1977).

Loferit

Schrumpfporen sind ein wesentlicher Indikator für Sedimentation im inter- und supratidalen Bereich (Taf. 2, Abb. 2; Taf. 3, Abb. 1–2). Sie werden in vielen Schichten des mikritischen Dolomits beobachtet, in welchen die ursprünglichen Strukturen noch erhalten sind, und in denen das Gestein noch nicht zu einem zuckerkörnigen Dolomit umkristallisiert ist. In den untersuchten Proben weisen die Schrumpfporen verschiedene Formen und Größen auf (meist zwischen 0,5 und 5 mm). Mit der Längsachse sind die Poren gewöhnlich parallel zur Schichtung orientiert und oft miteinander verflochten. Der Porenanteil im Gestein beträgt bis zu 40 %. Im unteren Teil von größeren Poren wird oft interner Karbonatsilt gefunden (vadoser Silt).

Karbonatgesteine mit durch zahlreiche Poren bedingtem Fenstergefüge weisen ein charakteristisches Aussehen auf, das von mehreren Autoren unterschiedlich benannt wurde. Meistens werden für ein solches Gefüge die Termini »fenestral structure« (Choquette & Pray, 1970), »birds-eyes structure« (Ham, 1952) oder »shrinkage pores« (Shinn, 1968) angewandt. Nach Tebbut et al. (1965) wird das gleiche Gestein als »Sedimenttyp mit LF-Hohlräumen«, von Sander (1936) und Fischer (1964) aber als »Loferit« bezeichnet; nach der Ortschaft Lofer – der Typuslokalität für den Dachsteinkalk in der Ausbildung mit zahlreichen Horizonten mit Schrumpfporen.

Mikritischer Dolomit

Der Dolomit, der zwischen die Stromatolith- und Laminithorizonte eingeschaltet ist, und den überwiegenden Teil der einzelnen Zyklotheme aufbaut, weist eine hellgraue bis schmutzig-weiße Färbung auf. In den beiden Profilen (Dolenja Trebuša–Čepovan) überwiegt in den unteren Teilen der mikritische Dolomit, während in den oberen Teilen der Profile ein zuckerkörniger, grobkristalliner Dolomit vorherrscht, der besonders am Übergang des Hauptdolomits in den Lias-Kalk bei Borovnica überwiegt.

Der mikritische Dolomit kann nach der Klassifikation von Dunham (1962) meistens als »mudstone« und seltener als »wackestone« bezeichnet werden. An den Komponenten überwiegen feinkörnige, bis 100 µm große Pellets. Sie sind in einigen Proben zahlreich (Taf. 1, Abb. 4). Außer den Pellets treten vereinzelt noch Intraklaste von bis zu einigen mm Größe auf. Sie haben Ränder und »verschmelzen« mit der Grundamasse, von der man sie daher nur schwierig unterscheiden kann.

An Fossilien treten nur die großen Megalodonten auf. Deren 10–20 cm große Schalen sind vorwiegend in Lebendstellung erhalten; das ursprünglich aragonitische Material der Schalen ist meist herausgelöst und die so entstandenen Partikel-Lösungsporen (molds) wurden mit Sparit gefüllt. Mikrofossilien sind sehr selten und artenarm; sie wurden nur in einigen Proben beobachtet. Nur unspezialisierte Organismen, die ein höher salines Milieu vertragen können, sind darunter vertreten: Foraminiferen (Textulariidae, *Involutina* sp.), Ostracoden, Favreinen, Mikrogastropoden, dünnschalige Muscheln und Algen, unter welchen die Codiaceen überwiegen (Taf. 1, Abb. 5). Die erwähnten Arten sind für einen niederenergetischen Litoral-Bereich, Lagunen und abgeschlossene Teile des Schelfs kennzeichnend.

Körniger Dolomit

Der zuckerkörnige Dolomit (Dolosparit) ist ein vollständig kristallines Karbonatgestein mit hypidiotopischer Struktur, in welcher die ursprünglichen mikrofaziellen Merkmale mit Ausnahme der Schalen von Megalodontiden nicht mehr erhalten sind (Taf. 1, Abb. 6). Die Große der Dolomitkristalle ist relativ homogen und beträgt bis 200µm; meistens aber 150µm. Vereinzelt treten 2–10 % interkristalline Poren von 20 µm bis 2 mm Größe auf.

In der Tabelle 2 sind die untersuchten Proben (kristalline Dolomite nach Dunham, 1962) gemäß der Klassifikation von Archie (1952) dargestellt. Es ist erstaunlich, daß der Dolomit im unteren Teil der norisch-rätischen Stufe nach den mikroskopischen Beobachtungen wenig porös bis nicht porös ist.

Bei Ribnica (zwischen Sodražica und Travna gora – Lok. 5, Abb. 1) wurde im mittleren Teil der norisch-rätischen Dolomitfolge ein etwa 10 m mächtiges Schichtpaket eines schwach geschichteten, dunklen Dolomits festgestellt, der etwas bituminös ist. Es handelt sich um einen feinkörnigen Dolosparit mit Kristallgrößen von ca. 50µm und einer idiotopischen Struktur. Der Anteil an C_{org} beträgt 0,4 % (bestimmt nach Konrad et al., 1970) und ist in den Interkristallinporen konzentriert.

Ein weiterer dunkler, etwas bituminöser Dolosparit wurde auch am Übergang des Hauptdolomits in den Lias-Kalkstein bei Borovnica (Profil B-II) und bei Grčarevec (Lok. 4, Abb. 1) in der »Lithiotiden-Zone« beobachtet (Pleničar et al., 1970).

Tab. 2. Dolomitstrukturen der untersuchten Proben, klassifiziert nach Archie (1952)

Tabela 2. Strukturni tipi dolomita v raziskanih vzorcih, opredeljeni po klasifikaciji Archie-ja (1952)

Alter Starost		Trebuša-Čepovan (T III) Probe Vzorec	Typ	Porosität (%) Poroznost 0 5 10	Borovnica (BII) Probe Vzorec	Typ	Porosität (%) Poroznost 0 5 10
Hauptdolomit-Glavni dolomit	Oberer Teil Vrhnji del	61	III FC5		62	III FB5	
		59	III FC5		60	III FC5	
		56a	III FC3		56	III FA	
		54	III FC10		53	III FA	
		52	III FC3		52	III FB5	
		48	III FB2		44	III FB2	
		45	IV FA		38	III FA	
	Unterer Teil Spodnji del	4b	IV FC2		35	IV FA	
		43	III FC2		33	III FA	
		36	IV FA		31	III FA	
		35	III FA		29	IV FA	
		33	III FA		21	IV FA	
		26	IV FA		17	IV FA	

Onkoid-Horizonte

Drei 10–20 cm mächtige Schichten eines onkoidreichen Dolomits (Proben T-III/53, 58 und 60a) wurden im oberen Teil des Profils T-III bei Dolenja Trebuša–Čepovan gefunden. Ihre Lage entspricht einer Position im mittleren Teil der norisch-rätischen Dolomitfolge des Trnovski gozd. Ein weiterer Horizont mit Onkoiden tritt im Profil Grudnica auf. Die Kontakte mit dem Nebengestein sind deutlich und lokal durch kleine Erosionsdiskordanzen gekennzeichnet (Taf. 3, Abb. 3–5).

Die untersuchten Onkoide haben bis zu 2 cm Durchmesser und bestehen aus zahlreichen Lagen. Nach der Klassifikation von Logan et al. (1964) können die Onkoide allen drei dort aufgestellten Gruppen zugeordnet werden: SS-C (»sferoidal structures, concentric form«), SS-I (»inverted form«) und SS-R (»randomly stacked form«) – Abb. 13.

Häufig werden auch Verwachsungen von Onkoiden beobachtet, in deren Kernen oft Fragmente eines intramikritischen und mikrosparitischen Dolomits festgestellt werden können. Es überwiegen Onkoide mit konzentrischen, sphärischen Formen, die sich untereinander berühren. In keinem der untersuchten Onkoide konnten Strukturen von Algen-Filamenten festgestellt werden. In den Interpartikelporen zwischen den Onkoiden sind zwei Generationen von Zement ausgebildet: Zement A (50 bis 100μm breite Säume eines Dolosparits) und Zement B, welcher aus einem grobkörnigen, drusigen Dolosparit besteht. In der Probe T-I/2 wurde teils auch

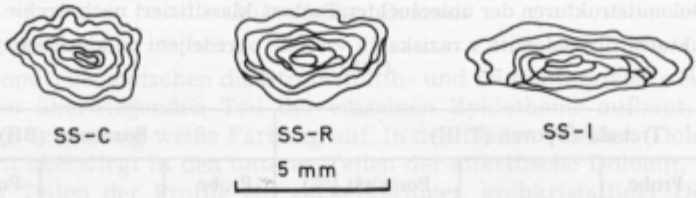


Abb. 13. Onkoid–Typen nach Logan et al. (1964).
Erläuterung im Text

Sl. 13. Tipi onkoidov po klasifikaciji Logana in sod. (1964).
Razlaga v besedilu

Gravitationszement beobachtet, der anzeigt, daß das Gestein zeitweise unter subaerischen, meteorischen, vadosen Bedingungen verfestigt wurde.

Die Onkoide sind eine besondere Gruppe innerhalb der Stromatolith-Bildungen. Sie werden bevorzugt unter subtidalen Bedingungen in hoher Wasserenergie gebildet. Sie sind um so mehr konzentrisch, je konstanter ihre Bewegung war. Buser (1965a, 1966) beschreibt die Onkoid-Vorkommen in weiteren Gebieten der slowenischen Dinariden und benutzt sie als Leithorizonte (mit der Alge *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz), der für den Mittelteil des Hauptdolomits kennzeichnend ist. Nach Buser (1965a, b) wurde die oben aufgeführte Alge allerdings auch in den karnischen Schichten bei Čatež gefunden. Trotzdem ist nach Ansicht von Buser (1965a, b) die biostratigraphische Bedeutung dieser Alge für den Hauptdolomit deshalb nicht verringert. Babić (1970) hatte alle bis zur Zeit bekannten Vorkommen der Alge »*Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz« aus den Dinariden von Slowenien und Croatien überprüft und mit dem Holotypus dieser Alge verglichen. In keiner der Proben konnte der Autor für die Alge kennzeichnende Filamente und Strukturen beobachten. Daher interpretiert er die vorliegenden Bildungen als Onkoide mit einer sphärischen Form und konzentrischem Aufbau.

Im neueren Schrifttum (Catalano et al., 1974; Bechstädt, 1974; Assereto & Folk, 1976; Assereto & Kendall, 1977; Bernouilli & Wagner, 1971; Purser & Loreau, 1973) werden ähnliche Bildungen wie die oben als Onkoide bezeichneten »vadose Pisoide« (vadose pisolites) genannt. So werden z.B. die gleichen Onkoid-Formen aus dem Hauptdolomit in den Dolomiten (Bosellini, 1967), zunächst als Algen-Bildungen (»pisoliti algali«), später (Bosellini & Rossi, 1974) aber als anorganische Bildungen beschrieben.

Makro- und mikroskopisch sind manche vadosen Pisoide dem hier untersuchten Onkosparit sehr ähnlich. Die Entstehung dieser konzentrischen Strukturen wird als ein anorganisches Präzipitat von Aragonit in mehreren Lagen um Calcitkerne erklärt. Untersuchungen an rezenten Sedimenten zeigen, daß die vadosen Pisoide unter hypersalinen Bedingungen in einem Ablagerungsraum entstehen, in dem auch episodisch Sedimentationsbrechungen beobachtet werden (»strongly evaporitic low-relief coastal setting«) (Sholle & Kinsman, 1974; Shinn, 1973; Evamy, 1973; Lucia, 1968; James, 1972; Esteban, 1976; Chafetz & Butler, 1980). Als klassisches Beispiel älterer vadoser Pisoide werden oft die permischen Karbonatgesteine von Texas (Capitan Reef) angeführt (Dunham, 1969; Kendall, 1978; Pray & Esteban, 1977).

Obwohl in dem hier untersuchten Material in keiner der untersuchten Proben

Algen-Strukturen oder Filamente beobachtet werden konnten, können die Onkoid-Horizonte als Bildungen erklärt werden, die teilweise unter Mitwirkung von Organismen (Algen) entstanden sind.

Die untersuchten Onkoide kommen nur in sehr geringmächtigen (5–10 cm) Horizonten gehäuft vor und sind vom Nebengestein scharf abgegrenzt, örtlich auch mit Erosionskontakten. Onkoide wurden vielfach in engen Gezeiten-Kanälen (tidal channels) konzentriert, in denen durch ausreichende Wasserbewegung deren Sortierung bedingt wurde. Die Probe T-I/2 (Taf. 3, Abb. 6) zeigt Verfestigung von Hardgrounds durch Algenmatten.

Intraformationelle Brekzien

Im oberen Teil der Dolomit-Serie wurden im Raum des westlichen Trnovski gozd und im Plateau Banjška planota (Profil T-I: Grudnica und T-II: Čepovan-Lokovec) vereinzelt bis 0,5 m mächtige Horizonte einer intraformationellen Brekzie (Dolorudit) beobachtet. Die von einigen mm bis 10 cm großen Fragmente sind scharfkantig bis sehr schwach gerundet und schlecht sortiert. Die meisten Lithoklaste sind dolomikritisch (einige weisen auch Schrumpfporen auf) oder bestehen aus einem stromatolithischen Dolomit; selten aber auch aus Mikrodolosparit. Die Lithoklasten lassen erkennen, daß sie nur einem lokalen Transport ausgesetzt waren. Sie sind durch Erosion und Zerbrechung von konsolidierten Karbonatschichten entstanden, die in Bereichen gebildet wurden, die durch fluktuierende Wasserstände als Inseln über den Meeresspiegel gehoben wurden.

Ablagerungsmilieu

Die untersuchten Profile lassen auf relativ einheitliche Sedimentationsbedingungen des norisch-rätischen Dolomits im gesamten Gebiet der westlichen Dinariden Sloweniens schließen. Dies wird deutlich durch die Ergebnisse der mikrofaziellen Untersuchungen und der Geländebeobachtungen sowie im Vergleich der obertriassischen Gesteine mit denen im benachbarten Alpenraum (z.B. Zankl, 1967, 1971; Bosellini, 1965, 1967; Fischer, 1964; Müller-Jungbluth, 1968) und in anderen Gebieten (Catalano et al., 1974; Matavelli et al., 1969; Fülöp, 1976).

Der Hauptdolomit wurde in flachen, abgeschlossenen, lagunenartigen Becken eines Schelfs (»restricted environment«) abgelagert, die zugleich Bestandteile einer ausgedehnten Plattform der damaligen Tethys gewesen sind. Aufgrund der episodischen Schwankungen des Meeresspiegels wurden die Lage und Grenzen der Litoralgebiete schnell verändert. Subtidale, intertidale und supratidale Sedimentationsbedingungen wechselten einander in schneller Folge ab und führten zur Ausbildung der Zyklotheme.

Supratidale Bedingungen führten zur Bildung von Dolomit und inter- bis subtidale Bedingungen zu Stromatolith-Horizonten und supratidalen Konglomeraten sowie Schrumpfporen (»birds-eyes«). Dolomite, die nicht von einer spätdiagenetischen Dolomitisierung überprägt worden sind, lassen noch die primären Anlagerungsgefüge erkennen. Der Energie-Index in diesen Proben ist niedrig bis sehr niedrig und zeigt ruhige Sedimentationsbedingungen. Das relativ lebensfeindliche Milieu ist durch eine arten- und individuenarme Fauna und Flora gekennzeichnet. Es

treten nur wenige, an höher salinare Verhältnisse angepaßte Organismen auf, wie einige Molluskenarten, Ostracoden, sehr wenige Foraminiferen und vor allem aber stromatolithbildende Algen. Der bituminöse, teilweise laminierte Dolomit, der reich an organischen Beimengungen ist, wurde zeitweise in lokal ausgebildeten, kleineren Becken abgelagert, in denen stagnierende, euxinische Bedingungen herrschten (tidal pools).

Die Ausbildung der zyklischen Sedimentation, wie sie im untersuchten Hauptdolomit beobachtet wurde, war durch folgende Faktoren gesteuert:

- klimatisch bedingte, episodische Meeresspiegelschwankungen,
- langsame und gleichmäßige tektonische Absenkungen einer ausgedehnten karbonatischen Plattform (»bank model« nach Laporte & Imbrie, 1964), mit sehr flach subtidalen Bedingungen und
- einer Sedimentationsrate, die im Gleichgewicht mit den paläogeographischen Bedingungen stand, d.h. den Absenkungsraten im wesentlichen entsprach.

Das Zusammenwirken der obigen Faktoren ist in Abb. 14 (nach Bosellini, 1967) dargestellt.

Die Sedimentationsbedingungen, unter denen der norisch-rätische Hauptdolomit im Gebiet der slowenischen Dinariden entstanden ist, sind vergleichbar mit den rezenten Sedimentationsbedingungen in den ausgedehnten Sabkhas des Persischen Golfs (Illing et al., 1965; Bathurst, 1971; Purser, 1973; Schneider, 1975) sowie mit den Gezeitenbereichen der Karbonatplattform des Bahama-Shelfs (Shinn et al., 1965, 1969; Ginsburg & Hardie, 1975). Das Sedimentationsmodell der Bahamas kann aufgrund des humiden Klimas wohl besser auf die Bildungsbedingungen des Hauptdolomits übertragen werden. Evaporitische Minerale bleiben nicht erhalten, weil sie durch Regenfälle und Überflutungen aufgelöst und abgespült werden (Shinn et al., 1965). Evaporitische Minerale oder deren Pseudomorphosen wurden in keiner der untersuchten Proben des Hauptdolomits festgestellt. Frakes (1979) nahm für die Zeit der Oberen Trias im behandelten Alpenraum auch semiarides Klima an, das zur Bildung und nachfolgender Auflösung evaporitischer Minerale die Voraussetzung ist.

Sedimentationsraten

Fischer (1964) gibt Sedimentationsgeschwindigkeiten für den Dachsteinkalk-Komplex in den Nördlichen Kalkalpen an. Ausgehend von 15 Mill. Jahren Dauer der norisch-rätischen Stufe und einer Gesamtmächtigkeit von 1.000 bis 1.500 m der Kalk- und Dolomitsedimente ergibt seine Berechnung eine Sedimentationsrate von 0,1 mm jährlich. Es ist aber anzunehmen, daß die Sedimentationsrate größer war, da noch zahlreiche, kurzfristige Unterbrechungen in den intertidalen Perioden mit zu berücksichtigen sind. Zum Vergleich werden die Sedimentationsraten des rezenten Karbonatschlammes aus dem Gebiet der Bahama-Inseln (nach Broecker & Takahashi, 1966; aus Goodell & Garman, 1969) angeführt. Für eine 1,5 m mächtige Schicht des Schlammes wurde ein Alter von 5.000 Jahren festgestellt, was einer Sedimentationsrate von etwa 0,3 mm pro Jahr entspricht. Ähnliche Sedimentationsraten der rezenten Sedimentation von 0,2–0,5 mm jährlich werden für das Gebiet der Coorong Lagune in West-Australien angegeben (Skinner et al., 1963; Von der Borch, 1965). Berücksichtigt man die Sedimentationsunterbrechungen und die Kompaktion der Sedimente, sind die obigen Angaben mit denen von

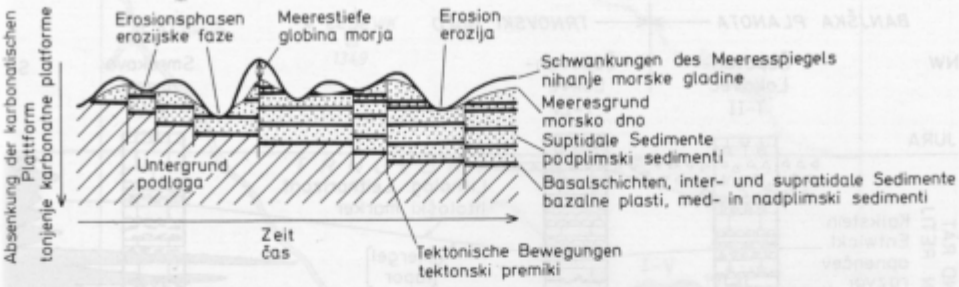


Abb. 14. Zeitliche Beziehungen zwischen Sedimentation, Absenkung der karbonatischen Plattform und Meeresspiegel–Oszillationen (nach Bosellini, 1967)

Sl. 14. Časovni odnosi med sedimentacijo in tonjenjem karbonatne platforme ter oscilacijo morske gladine (po Boselliniju, 1967)

Fischer (1964) gut vergleichbar. Bei ähnlicher Entwicklung und einer angenommenen Gesamtmächtigkeit des Sedimentes von 800 m (bis 1.200 m nach Buser, 1971) kann auch für die norisch-rätischen Dolomitschichten in den slowenischen Dinariden mit Sedimentationsraten dieser Größenordnung gerechnet werden.

Kalkstein-Entwicklung – Dachsteinkalk

Einleitung

Im westlichen Teil des Trnovski gozd und auf dem Plateau Banjška planota ist der obere Teil der norisch-rätischen Stufe als Kalkstein entwickelt (Abb. 1 und 2). Wegen der Ähnlichkeit mit den klassischen Vorkommen des Dachsteinkalkes in den Nördlichen Kalkalpen hat sich auch für diese Schichten in Slowenien der Name »Dachsteinkalk« eingebürgert.

Ausgedehnte Gebiete, die Ablagerung der Gesteine in abgeschlossenen Lagunen erkennen lassen (Hauptdolomit), weisen im Untersuchungsgebiet Kalksteine auf, die wahrscheinlich mehr unter subtidalen Bedingungen in einer »Rück–Riff–Position« gebildet wurden. Gesteine mit Anzeichen einer intertidalen Sedimentation werden nur noch selten beobachtet. Die Abgrenzung des Hauptdolomits vom Dachsteinkalk ist deutlich. Die Grenze ist durch den Übergang eines geschichteten Dolomits in einen dickbankigen, örtlich auch massiven Kalkstein gekennzeichnet. Zu den Kalken des Jura wird ein allmählicher Übergang beobachtet. In Bereichen ohne jurassische Fossilien wurde die Grenze Obere Trias/Jura von den Regionalgeologen (Kossmat, 1906; Buser, 1974 b, 1975) dort festgelegt, wo in der Folge die ersten Schichten eines Kalkooliths vorkommen.

Die Gesamtmächtigkeit des obertriassischen Kalksteins ist im untersuchten Gebiet ziemlich einheitlich und beträgt 180 bis 220 m (Abb. 2). Außerhalb des Arbeitsgebiets, nördlich von Čepovan, nimmt die Mächtigkeit aber sehr schnell auf 300 bis 700 m zu (Buser, 1974 b).

Der Dachsteinkalk wurde in 3 Profilen untersucht, die relativ nahe beieinander liegen (Lok. 6–8, Abb. 1). Die Distanz zwischen den am weitesten entfernten Profilen

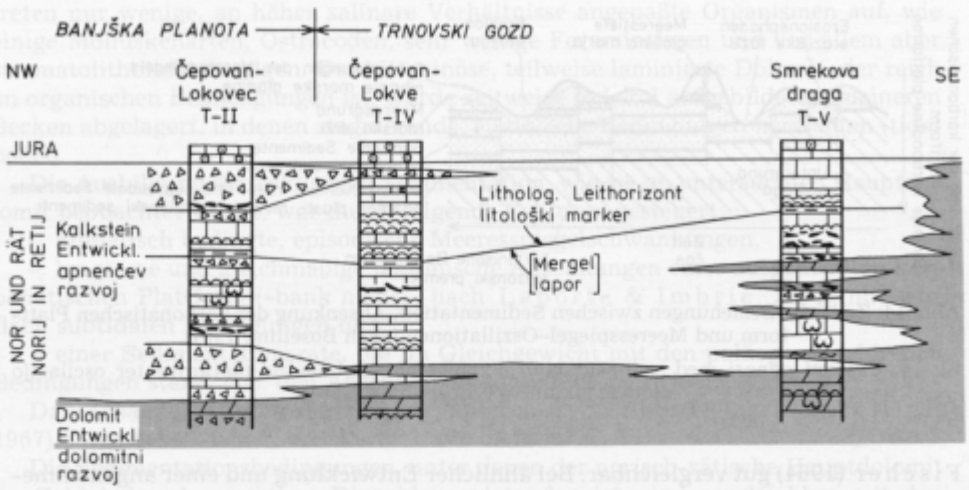


Abb. 15. Schematische Darstellung der untersuchten Profile des Dachsteinkalks in SW Slowenien

Sl. 15. Shematski položaj raziskanih profilov dachsteinskega apnenca v jugozahodni Sloveniji

von Čepovan–Lokovec auf der Banjška planota und Smrekova draga auf dem Trnovski gozd beträgt nur 8 km.

Eine Übersicht der lithologischen Verhältnisse in den 3 untersuchten Profilen ist in Abb. 15 dargestellt. Die detaillierten Beschreibungen der Profile sind in den Abb. 16 bis 19 zu ersehen.

Alle 3 untersuchten Profile sind entlang von Landstraßen und Waldwegen zugänglich und gut aufgeschlossen. Trotz der großregionalen Überschiebung des Trnovski gozd sind die Profile tektonisch nicht beansprucht. Nur eine Störung im oberen Teil des Profils T-II (Čepovan–Lokovec) an der Grenze der Dachstein- und Jura–Kalke ist von Bedeutung. Allgemein wird eine konkordante Lagerung der Schichten mit einem generellen Einfallen gegen SW beobacht. Der Kalkstein hat eine hellgraue bis olivgrüne Färbung. Die einzelnen Gesteinsschichten weisen Mächtigkeiten zwischen 0,5 bis 3 m, meist aber um 1 m auf.

Subtidale Bildungen innerhalb der Dachsteinkalk–Folge

Die Kalksteine, die als subtidale Bildungen innerhalb des Dachsteinkalk–Komplexes interpretiert werden, bestehen vorwiegend aus Pelmikriten und Biomikriten. Sie sind ferner oft zu Mikrosparit rekristallisiert. Nach der Klassifikation von Dunham (1962) sind sie als Wackestones und Mudstones zu bezeichnen. Packstones und Grainstones (Biosparite und Intrabiosparite) sind sehr selten. Die Flora und Fauna ist im allgemeinen spärlich und überwiegend von Megalodontiden, Gastropoden, Algen (Codiaceen, Dasycladaceen), Foraminiferen sowie einzelnen Ostracoden bestimmt. Echinodermen und Korallen treten nur ganz vereinzelt auf. Die Megalodontiden kommen in mehreren Horizonten vor und befinden sich meist in Lebend-



Abb. 16. Lage des Profils T-V, Smrekova draga im Gebiet von Trnovski gozd; Dachsteinkalk

Sl. 16. Položaj raziskanega profila T-V, Smrekova draga v Trnovskem gozdu

stellung (Taf. 4, Abb. 1). Sie weisen bis zu 20 cm große Schalen auf, deren primäre Karbonatmineralen herausgelöst wurden. Die so entstandenen Fossil–Hohlformen (fossil moldic porosity; Choquette & Pray, 1970) wurden von mehreren Generationen eines faserigen Calzitzements gefüllt.

Da andere Fossilien, insbesondere solche mit stratigraphischem Leitwert, fehlen, konnte nicht festgestellt werden, ob der Dachsteinkalk aus dem untersuchten Gebiet nur der rätischen oder teils auch der norischen Stufe zugehört. Deshalb wurde die Alterseinstufung der Schichten als Nor–Rät (nach Buser, 1974b) beibehalten.

Unter den Foraminiferen sind meistens nur untypische Arten wie z.B. Textulariiden, Lituoliden, *Frondicularia* sp. und *Tetrataxis* sp. enthalten. Von größerer Bedeutung für die stratigraphische Einstufung ist nur *Triasina hantkeni* Majzon welche in unteren Teilen der Profile T–II und T–V festgestellt wurde (Taf. 4 Abb. 3). Bosellini (1965) hat vergleichbare Kalksteinschichten mit *Triasina hantkeni* in den Dolomiten aufgrund einer stratigraphisch aussagekräftigen Begleitfauna in die untere rätische Stufe gestellt. Codiaceen kommen meist als einige mm große Bioklaste vor, die mit feineren mikritischen Plastiklasten und Gastropoden vermischt sind. Die Gastropoden sind in einer 0,5 m mächtigen Schicht (Probe T–II/35) sehr häufig und bilden ein korngestütztes Gefüge (Biosparit, Grainstone). Die primäre Struktur der Schalen ist durch einen drusigen Sparit ersetzt und die Gastropodenschalen sind allgemein nur aufgrund der mikritischen, kryptokristallinen Säume (micritic envelopes) erhalten (Taf. 4, Abb. 4). In mehreren Proben wurde auch die Alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri festgestellt, die in der Probe T–V/17a sogar gesteinsbildend ist (Taf. 4, Abb. 5).

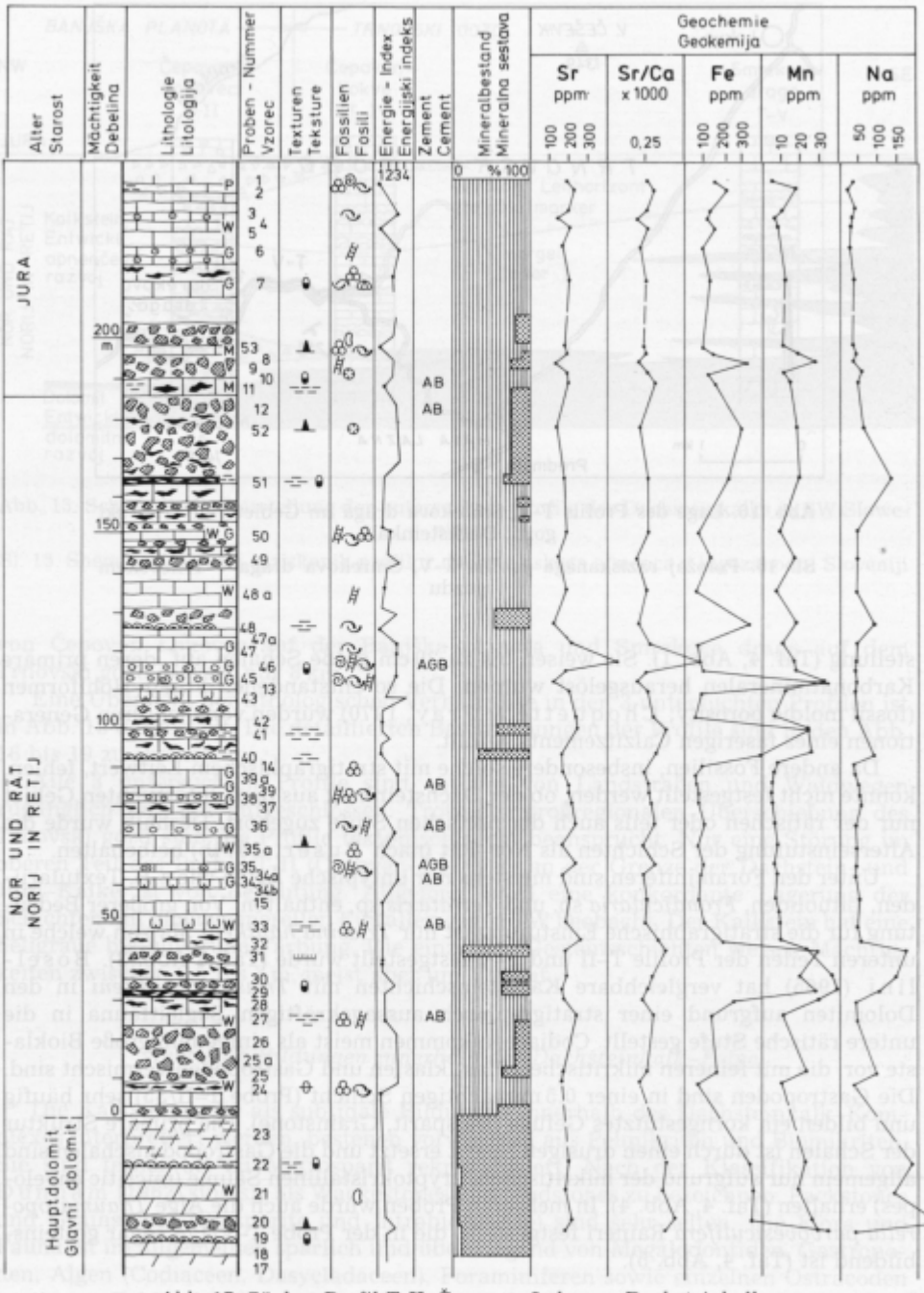


Abb. 17. Säulen–Profil T-II, Čepovan–Lokovec; Dachsteinkalk

Sl. 17. Litološki stolpec profila T-II, Čepovan–Lokovec, dachsteinski apnenec

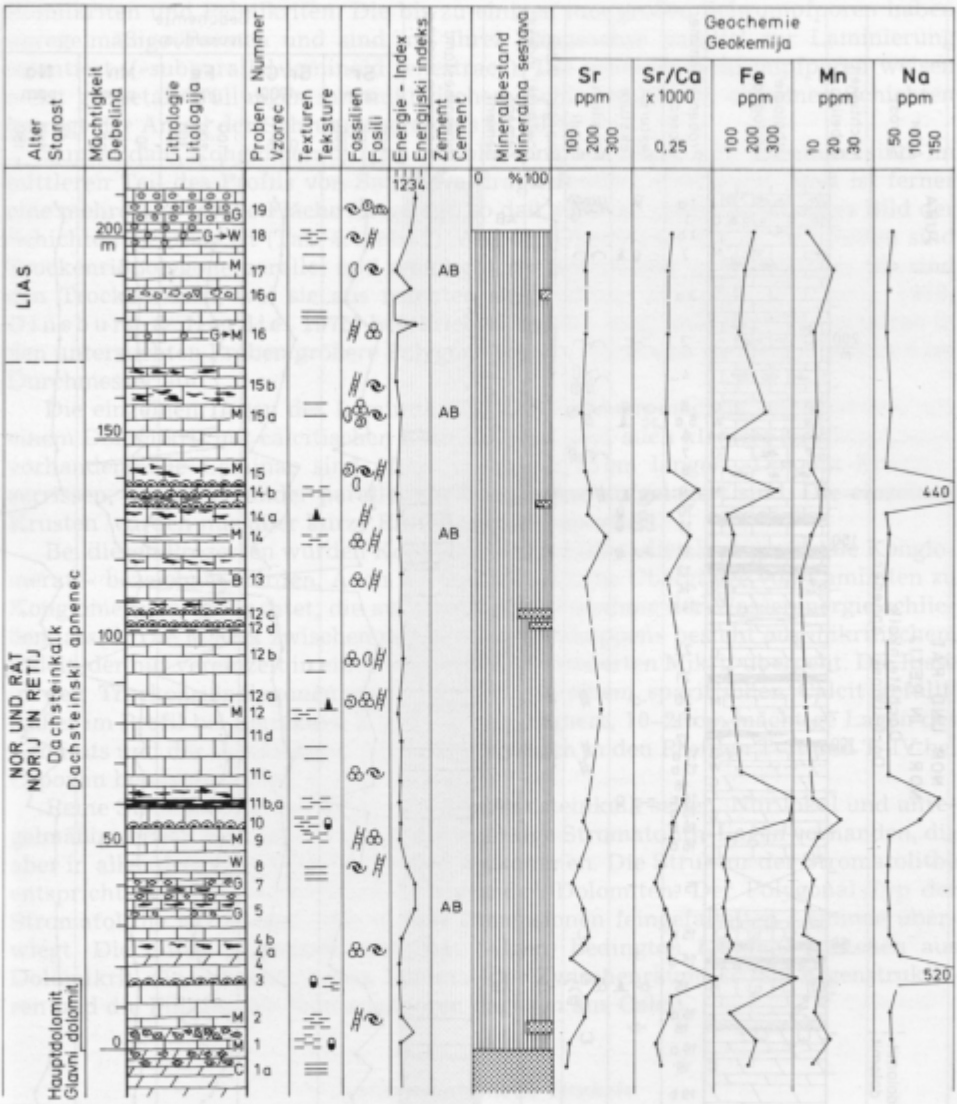


Abb. 18. Säulen–Profil T-IV, Čepovan–Lokve, Dachsteinkalk

Sl. 18. Litološki stolpec profila T-IV, Čepovan–Lokve, dachsteinski apnenec

Inter- bis supratidaler Bereich

Anzeichen für eine periodische Position innerhalb des Gezeitenbereichs (Schlickbänke; Zankl, 1967) während der Sedimentation des Dachsteinkalkes sind: Schrumpfporen (LF–Gefüge), Trockenrisse, einzelne Stromatolith-Laminae und supratidale Konglomerate. Schichten mit diesen Merkmalen sind im östlichen Teil

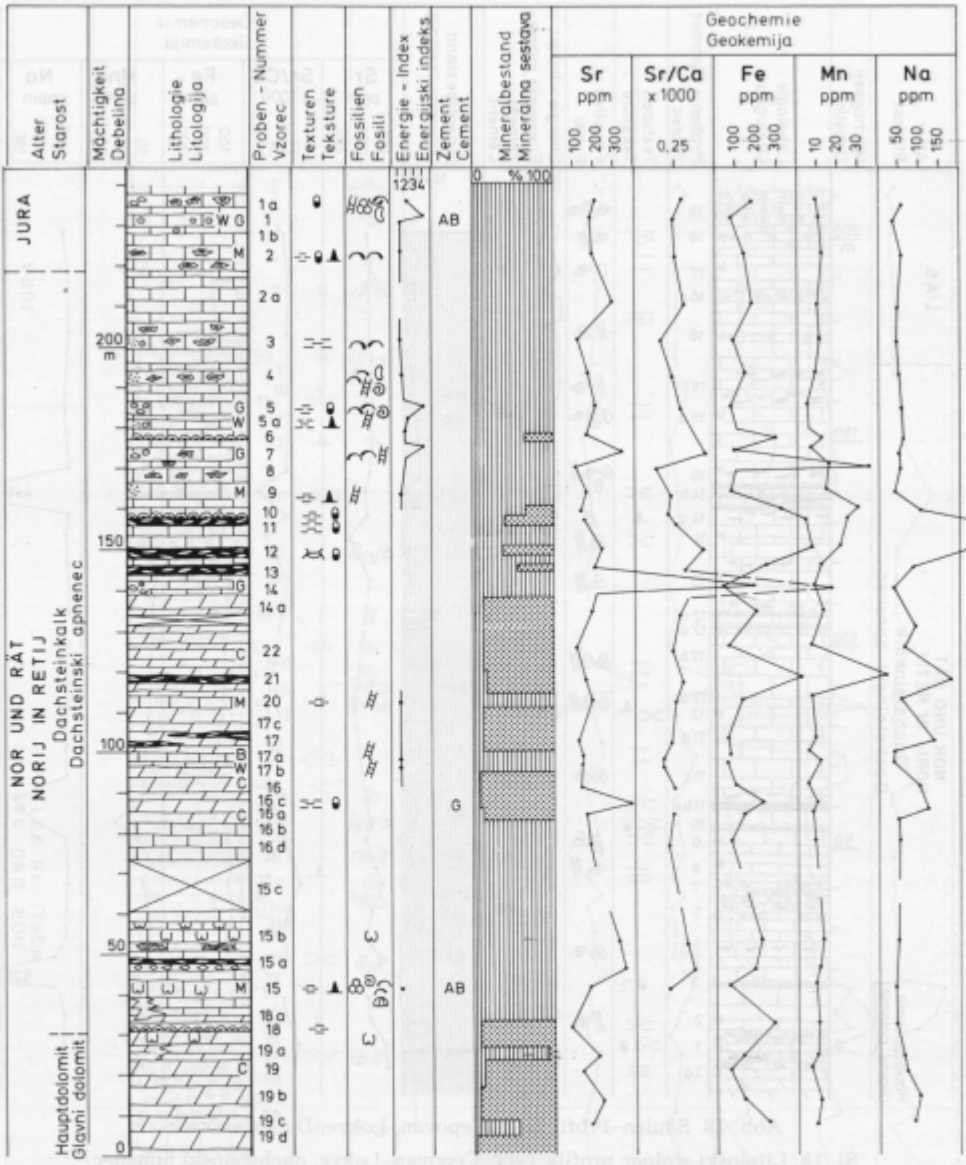


Abb. 19. Säulen–Profil T-V, Smrekova draga im Gebiet von Trnovski gozd; Dachsteinkalk
Sl. 19. Litološki stolpec profila T–V, Smrekova draga v Trnovskem gozdu; dachsteinski apnenec

des Arbeitsgebietes etwas häufiger z. B. bei Smrekova draga, wo der Kalkstein lateral in die dolomitische Entwicklung übergeht.

Schrumpfporen treten immer in dicht übereinander folgenden Lagen gehäuft auf. Die Lagen befinden sich oft innerhalb mächtiger homogener Schichten aus

Biomikriten und Pelmikriten. Die bis zu einigen mm großen Schrumpfporen haben unregelmäßige Formen und sind mit ihrer Längsachse parallel zur Laminierung orientiert, (»subparallel laminoid fenestrae«). Die größeren Schrumpfporen weisen meist geopetale Füllungen mit mikritischem Schlamm auf. In einzelnen Schichten beträgt der Anteil der Schrumpfporen bis zu 30 %.

Supratidale Konglomerate (flat pebble conglomerates) und Laminite sind im mittleren Teil des Profils von Smrekova draga deutlich entwickelt. Dort ist ferner eine mehrere m² große Fläche freigelegt, so daß auch ein dreidimensionales Bild der Schichten sichtbar ist (Taf. 4, Abb. 2). Auf der Oberfläche und an den Seiten sind Trockenrißpolygone parallel und senkrecht zur Schichtung zu beobachten. Sie sind den Trockenrissen, wei sie aus rezenten supratidalen Bereichen (Purser, 1973; Ginsburg & Hardie, 1975) beschrieben worden sind, sehr ähnlich. Es treten in den untersuchten Proben größere Polygone von 15–20 cm und kleinere von etwa 5 cm Durchmesser auf.

Die einzelnen Lagen des Laminits sind bis zu 0,5 cm mächtig und bestehen aus einem Dolomikrit mit calcitischen Resten. Öfters sind auch kleinere Schrumpfporen vorhanden. Die Laminae sind öfters in bis zu 15 cm langen »Dolomit-Krusten« zerrissen, welche einander parallel zur Längsachse aufgelagert sind. Die einzelnen Krusten wurden nur über kurze Entfernung transportiert.

Bei diesen Prozessen wurden Konglomerate gebildet, die als »supratidale Konglomerate« bezeichnet werden. Auch werden allmähliche Übergänge von Laminiten zu Konglomeraten beobachtet, die auf eine stetige Zunahme der Wasserenergie schließen lassen. Die Matrix zwischen den »Dolomit-Schuppen« besteht aus mikritischem Calcit, der nur vereinzelt in einen schwach dolomitisierten Mikrit übergeht. Die Risse in den Trockenrißpolygonen sind dagegen mit einem sparitischen Calcit gefüllt. Außer im Profil bei Smrekova draga wurden dünnere, 10–20 cm mächtige Lagen des Laminits und des supratidalen Konglomerats auch in den Profilen T–II und T–IV bei Čepovan beobachtet (Taf. 4, Abb. 6).

Reine Stromatolith-Horizonte sind im Dachsteinkalk selten. Nur lokal und unregelmäßig verteilt sind bis zu einigen cm mächtige Stromatolith-Lagen vorhanden, die aber in allen drei untersuchten Profilen vorkommen. Die Struktur der Stromatolithe entspricht der in norisch-rätisch auftretenden Dolomiten. Der Polygonal-Typ der Stromatolithe mit ebenen oder in mm Dimensionen feingefältelten Laminae überwiegt. Die durch organische Aktivität (Algen) bedingten Laminae bestehen aus Dolomikrit, die sedimentreichen Laminae der Zwischenräume in den Algenstrukturen und die Füllung der Schrumpfporen dagegen aus Calcit.

Intraformationelle Brekzie

Für das Profil Čepovan-Lokovec (T–II, Abb. 18) sind häufig auftretende Schichten von intraformationellen Brekzien charakteristisch, die 10–20 m mächtige Horizonte bilden und besonders an der Grenze des Dachsteinkalkes zum Hauptdolomit und am Übergang zum Jura vorkommen. Brekzien-Schichten geringerer Mächtigkeit wurden auch im mittleren Profilteil beobachtet. Gegen Südosten keilen die Brekzienhorizonte lateral schnell aus. Sie wurden nur noch im unteren Teil des Profils von Čepovan-Lokve (T–IV, Abb. 19) in zwei nur 1–2 m mächtigen Horizonten und im mittleren Profilteil von Smrekova draga (Profil T–V) bei der Lokalität »Anina hiša« beobachtet. Die Gesteinsfragmente der Brekzien weisen Durchmesser von einigen cm

bis zu 0,5 m auf; sie sind scharfkantig bis schwach gerundet. Größere Gesteinsblöcke (0,2–0,5 m Durchmesser), die nur einen sehr kurzen Transport anzeigen, kommen nur in den mächtigen Horizonten des Profils T–II vor. Die Sortierung der Brekzien ist allgemein schlecht. Die meisten Gesteinsfragmente bestehen aus einem mikritischen und pelmikritischen Kalkstein (z. T. mit Schrumpfporen), der aus der näheren Umgebung stammt. In den unteren Brekzienhorizonten sind auch zahlreiche Blöcke von stromatolithischen, mikritischen und sacharoiden Dolomiten enthalten.

Sie weisen darauf hin, daß zur Bildungszeit des Hauptdolomits Teile des Sedimentationsraumes zeitweise verlandeten und der Erosion ausgesetzt waren. Die Blöcke in der Brekzie berühren einander zum Teil, meist aber »schwimmen« sie in einer mikritischen Matrix. Nur selten (z. B. Probe T–II/8) ist die Mikrit-Grundmasse dolomitisiert. Die Tatsache, daß die Matrix zwischen den Dolomitfragmenten calcitisch ist, kann als ein regional geologischer Beweis gelten, daß die Dolomitisierung des Hauptdolomits frühdiagenetisch geschehen ist und schon vor der Ablagerung des Dachsteinkalks stattgefunden hat.

Im oberen Brekzienhorizont des Profils T-II wurden auch seltene Fragmente der Korallenart *Thecosmilia* sp. und die Koralle *Archaeosmilia beata* Melnikova gefunden, die charakteristisch für den untersten Teil des Lias sind. Vergleichbare Korallenfragmente aus dem gleichen Brekzien-Horizont bei Grudnica (N von Čepovan) wurden auch von Silvester (1974) erwähnt.

Hohlraumgefüge

Zeitweise Verlandungen in Teilbereichen des Ablagerungsraums des Dachsteinkalks sind auch durch das häufige Vorkommen von Hohlraumgefügen gekennzeichnet. Die Gefüge weisen auf eine rein anorganische Entstehung durch Lösungsvorgänge hin und können als Indikatoren für eine Paläoverkarstung des Gebiets inter-



Abb. 20. Verschiedene Typen von Korrosionsholräumen im Dachsteinkalk der Dinariden in SW Slowenien
a) Kaverne mit zahlreichen Säumen eines fasrigen allseitigen Zements (häufigster Typ)
b) »Kanal–Typ« (channel porosity) untereinander verbundene Hohlräume mit Internsediment, Geopetalgefüge und drusigem Mosaik
c) Typ der isolierten parallelen Korrosionshohlräume
d)Herausgelöste Megalodontenschale (fossil moldic)

Sl. 20. Različni tipi korozijskih votlin v dachsteinskem apnencu slovenskih Dinaridov
a) Kaverne s številnimi pasovi obrobnega cementa (najbolj pogost tip korozijskih votlin
b) »Kanalski tip« kavern. Korozijske votline so med seboj povezane; pogostne geopetalne teksture in druzasti mozaični cement
c) Tip izoliranih vzporednih korozijskih votlin
d) Izlužene lupine megalodontidnih školjk (moldična poroznost)

pretiert werden (Abb. 20). Die Lösungshohlräume weisen ungleichmäßige Formen auf. Kleinere Hohlräume sind bis zu einigen cm groß. Größere Hohlräume zeigen aber kavernöse Formen, welche auch mehr als 0,5 m groß sein können. Die Kavernen kommen vorwiegend an bestimmte Horizonte gebunden vor (s. Profile Abb. 17 bis 19) und sind mit den Längsachen meist parallel zur Schichtung orientiert. Die Hohlräume sind von mehreren Generationen eines faserigen Sparits (Zement A) gefüllt. Wegen der unterschiedlichen Beimengungen von Fe-Oxid zeigen die einzelnen Säume hellere oder dunklere rötliche Farbtöne. Die Calcitsäume füllen die Hohlräume nicht immer vollständing aus. Das Restvolumen wird meist von einem farblosen drusigen Calcit (Zement B) eingenommen. Eine zentripetale Konrvergößerung des Calcits wird beobachtet. Manche Korrosions-Hohlräume sind an der Basis mit einem Sediment gefüllt, das aus einem roten Mikrit-Calcit mit Beimengungen von Residualton besteht, während im oberen Teil gleichzeitig ein faseriger Sparit aufgewachsen ist. Von der Auflösung und Ausfüllung mit mehreren Generationen von Faser-Calcit sind auch alle Megalodonten-Schalen betroffen. Die einzelnen Saritsäume sind meistens um 0,3–0,6 mm, vereinzelt aber auch über 2 mm dick.

Die unterschiedlichen Formen der Hohlraumgefüge sind in Abb. 20 dargestellt.

Zahlreiche Korrosionshohlräume mit unregelmäßigen Formen (meist »channel porosity«) wurden auch im oberen Kalkbrekzien-Horizont an der Grenze zum Jurakalk beobachtet. In dieser Brekzie kommen auch Blöcke mit schon früher ausgefüllten Hohlräumen vor. Es kann deshalb angenommen werden, daß die Zementation der Hohlräume schon bald nach der Lithifizierung und der Verkarstung des Kalksteins, d.h. noch während der Oberen Trias, stattgefunden hatte.

Dolomite innerhalb der Dachsteinkalk-Folge

Dolomitische Schichten kommen in der Dachsteinkalk-Folge mehrmals im unteren und mittleren Teil des Profils von Smrekova draga vor. Der Dolomit ist hellgrau bis schmutzig weiß, grobkörnig und hat ein zuckerkörniges Aussehen. Die Dolomitkristallgroße beträgt 50 bis 300 µm. Die Gesteinsstruktur ist xenotopisch bis hypidiotopisch. Die primären Anlagerungsgefüge der Gesteine sind durch die Dolomitisierung überprägt und nicht mehr zu erkennen. Nur lokal sind auf verwitterten Oberflächen noch Relikt-Strukturen eines supratidalen Konglomerats und von Algen-Stromatolithen megaskopisch erkennbar. Der Anteil an Lösungsporen (»vugs« und »caverns«) im Dolomit betrug bis zu 12 %. Doch sind diese mit der Dolomitsierung entstandenen Poren meistens mit einem Calcit-Sparit zementiert. Nur 2–3 % der Poren sind noch offen geblieben. In manchen Proben sind auch Phänomene einer Dedolomitisierung zu erkennen.

Ablagerungsmilieu

Aufgrund der makro- und mikrofaziellen Merkmale wird die norisch-rätische Kalksteinfolge (Dachsteinkalk) des Trnovski gozd und von Banjška planota als Ablagerung in einem flachen, küstennahen Schelfbereich interpretiert.

Der Sedimentationsraum wies nur geringe Wasserenergie auf, wie durch die niedrigen bis sehr niedrigen Energieindizes verdeutlicht wird. Im untersuchten Gebiet läßt sich eine Zunahme der Wasserenergie (steigender Energie-Index) von SE

(Trnovski gozd) nach NW (Banjška planota) erkennen. Diese Tatsache äußert sich durch den Übergang der litoralen Lagunenfazies des Profils Smrekova draga in die Fazies des offenen Plattformbereichs (z.T. Rückriff-Fazies), die im Profil von Čepovan erschlossen ist. Auf periodische inter- bis supratidale Bedingungen in der Karbonatsedimentation kann aufgrund einiger eingeschalteter Stromatolithlagen und der Schrumpfporen (bird-eyes) geschlossen werden. Gesteine mit diesen Merkmalen sind zum Teil auch dolomitisiert. Eine Lofer-Fazies (Zyklotheme) in charakteristischer Ausbildung, wie sie für den Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen von Fischer (1964) und Zankl (1967, 1971) beschrieben wurde, kommt im Dachsteinkalk des Untersuchungsgebiets nicht vor.

In mehreren Proben des Dachsteinkalks sind vereinzelt Ooide zu beobachten, die in mikritischer Grundmasse schwimmen. Ihre Herkunft bzw. die Transportrichtung kann nicht näher bestimmt werden, da die Triasschichten gegen Süden und Westen unter jüngere Sedimente abtauchen und nicht aufgeschlossen sind. Die Herkunft der Ooide aus diesen Richtungen ist aber wahrscheinlich, da in diesen Gebieten Karbonatgesteine, die als hochenergetische Bildungen eines Flachmeeres interpretiert werden, anstehen und die Ooide von dort »in situ« bekannt sind. Die Herkunft der Ooide aus dem Norden ist weniger zu glauben, da nördlich von Banjška planota und des Trnovski gozd in der oberen Trias Gesteine anstehen, die ihre Bildung in einem Sedimentationsraum mit etwas größerer Wassertiefe erkennen lassen (»slowenischer Graben«: Caron & Cousin, 1972; Buser & Radoičič, 1975; Buser, 1987). Dieses Gebiet trennte die Schelfgebiete Südwest-Sloweniens von den Julischen Alpen, in deren Gebiet zur gleichen Zeit der Bača Dolomit (»baški dolomit«) abgelagert war.

Außer der Frage der Herkunft der Ooide ist unklar, ob im Raum von SW Slowenien in der oberen Trias möglicherweise Korallenriffe ausgebildet waren, welche die Rückriff-Gebiete vom offenen Meer trennten. Vereinzelte Korallen und deren Fragmente in den intraformationellen Brekzien zeigen, daß Bereiche existieren mußten, die mit Korallen besiedelt waren. Am wahrscheinlichsten aber ist, daß auf dem weiten Flachschelf zwischen einzelnen Lagunen und Inseln nur kleinere Bioherme (patch reefs) ausgebildet waren. Allmähliche Übergänge des Schelfs gegen Westen in ein offen marines Milieu sind anzunehmen.

Oft kam es zu kurzzeitigen Verlandungen von Teilbereichen innerhalb des Dachsteinkalk-Meeres. Ein lokal ausgebildeter Paläokarst mit zahlreichen Korrosionshohlräumen, die z.T. mit Residualton gefüllt sind, deuten darauf hin. In den Verladungsphasen kam es auch zur Bildung von intraformationellen Brekzien.

DIAGENESE

Einleitung

Der Begriff der Diagenese der Karbonatgesteine umfaßt im weiteren Sinne alle Prozesse, die auf das Sediment in der Zeit von seiner Ablagerung bis zur Metamorphose einwirken. Die Veränderungen im lockeren, unverfestigten Sediment werden als Frühdiagenese, diejenigen im festen Gestein als Spätdiagenese bezeichnet.

Die diagenetischen Veränderungen sind im allgemeinen durch zahlreiche physikalisch-chemische und organogene Faktoren bedingt (Blatt & Middleton, 1980),

welche die mineralogische Zusammensetzung von Neubildungen, die Bildung von Sedimentstrukturen und Texturen, vor allem aber die Lithifizierung der Sedimente, beeinflussen. Diese Faktoren umfassen die Art und Menge der Organismen, die primär abgelagert wurden sowie die mineralogische Zusammensetzung dieser Sedimente. Weiterhin sind der pH und Eh im primären Porenraum der Ablagerungen, der CO_2-Gehalt und der Gehalt an organischem Material von Wichtigkeit. Alle diese, je nach klimatischer und paläogeographischer Situation und nach der Sedimentationsrate unterschiedlich wirksamen Faktoren sind komplex miteinander verbunden. Dies gilt sowohl im größeren regionalen Bereich als auch für das Mikromilieu. Umfassende Studien der Karbonat-Diagenese sind vor allem in den Arbeiten von Chilingar et al. (1967), Bathurst (1971), Folk (1965, 1974), Füchtbauer (1969), Bricker (1971), Friedman (1964), Milliman (1974), Wolf (1978), Schneidermann & Harris (1985), Moore (1989) und Tucker & Wright (1990) dargelegt.

Unter den isochemischen Prozessen sind die Zementation, die Inversion von metastabilen Mineralphasen (Aragonit und Mg-Calcit) zu stabilem Calcit und die Rekristallisation die wichtigsten. Unter den allochemischen Prozessen, die zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Sedimente führen, nimmt vor allem die Dolomitisierung einen besonderen Platz ein. Im geringeren Umfang sind auch Dedolomitisierung, Silifizierung und die Bildungen authigener Minerale von Bedeutung.

Der Verlauf der diagenetischen Veränderungen ist vorwiegend von den Veränderungen des Chemismus des Porenwassers abhängig (»Geschichte von Porenlösungen«, Blatt et al., 1980).

Zementation

Diagenese-Bereiche karbonatischer Sedimente

Als Zementation wird der frühe Prozeß des Kristallwachstums in Porenräumen des noch nicht konsolidierten Sediments oder des schon lithifizierten Karbonatgesteins bezeichnet.

Die verschiedenen Milieus, die ein Sediment während der Diagenese beeinflussen können, werden vereinfacht in folgende vier Bereiche eingeteilt:

- meteorisch-vadoser Bereich
- meteorisch-phreatischer Bereich

} meteorische Diagenese

- flachmariner Bereich
- tiefmariner Bereich

} marine Diagenese

Diese vier Bereiche werden weiter untergliedert (Abb. 21).

Studien rezenter Karbonatsedimente (z. B. Bricker, 1971; Friedman, 1964, 1968; Folk, 1974) sowie experimentelle Modelle zur Zementation (Badiozamani et al., 1977) zeigen, daß in unterschiedlichen sedimentären Milieus unter verschiedenen Klimabedingungen spezifische Zemente gebildet werden, die sich sowohl in der Morphologie als auch in der mineralischen und chemischen Zusammensetzung unterscheiden. Daher kann häufig aufgrund der Vergleiche der Zement-Typen bei älteren Gesteinen auf den primären Ablagerungsraum und die früh- und spätdiage-

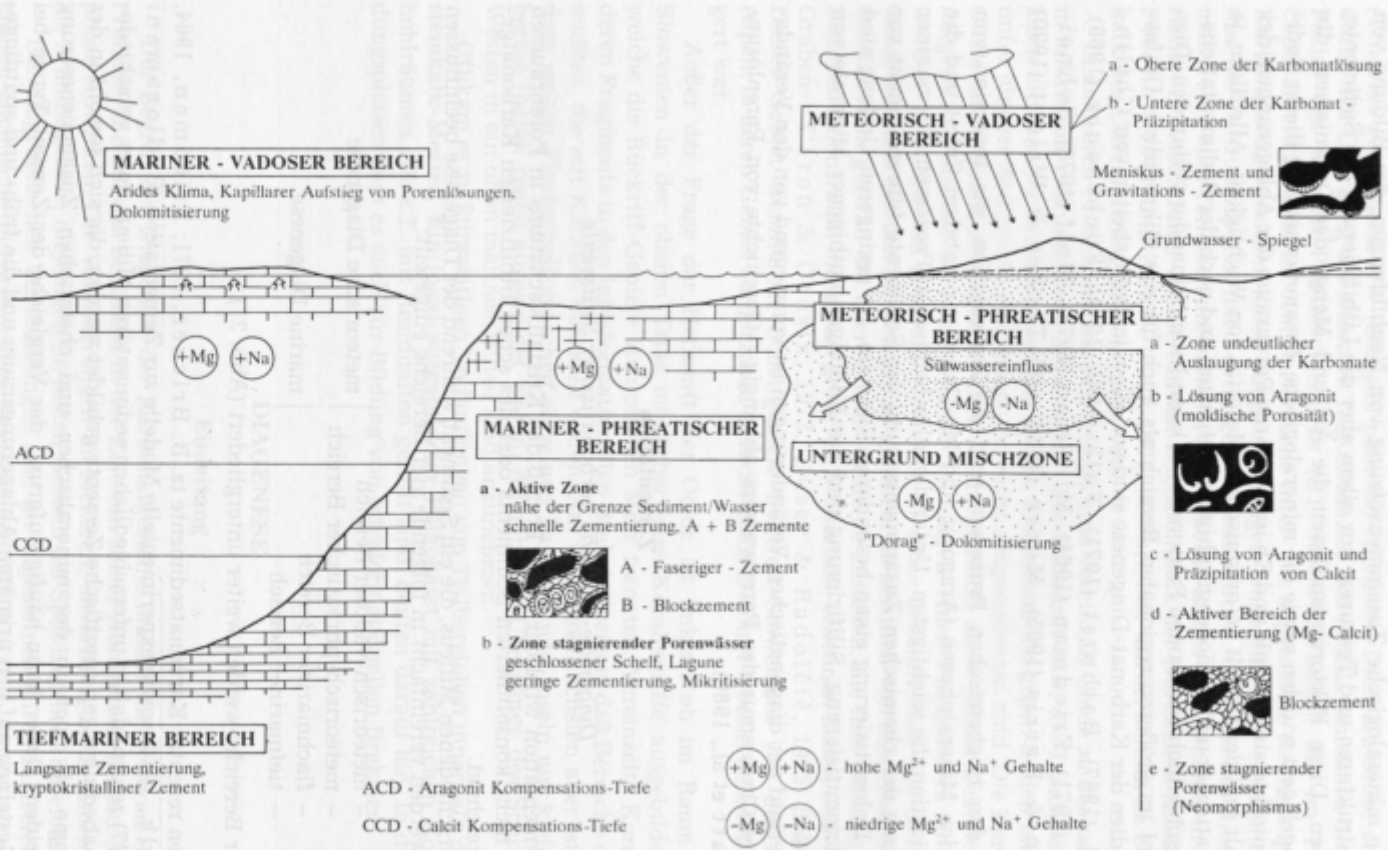
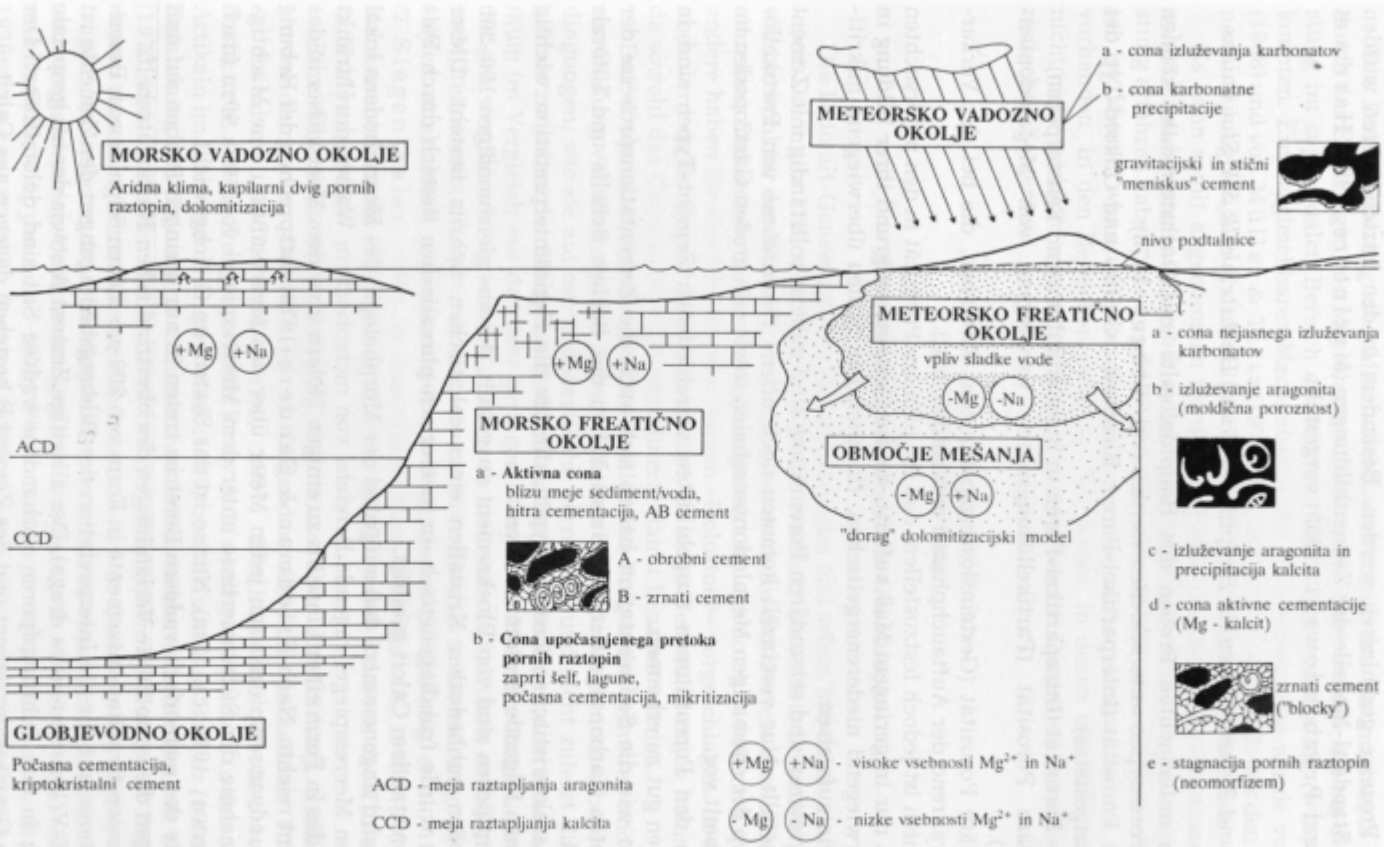


Abb. 21. Diagenesebereiche karbonatischer Sedimente. Schematische Darstellung (nach Blatt et al., 1980; Folk, 1974 und Longman, 1980)



Sl. 21. Okolja diagenetskih procesov v karbonatnih kamninah in sedimentih. Shematski prikaz (po Blattu in sod., 1980, Folku, 1974 in Longmanu, 1980)

netischen Prozesse geschlossen werden. Besonders in den letzten Jahren wurden mehrfach Standard-Modelle der Zementbildungen (Macintyre, 1984; Harris et al., 1985 und Prezbindowski, 1985) vorgestellt.

Poren- und Zement-Typen im Hauptdolomit und Dachsteinkalk SW-Sloweniens

In den untersuchten Proben des Hauptdolomits und Dachsteinkalks können folgende Porentypen unterschieden werden (vgl. Flügel, 1978):

- Primäre Porosität (Interpartikel-Poren; Biosparit-, Oolith- und Onkoid-Typ des Karbonatgesteins).
- Primäre Porosität (Intrapartikel-Poren in Stromatolithen und Fensterporen).
- Sekundäre Porosität (Partikellösungsporen vorwiegend von Megalodontenschalen).
- Sekundäre Porosität (Gesteinslösungsporen und Kavernen, die bei der Verkarstung während der Auftauchphasen entstanden sind).

Allgemein ist jedoch festzustellen, daß die primäre Porosität in den untersuchten Gesteinen nur in geringem Maß auftritt, da die Gesteine aufgrund ihrer Bildung in einem vorwiegend niederenergetischen, flachmarinen Milieu überwiegend mikritische Matrix aufweisen.

Alle primären und sekundären Porenräume sind nahezu vollständig mit Zement (Sparit) gefüllt. Nur vereinzelt kommen noch offene Porenräume von Partikellösungsporen der ehemaligen Megalodontenschalen sowie von großen Gastropoden im Hauptdolomit vor.

Die in den Porenräumen ausgebildeten verschiedenen Zement-Typen sind in Kalksteinen gut zu erkennen.

Ebenso wie die Sedimentation haben sich auch die Zementationsprozesse der untersuchten Karbonatgesteine in einem Milieu des flachen Schelfs und Litorals abgespielt.

An charakteristischen Zement-Typen, die für die Faziesinterpretation wichtig sind, können folgende erwähnt werden:

- Schrumpfporen sind von Blockzement ausgefüllt, der aus gleichmäßigen 100–300 µm großen subhedralen Kristallen eines calcitischen Sparits besteht. Dieser Zement wurde frühdiagenetisch im **meteorisch-phreatischen** Bereich durch Fällung von stabilem Calcit gebildet.

  Es wird angenommen, daß aufgrund der Morphologie des Meeresbodens lokal über den Meeresspiegel ragende Bereiche von meteorischem Wasser durchtränkt waren, das in Form einer Linse bis zu einigen Metern über dem Meerwasser in das Sediment reichte. Nach Friedman & Sanders (1978) entsprechen der Hebung des Grundwasserspiegels um jeden Meter über das Meeresniveau eine Mächtigkeitszunahme der Süßwasserlinse unter dem Meeresspiegel von etwa 40 m (nach Longman, 1980: ca. 32 m). Nur so ist das System im Gleichgewicht.
- Zemente des **meteorisch-vadosen** Bereichs treten in nur geringen Proben auf und bestätigen die episodische Verlandungen des obertriadischen Karbonatschelfs.

  Es treten Gravitationszemente in Form von 200 µm dicken Säumen auf. Besonders interessant für die Interpretation der Bildungsbedingungen der Zemente ist Probe T-V/16c (Smrekova draga). Der allseitige Zement A sowie der als geopetale Fällung in den Schrumpfporen vorhandene vadose Silt sind dolomitisiert. Der jüngere Gravitationszement und der Zement B bestehen dagegen aus Calcit.

Die Dolomitisierung des Mikrit-Schlammes und des Saumzements A könnte durch das Eindringen von Meerwasser-Lösungen erklärt werden, die bei der Verdunstung im supratidalen Bereich ein höheres Verhältnis von Ca/Mg (>15) erreichen konnten. Ein vergleichbarer Mechanismus der Dolomitisierung wurde von Rothe (1968) und von Müller & Tietz (1971) und Müller et al. (1973) aus den pleistozänen und jungtertiären Kalkareniten der Kanarischen Inseln beschrieben.

Es kann somit angenommen werden, daß sich ein Großsedimentationsraum mit zahlreichen kleinen Inseln gebildet hatte, die episodisch Emersion und sogar Verkarstung erfahren haben, wie aus den Sedimentations-strukturen und Texturen abzuleiten ist. Hierbei war ein starker Einfluß von meteorischem Wasser auf die Sedimente vorhanden. In den Bereichen zwischen den Inseln, in denen der Süßwassereinfluß nicht mehr wirksam war, erfolgte eine normale marine Diagenese mit den charakteristischen Zementen.

Dolomitisierung

Einleitung und theoretische Grundlagen

Die Dolomit-Genese ist ein sehr umfassendes und schon 200 Jahre altes Problem – seit Dolomieu 1791 das Mineral Dolomit entdeckt hatte. Die Benennung Dolomit wird sowohl für das Mineral $CaMg(CO_3)_2$ als auch für das Gestein verwendet, das aus einzelnen Dolomit-kristallen zusammengesetzt ist. Shrock (1948) und später noch andere haben für das Gestein den Namen »Dolostone« vorgeschlagen. In der Praxis aber wird dieser Begriff kaum verwendet, da es zu Verwechslungen kommen kann, da sowohl das Gestein als auch das Mineral damit benannt werden.

Das »Dolomit-Problem« umfaßt vor allem die Fragen der primären und sekundären Bildung von Dolomit, die Schwierigkeiten der Dolomit-Synthese bei Normalbedingungen, wie sie auf der Erdoberfläche herrschen, und nicht zuletzt das Mißverhältnis zwischen der Menge an Dolomit im Präkambrium und dem älteren Paläozoikum im Vergleich mit den sehr geringen Mengen im Holozän. Rezente Dolomitbildungen wurden erst vor etwa 30 Jahren an mehreren Lokalitäten entdeckt, wie z. B. in Mittelamerika (Adams & Rhodes, 1960; Shinn & Ginsburg, 1964; Deffeyes et al., 1965; Lucia, 1968), im Persischen Golf (Illing et al., 1965; Hsü & Siegenthaler, 1969), in Australien (Von Der Borch, 1965, 1976), auf den Kanarischen Inseln (Müller & Tietz, 1971), in den Salzseen der Türkei (Irion & Müller, 1968).

Eine Übersicht der bisherigen Kenntnisse über die Bildung, Stabilität und Umwandlung von Dolomit ist in folgenden Arbeiten enthalten: Friedman & Sanders, 1967; Usdowski, 1967; Füchtbauer & Müller, 1970; Bathurst, 1971; Zenger, 1972; Pray & Murray, 1965 sowie in den zahleichen Artikeln im Buch von Zenger et al. (1980) und Shukla & Baker (1988). Mit der Entstehung von Dolomit im nichtmarinen Milieu haben sich Müller & Förstner (1975) befaßt. Zu den Kenntnissen bei der chemischen Synthese von Dolomit und dessen mineralogischen Merkmalen haben Graf & Goldsmith (1956) viel beigetragen. Sie lieferten die Grundlagen für die weiteren experimentellen, theoretischen und vergleichenden Untersuchungen von Dolomit (z. B. Füchtbauer & Goldsmith, 1965; Lippmann, 1973; Folk & Land, 1975; Möller & Kubanek, 1976; Longman, 1980; Gaines, 1980; Land, 1983). Weil Dolomit in verschiede-

nen Milieus bei verschiedenen Bedingungen und Prozessen entstehen kann, ist es meistens nicht möglich, die Dolomitisierung mit einem einzigen Modell zu erklären. Nach Weber (1964) kann es zur Lösung des Dolomit-Problems nur »... nach der Synthese von zahlreichen Informationen der geologischen, geochemischen und laborexperimentellen Beobachtungen...« kommen.

Im stöchiometrischen, idealen Dolomit-Gitter sind die Ionen Mg^{2+}, Ca^{2+} und CO_3^- in einer sich wiederholenden Dreischichtfolge Mg – CO_3 – Ca – CO_3 – Mg – ... geordnet mit den Gewichtsverhältnissen der Oxydanalyse: 21,9 % MgO, 30,4 % CaO und 47,7 % CO_2 (Lippmann, 1973).

Dolomit mit geordneten Kationen wurde experimentell nur bei Temperaturen von etwa 200 °C (Graf & Goldsmith, 1956) synthetisiert. Für die rhomboedrischen Karbonate mit einer stöchiometrischen, dem Dolomit ähnlichen Zusammensetzung, aber mit ungeordnetem Kristallgitter und einem Überschuß von Ca^{2+} gegenüber Mg^{2+} haben Graf & Goldsmith (1956) den Begriff »Protodolomit« eingeführt. Fast alle rezenten Dolomite weisen eine Protodolomit-Struktur auf. Nach Gaines (1980) ist der Protodolomit ein metastabiles Karbonatmineral. Dies weist darauf hin, daß die Dolomitisierung meist in zwei Stufen erfolgt. Aus dem instabilen Protodolomit erfolgt die Umwandlung und Rekristallisation in den stabilen, stöchiometrischen und vollkommen geordneten Dolomit. Die nicht ideale Zusammensetzung von Dolomiten kann oft auch durch Ersetzung von Ca^{2+} und Mg^{2+} durch andere Ionen bedingt sein. Besonders häufig sind dies Fe^{2+}–Ionen, was zur Bildung von Ankerit (einem Dolomit mit bis zu 20 Mol % $FeCO_3$) führen kann.

Der Dolomit kommt in den Formationen aller geologischen Zeitalter vor. Eine Datendurchsicht von mehr als 9.000 Analysen von Karbonatgesteinen der Russischen Plattform und Nordamerikas (aus Blatt et al., 1980) zeigt ein abnehmendes Calcit/Dolomit-Verhältnis vom Quartär ($\approx \infty$) bis zur Kreide-Zeit (>80:1) zum Paläozoikum (3:1) und zum Präkambrium (1:3). Nach Ansicht von russischen Autoren (Vinogradov, 1940; Strakhov, 1953) sind die präkambrischen Dolomite durch direkte Dolomit-Fällung aus dem Meerwasser entstanden. Für das frühe Präkambrium wird eine andere Zusammensetzung der Atmosphäre als heute angenommen. CO_2, NH_3 und Methan hätten vorgeherrscht, wobei der höhere Partialdruck von CO_2 besonders wichtig ist. Diese Hypothese wurde von Chilingar (1956) mit der direkten Kristallisation von Dolomit bei Zimmertemperaturen, aber einem Luftdruck von 4 Atm. experimentell bestätigt.

Nach den Gesetzesmäßigkeiten der Thermodynamik sollte sich Dolomit aus einer Lösung dann ausscheiden, wenn die Ionen-Konzentrationen so hoch sind, daß das Löslichkeitsprodukt überschritten wird (Lippmann, 1973). Das ist schon im normalen Meerwasser (Mg/Ca-Verhältnis = 5,21) meistens der Fall. Aber es kommt trotzdem zu keiner Dolomitbildung. Aus einer Lösung, welche mit Ca^{2+} – und CO_3^--Ionen gesättigt ist, scheidet sich in jedem Milieu sowohl unter natürlichen Bedingungen als auch experimentell Calcit bzw. Aragonit aus. Der Grund, warum es zu keiner Dolomit-Fällung aus dem Meerwasser kommt, obgleich dieses in Bezug auf Dolomit übersättigt ist, liegt in der starken Neigung der Mg-Ionen zur Hydratation. Die Ionen sind mit einer Hülle von H_2O–Molekülen umgeben. Daher können sie nur schwer in das Dolomit-Gitter eingebaut werden. Dolomit kann sich nur bilden, wenn die Hydratation von Mg^{2+}–Ionen verhindert wird. Dies tritt bei höherer Temperatur und einem erhöhten Mg/Ca-Verhältnis der Lösung ein (Friedman & Sanders, 1967). Nach Ansicht dieser Autoren sind die meisten Dolomite in der Erdgeschichte aus

hypersalinen Lösungen entstanden und Dolomit kann als evaporitisches Mineral angesehen werden (Friedman, 1980).

Gemäß dem ersten Dolomitisierungsmodell

$$2\ CaCO_3 + Mg^{++} \rightarrow CaMg(CO_3)_2 + Ca^{++}$$

sollte für die Dolomitisierung nur ein Zufluß von Mg^{2+}-Ionen notwendig sein. Nach Lippmann (1973) läuft die Dolomitisierung nach folgendem Schema ab:

$$CaCO_3 + Mg^{++} + CO_3^{--} \rightarrow CaMg(CO_3)_2.$$

Dies bedeutet, daß für die Dolomitisierung eines karbonatischen Sediments oder Gesteins außer Magnesium auch genug CO_3^{--}-Ionen verfügbar sein müssen. Der wichtigste Prozeß, der zur Anreicherung von CO_3^{--}-Ionen führen kann, ist die Oxydation von organischen Substanzen, die durch Bakterien verursacht wird. Dabei bedingt das gleichzeitig gebildete NH_4 eine hohe Alkalinität der Porenlösungen. Daher ist es in vielen Fällen wahrscheinlich, für eine umfassende Dolomitisierung auch wichtig, daß organische Stoffe vorhanden sind (Davies & Ferguson, 1975).

Allgemein gilt, daß im rezenten marinen Milieu keine direkte Dolomit-Ausscheidung aus normal salinem Meereswasser bekannt ist. Als Beispiele der möglichen primären Entstehung von rezentem Dolomit mit einem unvollkommen geordneten Kristall-Gitter werden angeführt: Coorong lagoon in Australien (Alderman & Skinner, 1957; von der Borch, 1965), Deep Spring Lake in Kalifornien (Clayton et al., 1968) und Baffin Bay in Texas (Behrens & Land, 1972). Eine primäre Dolomit-Fällung wird von Strakhov (1958) und Teodorović (1960) im Ostteil des Balkasch-Sees angenommen. Bei allen aufgeführten Beispielen handelt es sich jedoch um extrem kleine Dolomitkristalle von <5µm Größe. Deshalb ist es schwierig nachzuweisen, ob es sich tatsächlich um direkt aus dem Meereswasser ausgefällten Dolomit oder um eine sehr frühe Ersetzung von Calcit durch Dolomit handelt. Genetisch können alle Dolomite in frühdiagenetische und spätdiagenetische Bildungen untertreilt werden (Fairbridge, 1957).

Als **frühdiagenetische Dolomite** oder »penecontemporary dolomites« (Illing et al., 1965) werden diejenigen angesehen, die durch die Dolomitisierung des noch nicht lithifizierten Sediments unmittelbar nach dessen Ablagerung entstanden sind. Praktisch alle rezenten Dolomite sind frühdiagenetisch entstanden. Sie zeigen einen $CaCO_3$– Überschuß und sind aufgrund der Kristallstruktur Protodolomite. Diese Dolomite kommen im litoralen Bereich, besonders im supratidalen Milieu vor, wo eine erhöhte Salinität und ein höheres Mg/Ca–Verhältnis der Porenlösungen zu beobachten sind. Für den frühdiagenetischen Dolomit ist kennzeichnend, daß die primäre Struktur und Textur des Gesteins (z.B. Stromatolithen-Laminae, Fossilien, Schrumpfporen, supratidale Konglomerate) erhalten geblieben sind. Die Dolomitkristalle sind meistens von <5µm Dimensionen und der Ordnungsgrad des Kristallgitters ist gering. Die Dolomitisierung ist immer auf eine bestimmte Schicht bzw. einen lithologisch definierten Horizont beschränkt.

Als **spätdiagenetische** Dolomite werden alle Dolomite angesehen, die durch die Dolomitisierung eines schon festen (lithifizierten) Kalksteins durch Mg-führende Porenlösungen entstanden sind. Für diese Dolomite ist es kennzeichnend, daß die Dimensionen der Dolomitkristalle erheblich größer (bis zu mehreren 100µm) sind, und daß die primären Gesteinsstrukturen meist nicht mehr erhalten sind. Ein

typisches Beispiel sind die sacharoiden Dolomite. Die Grenzen (Kontakte) zwischen dem Dolomitgestein und dem Kalkstein sind meistens unscharf und können auch quer zur Schichtung verlaufen. Die Dolomitkristalle sind überwiegend euhedral, öfters mit schönem zonarem Wachstum und weisen einen hohen Ordnungsgrad des Kristallgitters auf. Nach Usdowski (1967) genügt für die spätdiagenetische Dolomitisierung schon eine geringe Menge von Mg^{2+}–Ionen in der Porenlösung. Einen wichtigen Faktor bei diesem Prozeß stellt vor allem die Zeit dar. Für die spätdiagenetische Dolomitisierung von 1 m^3 Kalkstein ist eine Menge von 35.100 m^3 Wasser notwendig, das eine Temperatur von 80 °C und ein molares Verhältnis von Mg/Ca = 0,25 bei einer Konzentration der Mg^{2+}–Ionen von 0,1 Mol auf 1000 Mol Wasser aufweisen muß. Für diesen Diffusionsprozeß und entsprechend geringe Durchflußraten sind geologische Zeiträume notwendig (Friedman & Sanders, 1967).

Dolomitisierungsmodelle

Zwei Hauptbedingungen sind für die Dolomitisierung des ursprünglichen Kalksteins bzw. des karbonatischen Sediments notwendig: eine ausreichende Menge von Mg^{2+}–Ionen, allgemein als Mg/Ca–Verhältnis ausgedrückt und ein Mechanismus, der die großen Mengen an Porenlösungen durch das Sediment bewegen kann, bis es völlig dolomitisiert ist. In den letzten 30 Jahren wurden mehrere Dolomitisierungsmodelle vorgeschlagen. Sie sind auf Studien der rezenten Dolomit-Milieus, theoretischen Berechnungen und Experimenten begründet. Folgende Modelle werden allgemein angeführt:

a – primäre Fällung,
b – »evaporative pumping« oder »capillary concentration«,
c – »seepage refluxion«,
d – Mischungen von Süß – und Meerwasser (»dorag model«),
e – submarine Hydrothermal-Lösungen.

Nur drei (b, c und d) von diesen Modellen können eine umfangreichere Dolomitisierung erklären.

Das **Modell des »evaporative pumping«** erklärt die Entstehung von Dolomit in den supratidalen Bereichen der Bahamas und Florida (Shinn & Ginsburg, 1964) und in den Sabkhas des Persischen Golfs (Illing et al., 1965). Bei diesem Mechanismus steigen die Porenlösungen kapillar in das Sediment über den Spiegel des marinen Grundwassers (Abb. 22) mit einem Mg/Ca–Verhältnis von 5,23. Aufgrund der hohen Verdunstungsrate an der Sedimentoberfläche und der Fällung von Gips und Aragonit werden die Porenlösungen an Mg^{++}–Ionen angereichert und das Mg/Ca–Verhältnis erreicht Werte über 10.

Eine interessante Überprüfung dieses Dolomitisierungsmodells haben Hsü & Siegenthaler (1969) mittels eines mit Sand sowie mit Süß-und Meerwasser gefüllten Glaszylinders durchgeführt. Die Verdunstung, durch Bestrahlen und Erhitzung der Sedimentoberfläche herbeigeführt, verursachte eine intergranulare Durchströmung des marinen Wassers vom unteren Ende des Zylinders zum oberen. Die Autoren nannten den Prozeß »evaporative pumping« und erklärten damit die Entstehung der meisten rezenten Dolomite in den Sabkhas des Persischen Golfes. Jedoch besteht ein Unterschied zwischen dem Modell des »evaporative pumping« und der »capillary concentration«. Das erste stellt einen phreatischen Prozeß dar (das Sediment ist vollkommen mit Porenlösungen getränkt), wogegen das zweite Modell im

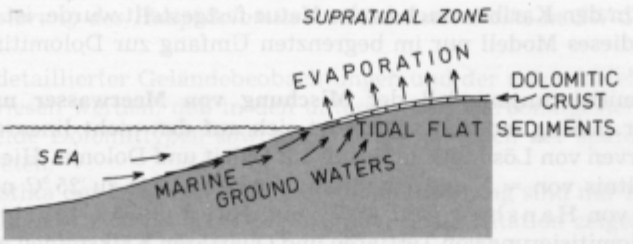


Abb. 22. Dolomitisierungsmodell der Kapillarkonzentrierung (»evaporative pumping«) nach Illing et al., 1965; aus Zenger, 1972

Sl. 22. Dolomitizacijski model s kapilarno koncentracijo pornih raztopin (»evaporative pumping«, po Illingu in sod., 1965, iz dela Zenger, 1972)

vadosen Milieu abläuft, wo die Lösung aufgrund ihrer Oberflächenspannung im Sediment aufwärts wandert.

Ferner erscheint wichtig, daß sich in humiden Gebieten (wie z.B. die Bahama-Inseln) Gips, der vorher zeitweise auf der Sedimentoberfläche ausgeschieden wurde, nicht erhalten kann. Er wird von meteorischen Wässern und von häufigen Meeresüberflutungen in supratidalen und intertidalen Bereichen wieder gelöst. Im Gegensatz dazu aber tritt in ariden Gebieten (z.B. Persischer Golf, Great Salt Lake...) Gips sehr häufig zwischen Dolomitschichten eingeschaltet auf.

Das **Dolomitisierungsmodell des »seepage refluxion«** wurde von Adams & Rhodes (1960) entwickelt. Sie erklärten damit die Entstehung der permischen Dolomite in Texas. Grundlage dieses Modells ist die Voraussetzung, daß sich das Meerwasser wegen der Verdunstung und Ausscheidung von Gips in abgeschlossenen Becken bzw. Lagunen mit Mg^{++}–Ionen anreichert. Aufgrund des gegenüber normalem Meerwasser größeren spezifischen Gewichts wandern die Lösungen abwärts durch das Sediment, das dabei dolomitisiert wird (Abb. 23). Zu erneutem Zufluß von Mg^{++}–Ionen kommt es aufgrund von Durchbrüchen frischen Meerwassers durch die Barriere, die das Becken oder die Lagune vom offenen Meer abtrennt. Obgleich der »seepage refluxion« Dolomitisierungsprozeß von Deffeyes et al. (1965) auf der

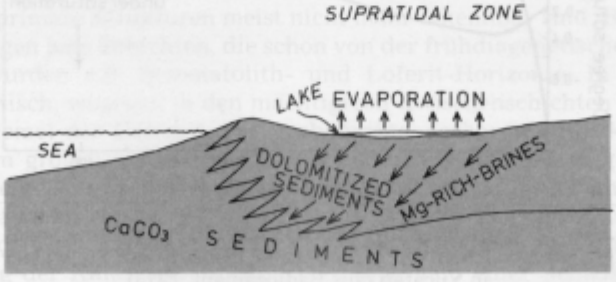


Abb. 23. Dolomitisierungsmodell der »seepage refluxion« aus einem supratidalen Milieu (nach Deffeyes et. al., 1965)

Sl. 23. »Seepage refluxion« dolomitizacijski model, (po Deffeyesu in sod., 1965)

Insel Bonaire in den Kariben auch in der Natur festgestellt wurde, ist man heute der Ansicht, daß dieses Modell nur im begrenzten Umfang zur Dolomitisierung führen kann.

Das Dolomitisierungsmodell der **Mischung von Meerwasser und Süßwasser** (»groundwater mixing model«) begründet sich auf den nicht linearen Verlauf der Sättigungskurven von Lösungen in Bezug auf Calcit und Dolomit. Hierbei ist nur ein Mg/Ca-Verhältnis von ≈ 1 und eine Temperatur von bis zu 25 °C notwendig. Das Modell wurde von Hanshaw et al. (1971) und Land (1973 a, 1973 b) entwickelt. Es wurde die Dolomitisierung von Tertiären und Quartären Kalksteinen auf Florida und Jamaica damit erklärt; Badiozamani (1973) verwendet für den gleichen Prozeß den Ausdruck »dorag dolomitisation« (dorag = persischer Ausdruck für eine Blutmischung). Theoretische Berechnungen aufgrund kinetischthermodynamischer Grundlagen zeigen, daß eine Mischung von meteorischem Wasser mit 5–30 % Meerwasser fähig ist, Calcit aufzulösen und Dolomit auszuscheiden (Abb. 24). Das »Mischungs-Modell« kann die Dolomitisierung sehr weiträumiger, bis zu einigen 100 km² großer Gebiete und auch sehr mächtiger Sedimentpakete erklären. Aufgrund der geringen Konzentration von Mg^{++}–Ionen tritt eine relativ langsame Dolomitisierung ein, die zu einem gut geordneten Kristallgitter des Dolomits führt. Die Dolomite, die nach diesem Dolomitisierungsmodell entstehen, sind mit dem leichten O^{16}–Isotop angereichert.

Mittels dieses Modells wird z.Z. die Entstehung zahlreicher Dolomitvorkommen erklärt (z.B. Choquette & Steinen, 1980; Sears & Lucia, 1980; Muir et al., 1980; M'Rabet, 1981). Trotzdem stellt sich die Frage, warum Dolomit heutzutage nicht weiter verbreitet ist, obgleich große Gebiete mit brackischen Bedingungen vorkommen, in denen eine Dolomitisierung nach diesem Modell ablaufen könnte.

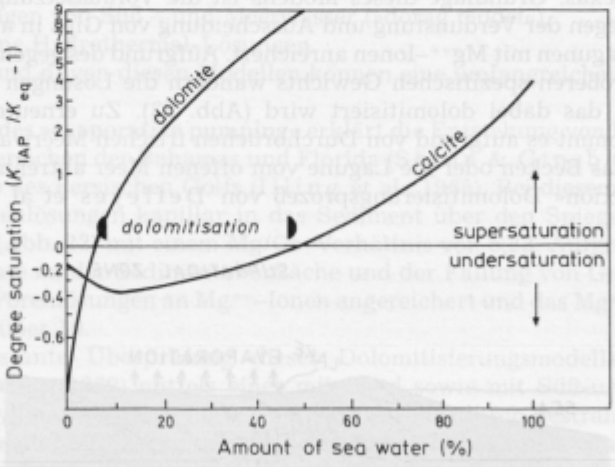


Abb. 24. Sättigungsstufe von Calcit und Dolomit in Abhängigkeit zum Anteil des Meerwassers, gemischt mit Süßwasser in Yucatan (aus Badiozamani, 1973)

Sl. 24. Stopnja nasičenosti kalcita in dolomita v okolju mešanja morske in sladke vode na Yucatanu (iz dela Badiozamani, 1973).

Dolomitisierung des Hauptdolomits und Dachsteinkalks in SW-Slowenien

Aufgrund detaillierter Geländebeobachtungen und der mikrofaziellen Merkmale kann nachgewiesen werden, daß in den untersuchten Karbonatgesteinen Südwest-Sloweniens beide Dolomittypen sowohl der früh- als auch der spätdiagenetischen Bildung, auftreten.

Charakteristika der **frühdiagenetischen Dolomitisierung** sind nur in den Schichten zu beobachten, die Merkmale einer litoralen Sedimentation zeigen. Sie wurden im intra- und supratidalen Milieu abgelagert. Dieser Dolomitisierungstyp ist im Dachsteinkalk des westlichen Trnovski gozd deutlich ausgeprägt. Hier sind die Gesteine mit Stromatolith- und Laminitstrukturen sowie supratidale Konglomerate und Gesteine mit Schrumpfporen dolomitisiert. Die primären Strukturen dieser Gesteinstypen sind trotz der Dolomitisierung sehr gut erhalten. Dies liegt daran, daß der Dolomit eine mikritische Struktur aufweist. Ferner ist der Ordnungsgrad des Dolomitgitters gering. Die Dolomitisierung dieser Gesteinstypen ist meist unvollständig. Es treten Dolomitanteile von nur einigen bis zu 100 % auf. Eine selektive Dolomitisierung ist besonders deutlich in den Stromatolithgesteinen zu beobachten, in denen nur die Algen-Laminae dolomitisiert sind. Ebenso sind in den supratidalen Konglomeraten nur die Karbonatkrusten, nicht aber die Zemente dolomitisiert.

Aufgrund des Vergleichs mit rezenten Beispielen wird das Dolomitisierungsmodell der frühdiagenetischen Dolomitisierung einzelner Horizonte gemäß der »kapillaren Konzentrierung« bzw. des »evaporative pumping« angewandt.

Das Modell der »kapillaren Konzentration« ist wahrscheinlicher aufgrund der semiariden Verhältnisse während der Bildungszeit der Sedimente. Ein arides Klima mit den charakteristischen »Sabkhas«, wie sie rezent z.B. im Persischen Golf bekannt sind, ist weniger wahrscheinlich, da in den untersuchten Gesteinskomplexen keine evaporitischen Minerale oder deren Pseudomorphosen zu beobachten sind. Sicherlich spielen auch Mikroorganismen (Bakterien, Blaugrün-Algen) eine bedeutende Rolle bei der bevorzugten Dolomitisierung der Stromatolithlagen. In ihrem Mikromilieu erzeugen die Organismen mit der hohen Alkalinität und der Anwesenheit von CO_3^{--} – Ionen, welche bei der Zersetzung der organischen Substanz entstehen, günstige Bedingungen für die Entstehung des frühdiagenetischen Dolomits (Gebelein & Hoffmann, 1973).

Die **spätdiagenetische Dolomitisierung** erfaßte die gesamte über 1.000 m mächtige Schichtfolge des Hauptdolomits und lokal auch den Dachstein- und Lias-Kalk. Überwiegend handelt es sich um eine vollkommene Dolomitisierung der Karbonatgesteine, so daß primäre Strukturen meist nicht mehr erkennbar sind. Besser erhaltene Strukturen zeigen jene Schichten, die schon von der frühdiagenetischen Dolomitisierung erfaßt wurden z.B. Stromatolith- und Loferit-Horizonte. In diesen ist der Dolomit mikritisch, wogegen in den mächtigeren Zwischenschichten (C–Glieder der Lofer–Zyklotheme) der Dolomit eine grobkörnige, sacharoide Struktur mit bis zu einigen 100 µm großen, subhedralen bis euhedralen Kristallen zeigt. Der körnige, spätdiagenetische Dolomit weist ein gut geordnetes Kristallgitter und eine stöchiometrische Zusammensetzung mit bis zu einigen Mol–% Überschuß von $MgCO_3$ auf. Kennzeichnende Merkmale der spätdiagenetischen Dolomite im Gelände sind auch die Ausbildung der Kalk/Dolomit–Kontakte innerhalb einer Schicht. Die Grenzen verlaufen öfters quer zur Schichtung. Dies tritt besonders deutlich im Profil »Smrekova draga« auf.

Zur Dolomitisierung des Hauptdolomits drängen sich regionalgeologisch vor

allem die folgenden zwei Fragen auf. (1) die Zeit, in der es zur völligen Dolomitisierung des Kalksteins gekommen ist, und (2) der Mechanismus (das Modell) der spätdiagenetischen Dolomitisierung.

Aus den Geländebeobachtungen kann geschlossen werden, daß die völlige Dolomitisierung des Hauptdolomits relativ früh, bald nach der frühdiagenetischen Dolomitisierung, sicherlich noch in der norisch-rätischen Zeit, stattgefunden hatte. Darauf kann aufgrund der Beobachtungen in den Profilen Čepovan und Lokve im Trnovski gozd geschlossen werden. Hier treten in den Lias-Basalbrekzien außer Kalksteinblöcken auch zahlreiche Fragmente eines völlig dolomitisierten Hauptdolomits auf, wobei der Zement calcitisch ist.

Schwieriger als den Zeitabschnitt der Dolomitisierung zu bestimmen, ist es das Modell der Dolomitisierung des Hauptdolomits nachzuweisen. Dies ist eine komplexe Frage, mit der sich schon zahlreiche Geologen beschäftigt haben, die die Triasschichten im Raum der Alpen und Dinariden untersuchten. Hier ist der Hauptdolomit in einem Raum von mehreren hundert km² verbreitet, wobei die Formation häufig auch mehr als 1.000 m mächtig ist. Nach neueren weltweiten Untersuchungen von Dolomitkomplexen ist für die Bildung solcher Dolomitmassen das Dolomitisierungsmodell der Mischung von marinen Wässern und Süßwässern (»groundwater mixing model«) am wahrscheinlichsten. Zum Mischen von meteorischem und marinem Wasser konnte es auf dem ausgedehnten Litoralschelf-Gebiet, in dem der Hauptdolomit entstand, durchaus kommen. Intraformationelle Brekzien, Gravitationszemente und Korrosionshohlräume deuten zeitweise Verlandungen und Inselbereiche an, von denen meteorische Wässer zufließen konnten.

Die anderen vorher beschriebenen wichtigen Dolomitisierungsprozesse, die zur völligen Dolomitisierung des Hauptdolomits führen konnten, erscheinen wenig wahrscheinlich. Eine lokale Dolomitisierung nach dem »seepage refluxion«-Modell kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Dieser Prozeß könnte aber nur kleinere Mengen der Karbonat-Sedimente dolomitisiert haben.

Ordnungsgrad und Kristallchemie von Dolomit

In den letzten drei Jahrzehnten wurde durch eine Reihe von Untersuchungen bekannt, daß die Calcit- und Dolomit-Gitter beträchtliche Abweichungen von ihrer theoretischen Kationenbesetzung aufweisen können (z. B., Goldsmith et. al., 1955; Graf & Goldsmith, 1956; Goldsmith & Graf, 1958a; Füchtbauer & Goldschmidt, 1965). Anhand der röntgenographisch ermittelten Verschiebung des Hauptreflexes ist eine Bestimmung des Ca-Überschusses möglich. Wenn Ca^{++} über das stöchiometrische Verhältnis hinaus in das Dolomitgitter eingebaut wird, nimmt es die Plätze der Mg-Ionen ein. Durch die Unterschiede in den Ionenradien der beiden Elemente (Ca^{2+} – 1,06 Å, Mg^{2+} – 0,92 Å) ergibt sich eine Vergrößerung der Gitterkonstanten und damit des untersuchten d (104) – Wertes mit Zunahme des Ca-Gehalts. Die Hauptreflexe von Calcit mit einem erhöhten $MgCO_3$-Gehalt verschieben sich daher in Richtung auf den Dolomit-Reflex (kleinere d-Werte), die Hauptreflexe von Dolomit mit einem $CaCO_3$-Überschuß aber in Richtung auf den Calcit-Reflex.

Die Untersuchungen von Ausgewählten Dolomitproben zeigten, daß die norisch-rätischen Dolomite von SW-Slowenien ziemlich rein sind und sich der stöchiometrischen Zusammensetzung nähern. (Tab. 3 und Abb. 25). Es bestehen jedoch deutliche

Tab. 3. Ordnungsgrad und Gitterveränderungen der untersuchten Dolomite
Tabela 3. Stopnja urejenosti in spremembe kristalne rešetke v raziskanih dolomitih

Probe Vzorec	Struktur- Typ	Intensität 2φ35,3°/37,3°	Probe Vzorec	Struktur- Typ	Intensität 2φ35,3°/37,3°
A. Spätdiagenetische Dolomite (Hauptdolomit - Glavni dolomit) Kasnodiagenetska dolomitizacija			B. Frühdiagenetische Dolomite (Dachsteinkalk - Dachsteinski apnenec) Zgodnjediagenetska dolomitizacija		
T-III/27a	Pelmikrit	0,66	T-II/40	Stromatolith-	0,32
T-III/31	Pelmikrit mit	0,59		ische Lagen	
T-III/55	Schrumpfporen	0,63	T-IV/3	"	0,28
B-II/41	Mikrit	0,56	T-IV/10	"	0,27
T-III/41	Mikrit	0,60	T-V/10	"	0,25
B-II/3	Mikrit	0,42			
B-II/14	Biomikrit	0,65	T-IV/11	Mikrit mit	0,27
T-III/23	Biomikrit	0,65	B-I/12	Schrumpfporen	0,52
T-II/21	Biomikrit	0,44			
T-I/6	Stromatolithi-	0,40	B-I/57	Laminit	0,36
	scher Dolomit				
T-I/8	"	0,36	T-II/29	Supratidales	0,31
B-II/27	"	0,59		Konglomerat	
B-II/30	"	0,60	T-V/12	"	0,40
T-III/53	Onkosparit	0,56	B-I/1	"	0,34
T-III/35	Dolosparit	0,59	B-I/4a	"	0,27
B-II/25	Dolosparit	0,62	B-I/40	"	0,25
B-II/35	Dolosparit	0,68	B-I/45	"	0,34
B-II/53	Dolosparit	0,66	B-I/55	"	0,27
T-V/16a	Dolosparit	0,77			
T-V/19	Dolosparit	0,66			
B-II/40	Laminit	0,61			

Unterschiede zwischen den Dolomitgesteinen, die frühdiagenetisch und denen, die erst spätdiagenetisch dolomitisiert wurden.

Die supratidale Konglomerate innerhalb der Dachstein-Komplex zeigen einen geringen Ordnungsgrad mit Intensitätsverhältnissen von 0,25 bis 0,52 (durchschnittlich 0,32). Spätdiagenetische Dolomite weisen einen erheblich besseren Ordnungsgrad des Kristallgitters auf. Das Intensitätsverhältnis beträgt 0,40 bis 0,76, Mittelwert 0,60. Diese Ergebnisse stimmen mit den Literaturangaben zum Ordnungsgrad von Dolomiten (z. B. Füchtbauer & Goldsmith, 1965; Supko, 1977) gut überein.

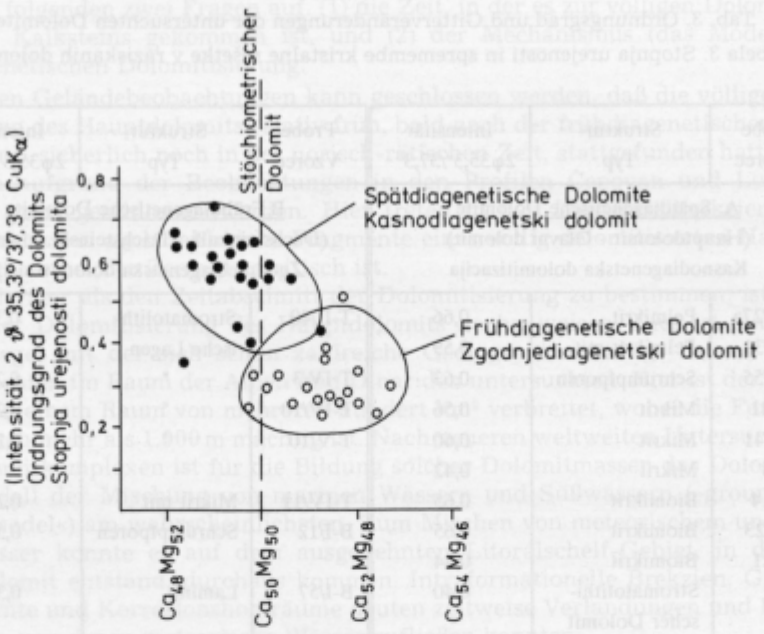


Abb. 25. Beziehung zwischen Zusammensetzung und Ordnungsgrad der untersuchten Dolomitproben

Sl. 25. Odnos med kemično sestavo in stopnjo urejenosti kristalne rešetke preiskanih dolomitnih vzorcev

GEOCHEMIE

Einleitung

In Karbonatgesteinen spielen neben den Hauptelementen Ca und Mg eine Reihe von Spurenelementen eine wichtige Rolle, unter denen besonders Sr, Fe, Mn und Na, untergeordnet auch Zn, F, Ba und andere zu erwähnen sind.

Auf die Verteilung von Spurenelementen in den Karbonatgesteinen haben Einfluß:

- das Sedimentationsmilieu mit allen physikalisch-chemischen Parametern (Temperatur, Salinität, Chemismus der Porenwässer, pH und Eh-Bedingungen, Ionenpotential, Konzentration der anwesenden Ionen, Löslichkeit verschiedener Bestandteile);
- biogene Prozesse während der Ausscheidungszeit der Karbonate (direkte metabolische Aktivitäten von Pflanzen und Tieren, bakterielle Prozesse);
- anorganische Prozesse (Präzipitation der Karbonat-Minerale, Auflösung und Verlagerung von Ionen in den Mineralen, Oxydation und Reduktion) und die diagenetischen Veränderungen, welche zu verschieden starken Verlagerungen von Stoffen führen (Wolf et al., 1967; Milliman, 1974).

Die chemische Zusammensetzung von Karbonatgesteinen wird bestimmt durch den Einbau von Kationen und Anionen in die Kristallgitter ihrer Minerale, aber auch

durch die in den organischen Bestandteilen inkorporierten Spurenelemente. Weiterhin spielen andere nichtkarbonatische Mineralphasen (wie Apatit, Fluorit, NaCl oder KCl) sowie vor allem detritische Beimengungen eine Rolle. Auf letztere lassen sich meist Si und Al zurückführen (Milliman, 1974).

Rezente karbonatische Sedimente des Flachmeerbereichs sind vorwiegend aus den metastabilen Mineralphasen Aragonit und Mg-Calcit zusammengesetzt, die Während der Lithifizierung und/oder bei anderen diagenetischen Prozessen meist in stabilen Calcit umgewandelt werden (Friedman, 1964). Diese Umwandlungen verlaufen häufig unter subaerischen Bedingungen und unter dem Einfluß von meteorischen Wässern. Deshalb kommt es beim Studium älterer Karbonatgesteine zu Schwierigkeiten bei der Deutung von geochemischen Daten, weil eigentlich der Einfluß bzw. das Resultat der diagenetischen Prozesse und nicht die Parameter des primären Ablagerungsmilieus analytisch erfaßt werden (Friedman, 1969).

Geochemische Analysen stellen eine Wichtige Ergänzung zu den mineralogisch-petrographischen Untersuchungen der Sedimentgesteine. Mit dem Fortschritt moderner Analysen-Techniken sind die Konzentration und Verteilung der Spurenelemente in karbonatischen Sedimenten und Gesteinen in Abhängigkeit von der Fazies Gegenstand zahlreicher Untersuchungen geworden.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit sollen mehrere Fragen hinsichtlich der diagenetischen Abläufe anhand der geochemischen Daten diskutiert werden. Zunächst soll festgestellt werden, inwieweit die Verteilung der Haupt- und Spurenelemente charakteristische Unterschiede in den verschiedenen Faziesbereichen aufweist. Ferner wird die unterschiedliche Verteilung einzelner Elemente in verschiedenen Mineralen und Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, dolomitischer Kalkstein) untersucht. Anschließend werden die diagenetischen Prozesse erörtert, die zu diesen Verteilungen führen können.

Insgesamt 340 Gresteinsproben wurden chemisch untersucht, davon waren 136 Proben reine Dolomite, 102 Proben reine Kalksteine, 95 Proben mit gemischter dolomitisch-kalkiger Zusammensetzung und 7 Dolomitmergel-Proben.

Mit Bezug auf die Fazies, den Mineralbestand und die diagenetische Stufe (vor allem die Dolomitisierung) können die Gesteinsproben nach den geochemischen Eigenheiten in drei Gruppen aufgeteilt werden:

- **Reiner Kalkstein** (Dachsteinkalk): Der Kalkstein wurde im subtidalen Bereich eines sehr flachen Schelfs abgelagert.
- **Dolomitischer Kalkstein** tritt als geringmächtige Zwischenlagen im reinen Kalkstein der selben Profile des Dachstein- ind Liaskalkes auf. Zu dieser Gruppe gehören die Proben mit charakteristischen Texturen der inter- und supratidalen Sedimentation. Das Gestein (Stromatolith, Laminit, supratidales Konglomerat, Kalkstein mit Austrocknungsporen) wurde nur von der Frühdiagenetischen Dolomitisierung erfaßt.
- **Reiner Dolomit** (Hauptdolomit): Diese Gesteine wurden nach der frühen, auch von der späten Diagenese betroffen. Es werden sowohl mikritische als auch grobkristalline Dolomite angetroffen, in denen die primären Strukturen überprägt wurden, wie auch solche, in denen sie noch erhalten sind.

Analysentechnik

Die chemischen Analysen der Karbonatgesteinsproben wurden mit Hilfe eines Atomabsorptionsspektrometers (AAS, Perkin Elmer 303) ausgeführt. Für eine Analyse wurden 250 mg des Gesteinspulvers eingewogen. Der Probenaufschluß erfolgte in einem Kolben durch Behandlung mit HNO_3 (1:20). Die Lösung wurde auf einer Heizplatte (Sandbad) erwärmt, bis die Entwicklung des NO_2 abgeschlossen war. Nach dem Abkühlen auf Zimmertemperatur wurde die Probenlösung auf das Maßvolumen von 50 ml in eine Polyäthylenfalsche aufgefüllt. Wegen der hohen Ca- und Mg-Gehalte war für die Messung dieser Elemente eine Verdünnung 1:10 durch eine 1 %ige Lanthanlösung notwendig.

Die analytische Genauigkeit (Fehlergrenzen) ist bei den Messungen der einzelnen analysierten Elemente verschieden. Bei mehrfachen Wiederholungen der Messungen ausgewählter Proben vor und nach den Serienmessungen (von je 50 Proben) konnte folgende Genauigkeit festgestellt werden. Die Daten für Calcium weisen eine Abweichung von ±0,5 % auf, für Magnesium ±1 %. Eisen und Strontium weichen um ±5 % ab, insbesondere in Proben, in denen diese Elemente mit Absolutgehalten unter 50 ppm vorkommen. Die größten Abweichungen mit ±10 % wurden für Mangan und Natrium festgestellt. Dies gilt besonders für Mn, dessen Gehalte durchweg um 20 ppm betragen. Die Ergebnisse der Zink-Bestimmungen haben nur einen orientierenden Charakter, da die Zn-Gehalte bei allen Proben im Bereich unter 10 ppm liegen und damit die Nachweisgrenze des Elements mit der AAS-Technik erreicht wird.

Calcium und Magnesium

Da alle untersuchten Proben, außer einigen Mergeln, reine Karbonatgesteine mit über 98 % Gesamtkarbonat darstellen, sind die analytisch festgestellten Ca- und Mg-Werte direkt auf den Calcit und/oder Dolomitgehalt zurückzuführen. Die Differenz zu 100 % wurde als »unlöslicher Rückstand« angenommen.

Die Ca-Werte der **Kalksteinproben** sind dem theoretischen Gehalt für reine Kalksteine (40,1 % Ca) sehr nahe. Es treten von 39,0 bis 39,8 % Ca und von 0,1 bis 0,6 % Mg auf. Der Durchschnittswert beträgt 39,6 % Ca und 0,3 % Mg. Dies entspricht einem Calcit mit etwa 2 Mol % $MgCO_3$. Der norisch-rätische **Dolomit** (Hauptdolomit) ist ebenso rein wie der Kalkstein und enthält meist unter 0,5 %, höchstens aber 1,5 % unlöslichen Rückstand. Die Messungen zeigen Ca-Werte von 21,3 bis 22,1 % und Mg-Gehalte von 12,7 bis 13,4 %, was den Ca- und Mg-Gehalten für stöchiometrischen Dolomit entspricht. Die meisten Proben weisen einen minimalen Ca-Überschuß (bis 3 %) auf. Der körnige und stärker rekristallisierte Dolomit aber hat einen Mg-Überschuß von bis zu 3 Mol % $MgCO_3$. Gemäß der Klassifikation von Chilingar (1957) gehören praktisch alle Proben in die Gruppe »Normal-Dolomit«, für die ein Ca/Mg-Verhältnis von 1,50 bis 1,70 (stöchiometrischer Dolomit: 1,64) angeführt wird.

Das Ca/Mg-Verhältnis kann nicht für alle untersuchten Dolomitproben genau festgestellt werden; dies sind vor allem Proben, welche mit dünnen Calcit-Adern durchsetzt sind oder deren größere Poren von klarem Calcit gefüllt sind.

Strontium

Literaturübersicht

Als eines der häufigsten Spurenelemente in Karbonatgesteinen ist Strontium schon längere Zeit Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Es wurden sowohl die Strontium-Gehalte in rezenten Sedimenten und fossilen Karbonatgesteinen verschiedener Fazies-Bereiche als auch deren Veränderungen in der Zeit studiert. Der Strontium-Gehalt im Meerwasser beträgt um 8,0 ppm (Wedepohl, 1966). Bei der Neubildung von Calcit und Aragonit durch physikalisch-chemische und/oder biochemische Prozesse wird Strontium mit in das Gitter dieser Minerale eingebaut (Berner, 1971).

Eine allgemeine Übersicht über die Strontium-Verteilung in geologisch älteren Karbonatgesteinen wurde von folgenden Autoren gegeben: Turekian & Kulp, 1956; Turekian & Wedepohl, 1961; Wolf et al., 1967; Flügel & Wedepohl, 1967; Bathurst, 1971.

Die Theorie über das »Verhalten« von Strontium bei der Präzipitation der karbonatischen Mineralphasen und über seine Rolle bei der Diagenese haben Kinsman (1969) und Kinsman & Holland (1969) aufgestellt. Der Einfluß der Primärfazies bzw. die Abhängigkeit zwischen der Fazies und dem Strontium-Gehalt wurde von Flügel & Wedepohl (1967), Bausch (1965), Veizer & Demovič (1973, 1974) und Kranz (1973, 1976) untersucht. Strontium-Gehalte in rezenten Sedimenten wurden z.B. von Siegel (1961), Kinsman (1969) und Milliman (1974) untersucht.

Vergleichsdaten aus dem Schrifttum über Sr-Gehalte von geologisch älteren Karbonatgesteinen sind in der Tab. 4, für rezente Sedimente in der Tab. 5 zusammengestellt. Nach Bausch (1965, 1968) und Kinsman (1969) ist die Konzentration und Verteilung von Strontium in Karbonatgesteinen von den folgenden Hauptfaktoren abhängig: geologisches Alter, Ablagerungsmilieu, Gehalte von Karbonat- und Ton-Anteilen, Salinität, Transformationsmechanismus Aragonit-Calcit sowie die Art und Intensität der Diagenese (offenes oder geschlossenes System, Einfluß meteorischen Wassers und Dolomitisierung).

Strontium-Gehalte der untersuchten Gesteine

Kalksteine

In den reinen Kalksteinen schwanken die Strontium-Gehalte von 90 bis 465 ppm (Maximum einer Probe 980 ppm); der Mittelwert beträgt 175 ppm (76 untersuchte Proben). Allgemein kann eine Abnahme der Strontium-Gehalte in den Kalksteinen der untersuchten Profile von W nach E beobachtet werden (Abb. 26). Diese Strontium-Abnahme läßt sich mit einer Abnahme des Energie-Index der Kalksteine bzw. einer Faziesänderung korrelieren.

Die höchsten Strontium-Gehalte wurden in den Lagen beobachtet, die zahlreiche Codiaceen-Algen enthalten. Weitere Korrelationen zwischen lithologischer Ausbildung und Sr-Gehalten sind nur schwer festzustellen. Der hohe Strontium-Wert von 980 ppm ist an einen 3 m mächtigen Oosparit-Horizont in Smrekova draga gebunden (Probe Nr. 14). Dies ist wahrscheinlich auf noch relativ hohe Sr-Gehalte in den

Tab. 4. Sr-Gehalte in Karbonatgesteinen verschiedener geologischer Alter
Tabela 4. Vsebnosti stroncija v karbonatnih kamninah različnih geoloških starosti

Autor	Alter - Starost	Strontium-Gehalte (ppm)
Turekian & Wedepohl (1961)	Rezente Karbonate (allg.)	610
	Tiefseekarbonate	2.000
	Tiefseetone	180
Kinsman (1969)	Rezente Karbonate (allg.)	400 - 700
Bausch (1965)	Malm-Kalke (Süddeutschland)	100 - 600
Flügel & Wedepohl(1967)	Malm-Kalke	ca.140 - 230
	"Riff-Kalke"	ca.450 - 560
	"Bank-Kalke"(N.Alpen)	
Shearman & Shirmohammadi (1969)	Jura-Kalke	70 - 630
	Jura-Dolomite	110
	Jura-Dedolomite (Französischer Jura)	5
Veizer & Demovič (1974)	Trias-Kreide-Kalke	80 - 1573
	Trias-Dolomite	43 - 524
Kranz (1973, 1976)	Ladin-Kalk	200 - 400
	Ladin-Dolomit (Nördliche Kalkalpen)	30 - 110
	Wettersteinkalk (Ostalpen)	110 ± 70
		180 ± 500
Koch (1977)	Kreide-Kalk (Nanos-Slowenien)	85 - 710
		Mw.=ca. 250
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizium-Kalk	186 - 313
	Ordovizium-Dolomit (Tasmania)	38 - 60
Supko (1977)	Pleistozän-Kalk	Mw.= 564
	Pleistozän-Dolomit (Bahamas)	Mw.= 170
Buggisch (1974)	Ober Perm-Kalk (Karnische Alpen)	40 - 335
		Mw.= 90

Mw.=Mittelwert - Srednja vrednost

Tab. 5. Sr-Gehalte in rezenten Sedimenten
Tabela 5. Vsebnosti stroncija v recentnih sedimentih

Autor	Fazies - Mineralogie	Strontium-Gehalte (ppm)
Billings & Ragland (1968)	Honduras:	
	Rückriff	4.830
	Riff (Aragonit)	7.180
Kinsman (1969)	Bahamas:	
	Algen (Aragonit)	7,649±600
	Ooide (Aragonit)	9.800±500
Behrens & Land (1972)	Subtidale Dolomite (Texas)	620 - 970
Butler (1973)	Supratidale Dolomite (Persischer Golf)	ca. 660
Rothe (1973)	Tiefsee-Karbonate (Calcit > Aragonit)	500 - 1.600
Milliman (1974)	Skelett-Komponenten:	
	Korallen (Aragonit)	6.900 - 9.000
	Foraminiferen benth. (Mg-Calcit)	1.500 - 2.100
	Foraminiferen plankt. (Calcit)	1.000 - 1.800
	Codiaceen-Algen (Aragonit)	8.800
	Corallinaceen (Mg-Calcit)	ca. 2.000
	Coccolithophoriden (Calcit)	1.400 - 2.200
	Kalkschlamm (Arag. + Mg-Calcit)	8.200 - 9.500

Ooiden zurückzuführen, die trotz diagenetischer Veränderung noch viel Strontium zurückbehalten haben. Es handelte sich dabei vermutlich um primär aragonitische Ooide. Trotz der angeführten Ergebnisse muß die Interpretation der Strontium-Gehalte in Verbindung mit Faziesänderungen mit Vorbehalt betrachtet werden. Die erwähnte Sr-Abnahme von W nach E kann auch durch diagenetische Prozesse oder einer Kombination von primären, lithofaziellen Unterschieden und diagenetischen Veränderungen bedingt sein.

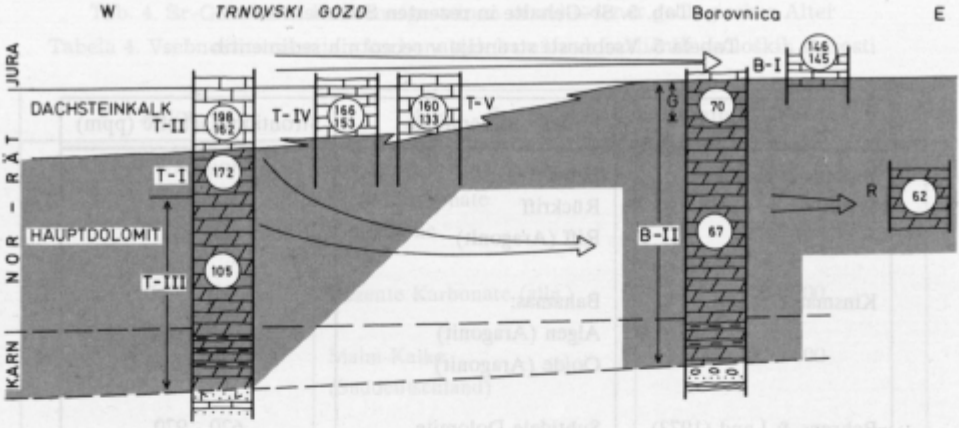


Abb. 26. Regionale Sr-Verteilung in den untersuchten Profilen des obertriassischen Karbonatkomplexes der slowenischen Dinariden – Mittelwerte der einzelnen Profile.
In den Kreisen mit zwei Ziffern bedeutet die obere den Sr-Gehalt im reinen Kalkstein, die untere die Sr-Gehalte im dolomitisierten Kalkstein. Kreise mit einer Ziffer zeigen die Sr-Gehalte im Dolomit an. Die Pfeile deuten die Richtung der Sr-Abnahme im Kalkstein (oben) und im Dolomit (unten) von W nach E an

Sl. 26 Regionalna razporeditev stroncija v karbonatnih kamninah raziskanih profilov – srednje vrednosti.
V krogih z dvema številkama predstavljajo zgornje vrednosti vsebnost stroncija v čistem apnencu, spodnje pa v dolomitiziranem apnencu. Krogi z eno številko predstavljajo čisti dolomit. S puščico je nakazano regionalno zniževanje vsebnosti stroncija od zahodnega proti vzhodnemu delu slovenskih Dinaridov

Dolomitische Kalksteine

Bei dolomitischen Kalksteinen, die für inter- und supratidale Bereiche charakteristische Texturmerkmale aufweisen, schwanken die Strontium-Gehalte (80 analysierte Proben) von 65 bis 245 ppm. Die Standardabweichungen in den einzelnen Profilen betragen 22 bis 33 ppm.

Ebenso wie bei den Kalkproben des Dachsteinkalks ist bei den dolomitischen Kalksteinen eine leichte Abnahme der Sr-Gehalte in den Profilen von W nach E zu beobachten. Ferner sind etwas niedrigere Strontium-Gehalte als in den benachbarten reinen Kalksteinen feststellbar (Tab. 6). In der Gruppe der dolomitischen Kalksteine nimmt der Strontium-Gehalt (Mittelwerte) von 162 ppm in dem Profil T-II auf 133 ppm in Profil T-V ab.

Reine Dolomite

Die niedrigsten Strontium-Gehalte von 40 bis 230 ppm der 139 analysierten Proben treten in reinen Dolomiten auf. Dabei müssen allerdings die ziemlich ausgeprägten regionalen Unterschiede in den einzelnen Profilen beachtet werden (Tab. 6).

Die höchsten Strontium-Gehalte der Dolomite werden in dem Profil T-I bei Grudnica beobachtet. Sie treten im obersten Teil des Hauptdolomits, unmittelbar

Tab. 6. Strontium-Gehalte (Bereich, Mittelwert, Standardabweichung) und das Verhältnis Sr/Ca. 10^3 in den untersuchten Profilen, gegliedert nach dem unterschiedlichen Mineralbestand der Karbonatgesteine

Tabela 6. Vsebnost stroncija (ekstremne in srednja vrednost, standardna deviacija) ter razmerje Sr/Ca. 10^3 v raziskanih profilih, glede na mineralno sestavo karbonatnih kamnin

Profil	Mineral-bestand	Anzahl der Proben	Sr (ppm)			Sr/Ca.10^3	
			Bereich	Mittelw.	Standard Abweichung	Bereich	Mittelw.
T-II	Kalkstein	28	125-465	198	29	0,15-0,53	0,22
-	Dol.Kalkstein	10	95-245	162	26	0,15-0,31	0,23
T-IV	Kalkstein	15	90-260	166	31	0,14-0,30	0,20
	Dol.Kalkstein	7	65-225	153	33	0,11-0,34	0,21
T-V	Kalkstein	13	110-340 (980)	160	29	0,15-0,39 (1,16)	0,19
	Dol.Kalkstein	10	70-235	133	32	0,15-0,38	0,22
B-I	Kalkstein	28	115-260	146	22	0,13-0,30	0,18
	Dol.Kalkstein	48	95-225	145	22	0,14-0,42	0,23
T-I	Dolomit	34	110-230	172	26	0,23-0,38	0,35
T-III	Dolomit	37	60-170	105	24	0,13-0,35	0,22
B-II	Dolomit	50	40-105	67	17	0,09-0,21	0,14
G	Dolomit	10	40-90	70	16	0,09-0,18	0,15
R	Dolomit	8	50-75	62	14	0,10-0,16	0,12

unter dem Dachsteinkalk, auf. Der mittlere Strontium-Gehalt (34 untersuchte Proben) beträgt 172 ppm, die Standardabweichung 26 ppm.

Ähnlich wie die untersuchten Kalksteine zeigen auch die Dolomite eine Abnahme der Sr-Gehalte in den Profilen von W nach E. Der mittlere Strontium-Gehalt im Profil Borovnica beträgt 67 ppm (50 Proben von 40 bis 105 ppm Sr, Standardabweichung 17 ppm), während in den Gesteinen der Lokalität Ribnica im Mittel nur noch etwa 60 ppm (50–75 ppm Sr in 8 Proben) gefunden werden.

Innerhalb der einzelnen Profile ist keine Korrelation lithofazieller Merkmale der Dolomite mit den Strontium-Gehalten zu beobachten. Die zuckerkörnigen Dolomite in den verschiedenen Profilen weisen z. B. praktisch gleiche Strontium-Gehalte auf wie die mikritischen oder stromatolithischen Dolomite. Allgemein sind aus der Literatur allerdings Beispiele bekannt, in denen bestimmte Strontium-Gehalte an charakteristische lithofazielle Merkmale von Dolomit-Gesteinen gebunden sind. So

fand Kranz (1973) z.B. im ladinischen Dolomit der Nördlichen Kalkalpen, daß grobkristalliner Dolomit 30–50 ppm, sehr fein- bis feinkristalliner Dolomit aber 40–110 ppm Sr enthält. Ähnliche Unterschiede in Dolomit-Typen beschreiben Veizer & Demovič (1974) aus den mesozoischen Karbonaten der Karpathen.

Diskussion der Ergebnisse

Aufgrund der in den untersuchten Profilen analysierten Strontium-Gehalte, die in Tab. 6 zusammengefaßt sind, können zwei wesentliche Trends in der Verteilung festgestellt werden:

- Die Strontium-Gehalte sind von der mineralischen Zusammensetzung der Gesteine abhängig.
- Die Strontium-Gehalte lassen regional bedingte Unterschiede erkennen (Abb. 26).

Rückschlüsse auf die primäre Mineralogie und Geochemie der untersuchten Karbonate, die die Verteilung der Sr-Gehalte wahrscheinlich steuert, können durch den Vergleich mit den detaillierten Untersuchungen und deren Spurenelementverteilung gewonnen werden (z.B. Karibik und Persischer Golf; Kinsman, 1969; Milliman, 1974; Purser, 1973).

In den rezenten Karbonatsedimenten aus den genannten Gebieten sind die Strontium-Gehalte allgemein sehr hoch (s. Tab. 5). Unter der Annahme, daß die Sr-Konzentration im Meerwasser seit dem Paläozoikum bis heute nicht wesentlich verändert wurde und des Verhältnis Sr/Ca im Meerwasser relativ konstant blieb (Turekian, 1964), müssen die Karbonatgesteine der untersuchten Profile während der Diagenese eine sehr bedeutende Strontium-Verarmung erlitten haben.

Die Verminderung der Sr-Gehalte in karbonatischen Sedimenten unter dem Einfluß der Diagenese ist allgemein bekannt. Sie wurde an zahlreichen Beispielen überprüft und mit Untersuchungen des Sr/Ca-Verhältnisses in Porenlösungen auch experimentell bestätigt (Kinsman & Holland, 1969). Kinsman (1969) beschreibt z.B. einen pleistozänen Oolithkalk der Bahama-Inseln, der 1100±300 ppm Sr enthält, während in rezenten Ooiden etwa 9800 ppm Sr gefunden werden. Der Grund für die Strontium-Abnahme liegt in der Stoffverschiebung, die bei der Rekristallisation der metastabilen Karbonatminerale Aragonit und Mg-Calcit in die stabilen Phasen Calcit und Dolomit eintritt.

Ähnliche Verminderungen von Strontium-Gehalten, die unter dem Einfluß der Diagenese eintraten, beschreiben auch Gavish & Friedman (1969). Ein besonders deutliches Beispiel der Korrelation von Sr- mit dem Aragonitgehalt der Sedimente aus Bohrungen auf der Bahama-Plattform wurde von Supko (1977) dargestellt. Der ursprüngliche Strontium-Gehalt von 4000 ppm in der überwiegend aragonithaltigen Oberflächenschicht nimmt in der darunterliegenden Calcitschicht auf 400–700 ppm Sr ab. Bei der Dolomitisierung des Kalksteins nehmen die Strontium-Gehalte weiter ab und betragen in dem Dolomit schließlich nur noch 170 ppm.

Der Grund, daß Aragonit mehr Strontium enthalten kann (nach den Analysen eines rezenten Aragonitsediments von 8000 bis 10.000 ppm Sr: Kinsman, 1969) als Calcit (1000–1500 ppm) oder Dolomit liegt in der unterschiedlichen Kristallstruktur beider Minerale und den unterschiedlichen Ionenradien von Sr (1,16Å) und Ca (0,99Å). Sr^{2+} mit dem größeren Ionenradius wird leichter in das orthorhombische Kristallgitter von Aragonit mit den größeren Räumen zwischen den Ca^{2+}-Ionen eingebaut als in das trigonale Calcit-Gitter (Lippmann, 1973).

Sr-Gehalte, die bei diagenetischen Prozessen (z. B. bei der Aragonit-Umwandlung oder der Dolomitisierung) freigesetzt werden, werden von den Porenlösungen wieder in den exogenen Kreislauf transportiert. Die mit zunehmendem geologischen Alter der Karbonatgesteine geringeren Strontium-Gehalte implizieren ein offenes System, in welchem während der Diagenese große Menge von Porenlösungen ausgetauscht wurden. Nach Kinsman (1969) spielen bei diesen Prozessen allgemein meteorische Wässer eine große Rolle, insbesondere noch während der Frühdiagenese und in den Fällen, in denen Sedimente und Sedimentgesteine von Zeit zu Zeit über den Meeresspiegel herausgehoben wurden. Der Autor schätzt, daß für die mit zunehmendem geologischen Alter eintretende Sr-Verarmung ein Lösungsdurchsatz notwendig ist, der etwa das 10^5-fache vom Porenvolumen des primären Karbonatsediments beträgt. Bei geschlossenen Diagenese-Systemen läuft der Prozeß der Sr-Verarmung viel langsamer ab. Hierbei kommt es im wesentlichen nur zur Sr-Umverteilung innerhalb des Systems. Falls im Sediment Sulfat-Ionen zur Verfügung stehen (z. B. durch Evaporite), kann es auch zur Bildung des schwer löslichen Coelestins kommen (Müller, 1962; »sekundäre Coelestinlagerstätten«).

Die vorliegenden analysen in den Dolomit-Profilen zeigen die geringsten Strontium-Gehalte im Dolomit mit Minimalwerten von nur noch 60 ppm Sr. Vergleichbar geringe Strontium-Gehalte (100 ppm und weniger) sind auch von Dolomit-Gesteinen aus anderen Gebieten bekannt (Shearman & Shirmohammadi, 1969; Bausch, 1968; Veizer & Demovič, 1973; Kranz, 1976). Außer der frühdiagenetischen Umwandlung von Aragonit in Calcit und der »Durchspülung« des Sediments durch meteorische Wässer haben früh- und spätdiagenetische Dolomitisierungspsrozesse besonders zur Verringerung der ursprünglich hohen Strontium-Gehalte geführt.

Auf höher salinare Bedingungen zur Zeit der frühdiagenetischen Dolomitisierung der Dachsteinkalke im Gebiet der slowenischen Dinariden kann außer aufgrund der lithofaziellen Merkmale auch aufgrund der positiven Korrelation der Strontium- und Natrium-Gehalte in den dolomitischen Kalksteinen geschlossen werden (Abb. 27). Bimodale Strontium-Verteilungen, wie sie in geologisch älteren Dolomiten auftreten, sind allgemein bekannt. So stellten Veizer & Demovič (1974) und Rao & Naqvi (1977) fest, daß die frühdiagenetischen Dolomite eines hypersalinen Milieus höhere Strontium-Gehalte als die entsprechenden spätdiagenetischen Dolomite zeigen. Dieses wird mit dem hohen Anteil von Aragonit bei der frühdiagenetischen Dolomitbildung und der Gegenwart von Calcit bei der spätdiagenetischen Dolomitbildung erklärt.

Die Untersuchungen der Sr-Gehalte von Kalksteinen und dolomiten der oberen Trias in den slowenischen Dinariden zeigen, daß die Sr-Verteilung mit den allgemein bekannten Sr-Verteilungen in Gesteinen ähnlichen geologischen Alters übereinstimmt (Beispiele, s. Tab. 4). Besonders deutlich ist der Einfluß der Diagenese auf die Verteilung der Strontium-Gehalte, die im Vergleich mit rezenten Karbonatsedimenten um mehr als das 10-fache verringert wurden. Die höchsten Strontium-Gehalte weisen reine Kalksteine auf. Etwas niedriger sind sie in frühdiagenetisch dolomitisierten Kalksteinen. Die geringsten Sr-Konzentrationen aber sind für spätdiagenetische Dolomite kennzeichnend. Eine Korrelation zwischen Fazies und Strontium-Gehalten ist zwar möglich, aber in den untersuchten Gesteinen nur undeutlich zu erkennen. Dies liegt zum Teil auch an den geringeren primären Fazies-Änderungen. Außerdem muß erwogen werden, daß die ursprünglichen Unterschiede in den Strontium-Gehalten durch diagenetische Prozesse beträchtlich verwischt wurden. Eine

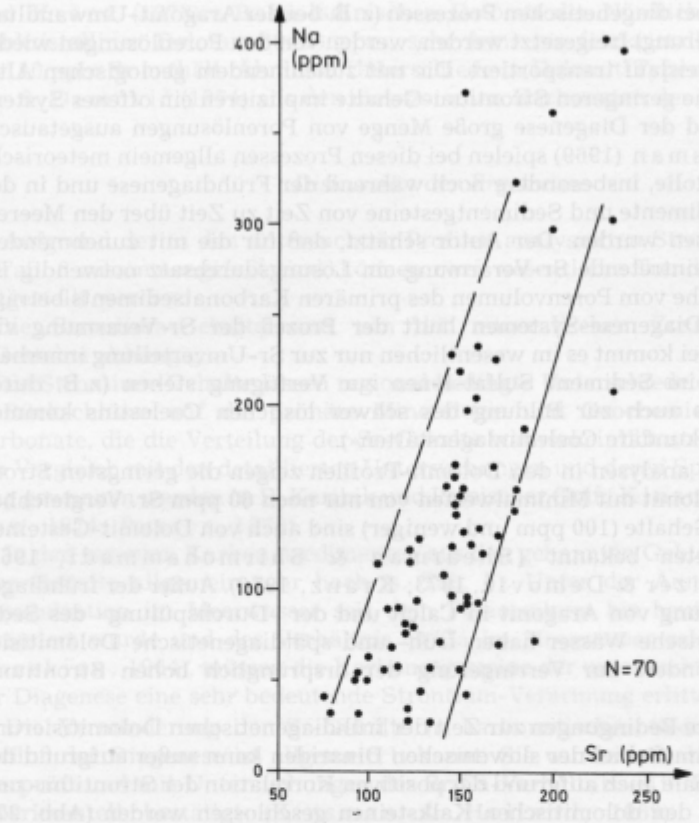


Abb. 27. Positive Korrelation zwischen den Sr- und Na-Gehalten in den dolomitischen Kalksteinen (Dachstein- und Liaskalk, frühdiagenetische Dolomite)

Sl. 27. Pozitivna korelacija med stroncijem in natrijem v dolomitiziranih apnencih dachsteinskega in liasnega karbonatnega kompleksa; zgodnjediagenetska dolomitizacija

unterschiedliche diagenetische Beanspruchung drückt sich auch in der regionalen Verteilung der Sr-Gehalte aus (Abb. 26). Das östliche Gebiet wurde von einer stärkeren Diagenese betroffen als der Westteil.

Eisen und Mangan

Literaturübersicht

Angaben über Eisen- und Mangan-Gehalte in Karbonatgesteinen sind in der Literatur nicht so häufig zu finden wie z.B. Daten über Strontium-Gehalte. Als durchschnittlicher Gehalt werden von Turekian & Wedepohl (1961) 3800 ppm

Tab. 7. Literaturzusammenstellung der Fe- und Mn-Gehalte in älteren Karbonatgesteinen und rezenten Sedimenten

Tabela 7. Literaturni podatki o vsebnosti železa in mangana v starejših karbonatnih kamninah in recentnih sedimentih

Autor	Gestein, Alter, Gebiet Kamnina, starost, lokalnost	Gehalt (ppm)	
		Fe	Mn
Turekian & Wedepohl (1961)	Karbonatgesteine (rezent)	3800	1100
	Tiefseekarbonate (rezent)	9000	1000
	Tiefseetone (rezent)	65000	6700
Bencini & Turi (1974)	Unter-Jura-Kalke (Plattformbereich)	-	59 Mw.
	Unter-Jura-Kalke (pelagische Fazies)	-	339 Mw.
	Ober-Jura und Unter-Kreide-Kalke(pelagische Fazies) (Nördl.Appenin/Italien)	-	588 Mw.
Buggisch (1974)	Ober-Perm-Kalke (Karnische Alpen)	ca.2000-5000 (Extr.3%)	ca. 10 (Extr.80)
Davies (1972)	Jura-Kalke (Schweiz)	138	14
Kranz (1976)	Wettersteinkalk (Ostalpen, lagunäre Fazies)	500-1000	100-200
Fruth &Scherreiks (1975)	Hauptdolomit (Lechtaler Alpen)		
	Dolomite	330	30
	Kalksteine	250 Mw.	17 Mw.
	Calcitische Dolomite	1350 Mw.	34 Mw.
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizische Kalke		230-580
	Ordovizische Dolomite	-	1000-180
Koch (1977)	Ober-Kreide-Kalke (Nanos-Slowenien)	ca.50-150 (Extr.30-670)	ca. 15 (Extr.6-140)
Supko (1977)	Dolomite (Pleistozän)	205	-
Billings & Ragland (1968)	Rückriff (rezent)	2480	117
	Riff (rezent) (Honduras)	338	9,6
Milliman (1974)	Ooide (Aragonit, rezent)	14-350	3-7
	Codiaceen-Algen-Halimeda (Aragonit, rezent)	160	8
	Foraminiferen bent. (Mg-Calcit, rezent)	10-1100	2-80
	Karbonatschlamm (rezent) (Bahama-Plattform)	180-973	7-20
	Coccolithen (Calcit, rezent) (Pazifik)	1200	500

Profil	Gesteinstyp und Alter	Anzahl der Proben	Fe (ppm)		Mn (ppm)		Mn/Fe
			Bereich	Mittelw.	Bereich	Mittelw.	Mittelw.
T-II	Kalkstein	20	35-238	72	5-25	10	0,14
	Dol.Kalkstein	10	162-658	370	18-40	26	0,070
T-IV	Kalkstein	15	45-205	70	5-15	8	0,11
	Dol.Kalkstein	7	174-407	295	8-22	13	0,045
T-V	Kalkstein	13	30-156	76	4-12	8	0,10
	Dol.Kalkstein	10	90-485	305	8-44	18	0,06
B-I	Kalkstein	28	55-310	122	4-16	8	0,065
	Dol.Kalkstein	48	70-1120	345	6-42	20	0,06
T-I	Dolomit	34	140-390	255	8-35	15	0,06
T-II	Dolomit	32	55-205	124	8-28	15	0,12
	" (Karn)	5	120-370	270	20-75	28	0,10
B-II	Dolomit	40	40-655	152	6-25	13	0,085
	" (Karn)	10	160-850	325	12-60	30	0,09
G	Dolomit	10	50-245	130	12-25	16	0,12
R	Dolomit	8	85-290	142	10-25	18	0,13

Tab. 8. Fe- und Mn-Gehalte in den untersuchten Profilen nach verschiedenen Typen der Karbonatgesteine

Tabela 8. Vsebnost Fe in Mn v raziskanih profilih, glede na različne tipe karbonatnih kamnin

Fe und 1100 ppm Mn in Karbonatgesteinen angegeben. Besonders hohe Gehalte beider Elemente sind für Tiefseesedimente charakteristisch (Tab. 7). Für ältere Karbonate, die in flachen Schelfgebieten gebildet wurden, sind allgemein geringere Eisen- und Mangan-Gehalte kennzeichnend. Dies gilt sowohl für fossile Kalksteine und Dolomite als auch für rezente Karbonatsedimente und Organismenskelette.

Weiterhin zeigt Tab. 7 die häufig zu beobachtende, durch ähnliches chemisches Verhalten bedingte positive Korrelation von Eisen und Mangan. Ein gleichzeitiger Einbau beider Elemente aus Lösungen in die karbonatischen Minerale ist ersichtlich. Wegen der geringen Löslichkeit und Mobilität spielen Eisen und Mangan bei den diagenetischen Prozessen keine besondere Rolle. Die Gehalte beider Elemente in den unterschiedlichen Gesteinstypen werden im Laufe geologischer Zeiten nur wenig verändert. Für die Konzentration von Eisen und Mangan in karbonatischen Gesteinen sind vor allem von Bedeutung: der Ablagerungsraum (insbesonders die pH- und Eh-Bedingungen), der Sättigungsgrad der Lösungen, aus welchen die Karbonatminerale ausgeschieden werden, die Mineralogie der gebildeten Karbonatphase sowie der Anteil von Tonmineralen im Sediment. Mangan kann im Calcit-Gitter in verschiedenen Mengen eingebaut werden. Dabei kann nach der Zwischenphase $Ca_{50}Mn_{50}(CO_3)_2$ (Kutnahorit) das Mineral Rhodochrosit gebildet werden. Ähnlich

kann der Einbau von Eisen in Calcit bis zur Bildung von Siderit führen (Berner, 1971). Erhebliche Mengen von Eisen und Mangan können auch in Dolomit eingebaut werden, wobei es zur Bildung von »Zwischenstufen« wie Ankerit oder Manganо-Dolomit kommen kann. Allgemein gilt, daß Calcit im Vergleich zu Aragonit wesentlich mehr Eisen und Mangan ins Gitter einbauen kann (Tab. 7). Dies ist besonders deutlich, wenn die Eisen- und Mangan-Anteile anorganischer Karbonate mit denen rezenter Organismen und Allochemen verglichen werden. Die Prozesse der Anreicherung von Mangan und Zink im Calcit (bei der Aragonit-Calcit Umwandlung) wurden von Pingitore (1978) in Pleistozänen Korallen studiert. In Flachsee-Karbonaten sind höhere Fe- und Mn-Gehalte für den lagunären Bildungsraum kennzeichnend. Im Vergleich dazu weisen Karbonatsedimente des offen Schelfs oder Riffbildungen wesentlich geringe Gehalte auf. Dies kann vor allem mit dem Anteil an Mikrit und/oder unlöslichem Rückstand in den Gesteinen begründet werden. Beispiele solcher faziell bedingten Unterschiede sind aus den Untersuchungen von Billings & Ragland (1968) und Koch (1977) zu ersehen.

Eine weitere hypothetische Möglichkeit läge darin, in lagunär gebildeten Karbonatsedimenten lokal reduzierende Bedingungen anzunehmen, unter denen Fe und Mn mobilisiert würden. Dabei kann Fe-reicher Calcit-Zement entstehen (Füchtbauer, 1980; Richter & Füchtbauer, 1978). Ebensko kann die Umverteilung von Fe und Mn im Bereich wechselnder Grundwasserstände erfolgen.

Gehalte von Eisen und Mangan in den untersuchten Gesteinen

Die Eisen- und Mangan-Gehalte der Karbonatgesteine der untersuchten Profile von verschiedenen Lokalitäten sind in Tab. 8 dargestellt.

Eisen

Kalksteine enthalten zwischen 30 und 310 ppm Fe, wobei Unterschiede in Gesteinen unterschiedlichen stratigraphischen Alters zu beobachten sind. Im Dachsteinkalk ist das Eisen ziemlich homogen verteilt. Die durchschnittlichen Eisen-Gehalte betragen 70 bis 76 ppm, mit Extremwerten von 30 bis 238 ppm. Es besteht eine deutliche Abhängigkeit der Eisen-Gehalte von den Strukturtypen der Gesteine. Gesteine mit mikritischer Grundmasse weisen höhere Gehalte auf als solche mit sparitischem Zement (z. B. Biomikrite, Oosparite).

Dolomite: Im Vergleich mit dem Dachsteinkalk enthält der Hauptdolomit im Durchschnitt etwa die doppelte Menge an Eisen. Die mittleren Eisen-Gehalte in den Profilen T–III und B–II, die fast die ganze Abfolge des Hauptdolomits umfassen, betragen 124 und 152 ppm; die Extremwerte (72 Proben) aber betragen 40 und 655 ppm Fe. Einen etwas höheren Eisen–Gehalt (225 ppm) zeigt das geringmächtige Profil T–I im Übergangsbereich des Hauptdolomits zum Dachsteinkalk. Diese höheren Eisen-Gehalte fallen mit der Tatsache zusammen, daß im Profil T–I der Dolomit im allgemeinen etwas dunkler und mikritisch, sowie von zahlreichen Stromatolith-Horizonten durchsetzt ist. Eine pyritische Komponente, die auf zeitweise mehr abgeschlossene, reduzierende Bedingungen im Ablagerungsraum hinweist, kann im Dolomit mikroskopisch beobachtet werden. Ebenso ist ein Zusammenhang zwischen den Eisen-Gehalten und der Kristallgröße der Dolomite in fast allen Profilen zu

beobachten. Die geringsten Eisen-Gehalte treten in den grobkristallinen, zuckerkörnigen Dolomiten auf.

Aus dem karnischen Dolomit (mit den typischen Wechsellagerungen von Mergel und vorwiegend mikritischem Dolomit) wurden 15 Proben aus den Profilen T–III und B–II untersucht. Es wurden Fe-Gehalte von 120 bis 850 ppm (Mittelwert 300 ppm Fe) gefunden.

Mangan

Reine Kalksteine weisen die geringsten Mangan-Gehalte (4–25 ppm, durchschnittlich etwa 8–10 ppm) auf. **Reine Dolomite** (Hauptdolomit) haben 6–35 ppm (Mittelwert 20 ppm) Mn. **Dolomitische Kalksteine** zeigen 6–44 ppm Mn (durchschnittlich 20 ppm). Im karnischen Dolomit allerdings treten 12–75 ppm Mn auf.

Eine positive Korrelation von Eisen und Mangan wird nur für dolomitische Kalksteine und Dolomite beobachtet, in denen die Eisen-Gehalte mehr als 2000 ppm betragen.

Diskussion der Resultate

Aufgrund der Analysenergebnisse der Fe- und Mn-Gehalte in den untersuchten Proben ist eine differenzierte Verteilung beider Elemente-ähnlich wie beim Strontium – zu ersehen:

- Die Eisen- und Mangan-Gehalte sind von der Mineralogie der Karbonate (Calcit und/oder Dolomit) abhängig.
- Die Fe- und Mn-Gehalte können positiv mit der Menge des unlöslichen Rückstands korrelieren (Bindung an Tonminerale).
- Die Fe- und Mn-Gehalte zeigen eine regional differenzierte Verteilung, die auf unterschiedliche Diagenese zurückzuführen ist (Fe-Verteilung in Abb. 28).

Die Vergleiche der Eisen- und Mangan-Gehalte von rezenten karbonatischen Sedimenten mit denen fossiler, geologisch älterer Karbonatgesteine zeigen, daß beide Elemente bei Umkristallisation im Laufe der Diagenese nur wenig mobilisiert werden.

Die Eisen- und Mangan-Gehalte werden im Laufe der Diagenese relativ wenig verändert, weil die Elemente »stabil« in das karbonatische Kristallgitter eingebaut sind. Überhaupt keine Veränderung tritt ein, wenn die Elemente vorwiegend an den unlöslichen Rückstand gebunden sind (Tonminerale).

Die Analysen der untersuchten Proben zeigen, daß helle, weißliche Kalksteine am wenigsten Eisen und Mangan enthalten. Diese Kalksteine weisen ebenso einen minimalen Gehalt an unlöslichem Rückstand auf (durchschnittlich 75 ppm Fe und 10 ppm Mn). Körnige und stromatolithische Dolomite haben durchschnittlich 130 ppm Fe und 15 ppm Mn. Die höchsten Eisen- und Mangan-Gehalte (etwa 300 ppm Fe und 30 ppm Mn) sind charakteristisch für dunkle, mikritische (vor allem karnische) Dolomite mit einem erhöhten Anteil von Tonmineralen sowie für dolomitsche Kalksteine der litoralen, intertidalen Fazies.

Bei den dolomitischen Kalksteinen der Litoralfazies (intertidale Konglomerate, Laminite und Algen-Stromatolithe) spielten, außer den etwas höheren Anteilen an unlöslichem Rückstand, wahrscheinlich auch die Gegenwart von organischer Substanz und die physiko-chemischen Bedingungen im litoralen Milieu eine Rolle bei der

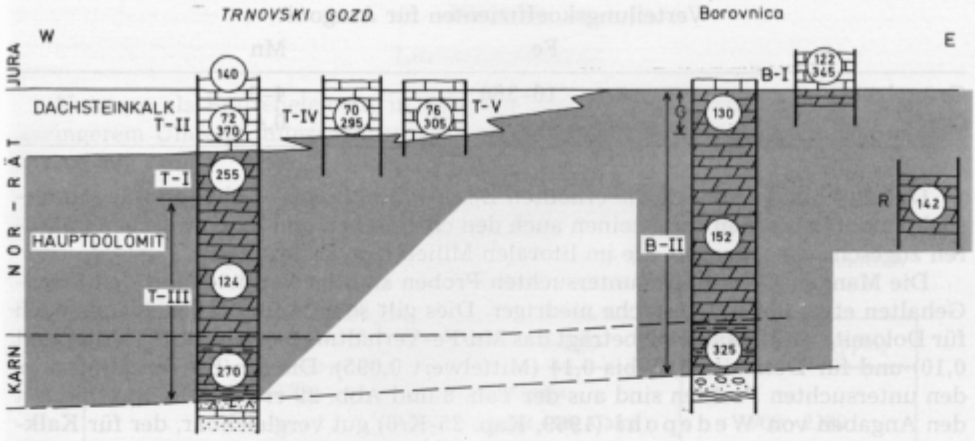


Abb. 28. Regionale Verteilung der Fe-Gehalte in den untersuchten Profilen des obertriassischen und liassischen Karbonat-Komplexes der slowenischen Dinariden (Fe-Mittelwerte in Einzelprofilen).
Bei zwei Zahlen im Kreis zeigt die obere Zahl die Fe-Gehalte in reinen Kalksteinen und die untere Zahl die Fe-Gehalte in dolomitischen Kalksteinen an

Sl. 28. Regionalna razporeditev železa v karbonatnih kamninah raziskanih profilov – srednje vrednosti.
V krogih z dvema številkama predstavljajo zgornje vrednosti vsebnost železa v čistem apnencu, spodnje pa v dolomitiziranem apnencu

Anreicherung von Eisen und Mangan. Eisen- und Mangananreicherung in dolomitischen Sedimenten während der frühdiagenetischen Dolomitisierung im supratidalen Milieu wird durch zahlreiche Veröffentlichungen belegt (z. B. Cook, 1973; Supko, 1977; Fruth & Scherreiks, 1975; Rao & Naqvi, 1977).

Die im Vergleich mit den reinen Kalksteinen mehrfach höheren Eisen- und Mangan-Gehalte in dolomitischen Kalksteinen werden der erhöhten Konzentration beider Elemente in den Porenlösungen zugeschrieben. Als Herkunft können benachbarte Klastite angenommen werden, aus denen diese Ionen herausgelöst wurden. Ferner leistet der unlösliche Rückstand einen erheblichen Beitrag, der bei der Verkarstung während Emersionen entstanden ist. Zu der höheren Konzentration von Metallen (außer Fe, Mn auch Pb, Zn u.a.) in den Karbonatmineralen tragen auch die Gehalte von Organismen bei. Hier sind vor allem Algen- und Bakterien von Bedeutung, die überwiegend in den Stromatolithen vorkommen. Die Konzentration einzelner Kationen in Aragonit-Kristallen unterschiedlicher Herkunft wird von Milliman (1974) durch folgende Funktion dargestellt:

$$\frac{\text{(Element-Konzentration im Karbonat/Ca-Konz. im Karbonat)}}{\text{(Eelement-Konz. im Meerwasser/Ca-Konz. im Meerwasser)}}.$$

Ist der Verteilungskoeffizient, der die Einbaurate von Ionen in ein Kristallgitter beschreibt > 1, wird das entsprechende Element relativ zum Calcium angereichert. Aus den Vergleichen der Verteilungskoeffizienten von Eisen und Mangan zeigt sich, daß sich beide Elemente in Grünalgen bis um das 10-fache gegenüber z. B. Ooiden anreichern können.

Verteilungskoeffizienten für Aragonit

	Fe	Mn
Grünalgen	16–360	4–8
Ooide	10–30	0,4

Darüber hinaus können die erhöhten Eisen- und Mangan-Gehalte in den untersuchten dolomitischen Kalksteinen auch den chemischen und biochemischen Faktoren zugeschrieben werden, die im litoralen Milieu eine Rolle spielen.

Die Mangan-Gehalte der untersuchten Proben sind im Vergleich mit den Eisen-Gehalten etwa um das 10-fache niedriger. Dies gilt sowohl für Kalksteine als auch für Dolomite. In Kalksteinen beträgt das Mn/Fe-Verhältnis 0,045 bis 0,16 (Mittelwert 0,10) und für Dolomite 0,03 bis 0,14 (Mittelwert 0,095). Die Mn/Fe-Verhältnisse in den untersuchten Profilen sind aus der Tab. 8 und Abb. 29 ersichtlich. Sie sind mit den Angaben von Wedepohl (1969, Kap. 25-K/6) gut vergleichbar, der für Kalksteine verschiedener Alter und Fazies ein allgemeines Mn/Fe-Verhältnis von 0,12 anführt und stimmen auch mit den Daten von Weber (1964) überein, der für Dolomite ein allgemeines Mn/Fe-Verhältnis von 0,098 angibt.

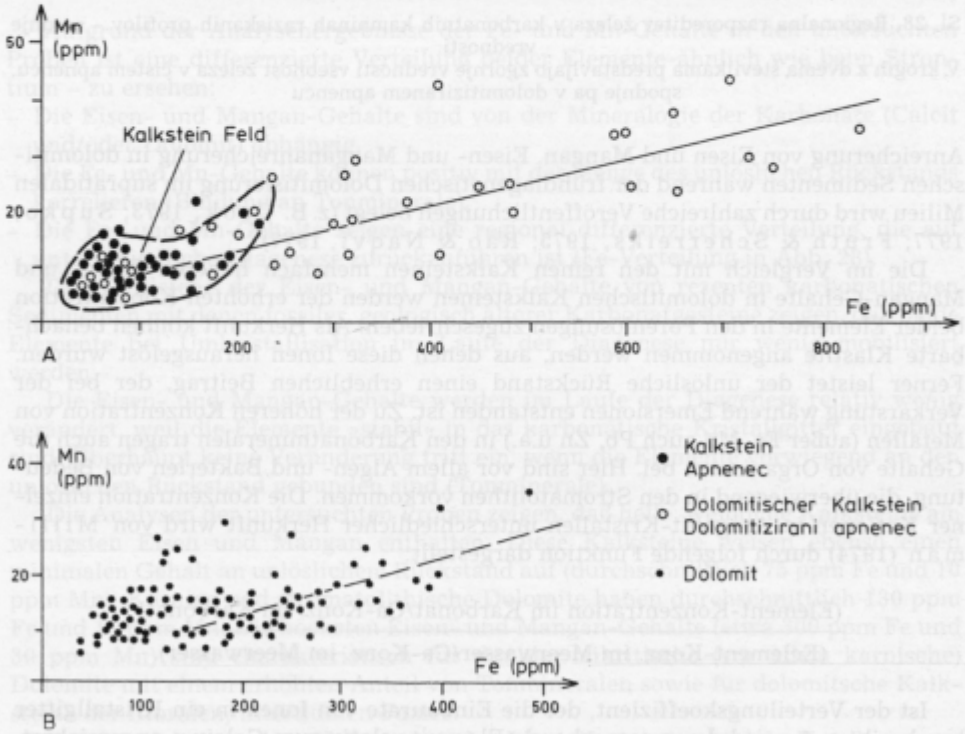


Abb. 29. Korrelation zwischen den Fe- und Mn-Gehalten in den unterschiedlichen Gesteinen. A – Dachsteinkalk, B – Hauptdolomit

Sl. 29. Korelacija med železom in manganom v raziskanih vzorcih. A – Dachsteinski apnenec, B – Glavni dolomit

Natrium

Literaturübersicht

Natrium als Spurenelement in rezenten und fossilen Karbonaten ist bisher in geringerem Umfang untersucht worden als z.B. Strontium, Magnesium und andere Elemente.

Tab. 9. Na-Gehalte in rezenten karbonatischen Sedimenten und fossilen Karbonatgesteinen

Tabela 9. Vsebnost natrija v recentnih sedimentih in v starejših karbonatnih kamninah

Autor	Alter und Mineralogie	Na-Gehalte (ppm)
Land & Epstein (1970)	Pleistozän-Jamaica	
	Kalk (Aragonit+Mg-Calcit)	900 - 2320
	Kalk (Calcit)	110 - 1340
	Dolomit	210 - 520
Land & Hoops (1973)	Rezente-Karbonatsedimente	
	Aragonit+Mg-Calcit	1140 - 2500
	Dolomit	1010 - 3050
Milliman (1974)	Rezent	
	Karbonatschlamm (Bahamas)	3300 - 6200
	Ooide (Aragonit)	2400 - 4400
	Echinodermen (Mg-Calcit)	6400 M.w.
	Codiaceen-Algen-Halimeda (Aragonit)	2100 M.w.
		391 M. w.
Weber (1964)	"primary" dolostones	251 M. w.
	"secondary" dolostones	
		49 - 292
Rao & Naqvi (1977)	Ordovizium-Kalk	156 - 211
	Ordovizium-Dolomit (Tasmania)	
Ogorelec & Rothe (1979)	Slowenien	
	Ober-Perm Kalk	80 - 240
	" " Dolomit	110 - 380
	Skyth, Kalk	65 - 200
	" Dolomit	60 - 360
	Karn, Kalk	40 - 65
	" Dolomit	80 - 180
	Jura, Kalk	30 - 90
Shukla (1988)	Silur, Nord Dakota	
	Dolomit	148 - 2640

Umfangreiche Daten liegen erst aus den letzten Jahren vor. Dabei stehen zwei Fragen im Vordergrund der Untersuchungen: (1) die Änderung der Natriumgehalte in Abhängigkeit von diagenetischen Prozessen und (2) der mögliche Einbau von Natrium in Karbonate in Abhängigkeit von der Salinität des Wassers, in dem diese Karbonate gebildet wurden und werden.

Die Frage der Änderung von Na-Gehalten durch diagenetische Vorgänge haben z.B. Land & Hoops (1973) und Kitano et al. (1975) behandelt. Die Na-Gehalte rezenter Karbonatskelette mariner Organismen, die meist aus Aragonit und/oder Magnesiumcalcit bestehen, betragen im allgemeinen einige 1000 ppm.

Ähnliche Untersuchungen wurden auch an dolomitischen Gesteinen durchgeführt (Fritz & Katz, 1972). In vielen Fällen scheinen aber vorwiegend die Salinitätsverhältnisse in Wasser des Bildungsraumes von entscheidender Bedeutung für die Natrium-Gehalte fossiler Karbonate zu sein.

Rao & Naqvi (1977) untersuchten die Zusammenhänge und unterschiedlichen Wirkungsgrade von primären faziellen Verhältnissen und den dadurch bedingten Na-Gehalten sowie der nachfolgenden frühen und/oder späten diagenetischen Veränderungen. Für ordovizische Kalke und Dolomite fanden sie eine Abhängigkeit der Natrium-Gehalte von der primären faziellen Stellung als auch von den diagenetischen Vorgängen.

Tab. 10. Na-Gehalt in den untersuchten Proben sowie in den unterschiedlichen Karbonatgesteinstypen

Tabela 10. Vsebnost natrija v raziskanih kamninah

Profil	Mineralbestand Mineralna sestava	Anzahl der Proben	Na-Gehalt (ppm)	
			Bereich	Mittelw.
T-II	Kalkstein	28	30-70	38
	Dol.Kalkstein	10	90-305	115
T-IV	Kalkstein	15	25-40	30
	Dol.Kalkstein	7	45-520	ca.140
T-V	Kalkstein	13	25-50	35
	Dol.Kalkstein	10	90-230	130
B-I	Kalkstein	28	25-55	35
	Dol.Kalkstein	48	35-520	135
T-I	Dolomit	34	90-390	210
T-III	Dolomit	37	40-180	85
B-II	Dolomit	50	40-260	105
G	Dolomit	10	40-205	110
R	Dolomit	8	90-310	140

Na-Gehalte in den untersuchten Gesteinen

Die Na-Gehalte in den untersuchten Profilen der verschiedenen Lokalitäten sind in Tab. 10 aufgelistet.

Die geringsten Natrium-Gehalte (25 bis 70 ppm, Mittelwert 35 ppm; 84 Proben) sind an reine Kalksteine gebunden.

Erheblich (etwa 3-fach) höhere Natrium-Gehalte als im Kalkstein sind in den dolomitischen Proben festgestellt worden. Reine Dolomite (Hauptdolomit) weisen 40 bis 390 ppm Na auf. Die Mittelwerte der Na-Gehalte in den einzelnen Profilen betragen 85 bis 144 ppm. Im Profil T-I (an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk) wurden allerdings durchschnittlich 210 ppm Na gefunden. Allgemein enthalten mikritische Dolomite mehr Natrium als grobkristalline Dolomite.

Frühdiagenetisch dolomitisierte Kalksteine weisen 35 bis 520 ppm Na auf (Mittelwert 140 ppm Natrium). Eine positive Korrelation zwischen dem Na-Gehalt und dem Dolomitisierungsgrad der Kalksteine ist relativ deutlich ausgeprägt und ist in Abb. 30 dargestellt.

Diskussion der Ergebnisse

Es zeigt sich, daß besonders die frühdiagenetischen Dolomite mehr Natrium enthalten als die Kalksteine. Diese Erhöhung wird vor allem der höheren Salinität von Porenlösungen im supratidalen Milieu während der Dolomitisierung der Sedi-

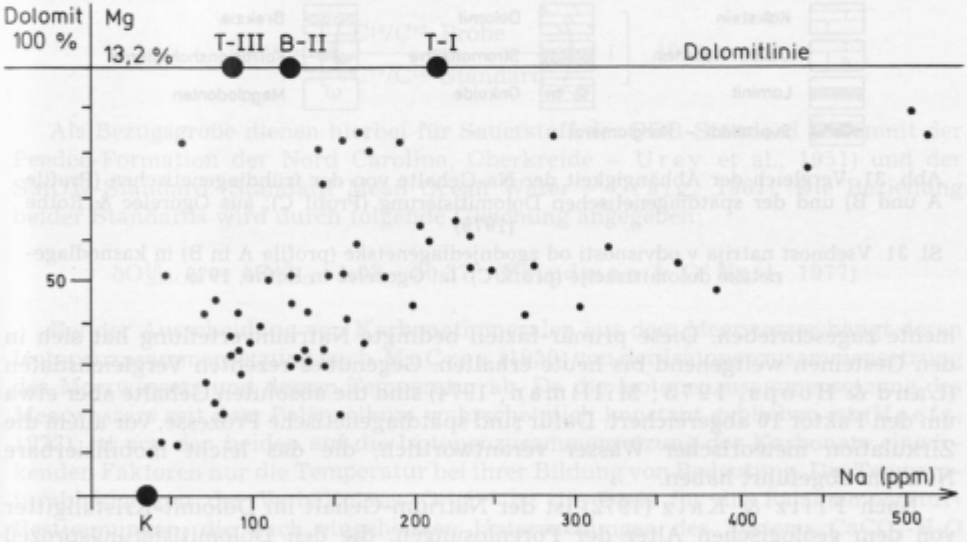


Abb. 30. Korrelation zwischen dem Na-Gehalt und dem Dolomitanteil der frühdiagenetisch dolomitisierten Kalksteine.
K – durchschnittler Na-Gehalt im Dachsteinkalk; T–III, T–I, B–II – durchschnittliche Na-Gehalte in den einzelnen Profilen des Hauptdolomits (früh- und spätdiagenetische Dolomitisierung)

Sl. 30. Korelacija med vsebnostjo natrija in deležem dolomita v zgodnjediagenetskem dolomitiziranem apnencu.
K – srednja vsebnost natrija v dachsteinskem apnencu; T–III, T–I in B–II – srednja vsebnost natrija v profilih glavnega dolomita, ki ga je zajela zgodnja in pozna dolomitizacija

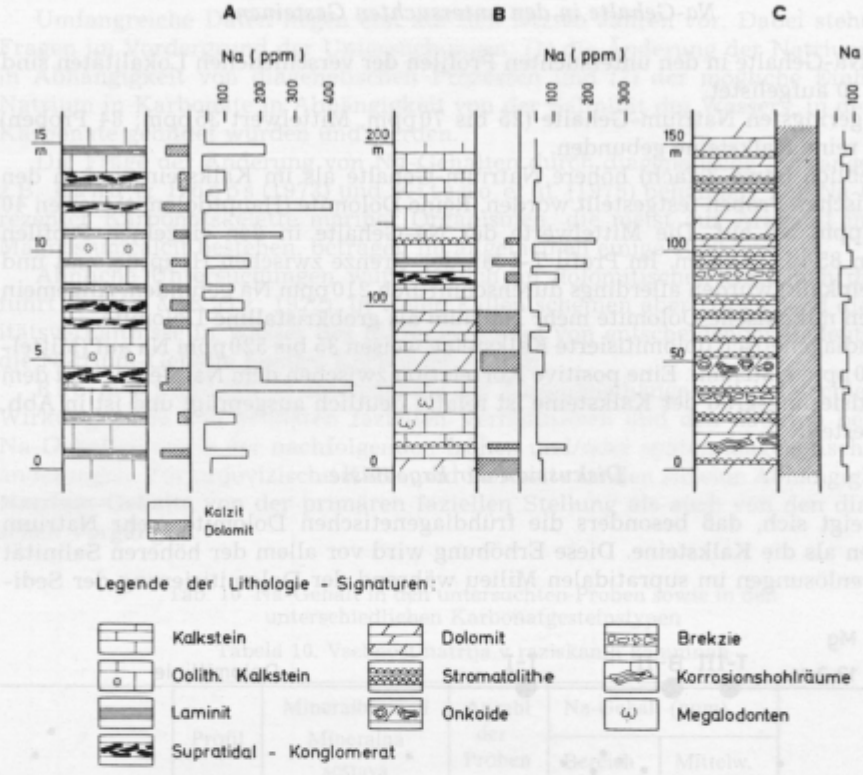


Abb. 31. Vergleich der Abhängigkeit der Na-Gehalte von der frühdiagenetischen (Profile A und B) und der spätdiagenetischen Dolomitisierung (Profil C); aus Ogorelec & Rothe (1979)

Sl. 31. Vsebnost natrija v odvisnosti od zgodnjediagenetske (profila A in B) in kasnodiagenetske dolomitizacije (profil C). Iz: Ogorelec in Rothe, 1979

mente zugeschrieben. Diese primär-faziell bedingte Natriumverteilung hat sich in den Gesteinen weitgehend bis heute erhalten. Gegenüber rezenten Vergleichsdaten (Land & Hoops, 1973; Milliman, 1974) sind die absoluten Gehalte aber etwa um den Faktor 10 abgereichert. Dafür sind spätdiagenetische Prozesse, vor allem die Zirkulation meteorischer Wässer verantwortlich, die das leicht mobilisierbare Natrium abgeführt haben.

Nach Fritz & Katz (1972) ist der Natrium-Gehalt im Dolomit-Kristallgitter von dem geologischen Alter der Porenlösungen, die den Dolomitisierungsprozeß bewirkt haben, und von der Größe der Dolomitkristalle abhängig. Sehr kleine Kristalle in supratidal gebildeten, frühdiagenetischen Dolomiten enthalten mehr Natrium als grobkristalline, spätdiagenetische Dolomite. Dies wird auch von den vorliegenden Untersuchungen bestätigt.

Gelegentlich können spätdiagenetische Einflüsse so stark sein, daß die ursprünglich faziell bedingte Natriumverteilung in den Gesteinen völlig verändert wird. Das ist aus dem Vergleich von drei Profilen des Dachsteinkalks, des Lias-Kalksteins und des Hauptdolomits (Abb. 31) zu ersehen (Ogorelec & Rothe, 1979).

In den Profilen A und B, die neben den Kalken frühdiagenetische Dolomit-Lagen enthalten, zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen mineralogischer Zusammensetzung, Fazies und Natriumgehalten.

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Einleitung

Die Analyse der Isotopenzusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff in Karbonatgesteinen stellt eine geochemische Untersuchung dar, die häufig zur Unterstützung der Interpretation diagenetischer Abläufe herangezogen wird.

Ferner kann man unter der Voraussetzung, daß die Isotopenzusammensetzung von Mineralen die Isotopenzusammensetzung der Lösung widerspiegelt, aus der sie ausgeschieden werden (Urey, 1947), auf die physikalisch-chemischen Bedingungen des Ablagerungsraums, wie z.B. Temperatur und Salinität der Lösungen, schließen.

Die Isotopenzusammensetzung beider Elemente wird gewöhnlich als Abweichung von einem Standard in Promille angegeben:

$$\delta O^{18} = \left[\left(\frac{O^{18}/O^{16}\ \text{Probe}}{O^{18}/O^{16}\ \text{Standard}} \right) - 1 \right] \cdot 1000 \text{ und}$$

$$\delta C^{13} = \left[\left(\frac{C^{13}/C^{12}\ \text{Probe}}{C^{13}/C^{12}\ \text{Standard}} \right) - 1 \right] \cdot 1000$$

Als Bezugsgröße dienen hierbei für Sauerstoff der PDB-Standard (Belemnit der Peedee-Formation der Nord Carolina, Oberkreide – Urey et al., 1951) und der SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water – Craig, 1961). Die Beziehung beider Standards wird durch folgende Gleichung angegeben:

$$\delta O^{18}_{SMOW} = \delta O^{18}_{PDB} \cdot 1{,}03 - 30{,}37 \quad \text{(Friedman \& O'Neil, 1977).}$$

Bei der Ausscheidung von Karbonatmineralen aus dem Meerwasser hängt deren Isotopenzusammensetzung nach McCrea (1950) von der Isotopenzusammensetzung des Meerwassers und dessen Temperatur ab. Da die Isotopenzusammensetzung des Meerwassers seit dem Paläozoikum wahrscheinlich konstant geblieben ist (Hoefs, 1973), ist von den beiden auf die Isotopenzusammensetzung der Karbonate einwirkenden Faktoren nur die Temperatur bei ihrer Bildung von Bedeutung. Die Temperaturabhängigkeit des Verhältnisses O^{18}/O^{16} ist die Basis für die Paläotemperatur-Bestimmungen, die nach eingehenden Untersuchungen des Systems $CaCO_3$-H_2O durchgeführt wurden. Folgende empirische Formel für die Berechnung der Paläotemperatur wurde von Epstein & Mayeda (1953) erstellt:

$$t°C = 16{,}5 - 4{,}3\ (\delta O^{18}_{PDB}) - 0{,}14\ (\delta O^{18})^2.$$

Dabei muß berücksichtigt werden, daß sich die ursprüngliche Isotopenzusammensetzung der Karbonatgesteine aufgrund von diagenetischen Prozessen wesentlich verändern kann. Dies kann zu falschen Paläotemperatur-Besimmungen führen.

Die diagenetische Umwandlung von metastabilen Karbonatphasen in stabile Modifikationen spielt dabei eine besondere Rolle. Ferner ist eine mögliche Anreicherung der Karbonatminerale mit dem leichteren Sauerstoff-Isotop bei Prozessen in der meteorisch phreatischen und vadosen Zone zu berücksichtigen. Daher sollten die Paläotemperatur-Bestimmungen nur an diagenetisch offensichtlich kaum beanspruchten Gesteinsproben durchgeführt werden.

Die Evaporation von Meerwasser in inter- und supratidalem Milieu gilt allgemein als wesentlicher Faktor bei der Interpretation des Ablagerungsraumes von Karbonatgesteinen aufgrund der Isotopenverhältnisse. Hier wird das schwerere Sauerstofisotop angereichert und findet sich daher in den unter erhöhter Salinität gebildeten Mineralphasen wieder. Spätere diagenetische Umkristallisationen können allerdings auch diese Verhältnisse wieder überprägen.

Die Isotopenzusammensetzung der untersuchten Gesteine

Die Isotopenzusammensetzung von Sauerstoff und Kohlenstoff wurde an 32 Proben von obertriadischen Karbonatgesteinen aus dem Untersuchungsgebiet gemessen. Um auch das Maß der diagenetischen Einflüsse erfassen zu können, wurden neben der Feststellung des Hauptlithotyps auch die Zementbildungen von Kalksteinen und Dolomiten untersucht. Diese Daten sind auch für die Vergleiche der O- und C-Isotopenzusammensetzung des Dachsteinkalks aus den nördlichen Kalkalpen (Gökdag, 1974; Fabricius et al., 1970) interessant.

Die analysierten Proben bestehen – außer in zwei Fällen – aus reinem Calcit oder reinem Dolomit. Dies wurde mikroskopisch und röntgenograpisch überprüft. Die Proben wurden in vier Gruppen entsprechend ihrer Lithofazies aufgeteilt (Tab. 11):

Reiner Kalkstein: Es handelt sich um biomikritische, biopelmikritische und oolithische Kalke. Zwölf Proben wurden auf ihre Isotopenzusammensetzung (δO^{18} und δC^{13}) untersucht. Dabei wurden folgende Werte ermittelt:

$\delta O^{18} = 0{,}82\,‰$ bis $-3{,}38\,‰$ $\qquad$ $\delta C^{13} = +0{,}90\,‰$ bis $+2{,}66\,‰$

$\delta O^{18} = -1{,}52\,‰$ (PDB) $\qquad$ $\delta C^{13} = +1{,}70\,‰$

Calcitzement: Es wurden Radialcalcit-Zemente untersucht, die in Korrosionshohlräumen und herausgelösten Megalodontenschalen ausgefällt wurden.

Sechs Proben zeigen eine sehr einheitliche Isotopenzusammensetzung, die sehr ähnlich denen von Kalkstein ist (Abb. 33). Die δO^{18}-Werte liegen zwischen $-0{,}6$ und $-2{,}1\,‰$, im Durchschnitt bei etwa $-1{,}3\,‰$.

Eine geringe Anreicherung des leichteren C-Isotops zeigt die Probe T-V/2b, die Ausfüllungen von Trockenrissen im dolomitisierten Kalkstein darstellt. Der Wert von $-1{,}9\,‰$ für δC^{13} weist auf die Anwesenheit von organischem CO_2 bzw. auf Einflüsse meteorischen Wassers während der Calcitbildung hin. Der δO^{18}-Gehalt in der gleichen Probe beträgt $-3{,}0\,‰$.

Die Isotopenzusammensetzung von zwei Gravitationszementen (T-II/35 und 36) liegt im Bereich des »Kalkstein-Feldes« (Abb. 32). Der Gehalt von δO^{18} beträgt $-3{,}0$ und $-1{,}7\,‰$, von δC^{13} $+3{,}3$ und $+2{,}7\,‰$. Normalerweise ist Calcit, der unter meteorischen Bedingungen gefällt wurde, mit dem leichten Sauerstoffisotop angereichert. Die höheren Werte – als erwartet – können wahrscheinlich auf die Probenpräparation zurückgeführt werden. Weil die Ränder des Gravitationszements kaum einige

Tab. 11. Stabile Isotopengehalte (δO^{18} und δC^{13}) des Dachsteinkalks und des Hauptdolomits, SW Dinariden Sloweniens.
Die Analysen der Proben mit Bezeichnung* wurden von Prof. Dr. J. Hoefs (Geochemisches Institut der Universität, Göttingen), die übrigen aber von Dr. T. Dolenec (Inštitut Jožef Stefan, Ljubljana) durchgeführt

Tabela 11. Sestava stabilnih izotopov δO^{18} in δC^{13} v dachsteinskem apnencu in glavnem dolomitu jugozahodne Slovenije.
Vzorci z zvezdico so bili analizirani na Geokemičnem inštitutu Univerze v Göttingenu (prof. dr. J. Hoefs), vsi drugi pa na Inštitutu Jožef Stefan v Ljubljani (prof. dr. T. Dolenec)

Probe	Lithologie - Litologija	δO^{18} ‰ (PDB)	δC^{13} ‰ (PDB)	Temp. (°C)
Kalkstein				
B-I/10	Biomikrit	- 0,95	+ 1,23	21,0
B-I/47	Biomikrit	- 1,55	+ 2,38	23,5
B-I/60	Oosparit	- 2,30	+ 1,49	26,6
T-II/37	Biomikrit	- 2,14	+ 2,66	25,8
T-II/6	Oosparit	- 3,11	+ 1,90	20.9
T-V/4	Biopelmikrit	- 1,24	+ 1,65	22,2
T-V/14	Oointrasparit	- 3,38	+ 1,54	30,6
T-V/15	Biomikrit	- 1,51	+ 1,57	23,2
T-IV/8	Biomikrit	- 0,82	+ 2,62	20,2
T-IV/13	Biomikrit	- 1,49	+ 1,07	23,2
T-IV/17b*	Biomikrit	- 1,2	+ 1,6	22,0
T-V/12a*	Biomikrit	- 1,6	+ 0,9	23,6
Calcit-Zement				
T-V/14*	Faseriger-Zement	- 0,8	+ 2,6	
T-II/32*	" (Megalodontenschale)	- 0,6	+ 2,5	
T-V/15*	"	- 2,1	+ 2,1	
T-II/8*	Faseriger-Zement	- 1,9	+ 2,2	
T-IV/17a*	(Lösungshohlräume)	- 1,7	+ 2,2	
T-V/7*	"	- 1,7	+ 2,2	
T-V/16*	Blockzement (Schrumpfpore)	- 2,0	+ 2,3	
T-V/12b*	Drusen-Zement	- 3,0	- 1,9	
T-II/35*		- 1,7	+ 2,7	
T-II/36*	Gravitationszement	- 3,0	+ 3,3	
Dolomit	(frühdiagenetisch)			
T-I/1b*	Dolomikrit	+ 1,3	+ 2,7	
B-II/9	Dolomikrit	+ 2,94	+ 4,26	
B-II/16	Dolomikrit	+ 1,86	+ 3,80	
T-III/20	Dolomikrit	+ 2,68	+ 3,07	
T-I/7*	Stromatolitischer Dolomit	+ 1,9	+ 3,0	
T-I/10*	"	+ 1,6	+ 2,7	
T-III/30 b*	"	+ 2,1	+ 3,9	
T-V/19*	Grobkörniger-Dolomit (spätdiagenetisch)	- 5,4	+ 0,3	
Dolomit-Zement				
T-III/30a*	Schrumpfporen	- 0,4	+ 4,1	
T-I/1a*	(Blockzement)	- 0,96	+ 3,12	
T-III/58*	Onkosparit (Zement)	- 3,5	+ 2,8	

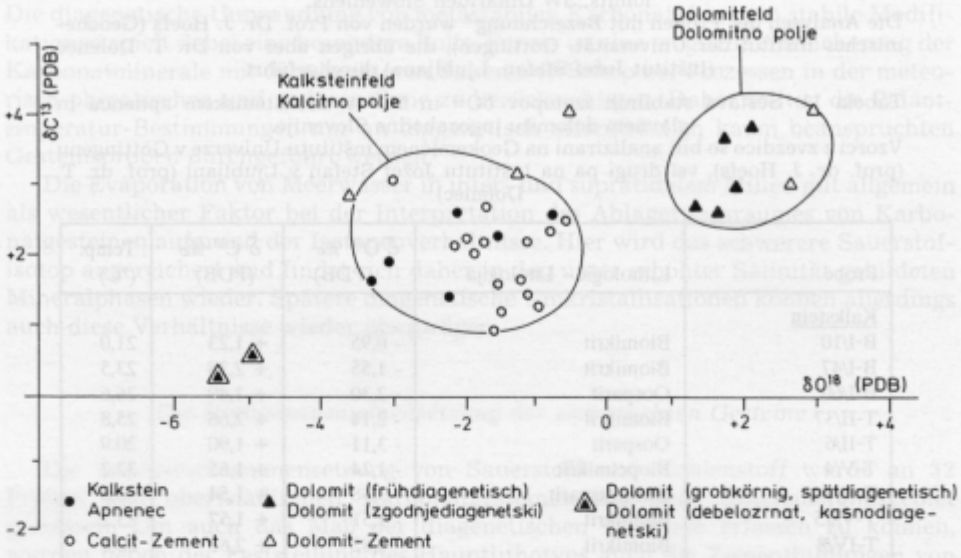


Abb. 32. Stabile Isotopengehalte (δO^{18} und δC^{13}) des Dachsteinkalks und des Hauptdolomits, SW Dinariden Sloweniens

Sl. 32. Sestava stabilnih izotopov δO^{18} in δC^{13} dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita Dinaridov jugozahodne Slovenije

zehn µm dick sind, können sie sehr schwer ohne Verunreinigung isoliert werden. Das Nebengestein und der Sparit-Zement aus den inneren Teilen von Poren können die Isotopengehalte verfälschen. Trotzdem zeigen aber beide Proben innerhalb des »Kalkstein-Feldes« mit die niedrigsten δO^{18}-Werte.

Dolomit: Mikritische, biomikritische und stromatolithische Strukturen herrschen vor. Durchwegs liegen frühdiagenetische Dolomite vor. Es wurden 7 Proben untersucht, die folgende Gehalte aufweisen:

δO^{18} = +1,3 ‰ bis +2,93 ‰ $\qquad$ δC^{13} = +2,7 ‰ bis 4,26 ‰

δO^{18} = +2,05 ‰ (PDB) $\qquad$ δC^{13} = +3,3 ‰

Dolomit-Zement: Es liegt stets Drusen-Zement mit bis zu 400 µm großen Kristallen vor, der als Füllungen von Trockenrissen und Schrumpfporen sowie als Zement zwischen Onkoiden auftritt.

Im Vergleich zu dem mikritischen Dolomit ist in drei Proben das leichtere O-Isotop angereichert, so daß sich die Werte dem »Kalkstein-Feld« (Abb. 32) nähern, während die δC^{13}-Gehalte unverändert sind. Die δO^{18}-Werte schwanken zwischen −0,4 ‰ und −3,5 ‰, die δC^{13}-Werte zwischen +2,8 ‰ und +4,1 ‰. Ganz außerhalb des »Kalkstein- und Dolomit-Feldes« befindet sich die Probe eines spätdiagenetischen Dolomits mit sacharoider Struktur. Von allen untersuchten Proben ist diese am meisten mit dem leichten O-Isotop angereichert. Der δO^{18}-Wert der Probe beträgt −5,4 ‰. Der δC^{13}-Wert von +0,3 ‰ liegt ebenfalls im Bereich der geringsten Werte, die gemessen wurden.

Diskussion der Resultate

Obwohl nur 32 Kalkstein- und Dolomitproben auf ihre Isotopenzusammensetzung untersucht wurden, zeigen sich charakteristische Unterschiede zwischen den einzelnen Probengruppen. Die Ergebnisse sind mit den δO^{18}- und δC^{13}-Daten gut vergleichbar, die für Dachsteinkalk und Dolomit aus den Nördlichen Kalkalpen (Gökdag, 1974) sowie aus benachbarten mediterranen Gebieten (Fabricius et al., 1970) bekannt sind.

Biomikritische und oolithische Kalke weisen δO^{18}- und δC^{13}-Gehalte auf, die für Kalksteine eines flachmarinen Bildungsmilieus mit normaler Salinität charakteristisch sind.

Die Ergebnisse von 12 Kalksteinproben, die keine extremen diagenetischen Veränderungen erfahren haben, können zur Interpretation der Paläotemperatur herangezogen werden. Demnach wurde der Dachsteinkalk der slowenischen Dinariden bei Temperaturen zwischen 20,4 °C und 30,6 °C (Häufigkeitswert bei 24 °C) abgelagert.

Die δO^{18}- und δC^{13}-Werte der Analysen des Radialcalcit-Zements, der Lösungshohlräume (vugs) und herausgelöste Megalodontenschalen (molds) ausfüllt, liegen im Bereich der Daten von diagenetisch wenig veränderten Kalken. Aufgrund der Isotopengehalte können Süßwassereinflüsse bei der Zementbildung ausgeschlossen werden. Daraus kann man schließen, daß die Zementierung der Hohlräume im Dachsteinkalk submarin unter ähnlichen Bedingungen erfolgte wie die Sedimentation der Megalodonten-Bänke. Eine Ausnahme hiervon stellen Proben (Drusen-Zemente) von Kalksteinen mit Schrumpfporen und Gravitationszemente dar.

Die in diesen Zementen festgestellte, relative Anreicherung mit dem leichteren Sauerstoffisotop wird als Süßwassereinfluß interpretiert.

Die untersuchten Dolomite sind im Vergleich zu den Kalksteinen an schwereren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen um 3 bis 4‰ bzw. um 1‰ angereichert (Abb. 32). Die Anreicherung von schwereren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen (δO^{18} und δC^{13}) in Dolomit wurde mehrfach beschrieben (Degens, 1967; Hoefs, 1973) und von Degens & Epstein (1964) theoretisch erklärt. Fritz & Smith (1970)bestätigten die Überlegungen experimentell. Die Studien haben gezeigt, daß der Dolomit, der bei normalen Temperaturverhältnissen (ca. 25 °C) entstanden ist, im Vergleich mit Calcit, der unter gleichen Bedingungen gebildet wurde, eine Anreicherung um 4–7‰ aufweist (Northrop & Clayton, 1966). Dies wird mit verschiedenen Fraktionierungsfaktoren zwischen Calcit und Dolomit erklärt.

Andere Autoren (Berner, 1965; Supko, 1977) dagegen nehmen an, daß die isotopisch »schwereren« Dolomite unter Mitwirkung von salinaren Porenlösungen entstanden sind, die mit dem O^{18} wegen der Evaporation angereichert wurden. Diese Interpretation steht mit der sedimentologischen Interpretation der hier untersuchten Proben des Hauptdolomits in Einklang. Es handelt sich um mikritische und stromatolithische Dolomite, die frühdiagenetisch im Litoralbereich bei erhöhter Salinität gebildet worden sind.

Sparitische Dolomite aus Schrumpfporen und Zementen zwischen Onkoiden weisen im Vergleich zu den Dolomikriten eine Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops von 2–5‰ auf. Diese Werte liegen damit im »Kalkstein-Feld« (Abb. 32). Dies kann dadurch erklärt werden, daß die stromatolithischen und onkoidischen Strukturen frühdiagenetisch dolomitisiert wurden, während die Zemente zunächst aus calcitischem Sparit bestanden. Der Sparit wurde später dolomitisiert. Dabei sind die relativen Gehalte an leichteren Isotopen übernommen worden.

Die Ergebnisse zeigen ferner, daß bei der spätdiagenetischen Dolomitisierung, die die vollständige Dolomitisierung des Gesteins bewirkte, Lösungen mit Beimengungen von vadosem Wasser wirksam waren. Daher zeigt der körnige Dolomit eine relative Anreicherung der leichteren Sauerstoffisotopen. Ähnliche Ergebnisse haben Fritz & Katz (1972) von einem devonischen Dolomit aus Kanada beschrieben. Während die Dolomikrite, die frühdiagenetisch unter litoralen Bedingungen entstanden sind, mit den schwereren Isotopen angereichert sind, enthalten die sparitischen Zemente und der zuckerkörnige Dolomit, als typisch spätdiagenetische Bildungen, bis zu 10‰ mehr des leichteren Sauerstoffisotops. Eine Anreicherung der leichteren Isotopen von etwa 2‰ beschreibt auch Gökdag (1974) aus dem Dachsteinkalk der Nördlichen Kalkalpen.

Zusammenfassende Diskussion der geochemischen Untersuchungen

Nachfolgend aufgeführte Faktoren beeinflussen die Verteilung der Spurenelemente in Karbonatgesteinen wesentlich. Eine bedeutende Rolle spielt die primäre Konzentration der Elemente in den Lösungen, aus welchen die karbonatischen Minerale ausgeschieden werden (das Verhältnis Spurenelement/Ca). Weiterhin von Bedeutung sind die physiko-chemischen Bedingungen im Ablagerungsraum, die Zusammensetzung der diagenetisch wirksamen Lösungen, die sich in den frühdiagenetischen Umbildungen von Aragonit und Mg-Calcit in die stabilen Minerale Calcit und Dolomit äußern sowie die Einflüsse von meteorischen Wässern und die damit verbundenen spätdiagenetischen Prozesse.

Die Vergleiche von rezenten karbonatischen Sedimenten mit fossilen Karbonatgesteinen zeigen, daß primär vorhandene Gehalte an Eisen und Mangan in den primären Karbonatmineralen sich bei der Transformation von metastabilen Karbonaten (Aragonit und Mg-Calcit) in die stabilen Modifikationen (Calcit und Dolomit) nicht wesentlich ändern.

Völlig anders aber verhalten sich Strontium und Natrium, die bei den Mineralumbildungen merklich um den Faktor 10 oder mehr abgereichert werden. Dies geschieht meist schon unter frühdiagenetischen Bedingungen. Strontium zeigt allgemein das »normale Verhalten«; die konstante Abnahme der Konzentration im Laufe der Diagenese (z. B. Kinsman, 1969; Veizer & Demović, 1974). Hierbei enthält der Dolomit im Vergleich zum Kalkstein in der Endphase der Diagenese nur noch etwa halb so viel Strontium. In den hier untersuchten Profilen Sloweniens ist eine regionale Strontium-Abnahme von W nach E zu beobachten. Das kann teils mit der primären Faziesverteilung aufgrund der paläogeographischen Verhältnisse, teils aber mit intensiveren diagenetischen Prozessen im E des Untersuchungsgebiets gedeutet werden, die auch zu der umfangreicheren Dolomitisierung des karbonatischen Komplexes in gleicher Richtung geführt haben.

Im Vergleich mit rezenten Sedimenten werden in der Diagenese-Endphase die Gehalte an Natrium, das ein sehr leicht lösliches und mobiles Element ist, stark vermindert. Die Natrium-Konzentration wird dabei etwa um den Faktor 10^2 verringert. Die Dolomitisierungsprozesse, besonders während der Frühdiagenese, vermindern die Natrium-Gehalte in Dolomiten nicht so stark wie in Kalksteinen (Tab. 12). Der Grund dafür liegt in salinaren Porenlösungen, die ein hohes Na/Ca-und Mg/Ca-Verhältnis aufweisen. Bei der späten Dolomitisierung ist die Natrium-Anreicherung weniger deutlich. Ein unterschiedlich starker Einfluß des Durchsatzes von meteori-

Tab. 12. Spurenelement-Gehalte der verschiedenen Gesteinstypen. Zusammenfassung der Werte aus allen untersuchten Profilen. Mittelwerte ohne Klammern, Extremwerte in Klammern

Tabela 12. Vsebnost slednih prvin v različnih tipih kamnin. Zbirna tabela analiz vseh raziskanih vzorcev, srednje vrednosti. V oklepajih so podane ekstremne vrednosti za posamezne elemente

Gesteinstyp	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm	Na ppm
Kalkstein				
Dachsteinkalk	160 (90-465)	75 (30-240)	10 (4-25)	35 (25-70)
Dolomitischer Kalkstein	140 (65-245)	300 (70-1120)	20 (6-44)	130 (35-520)
Dolomit				
Hauptdolomit	100 (40-230)	150 (40-655)	15 (6-35)	100 (40-390)
Karn-Dolomit	90 (55-145)	300 (120-850)	30 (12-75)	120 (60-260)

schen Wässern kann zu einer erheblichen Verminderung der Natrium-Gehalte während der Spätdiagenese auch im Dolomit führen (Abb. 33).

Es kann angenommen werden, daß es im Zuge der Dolomitisierung im Vergleich zum Kalkstein zu einer Erhöhung der Eisen- und Mangan-Gehalte gekommen ist. Dies kann besonders in dem feinkristallinen frühdiagenetischen Dolomit beobachtet werden. Diese Tatsache kann mit der besseren Möglichkeit des Einbaus von Eisen und Mangan in das zu dieser Zeit weniger geordnete Kristallgitter des Dolomits erklärt werden. Grobkristalline Dolomite dagegen weisen geringere Gehalte beider Elemente auf.

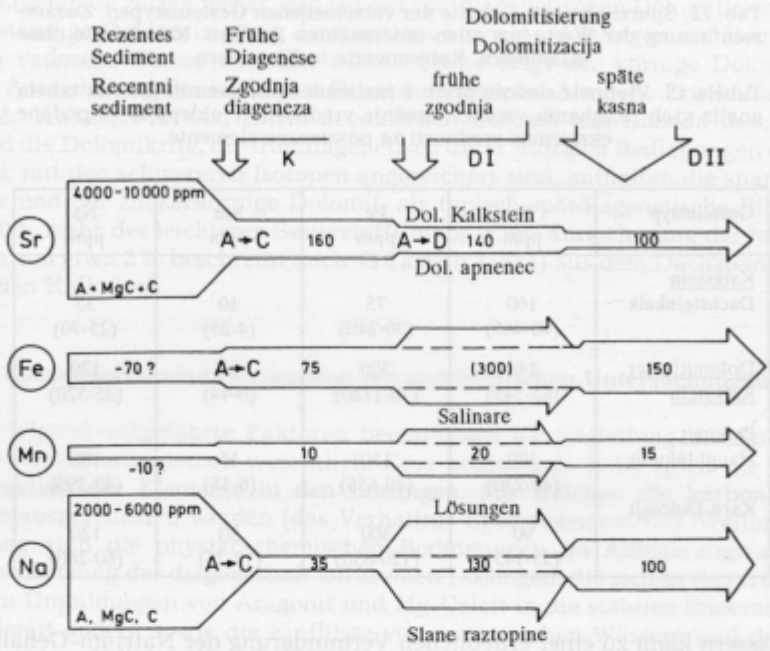
Im allgemeinen liegen die Gehalte der analysierten Spurenelemente in dem untersuchten Karbonatkomplex der oberen Trias und des Lias in den slowenischen Dinariden im Rahmen der bisher allgemein publizierten Werte (vgl. Tab. 4, 7 u. 9).

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit behandelt die mikrofaziellen, diagenetischen und geochemischen Merkmale des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in SW-Slowenien. In geringerem Umfang wurden auch Schichten des Oberkarn mit erfaßt.

Oberkarnischer Dolomit mit Mergel-Zwischenlagen: Dieser Komplex, der auf Schiefern und Pyroklastiten liegt, ist 100 bis 250 m mächtig. Das oberkarnische Alter des Dolomits ist durch die Alge *Poikiloporella duplicata* Pia angezeigt. Der Dolomikrit und pelmikritische Dolomit ist feingeschichtet. Er ist dunkel gefärbt und hat im allgemeinen mehr als 96% Gesamtkarbonatgehalt. Im Gebiet von Borovnica treten im Dolomit auch vereinzelt kleine Hornstein-Linsen auf.

Der Ablagerungsraum wird als ruhiger, flacher Innenschelf mit lagunärem Charakter (restricted shelf) und häufig litoralen Bedingungen interpretiert. Die litoralen,



Bei der Frühdiagenese treten "Sprünge" auf, bei denen der Dolomit (D) direkt aus Aragonit (A) und Mg-Calcit (MgC) ohne die Calcit (C) - Zwischenphase gebildet wird.
Die primären Konzentrationen der Elemente variieren sehr in Abhängigkeit von den Eh- und pH- Bedingungen

Med zgodnjo diagenezo pride do "skokov", pri katerih nastaja dolomit (D) direktno iz aragonita (A) in Mg- kalcita (MgC), brez vmesne kalcitne (C) faze.
Na prvotne koncentracije naštetih prvin močno vplivajo Eh in pH pogoji v sedimentacijskem okolju

Abb. 33. Schematische Darstellung der Veränderung der Gehalte einzelner Spurenelemente in den Karbonatgesteinen unter dem Einfluß der Diagenese.
Die Zahlen bedeuten den durchschnittlichen Gehalt der einzelnen Elemente in den analysierten Proben des Kalksteins (K), des »frühdiagenetischen« Dolomits (D I) und des »spätdiagenetischen« Dolomits (D II)

Sl. 33. Shematski prikaz sprememb vsebnosti slednih prvin v karbonatnih kamninah v odvisnosti od stopnje diageneze.
Številke predstavljajo poprečne vsebnosti elementov v analiziranih vzorcih apnenca (K), zgodnjediagenetskega dolomita (D I) in kasnodiagenetskega dolomita (D II)

intertidalen Gebiete sind durch stromatolithische Folgen und Karbonatgesteine mit Schrumpfporen gekennzeichnet.

Hauptdolomit: Etwa 800 m der untersuchten Schichtfolge gehören zum Hauptdolomit. Er ist in Gesamt SW-Slowenien monoton und rein dolomitisch entwickelt. Das norisch-rätische Alter des Dolomits kann aufgrund von großen Megalodontiden und stratigraphisch leitenden Foraminiferen (*Involutina* Kristan-Tollman u.a.) bewiesen

werden. Die Folge ist durch rhythmische Wechsel von sparitischem Dolomit mit Stromatolithlagen, Laminit und supratidalen Konglomerat charakterisiert. Eine so mächtige und monotone Abfolge von Dolomitschichten deutet auf eine langsame und gleichmäßige Absenkung einer Karbonat-Plattform hin. Die Zyklotheme, unter welchen der sub- bis intertidale Typ überwiegt, erreichen Mächtigkeiten von 0,5 bis 5 m. Der Dolomit ist meistens hell, sehr rein und enthält über 98 % Gesamtkarbonat. Nur die Stromatolithlagen sind durch organische Beimengungen (< 0,1 %) dunkler gefärbt. Stromatolithtypen mit mm-Laminierung sind am häufigsten.

Dachsteinkalk: Er stellt ein laterales Äquivalent des Hauptdolomits dar. Der Dachsteinkalk ist nur dort erhalten, wo er nicht spätdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurde.

Im westlichen Teil des Trnovski gozd und auf dem Plateau von Banjška planota tritt der Dachsteinkalk in einer bis zu 200 m mächtigen Schichtenfolge auf. Er ersetzt dort den oberen Teil des Hauptdolomits. Der Dachsteinkalk ist weiter nördlich in den Julischen Alpen bzw. auf der »Julischen Karbonatplattform« weit verbreitet. Der Kalkstein ist dickbankig und von heller Farbe.

Es handelt sich vorwiegend um Biomikrite und gelegentlich um Pelmikrite und Biosparite. Charakteristisch sind Megalodontiden und Skelett-Algen.

Als Ablagerungsraum wird ein flacher Litoralbereich interpretiert. Darauf weisen besonders vereinzelt auftretende Schrumpfporen sowie Trockenrisse und Stromatolithlagen hin. Doch zeigen die überwiegend auftretenden Biomikrite an, daß es nur episodisch zu inter- bis supratidalen Bedingungen kam und flach subtidale Bedingungen vorherrschten (Abb. 34).

Während der Sedimentation des Dachsteinkalkes ist es mehrmals zu kurzfristigen lokalen Verlandungen der Karbonatplattform und zur Bildung von Paläokarst gekommen. Dieser kann aufgrund zahlreicher Korrosionshohlräume und von Horizonten mit intraformationellen Brekzien deutlich erkannt werden.

Der Übergang des Dachsteinkalkes in die hangenden Kalksteine des Jura ist kontinuierlich. Die Lias-Schichten können in allen Profilen aufgrund der Mikrofossilien (Alge *Paleodasycladus mediterraneous* Pia) erkannt werden. Makroskopisch enthalten sie keine Horizonte mehr, in denen Texturmerkmale einer litoralen Sedimentation auftreten. Sie sind durch ooidreiche Schichten gekennzeichnet.

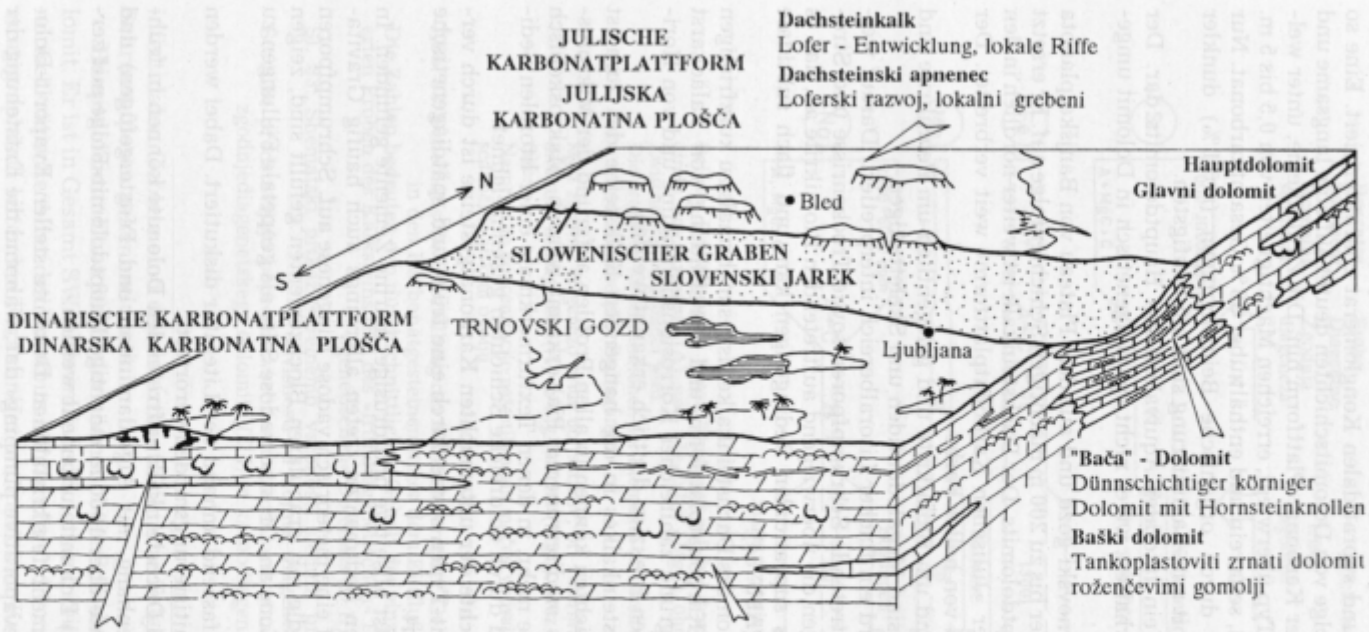
Die **diagenetische Geschichte** der untersuchten Karbonatgesteine ist durch verschiedene Poren- und Zement-Typen sowie durch eine früh- und spätdiagenetische Dolomitisierung dokumentiert.

An **Zementen** werden meist allseitige und drusige, marine Zemente gefunden. In intertidalen und supratidalen Sedimenten treten allerdings auch häufig Gravitationszemente als Hinweis auf eine meteorisch vadose Diagenese auf. Schrumpfporen (birds-eyes, Fenstergefüge), die mit granularen Blockzementen gefüllt sind, zeigen die meteorisch-phreatische Zone an. Oft sind vadose Silte als geopetale Füllungen zu beobachten.

Die **Dolomite** werden umfassend anhand der Literatur diskutiert. Dabei werden als Schwerpunkte die Dolomitisierungsmodelle erörtert.

Die im Hauptdolomit und Dachsteinkalk auftretenden Dolomite können in frühdiagenetische (im Zusammenhang mit Algenlaminiten und Fenstergefügen) und spätdiagenetische (die gesamte über 1000 m mächtige Hauptdolomit-Folge mit zerstörten primären Strukturen) Dolomite unterteilt werden.

Die frühdiagenetischen, mehr feinkristallinen Dolomite stellen Evaporit-Dolomite nach dem Modell des »evaporative pumping« dar, während die Entstehung der



Dachsteinkalk
Sublitoraler Bereich, offener Schelf, episodisch supratidale Bedingungen mit frühdiagenetischer Dolomitisierung, lokale Verlandungen und Verkarstungen

Dachsteinski apnenec
Podplimski pas, odprti šelf, občasno nadplimsko okolje in pogoji za zgodnjediagenetsko dolomitizacijo, lokalne okopnitve in zakrasevanje

Hauptdolomit
Intertidaler und supratidaler Bereich, früh- und spätdiagenetische Dolomitisierung

Glavni dolomit
Med- in nadplimsko okolje, zgodnja- in kasnodiagenetska dolomitizacija

Abb. 34. Schematische paläogeographische Deutung des Ablagerungsmilieus während des Nor und Rät in dem Gebiet von West-Slowenien

Sl. 34. Shematski paleogeografski prikaz sedimentacijskega okolja v noriju in retiju na ozemlju zahodne Slovenije

spätdiagenetischen, grobkristallinen Dolomite auf die Mischung von Wasserkörpern (mixing water) zurückzuführen ist.

Frühdiagenetische Dolomite weisen einen Ordnungsgrad von 0,2–0,5 und einen geringen Ca-Überschuß bis maximal 3 Mol % auf. Spätdiagenetische Dolomite haben einen Ordnungsgrad von 0,4–0,7 und sind allgemein stöchiometrisch oder lassen einen geringen Mg-Überschuß erkennen.

Die **geochemischen Ergebnisse** werden diskutiert im Hinblick auf die primäre Konzentration der analysierten Haupt- und Spurenelemente in den Lösungen, aus denen die Karbonatminerale gebildet wurden. Dabei wird auf die physiko-chemischen Bedingungen im Ablagerungsraum und die Zusammensetzung der spätdiagenetisch wirksamen Lösungen eingegangen. Besonders wird dabei auf die Stabilität oder leichte Zunahme der Fe- und Mn-Gehalte und die starke Abnahme der Sr- und Na-Gehalte im Laufe der Diagenese geachtet.

Aufgrund der mineralogischen, mikrofaziellen und diagenetischen Merkmale wurden die untersuchten Gesteine in drei Gruppen eingeteilt: 1. reine Kalksteine, 2. dolomitische Kalksteine; frühdiagenetisch dolomitisiert und 3. reine Dolomite; spätdiagenetisch dolomitisiert.

Auffallend ist, daß reine Dolomite im Vergleich zu reinen Kalksteinen nur noch etwa halb so viel Strontium enthalten. Ferner ist eine regionale Abnahme der Sr-Gehalte von W nach E in den untersuchten Profilen zu beobachten. Dies kann teils mit primär faziellen Unterschieden, teils aber nur mit intensiveren diagenetischen Prozessen im E des Untersuchungsgebiets erklärt werden. Hier tritt eine besonders umfangreiche Dolomitisierung der Karbonatgesteine auf. In feinkristallinen Dolomiten kann ferner beobachtet werden, daß es im Laufe der Dolomitisierung zu einer Erhöhung der Fe- und Mn-Gehalte im Vergleich zu den gleichalten Kalksteinen gekommen ist.

Isotopenuntersuchungen zeigen, daß innerhalb der untersuchten Profile biomikritische Kalke O^{18} – und C^{13} – Gehalte aufweisen, die für ein flach marines Bildungsmilieu mit normaler Salinität charakteristisch sind. Paläotemperaturbestimmungen ergaben, daß der Dachsteinkalk der slowenischen Dinariden bei Temperaturen um 24 °C abgelagert wurde.

Drusen-Zemente in Kalksteinen mit Schrumpfporen und Gravitationszemente lassen allerdings eine relative Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops erkennen, was als Süßwassereinfluß bei ihrer Bildung interpretiert wird. Die Dolomite sind im Vergleich zu den Kalksteinen an schweren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen um 3 bis 4 ‰ bzw. um 1 ‰ angereichert.

Die spätdiagenetischen, grobkristallinen Dolomite lassen eine relative Anreicherung des leichten Sauerstoffisotops erkennen, die auf Lösungen zurückzuführen ist, die einen großen Anteil an meteorischem Wasser hatten.

Mikrofacies, diageneza in geokemija dachsteinskega apnenca ter glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji

V predstavljenem delu so zajete mikrofacialne, diagenetske in geokemične značilnosti dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita v jugozahodni Sloveniji, na ozemlju Trnovskega gozda, Banjške planote in Notranjske. V šestih profilih je bilo iz obeh formacij raziskanih skupno 340 izbranih vzorcev. Težišče raziskave so bile poleg faciesa še interpretacija paleogeografskih razmer v noriju in retiju, pri diage-

nezi pa dolomitizacijski procesi. Ugotoviti smo skušali tudi, v kolikšni meri je v kamninah po dolomitizaciji še ohranjena njena prvotna struktura.

Glavni dolomit je v jugozahodni Sloveniji razvit zelo monotono. Glede na njegovo litološko podobnost s karbonatnimi kamninami iste starosti v Severnih in Južnih Alpah (Tirolsko, Dolomiti), se je zanj tudi pri nas udomačilo ime »glavni dolomit« (Hauptdolomit, dolomia principale). V zahodnem delu Trnovskega gozda in na Banjški planoti je vrhnji del norijsko-retijskega zaporedja razvit apnenčevo, kot dachsteinski apnenec, ki predstavlja lateralni različek glavnega dolomita.

Skupna debelina glavnega dolomita se v jugozahodni Sloveniji giblje med 800 in 1200 metri, v zahodnem delu Trnovskega gozda pa na račun dachsteinskega apnenca le okrog 600 metrov. Značilni fosili za norijsko in za retijsko stopnjo so v dolomitu redki, zato obeh po fosilih ne moremo ločiti med seboj. Najbolj pomembni in tudi najbolj pogostni fosili so megalodontidne školjke *Triadomegalodon cf. tofanae* (Hoernes), *Neomegalodon triqueter* (Wulfen), polž *Worthenia solitaria* Bennecke, nadalje foraminifere *Triasina hantkeni* Majzon, *Involutina* sp. in alge (kodiaceje, solenopore, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri).

Talnino glavnega dolomita sestavlja plastoviti dolomit s polami skrilavega laporja in z algo *Poikiloporella duplicata* Pia, prehod iz retijskega dolomita v jurske plasti pa je zaradi enakomerne sedimentacije pogosto nejasen oziroma zvezen do srednjega liasa, ko se množično pojavijo ooliti in alga *Paleodasycladeus mediterraneus* (Pia) ter istočasno izginejo stromatolitne plasti.

Za zaporedje glavnega dolomita je značilno ciklično menjavanje 0,3 do 2 m debelih plasti mikritnega ali zrnatega dolomita in do največ 50 cm debelih horizontov dolomita s teksturami, ki so značilne za medplimsko okolje (intertidal environment), kot so stromatoliti, izsušitve pore, nadplimski konglomerat, onkoidi ter izsušitvene razpoke in poligoni. Skratka, dokaj podoben razvoj, kot ga poznamo iz loferskega faciesa. Glede na to, da so plasti z rdečo glino, intraformacijska breča in kraški fenomeni v glavnem dolomitu dokaj poredki, se naš glavni dolomit nekoliko razlikuje od klasičnega loferskega razvoja (Fischer, 1964).

Raziskava zajema podrobneje litofacialne tipe med- in nadplimskega sedimentacijskega okolja. Med stromatoliti prevladujejo drobnolaminirane oblike (cryptalgal laminite) nad »spužvastimi« oblikami. Stromatolitne plasti na terenu izstopajo po temnejši barvi, kljub temu da vsebujejo zelo malo (pod 0,1 %) organske snovi. Dolomit, ki nastopa v členu C posameznih ciklotem, je po sestavi mikrit, pelmikrit ali zrnat, je svetle barve in mineraloško zelo čist, saj vsebuje manj kot 0,5 % in največ 1,5 % nekarbonatne primesi.

Glavni dolomit je nastajal v zelo plitvem, lagunskem okolju zaprtega šelfa (»restricted environment«), kjer so se menjavale litoralne sedimentacijske razmere (med- in nadplimsko okolje) s podplimskimi. Tako menjavanje okolja je pogojevalo nastanek ciklotem. Nastanek ciklične sedimentacije je bil pogojen:

- s klimo (epizodično nihanje morske gladine)
- s počasnim tonjenjem karbonatne plošče (»bank model« sedimentacije)
- z uravnoteženjem med tonjenjem platforme in sedimentacijo.

Podobna sedimentacijska okolja, v kakršnih je nastajal glavni dolomit, opazujemo danes v Perzijskem zalivu in v delih Bahamskega šelfa.

Glede na debelino formacije glavnega dolomita ugotavljamo stopnjo sedimentacije približno na 0,1 mm/letno, podobno kot ugotavlja Fischer (1964) za loferski razvoj glavnega dolomita v Severnih Alpah.

Dachsteinski apnenec predstavlja lateralni različek glavnega dolomita. Ohranjen

je le tam, kjer apnenec ni zajela kasnodiagenetska dolomitizacija in ga »spremenila« v glavni dolomit. Severno od raziskanega ozemlja, na Julijski karbonatni plošči, pa je apnenec močno razširjen in prevladuje nad dolomitom.

Formacijo dachsteinskega apnenca sestavljajo pretežno do 2 metra debele plasti svetlega biomikritnega in biosparitnega apnenca. Med fosili so najpomembnejše alge, foraminifere in ehinodermi.

Sedimentacijsko okolje dachsteinskega apnenca razlagamo s plitvim priobrežnim šelfom, oksidacijskimi razmerami in relativno nizkim energijskim indeksom. V primerjavi z glavnim dolomitom se je dachsteinski apnenec odlagal v bolj odprtem delu šelfa in nekaj metrov globljem okolju sublitorala. Na občasne med- in nadplimske razmere sedimentacije lahko zaključimo po sicer redkih stromatolitih plasteh in po izsušitvenih porah (fenestral limestone, loferite). Plasti s temi teksturnimi značilnostmi je večidel zajela zgodnjediagenetska dolomitizacija.

Občasno je na karbonatni plošči v noriju in predvsem retiju prišlo do kratkotrajnih okopnitev njenih posameznih delov. V teh primerih se je razvil paleokras, za katerega so značilne korozojske kaverne ter intraformacijska breča.

Med **diagenetskimi značilnostmi** raziskanih plasti smo največjo pozornost posvetili karbonatnim cementom in dolomitizacijskim procesom. Po vrstah cementov lahko sklepamo na različna sedimentacijska in diagenetska okolja znotraj karbonatne plošče. Tako se npr. v nekaj vzorcih javlja gravitacijski cement, ki je značilen za meteorsko-vadozno okolje. Večji del apnenca pa je bil cementiran v morsko-freatičnem in meteorsko-freatičnem okolju.

Na osnovi regionalnih geoloških opazovanj kot tudi po mineraloških in geokemičnih analizah ločimo v glavnem dolomitu in dachsteinskem apnencu zgodnje – in kasnodiagenetsko dolomitizacijo.

Zgodnjediagenetska dolomitizacija kot po pravilu zajema tiste plasti, ki kažejo značilnosti med- in nadplimskega sedimentacijskega okolja, kot so stromatolitne plasti, apnenec z izsušitvenimi porami in laminit. Ti dolomiti so drobnozrnati, večidel mikritni in imajo ohranjeno prvotno strukturo kamnine. Mineraloško kažejo slabo urejenost kristalne dolomitne rešetke (stopnja urejenosti po Goldsmithu in Grafu 1958b, se giblje med 0,2 in 0,5) in navadno vsebujejo presežek $CaCO_3$ nad $MgCO_3$. Izotopske analize kažejo, da je dolomit obogaten s težkim izotopom kisika za 3 do 4‰ v primerjavi z apnencem iz prikamnine. Predvidevamo, da je večji del zgodnjediagenetskega dolomita nastal v najbolj zgodnji fazi litifikacije karbonatnega sedimenta z modelom kapilarne koncentracije (»capilary concentration« oz. »evaporative pumping«), ko so se prvotne raztopine, bogate z Mg^{++} ioni kapilarno dvigale v sedimentu.

V nasprotju z omenjenimi plastmi zgodnjediagenetskega dolomita lahko druge dolomitne plasti glavnega dolomita (člen C loferske cikloteme) opredelimo kot kasnodiagenetske. Ta dolomit kaže boljšo urejenost kristalne rešetke (0,4 do 0,7) ter stehiometrično mineralno sestavo, lokalno celo z rahlim presežkom $MgCO_3$. Prvotna struktura kamnine je večidel zabrisana. Dolomit je bolj debelozrnat, povečini s saharoidnim izgledom in je nekoliko porozen (do 5% medzrnskih por, nastalih pri dolomitizaciji kamnine). Pri razlagi dolomitizacije glavnega dolomita se regionalno-geološko postavljata v ospredje naslednji dve vprašanji:

- obdobje, v katerem je prišlo do popolne dolomitizacije prvotnega apnenca in
- mehanizem oz. model kasnodiagenetske dolomitizacije.

Po terenskih opazovanjih lahko sklepamo, da je prišlo do popolne dolomitizacije glavnega dolomita relativno zelo kmalu, še v noriju in retiju. To lahko sklepamo po

tem, da v liasnih brečah v dveh profilih na Trnovskem gozdu in na Banjški planoti opazujemo poleg apnenčevih blokov in kosov tudi popolnoma dolomitizirane bloke dolomita.

Težje določljiv kot čas dolomitizacije je dolomitizacijski model za nastanek glavnega dolomita. Glede na novejše raziskave obsežnih dolomitnih kompleksov je nastanek tako velike kamninske mase, kot je formacija glavnega dolomita Južnih Alp, najbolj primeren model mešanja morskih in sladkovodnih pornih raztopin (»model podzemnega mešanja« oz. »dorag« model dolomitizacije po Badiozamaniju, 1973).

Vsi vzorci apnenca in dolomita so bili **geokemično** raziskani na naslednje glavne in sledne prvine: Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Na in Zn. Na podlagi rezultatov analiz smo skušali interpretirati procese, ki so vplivali na današnjo vsebnost omenjenih elementov. Glede na mineralno sestavo, mikrofacies in diagenetske značilnosti so raziskani vzorci razdeljeni v tri skupine: čiste apnence, dolomitizirane apnence, ki jih je zajela zgodnjediagenetska dolomitizacija, in čiste dolomite (kasnodiagenetske dolomite).

Koncentracija stroncija in natrija se je v primerjavi z recentnimi sedimenti že v fazi zgodnje diageneze znižala za 50 do 100 krat, pri čemer vsebuje dolomit v primerjavi z apnencem v končni fazi diageneze približno polovico vsebnosti stroncija. Dolomitizacijski procesi, posebno zgodnja diageneza, niso znižali vsebnosti natrija v dolomitu v tolikšni meri kot v apnencu. Vzrok temu so bile slane porne raztopine v procesu dolomitizacije sedimenta z visokima razmerjema Na/Ca in Mg/Ca. Apnenec vsebuje v povprečju 30–40 ppm Na, zgodnjediagenetski dolomiti do 500 ppm in kasnodiagenetski dolomit okrog 100 ppm Na.

Pri železu in manganu je prišlo do zelo rahle obogatitve (do 50 %) obeh elementov v dolomitu, posebno med zgodnjediagenetsko dolomitizacijo, v primerjavi z apnencem.

V splošnem se vsebnosti analiziranih slednih prvin v raziskanih vzorcih norijsko-retijskega karbonatnega kompleksa slovenskih Dinaridov gibljejo v mejah dosedaj znanih in objavljenih literaturnih podatkov.

V 32 izbranih vzorcih je bila raziskana izotopska sestava kisika in ogljika. Apnenci, ki niso bili posebno prizadeti z diagenetskimi procesi, govore na raziskanem prostoru za paleotemperaturo v noriju in retiju med 21 in 30 °C, s poprečjem okrog 24 °C. Zgodnjediagenetski dolomiti so obogateni s težkim izotopom kisika za 3–4 ‰, medtem ko so kasnodiagenetski dolomiti in dolomitni cementi obogateni z lahkim izotopom kisika (vpliv meteorskih pornih vod).

Danksagung

Die vorliegende Arbeit konnte dank der langjährigen Zusammenarbeit zwischen dem Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg und dem Institut für Geologie, Geotechnik und Geophysik der geologischen Anstalt (Geološki zavod Ljubljana) realisiert werden.

Herrn Prof. Dr. G. Müller, Direktor des Instituts für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, der stets für Diskussionen aufgeschlossen war und viele wertvolle Hinweise gab, möchte der erste Autor für die Möglichkeit seines einjährigen Aufenthalts im Institut bestens danken. Ebenfalls möchte er Herrn Prof. Dr. R. Koch vom gleichen Institut (jetzt im Institut für Paläontologie, Erlangen) für alle freundsc-

haftliche Hilfsleistungen und Diskussionen bei der Endfassung der Dissertation-Arbeit herzlich danken.

Besonderen Dank schulden wir Herrn Prof. Dr. S. Buser von der Universität Ljubljana für die Führung im Gelände, sowie für die Redaktionskorrekturen und die Vorschläge bei der Publikation. Für zahlreiche Diskussionen danken wir noch den Kollegen vom Geološki zavod Ljubljana Herrn Dipl. Ing. K. Grad und besonders Herrn Dipl. Ing. J. Štern, der auch die deutsche Übersetzung der ersten Rohschrift der Arbeit vorgenommen hatte.

Herrn Prof. Dr. J. Hoefs im Geochemischen Institut der Universität Göttingen und Herrn Prof. Dr. T. Dolenec im Institut Jožef Stefan Ljubljana danken wir für die Analysen der O- und C-Isotopen, sowie Frau Dipl. Ing. L. Šribar (Geološki zavod Ljubljana) für die paläontologischen Bestimmungen von Foraminiferen.

Das Aufbaustudium des ersten Autors in Heidelberg (1973/74) und somit die Durchführung der vorliegenden Arbeit wurde durch die finanzielle Hilfe des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD) sowie des Ministeriums für Wissenschaft und Technologie (MZT) der Republik Slowenien ermöglicht, wofür wir den beiden Institutionen unseren besten Dank aussprechen.

Literatur

Adams, J. E. & Rhodes, M. L. 1960, Dolomitization by seepage refluxion. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *44*, 1912–1921, Tulsa.

Aitken, J. D. 1967, Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. Jour. Sed. Petrol., *37*, 1163–1178, Tulsa.

Alderman, A. R. & Skinner, H. C. W. 1957, Dolomite, sedimentation in the southeast of South Australia. Amer. Jour. Sci., *225*, 561–567, New Haven.

Archie, G. E. 1952, Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *36/2*, 278-298, Tulsa.

Assereto, R. & Folk, R. L. 1976, Brick-like texture and radial rays in Triassic pisolites of Lombardy, Italy; a clue to distinguish ancient aragonitic pisolites. Sediment. Geol., *16*, 205–222, Amsterdam.

Assereto, R. L. & Kendall, C. G. St. C. 1977, Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. Sedimentology, *24*, 153–210, Oxford.

Babić, L. 1968, O triasu Gorskog kotara i susjednih područja. Geol. vjesnik, *21*, 11–18, Zagreb.

Babić, L. 1970, Sphaerocodium or onkoids from the Upper Triassic dolomite of Western Yugoslavia? Geološki vjesnik, *23*, 11–21, Zagreb.

Badiozamani, K. 1973, The Dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician in Wisconsin. Jour. Sed. Petrol., *43*, 965–984, Tulsa.

Badiozamani, K., McKenzie, F. T. & Thorstensen, D. C. 1977, Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadosephreatic effects. Jour. Sed. Petrol., *47*, 529–542, Tulsa.

Bathurst, R. G. C. 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, *12*, Elsevier Publ. Co., 620 p., Amsterdam.

Bausch, W. M. 1965, Strontiumgehalte in Süddeutschen Malmkalken. Geol. Rundschau, *55*, 86–96, Stuttgart.

Bausch, W. M. 1968, Outlines of distribution of strontium in marine limestones. In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent developmemts in carbonate sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 106–115, Berlin.

Bechstädt, T. 1974, Sind Stromatactis und radiaxial-fibröser Calzit Faziesindikatoren? N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *11*, 643–663, Stuttgart.

Bechstädt, T. 1975, Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Österreich). N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *149/1*, 73–95, Stuttgart.

Behrens, E. & Land, L. S. 1972, Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. Jour. Sed. Petrol., *42/1*, 155–161, Tulsa.

Bencini, A. & Turi, A. 1974, Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines. Jour. Sed. Petrol., *44*/3, 774–782, Tulsa.

Berner, R. A. 1965, Dolomitization of the Mid-Pacific atolls. Science, *147*, 1297–1299, Washington.

Berner, R. A. 1971, Principles of Chemical Sedimentology. Mc Graw-Hill, 240p., New York.

Bernouilli & Wagner, C. W. 1971, Subaerial diagenesis and fossil caliche deposits in the Calcare Massiccio Formation (Lower Jurassic, Central Apennines, Italy), N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *138*, 135–149, Stuttgart.

Billings, G. K. & Ragland, P. C. 1968, Geochemistry and mineralogy of the recent reef and lagoonal sediments south of Belize (British Honduras). Chem. Geology, *3*, 135–153, Amsterdam.

Blatt, H., Middleton, G. & Murray, R. 1980, Origin of Sedimentary Rocks (2nd edition). Prentice Hall Publ. Co., 782p., New Jersey.

Bosellini, A. 1965, Analisi petrografica della »Dolomia Principale« nel gruppo di Sella (Regione Dolomitica). Mem. Geopaleont. d'Univ., *1*/2, 49–109, Ferrara.

Bosellini, A. 1967, La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). Boll. Soc. Geol. It., *68*/2, 133–169, Roma.

Bosellini, A. & Rossi, D. 1974, Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: I. F. Laporte (ed.), Reefs in time and space. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *18*, 209–233, Tulsa.

Bricker, O. P. (ed.) 1971, Carbonate Cements. John. Hopkins Univ. Stud. Geol., *19*, 376p., Baltimore-London.

Brock, T. D. 1976, Environmental microbiology of living stromatolites. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Dev. in Sedimentology, *20*, Elsevier Publ. Co., 790p., Amsterdam.

Broecker, W. S. & Takahashi, T. 1966, Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. J. Geophys. Res., *71*, 1575–1602, London.

Buggisch, W. 1974, Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartner-Kofel), Oberperm, Karnische Alpen. Carinthia II, *164*/84, 17–26, Klagenfurt.

Buser, S. 1965a, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega barja in njegovega obrobja. Geologija, *8*, 34–57, Ljubljana.

Buser, S. 1965b, Biološke razmere v Trnovskem gozdu. Geografski vestnik, *37*, 128–135, Ljubljana.

Buser, S. 1966, Starost plasti z algo *Sphaerocodium bornemanni* Rothpletz v slovenskih zunanjih Dinaridih. Geologija, *9*, 385–389, Ljubljana.

Buser, S. 1968a, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica 1 : 100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.

Buser, S. 1968b, Osnovna geološka karta SFRJ, list Ribnica 1 : 100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.

Buser, S. 1971, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte lista Tolmin na Idrijskem področju v letu 1970. Arhiv GZ Ljubljana, 46p. Ljubljana.

Buser, S. 1973, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Gorica–Palmanova 1 : 100.000, 50p., Beograd.

Buser, S. 1974a, Tolmač k osnovni Geološki karti SFRJ, list Ribnica 1 : 100.000, 60p., Beograd.

Buser, S. 1974b, Zaključno poročilo o izdelavi osnovne geološke karte SFRJ lista Tolmin v letu 1973. Arhiv GZ Ljubljana, 25p., Ljubljana.

Buser, S. 1976, Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije (Tektonischer Aufbau Südwest-Sloweniens). 8. jugosl. geol. Kongr. Bled 1974, *3*, 45–58, Ljubljana.

Buser, S. 1986a, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, list Tolmin in Videm 1:100.000, 103 p., Beograd.

Buser, S. 1986b, Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Videm 1:100.000, Zvezni geol. zavod Beograd.

Buser, S. 1987, Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). Mem. Soc. Geol. Ital. *40*, 313-320, Roma.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna 1:100.000, Zvezni geol. Zavod Beograd.

Buser, S. & Radoičić, R. 1975, Prispevki za paleogeografijo področja med Tolminom in Ljubljano od triasa do eocena. II. Geol. zn. skup znanst. savj. naftu JAZU, p.l (Abstr.), Zagreb.

Bulter, G. P. 1973, Strontium geochemistry of modern and ancient calcium sulphate minerals. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf. Springer Verlag, 423-452, Berlin.

Caron, M. & Cousin, M. 1972, Le sillon slovène: les formations terrigènes crétacées unités externes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale). B.S.G.F., 7/14, 34–45, Paris.

Catalano, R., D'Argenio, B. & Lo Cicero, G. 1974, I ciclotemi di Capo Roma (Monti di Palermo). Geologica Romana, *13*, 125–145, Roma.

Chafetz, H. S. & Butler, J. C. 1980, Petrology of recent caliche pisolites, spherulites and speleothem deposits from Central Texas. Sedimentology, *27*, 497–518, Oxford.

Chilingar, G. V. 1956, Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *40*, 2256–2266, Tulsa.

Chilingar, G. V. 1957, Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. Jour. Sed. Petrol, *27/1*, 69–74, Tulsa.

Chilingar, G. V., Bissell, H. J. & Wolf, K. H. 1967, Diagenesis of carbonate rocks. In: G. Larsen & G. V. Chilingar (eds.), Diagenesis in Sediments. Developments in Sedimentology, *8*, Elsevier Publ. Co., 179–322, Amsterdam.

Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970, Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., *54*, 207–250, Tulsa.

Choquette, P. W. & Steinen, R. P. 1980, Mississippian non-supratidal dolomite, Ste. Genevieve limestone, Illinois basin: Evidence for mixed water dolomitization. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *28*, 163–196, Tulsa.

Clayton, R. N., Jones, B. F. & Berner, R. A. 1968, Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. Geochim. Cosmochim. Acta, *32*, 415–432, New York.

Cook, P. J. 1973, Supratidal environment and geochemistry of some recent dolomite concretions, Broad Sound, Queensland, Australia. Jour. Sed. Petrol., *43*, 998–1011, Tulsa.

Craig, H. 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, *133*, 1833–1834, Washington.

Davies, P. J. 1972, Trace element distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. Jour. Sed. Petrol., *42*, 183–194, Tulsa.

Davies, P. J. & Ferguson, J. 1975, Dolomite and organic material. Nature, *255*, 472–473, London.

Deffeyes, K. S., Lucia, F. J. & Weyl, P. K. 1965, Dolomitization of Recent and Plio-Plestocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *13*, 71–88, Tulsa.

Degens, E. T. 1976, Stable isotope distribution in carbonates. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W. Fairbridge (eds.), Carbonate Rocks; Developments in Sedimentology. Elsevier Publ. Co., *9B*, 193–208, Amsterdam.

Degens, E. T. & Epstein, S. 1964, Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, *28*, 23–47, New York.

Dunham, R. J. 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, a Symposium. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., *1*, 108–122, Tulsa.

Dunham, R. J. 1969, Vadose pisolites in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: G. M. Friedman (ed.), Depositional Environments in Carbonate Rocks. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *14*, 182–191, Tulsa.

Epstein, S. & Mayeda, T. 1953, Variation of O^{18} content of waters from natural sources. Geochim. et. Cosmochim. Acta, *4*, 213–224, New York.

Esteban, C. M. 1976. Vadose pisolite and caliche. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., *60*, 2048–2057, Tulsa.

Evamy, B. D. 1973, The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf. Springer Verlag, 329–341, Berlin.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970, Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. Verh. Geol. B. A., *4*, 583–593, Wien.

Fairbridge, R. W. 1957, The dolomite question. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *5*, 125–178, Tulsa.

Fischer, A. G. 1964, The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In: D. F. Meeriam (ed.), Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geol. Soc. Bull., *169/1*, 107–150, Lawrence.

Fischer, A. G. 1975, Tidal deposits, Dachstein limestone of the North Alpine Triassic. In: R. N. Ginsburg (ed.), Tidal Deposits. Springer Verlag, 235–242, Berlin.

Flügel, E. 1963, Zur Mikrofazies der Alpinen Trias. Jb. Geol. B. A., *106*, 205–228, Wien.

Flügel, E. 1972, Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias, Methoden und Probleme. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 9–64, Innsbruck.

Flügel, E. 1978, Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. Springer Verlag, 454p., Berlin.

Flügel, E. 1981, Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. In: D. F. Toomey (ed.), European fossil reef models. SEPM Spec. Publ., *30*, 291–359, Tulsa.

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.

Flügel, H. W. & Wedepohl, K. H. 1967, Die Verteilung des Strontiums in Oberjurassischen Karbonatgesteinen der nördlichen Kalkalpen. Contr. Mineral. Petrol., *14*, 229–249, Heidelberg.

Folk, R. L. 1965, Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and Limestone Diagenesis. A Symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *13*, 14–48, Tulsa.

Folk, R. L. 1974, The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. Jour. Sed. Petrol., *44/1*, 40–53, Tulsa.

Folk, R. L. & Land, L. S. 1975, Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *59*, 60–68, Tulsa.

Frakes, L. A. 1979, Climates throughout geologic time. Elsevier Sci. Publ. Co., 310p., Amsterdam.

Friedman, G. M. 1964, Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. Jour. Sed. Petrol., *34*, 777–813, Tulsa.

Friedman, G. M. 1968, The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water. In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent developments in carbonate sedimentology in central Europe. Springer Verlag, 11–20, Berlin.

Friedman, G. M., 1969, Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments. In: G. M. Friedman (ed.), Depositional environments in carbonate rocks. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *14*, 193–200, Tulsa.

Friedman, G. M., 1980, Dolomite is an evaporite mineral: Evidence from the rock record and from sea marginal ponds of the Red Sea. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *28*, 69–80, Tulsa.

Friedman, I. & O'Neil, J. R. 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer M. (ed.), Data of Geochemistry, 6th ed., U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 440, Washington.

Friedman, G. M. & Sanders. J. E. 1967, Origin and occurrence of dolostones. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W. Fairbridge (eds.), Carbonate rocks. Part A: Origin, occurrence and classification. Developments in Sedimentology *9A*, Elsevier Publ. Co., 267–348, Amsterdam.

Friedman, G. M. & Sanders, J. E. 1978, Principles of sedimentology. John Wiley and Sons, 792p., New York.

Fritz, P. & Katz, A. 1972, The sodium distribution of dolomite crystals. Chem. Geology, *10*, 237–244, Amsterdam.

Fritz, P. & Smith, D. G. W. 1970, The isotopic composition of secondary dolomites. Geochim. Cosmochim. Acta, *34*, 1161–1173, New York.

Fruth, T. & Scherreiks, R. 1975, Facies and geochemical correlations in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the Eastern Lechtaler Alps. Sed. Geology, *13/1*,, 27–45, Tulsa.

Füchtbauer, H. (ed.) 1969, Lithification of carbonate sediments. Pts. 1 and 2. Sedimentology, *12*, 7–159, 163–322, Oxford.

Füchtbauer, H. 1980, Experimental precipitations of ferroan calcites. 1st Europ. Inter. Sedim. Congr., 170 (Abstr.), Bochum.

Füchtbauer, H. & Goldschmidt, H. 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. Geol. Rundschau, 55, 29–40, Stuttgart.

Füchtbauer, H. & Müller, G. 1970, Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, Teil 2. Schweizerbart'sche Verl., 784 p., Stuttgart.

Fülöp, J. 1976, The Mesozoic Basement Horst Blocks of Tata. Geol. Hungarica, *16*, Inst. Geol. Hung., 228p., Budapest.

Gaines, A. M. 1980, Dolomitization kinetics: Recent experimental studies. In: D. H.

Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *28*, 81–86, Tulsa.

Gavish, E. & Friedman, G. M. 1969, Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. Jour. Sed. Petrol., *39*/3, 980–1006, Tulsa.

Gebelein, C. D. 1969, Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. Jour. Sed. Petrol., *39*/1, 49–69, Tulsa.

Gebelein, C. D. 1976, Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, *20*, Elsevier Publ. Co., 790p., Amsterdam.

Gebelein, C. D. & Hoffman, P. 1973, Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. Jour. Sed. Petrol., *43*, 603–613, Tulsa.

Ginsburg, R. N. & Hardie, L. A. 1975, Tidal and storm deposits northwestern Andros Island, Bahamas. In: R. N. Ginsburg (ed)., Tidal Deposits. Springer Verlag, 201–208, Berlin.

Goldsmith, J. R. &Graf, D. L. 1958a, Structural and compositional variations in some natural dolomites. Jour. Geology, *66*, 678–693, Chicago.

Goldsmith, J. R. & Graf, D. L. 1958b, Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates. Amer. Mineralog., *43*, 84–101, Washington.

Goldsmith, J. R., Graf, D. L. & Joensuu, O. I. 1955, The occurrence of magnesian calcites in nature. Geochim. Cosmochim. Acta, *7*, 212–230, New York.

Golubic, S. 1976a, Organisms that build stromatolites. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, *20*, Elsevier Publ. Co., 790p., Amsterdam.

Golubic, S. 1976b, Taxonomy of extant stromatolite building cyanophytes. In: M. R. Walter (ed.)., Stromatolites. Development in Sedimentology, *20*, Elsevier Publ. Co., 790p., Amsterdam.

Goodell, H. G. & Garman, R. K. 1969, Carbonate geochemistry of superior Deep Test Well, Andros Island, Bahamas. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *53*/3, 513–536, Tulsa.

Gökdag, H. 1974, Sedimentpetrographische und isotopenchemische (O^{18}, C^{13}) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Obernor-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. Dissertation Marburg/Lahn, 156p.

Graf, D. L. & Goldsmith, J. R. 1956, Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. Jour. Geology, *64*, 173–186, Chicago.

Ham, W. E. 1952, Algal origin of the »birdseye« limestone in the Mc-Lish Formation, Oklahoma AC. Soc. Proc., *33*, 200–203 (Zit. nach Deelman, J. C., 1972).

Hanshaw, B. B., Back, W. & Deike, R. G. 1971, A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. Econ. Geology, *66*, 710–724.

Hardie, L. A. 1987. Dolomitization: a critical view of some current views Jour. Sed. Petrol., *57*, 166–183, Tulsa.

Harris, P. M., Kendall, C. G. St. C. & Lerche, I. 1985, Carbonate cementation- a brief review. In: N. Schneidermann & P. M. Harris (eds.) Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *36*, 17–31, Tulsa.

Herak, M., Sokač, B. & Ščavničar, B. 1967, Correlation of the Triassic in SW Lika, Paklenica and Gorski Kotar (Croatia). Geol. sbornik, XVIII/2, 189–202, Bratislava.

Hoefs, J. 1973. Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, 140p., Berlin.

Hsü, K. & Siegenthaler, Ch. 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement by evaporation and their bearing on dolomite problem. Sedimentology, *12*, 11–25, Oxford.

Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. 1965, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *13*, 89–111, Tulsa.

Irion, G. & Müller, G. 1968, Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of Recent age from Tuz Gölü, Turkey. Nature, *220*, 1309–1310, London.

James, H. P. 1972, Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. Jour. Sed. Petrol., *42*, 817–836, Tulsa.

Kendall, A. C. 1978, Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Kinsman, D. J. J. 1969, Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. Jour. Sed. Petrol, *39*, 486–508, Tulsa.

Kinsman, D. J. J. & Holland, H. D. 1969, The co-precipitation of cations with $CaCO_3$ – IV. The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° und 96°C. Geochim. Cosmochim. Acta, *33*, 1–17, New York.

Kitano, Y., Okumura, M. & Idogaki, M. 1975, Incorporation of sodium, chloride and sulfate with calcium carbonate. Geochim. Jour., *9*, 75–84.

Koch, R. 1977, Mikrofazielle Untersuchungen in der Kreide Sloweniens. Dissert. Univ. Heidelberg, 123p., Heidelberg.

Koch, R. & Schorr, M. 1986, Diagenesis of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW Germany. In: J. H. Schröder & B. Purser (eds.), Reef Diagenesis. Springer Verlag, 224–244, Berlin, Heidelberg.

Konrad, J. G., Chesters, G. & Keeney, D. R. 1970, Determination of organic and carbonate carbon in freshwater lake sediments by a microcombustion procedure. Jour. Therm. Anal., *2*, 199–208, London.

Kossmat, F. 1898, Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. d. Geol. R. A., 86–104, Wien.

Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie. SW Gruppe, Nr. 98, Haidenschaft und Adelsberg. Wien.

Kossmat, F. 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jahrb. d.k.k. geol. R. A., 259–276, Wien.

Kossmat, F. 1920, Geologische Karte 1:75.000, Tolmein, Wien.

Kranz, J. 1973, Die Strontium-Verteilung in den Arlbergschichten (Oberes Ladin) des Klostertales (Vorarlberg/Nördliche Kalkalpen).N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *3*, 170–187, Stuttgart.

Kranz, J. 1976, Strontium – ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel Trias) der Ostalpen. Geol. Rundschau, *65/2*, 593–615, Stuttgart.

Land, L. S. 1973a, Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. Sedimentology, *20*, 411–424, Oxford.

Land, L. S. 1973b, Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. Bull. Mar. Sci., *23*, 64–92.

Land, L. S. 1983, Dolomitization. Am. Assoc. Petrol. Geol., Education Course Note Ser., *24*, 1–20, Tulsa.

Land, L. S. & Epstein, S. 1970, Late Pleistocene diagenesis and dolomitization, North Jamaica. Sedimentology, *14*, 187–200, Oxford.

Land, L. S. & Hoops, G. K. 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks: A possible index to the salinity of diagenetic solutions. Jour. Sed. Petrol., *43/3*, 614–617, Tulsa.

Laporte, L. F. & Imbrie, J. 1964, Phases and facies in the interpretation of cyclic deposits. In: D. F. Merriam (ed.), Symposium on cyclic sedimentation. Geol. Survey Kansas Bull., *169/1*, 249–263, Lavrence.

Leonardi, P. 1967, Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave: two volumes. Nat. Res. Council, 1019p., Roma.

Lipold, M. V. 1858, Geologische Manuskriptkarte 1:75.000 Weichselburg–Zirknitz; Wien.

Lippmann, F. 1973, Sedimentary carbonate minerals. Springer Verlag, 228 p., Berlin.

Logan, B. W., Hoffman, P. & Gebelein, C. D. 1974, Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., *22*. 140–194, Tulsa.

Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964, Classification and environmental significance of algal stromatolites. Jour. Geology, *72*, 68–83, Chicago.

Longman, M. W. 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *64/4*, 461–487, Tulsa.

Lucia, F. J. 1968, Recent sediments and diagenesis of South Bonaire, Netherlands Antilles. Jour. Sed. Petrol., 38, 845–858, Tulsa.

Macintyre, I. G. 1984, Extensive submarine lithification in a cave in the Belize Barrier Reef Platform. Jour. Sed. Petrol., *54*, 221–235, Tulsa.

Matavelli, L., Chilingarian, G. V. & Storer, D. 1969, Petrography and diagenesis of the Taormina formation, Gela oil field, Sicily (Italy). Sedimentary Geology, *3*, 59–86, Amsterdam.

Mc Crea, J. M. 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Jour. Chem. Physics, *18*, 549–587, Oxford.

Milliman, J. D. 1974, Marine carbonates; recent sedimentary carbonates. Springer Verlag, 375 p., Berlin.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija, *12*, 5–72, Ljubljana.

Möller, P. & Kubanek, F. 1976, Role of magnesium in nucleation process of calcite, aragonite and dolomite. N. Jb. Miner. Abh., *126*, 199–220, Stuttgart.

Moore, C. H. 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity. Develop. in Sedimentol., 46, 338 p., Amsterdam.

M'Rabet, A. 1981, Differentiation of environments of dolomite formation, Lower Cretaceous of Central Tunisia. Sedimentology, *28*, 331–352, Oxford.

Muir, M., Lock, D. & Von der Borch, C. 1980, The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the Middle Proterozoic Mc Arthur Group, Northern Territory, Australia. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineralog. Spec. Publ., *28*, 51–68, Tulsa.

Müller, G. 1962, Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätten von Hemmelte–West (Süd–Oldenburg). Geologie, *11*/35, 1–90, Bruxelles.

Müller, G. 1971, »Gravitational« cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. In: O. P. Bricker (ed.), Carbonate Cements. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., *19*, 301–302, Baltimore.

Müller, G. & Förstner, U. 1975, Recent dolomite formation in nonmarine environments. IXth Int. Congr. Sedim., *2*, 101–108, Nice.

Müller, G., Irion, G. & Förstner, U. 1972, Formation and diagenesis of inorganic Ca–Mg carbonates in the lacustrine environment. Naturwissenschaften, *59*, 158–164, Berlin.

Müller, G. & Tietz, G. 1971, Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. Sedimentology, *22*, 486–496, Oxford.

Müller, G., Schöll, W. U. & Tietz, G. 1973, Diagenetic development of Precambrian Limestone as interpreted from a modern analogue. Sedimentology, *20*, 529–537, Oxford.

Müller, G. & Tietz, G. 1971, Dolomite replacing »Cement A« in biocalcarenites from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. In: O. P. Bricker (ed.), Carbonate Cements. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol., *19*, 327–329, Baltimore.

Müller-Jungbluth, W. U. 1968, Sedimentary petrologic investigation of the Upper Triassic »Hauptdolomit« of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. In: G. Müller & G. W. Friedman (eds.), Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 228–239, Berlin.

Northrop, D. & Clayton, R. N. 1966, Oxygen-isotope fractionations in system containing dolomite. Jour. Geology, *74*, 174–196, Chicago.

Ogorelec, B. 1975, Mikrofacielne, mineraloške in geokemične značilnosti dachsteinskega apnenca na območju Trnovskega gozda in Banjške planote. Mezozoik v Sloveniji. I. f. Arhiv GZL in FNT Ljubljana, 31p., Ljubljana.

Ogorelec, B. 1976, Sedimentološki razvoj zgornjetriasnega dolomita v zahodnem delu Dinaridov Slovenije. Mezozoik v Sloveniji. II. f. Arhiv GZL in FNT, 53p., Ljubljana.

Ogorelec, B. 1988, Mikrofazies, Geochemie und Diagenese des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd–West–Slowenien, Jugoslawien. Dissertation, Univ. Heidelberg, 173 p., Heidelberg.

Ogorelec, B. & Rothe, P. 1979, Diagenetische Entwicklung und faziesabhängige Na–Verteilung in Karbonat–Gesteinen Sloweniens. Geol. Rundschau, *68*/3, 965–978, Stuttgart.

Peterson, M. N. A. & Von der Borch, C. C. 1965, Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate precipitating locality. Science, *149*, 1501–1503, Washington.

Pingitore, N. E., Jr. 1978, The behavior of Zn^{2+} and Mn^{2+} during carbonate diagenesis: theory and applications. Jour. Sed. Petrol., *48*/3, 799–814, Tulsa.

Placer, L. 1981, Geologic structure of southwestern Slovenia. Geologija, *24*/1, 17–60, Ljubljana.

Pleničar, M., Buser, S. & Grad, K. 1970, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ, List Postojna 1:100.000. 62 p., Beograd.

Pray, L. C. & Esteban, C. M. (eds.) 1977, Upper Guadalupian facies, Permian Reef Complex, Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. 1977 Field Conference. Permian Basic Sec., Soc. econ. Paleont. Mineral., 194 p. Tulsa.

Pray, L. C. & Murray, R. C. (eds.), 1965, Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *13*, 180 p., Tulsa.

Premru, U. 1980, Geologic structure of Central Slovenia. Geologija, *23*/2, 227–278, Ljubljana.

Premru, U., Ogorelec, B. & Šribar, L. 1977, O geološki zgradbi Dolenjske. Geologija, *20*, 167–192, Ljubljana.

Prezbindowski, D. R. 1985, Burial cementation – is it important? A case study, Stuart City Trend, South Central Texas. In: N. Schneidermann & P. M. Harris (eds.), Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *36*, 241–264, Tulsa.

Purser, B. H. (ed.) 1973, The Persian Gulf – Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer Verlag, 471 p., Berlin.

Purser, B. H. & Loreau, J. P. 1973, Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf – Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Springer Verlag, 343–376, Berlin.

Purtscheller, F. 1962, Sedimèntpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brentagruppe. Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt., 167–217, Wien.

Ramovš, A. 1953, O stratigrafskih in tektonskih razmerah v borovniški dolini in njeni okolici. Geologija, *1*, 73–83, Ljubljana.

Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija, *16*, 379–388, Ljubljana.

Rao, C. P. & Naqvi, I. H. 1977, Petrography, geochemistry and factor analysis of a Lower Ordovician subsurface sequence, Tasmania, Australia. Jour. Sed. Petrol., *47/3*, 1036–1055, Tulsa.

Richter, K. D. & Füchtbauer, H. 1978, Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. Sedimentology, *25*, 843–860, Amsterdam.

Rothe, P. 1968, Dolomitization of biocalcarenites of Late-Tertiary age from Northern Lanzarote (Canary Islands). In: G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer Verlag, 38–45, Berlin.

Rothe, P. 1973, Sedimentation in the deep-sea areas adjacent to the Canary and Cape Verde Islands. Marine Geology, *14*, 191–206, Amsterdam

Sander, B. 1936, Beiträge zur Kenntniss der Anlagerungsgefüge (Rhytmische Kalke und Dolomite aus Tirol). Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., *46*, 27–209, Wien.

Schneider, J. F. 1975, Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf. In: R. N. Ginsburg (ed.), Tidal Deposits. Springer Verlag, 209–214, Berlin.

Schneidermann, N. & Harris, P. M. (eds.) 1985, Carbonate Cements. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ. *36*, 379 p., Tulsa.

Schwarzacher, W. 1948, Über die sedimentäre Rhythmik des Dachstein-Kalkes von Lofer. Verh. 8.– B. A., 10–12, 175–188, Wien.

Schwarzacher, W. 1954, Die Großrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., *4*, 44–45, Wien.

Sears, S. O. & Lucia, F. J. 1980, Dolomitization of Northern Michigan Niagara reefs by brine refluxion and freshwater/seawater mixing. In: D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington (eds.), Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ., *28*, 215–235, Tulsa.

Shearman, D. J. & Shirmohammadi, N. H. 1969, Distribution of strontium in dedolomites from the French Jura. Nature, *223*, 606–608, London.

Shinn, E. A. 1968, Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. Jour. Sed. Petrol., *38*, 215–223, Tulsa.

Shinn, E. A. 1969, Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology, *12*, 109–144, Oxford.

Shinn, E. A. 1973, Sedimentary accretion along the Leeward, SE Coast of Quator Peninsula, Persian Gulf. In: B. H. Purser (ed.), The Persian Gulf. Springer Verlag, 199–204, Berlin.

Shinn, E. A. & Ginsburg, R. N. 1964, Formation of recent dolomite in Florida and the Bahamas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., *48*, 547 p., Tulsa.

Shinn, E. A., Ginsburg, R. N. & Lloyd, R. M. 1965, Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.), Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., *13*, 112–123, Tulsa.

Shinn, E. A., Lloyd, R. M. & Ginsburg, R. N. 1969, Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. Jour. Sed. Petrol., *39*, 1202–1228, Tulsa.

Sholle, P. A. & Kinsman, D. J. H. 1974, Aragonitic and high Mg calcite caliche from the Persian Gulf – a modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. Jour. Sed. Petrol., *44/3*, 904–916, Tulsa.

Shrock, R. R. 1948, Sequence in layered rocks. McGraw–Hill Book Co., 507 p., New York.

Shukla, V. 1988, Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone: Correlation of trace elements with dolomite fabrics. In: Shukla, V. & Baker, P. A. (eds.), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. *43*, 145–157, Tulsa.

Shukla, V. & Baker, P. A. (eds.) 1988, Sedimentology and Geochemistry of Dolostones. Soc. Econ. Paleontol. Mineralog. Spec. Publ. *43*, 266 p., Tulsa.

Siegel, R. R. 1961, Variations of Sr/Ca ratios and Mg contents in recent carbonate sediments of the Northern Florida Keys area. Jour. Sed. Petrol., *31*, 336–342, Tulsa.

Sikošek, B. & Medwenitsch, W. 1965, Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. Verh. Geol. B. A., *116*, 86–102, Wien.

Silvester, M. 1974, Poročilo o sedimentoloških analizah na listu Tolmin. Arhiv GZ Ljubljana, 10p., Ljubljana.

Skinner, H. C. W., Skinner, B. J. & Rubin, M. 1963, Age and accumulation rate of dolomite-bearing carbonate sediments in South Australia. Science, *139*, 335–336, Amsterdam.

Strakhov, N. M. 1953, Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore formation. Akad. Nauk SSSR, Izv., Ser. Geol., *5*, 12–49, Moscow.

Strakhov, N. M. 1958, Facts and hypotheses concerning the genesis of dolomite rocks. Akad. Nauk SSSR, Izv., Ser. Geol., *6*, 1–8, Moscow.

Stur, D. 1858, Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebungen von Wippach. Adelsberg, Planina und die Wochein. Jahrb. Geol. R. A., *9*, 323–366, Wien.

Supko, P.R, 1977, Subsurface dolomites, San Salvador, Bahamas. Jour. Sed. Petrology, *47*/3, 1063–1077, Tulsa.

Šlebinger, C. 1955, Poročilo o geološkem kartiranju na področju Cerknice. Arhiv Geološki zavod Ljubljana, 115p., Ljubljana.

Tebbutt, G. E., Conley, C. D. & Boyd, D. W. 1965, Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Contribut. Geology *4*/1, Laramie.

Teodorovič, G. I. 1960. O proishoždeni osadočnog dolomita (Genesis of sedimentary dolomite). Sovetskaja geologija, *3*/5, 1–13. Moscow.

Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990, Carbonate Sedimentology. Blackwell Sci. Publ., 482,p., Oxford.

Turekian, K. K. 1964, The marine geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, *28*, 1479–1496, New York.

Turekian, K. K. & Kulp, J. L. 1956, The geochemistry of strontium. Geochim. Cosmochim. Acta, *10*, 245–296, New York.

Turekian, K. K. & Wedepohl, K. H. 1961, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., *72*, 175–191, Tulsa.

Urey, H. C. 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances. Jour. Chem. Soc., 562–581, London.

Urey, H. C., Löwenstam, H. A., Epstein, S. & McKinney, C. R. 1951, Measurement of paleotemperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States. Bull. Geol. Soc. Amer., *62*, 399–416, Tulsa.

Usdowski, H. E. 1967, Die Genese von Dolomit in Sedimenten. Springer Verlag, 95p., Berlin.

Veizer, J. & Demovič, R. 1973, Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians. Jour. Sed. Petrol., *43*, 258–271, Tulsa.

Veizer, J. & Demovič, R. 1974, Strontium as a tool in facies analyses. Jour. Sed. Petrol., *44*, 93–115, Tulsa.

Vinogradov, A. P. 1940, On the cause of the absence of calcareous ($CaCO_3$) skeletons in Precambrian invertebrates. Akad. Nauk Doklady, 27/3, 232–235, Moscow.

Von der Borch, C. C. 1965, Source of ions for Coorong dolomite formation. Amer. Jour. Science, *263*, 684–688, New Heven.

Von der Borch, C. C. 1976a, Stratigraphy of stromatolite occurrences in carbonate lakes of the Coorong Lagoon Area, South Australia. In: M. R. Walter (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, *20*, 790p., Amsterdam.

Von der Borch, C. C. 1976b, Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. Jour. Sed. Petrol., *46*/4, 952–966, Tulsa.

Von der Borch, C. C. & Lock, D. 1979, Geological significance of Coorong Dolomites. Sedimentology, *26*, 813–824, Oxford.

Weber, J. N. 1964, Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. Geochim. Cosmochim. Acta, *28*, 1817–1868, New York.

Wedepohl, K. H. 1966, Die Geochemie der Gewässer. Naturwiss., *53*, 352–257, Berlin.

Wedepohl, K. H. (ed.) 1969, Handbook of Geochemistry. Springer Verlag, Berlin.

Wolf, K. H. 1978, Carbonate sediments – diagenesis. In: R. W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.), The Encyclopedia of Sedimentology. Dowden, Hutchinson & Ross. Inc., 94–104, Stroudsburg.

Wolf, K. H., Chilingar, G. V. & Beales, F. W. 1967, Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. In: G. V. Chilingar, H. J. Bissell & R. W.

Fairbridge (eds.), Carbonate Rocks. Developments in Sedimentology, *9B*, Elsevier Publ. Co., 23–150, Amsterdam.

Zankl, H. 1967. Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, *56*, 128–139, Stuttgart.

Zankl, H. 1971, Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: G. Müller (ed.), Sedimentology of Parts of Central Europe, Guidebook. VIII. Int. Sediment. Congress 1971, 147–185, Heidelberg.

Zenger, D. H. 1972, Dolomitization and uniformitarianism. Jour. Geol. Education, *20*, 107–124, Washington.

Zenger, D. H., Dunham, J. B. & Ethington, R. L. (eds.) 1980, Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *28*, 320 p., Tulsa.

Tafel 1 – Tabla 1

1 Pelmikritischer Dolomit (Wackestone-Packstone) mit Schrumpfporen. Karnische Stufe (× 20). Probe B-II/5 a

Pelmikritni dolomit z izsušitvenimi porami (wackestone-packstone). Karnijske plasti (× 20). Vzorec B-II/5 a

2 *Poikiloporella duplicata* Pia in mikritischer Dolomit (Wackestone). Karnische Stufe (× 20). Probe T-III/23

Alga *Poikiloporella duplicata* Pia v mikritnem dolomitu (wackestone). Karnijske plasti (× 20). Vzorec T-III/23

3 Stromatolithischer Dolomit mit Schrumpfporen, in denen Randzement (A) und drusiger Zement (B) ausgebildet sind. Karnische Stufe (× 15). Probe B-II/10

Izsušitvena pora v stromatolitnem dolomitu z dvema generacijama cementa – obrobnim cementom A in mozaičnim cementom B. Karnijske plasti (× 15). Vzorec B-II/10

4 Rekristalisierter pelmikritischer Dolomit (Packstone). Hauptdolomit (× 20). Probe T-III/51 a

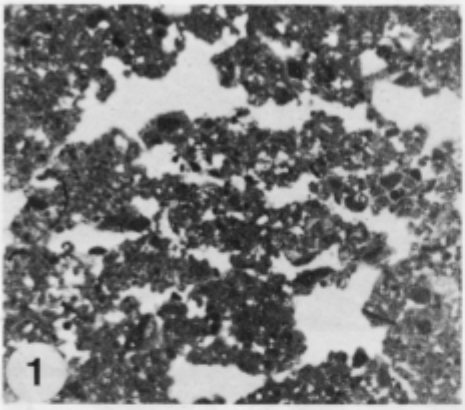
Rekristalizirani pelmikritni dolomit (packstone). Glavni dolomit (× 20). Vzorec T-III/51 a

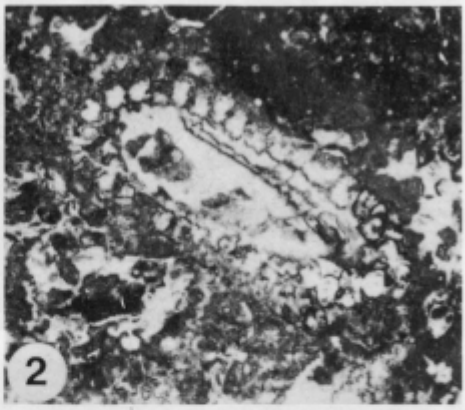
5 Mikrosparitischer Dolomit mit gut erhaltenem Codiaceen-Bruchstück. Hauptdolomit (× 15). Probe T-III/37

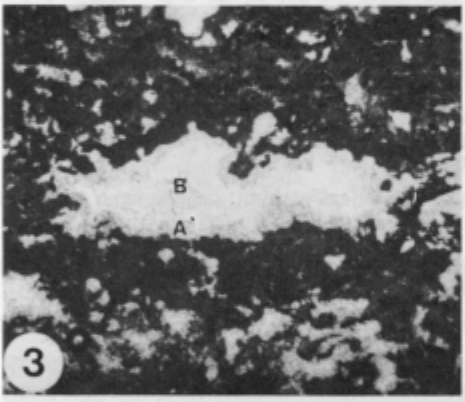
Mikrosparitni dolomit z lepo ohranjenim skeletom kodiaceje. Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-III/37

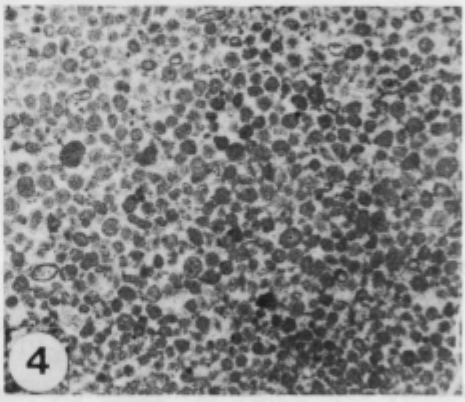
6 Dolosparit mit äquigranularer hypidiomorpher Struktur. Spätdiagenetische Dolomitisierung. Hauptdolomit (× 25). Probe T-III/61

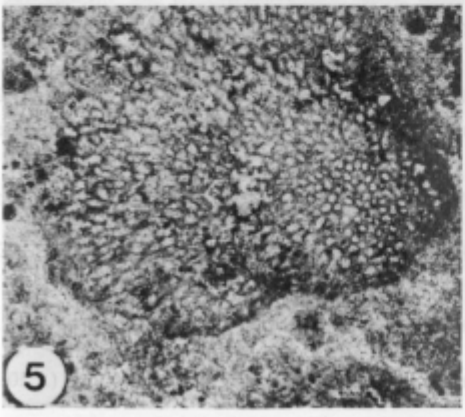
Enakomerno zrnati dolosparit s hipidiotopično strukturo. Kasnodiagenetska dolomitizacija. Glavni dolomit (× 25). Vzorec T-III/61

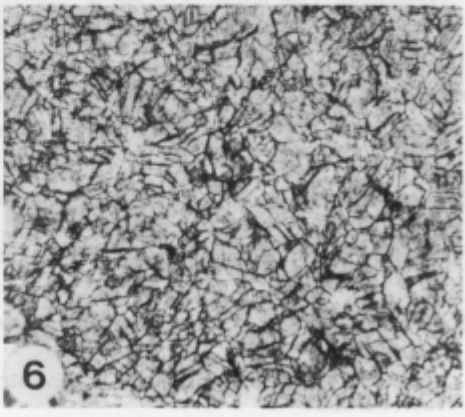

1


2


B
A'
3


4


5


6

Tafel 2 – Tabla 2

1 Der Kontakt zwischen einem stromatolithischen Dolomit und einem rekristallisierten, mikritischen Dolomit ist durch einen »Hardground« gekennzeichnet, in dem geopetale Siltfülungen auftreten. Hauptdolomit (× 15). Probe T-I/16

Na stiku stromatolitnega in rekristaliziranega mikritnega dolomita opazujemo erozijske kanale, zapolnjene z internim mikritom. Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-I/16

2 Pelmikritischer Dolomit mit Schrumpfporen (Loferit, »birds-eyes«). Poren sind geopetal mit Mikrit gefüllt. Hauptdolomit (× 20). Probe T-I/1 a

Pelmikritni dolomit z izsušitvenimi porami (loferit, »birds-eyes«). Pore zapolnjuje geopetalno mikrit. Glavni dolomit (× 20). Vzorec T-I/1 a

3 Vadose Siltfüllungen in Porenräumen zwischen den Stromatolithlagen. Hauptdolomit (× 20). Probe T-I/7

Izsušitvene pore v stromatolitu pogostno zapolnjuje interni mikrit. Glavni dolomit (× 20). Vzorec T-I/7

4 Algenfilamente der Stromatolithlagen in Lebendstellung. Hauptdolomit (× 40). Probe T-III/32

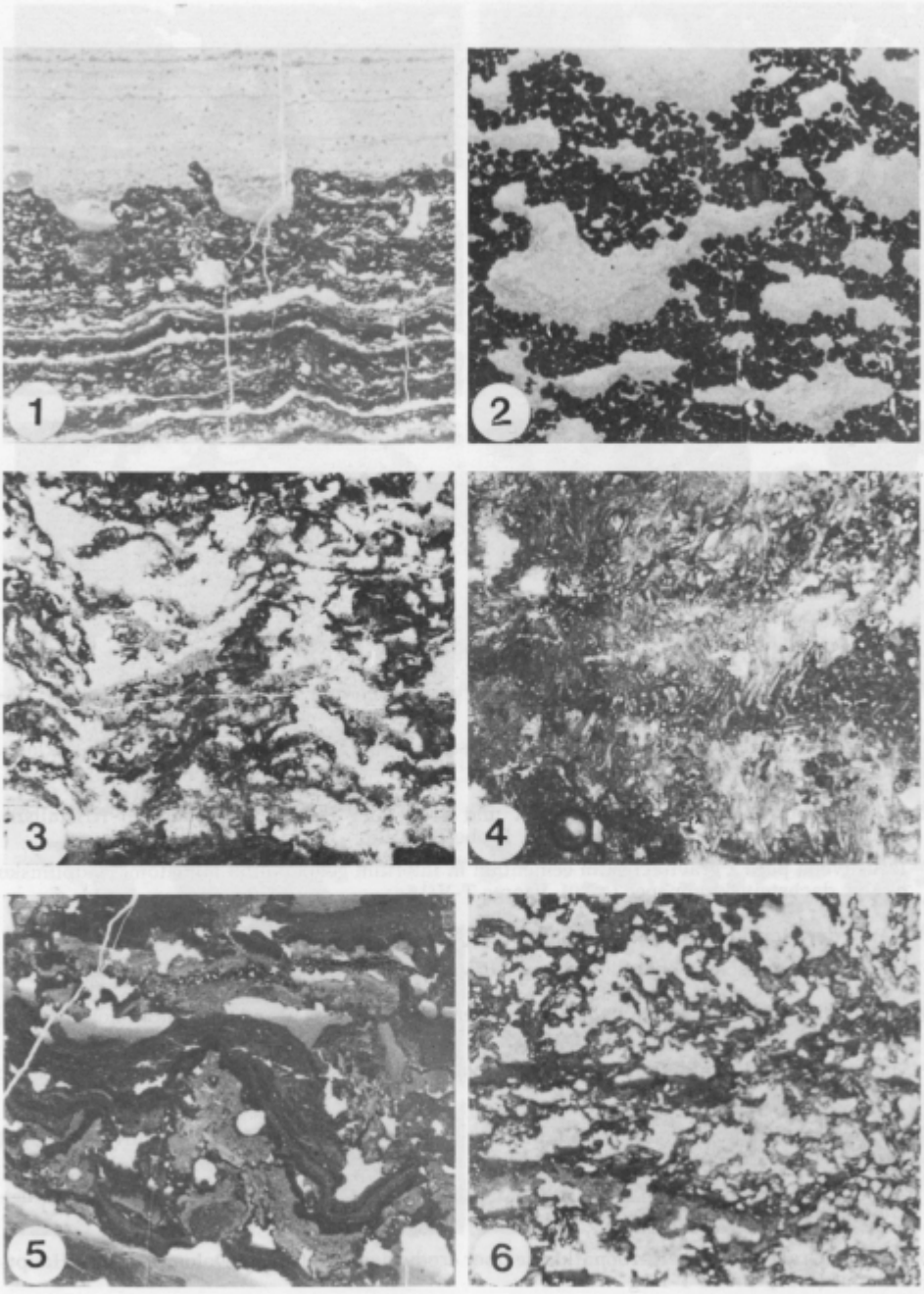
Algini filamenti stromatolitnih lamin v življenjskem položaju. Glavni dolomit (× 40). Vzorec T-III/32

5 Dolomitischer Algen-Biolithit (Bindstone) mit stromatolitischen Lagen und Schrumpfporen (Loferit). Hauptdolomit (× 20). Probe T-I/4

Dolomitni algini biolitit (bindstone) s stromatolitno strukturo in izsušitvenimi porami (loferit). Glavni dolomit (× 20). Vzorec T-I/4

6 Algen-Biolithit (Bindstone). Detail der stromatolitischer Struktur des »schwammigen Typs«. Hauptdolomit (× 20). Probe B-II/25

Algini biolitit (bindstone). Stromatolitna struktura spužvastega tipa. Glavni dolomit (× 20). Vzorec B-II/25


1
2
3
4
5
6



Tafel 3 – Tabla 3

1 Dismikrit (Mudstone) – Dolomikrit mit Schrumpfporen und vereinzelten Plastiklasten. Hauptdolomit (× 15). Probe T-III/41

Dismikrit (mudstone) – mikritni dolomit z izsušitvenimi porami in posameznimi plastiklasti. Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-III/41

2 Schrumpfpore mit Gravitationszement und geopetaler Fillung von vadosem Kristallsilt. Auftauchbereich, Dachsteinkalk (× 20). Probe T-V/16a

Izsušitvena pora z gravitacijskim cementom in internim geopetalnim mikritom. Nadplimsko okolje, dachsteinski apnenec (× 20). Vzorec T-V/16a

3 Detail der Mehrfachonkoide. Hauptdolomit (× 15). Probe T-III/58a

Večkratno preraščanje onkoidov, detail. Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-III/58a

4 Onkoide durch allseitigen radialen Zement verfestigt (»vadose pisoids«). Hauptdolomit (× 15). Probe T-I/2d

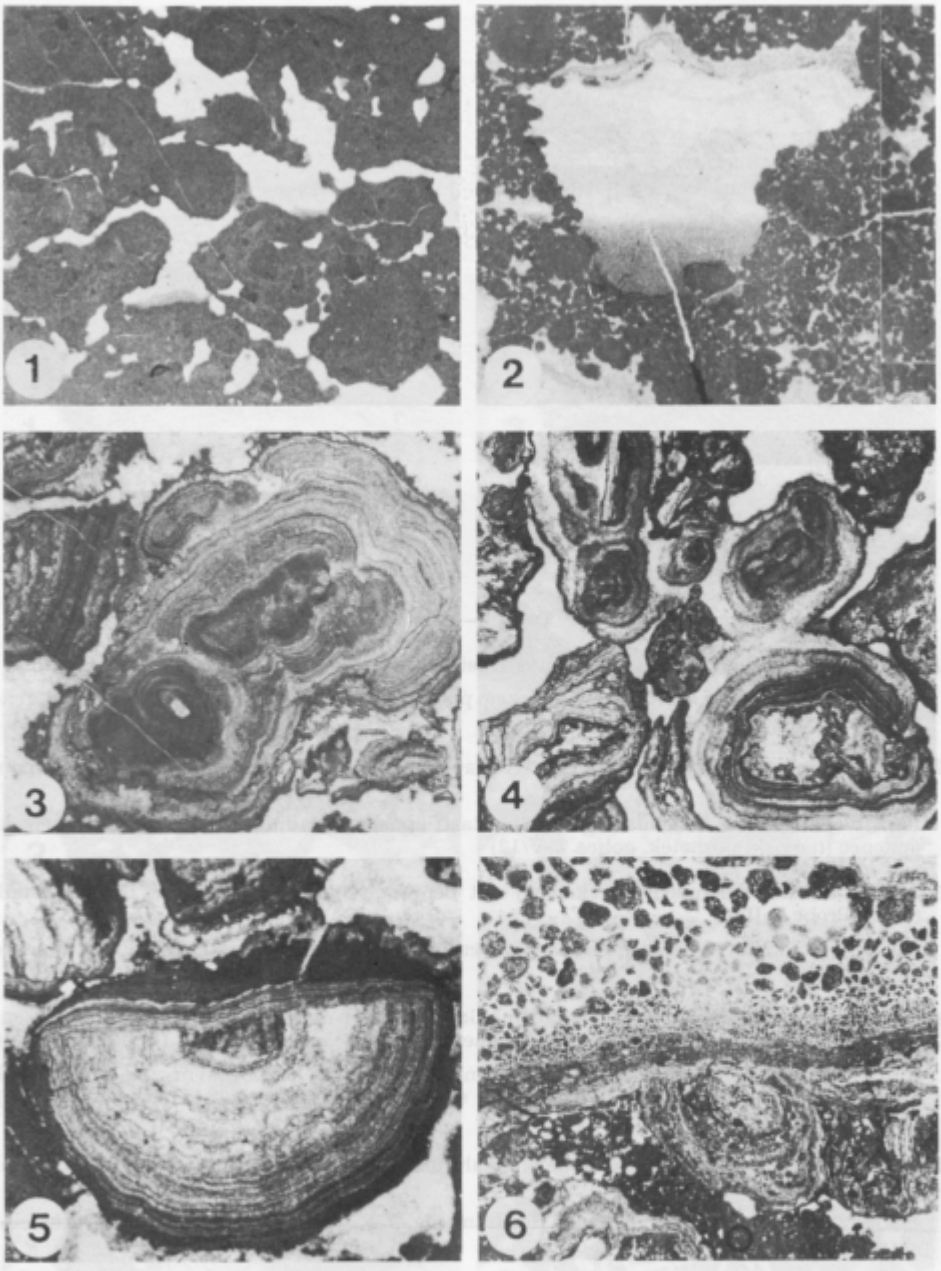
Onkoidi, obdani z radialnim cementom (»vadose pisoids«). Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-I/2d

5 Umgelagerte und zerbrochene Onkoide der Gruppe SS-I (»sferoidal structure – inverted form«). Hauptdolomit (× 15). Probe T-I/2e

Zdrobljeni in presedimentirani onkoid iz skupine SS-I (»sferoidal structure – inverted form«). Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-I/2e

6 Reverse Gradierung der Karbonatklaste über erodierter onkoidische Dolomitschicht. Hauptdolomit (× 15). Probe T-I/2g

Karbonatni klasti z nakazano obrnjeno postopno zrnavostjo so bili odloženi na erodirano plast onkoidnega dolomita. Glavni dolomit (× 15). Vzorec T-I/2g


1
2
3
4
5
6



Tafel 4 – Tabla 4

1 Megalodonten-Schale in Lebendstellung (Pfeile). Dachsteinkalk (Aufschlussphoto, T-II/33)

Lupina megalodontne školjke v življenjskem položaju (strelica). Dachsteinski apnenec (terenski posnetek, golica T-II/33)

2 Trockenrisse auf der Schichtfläche. Auftauchbereich, Dachsteinkalk (Aufschlussphoto, T-V/12)

Izsušitvene razpoke poligonalnega tipa v plasti apnenca. Nadplimsko okolje. Dachsteinski apnenec (terenski posnetek, golica T-V/12)

3 Ausgewaschener Biomikrit (Packstone) mit benthonischen Foraminiferen. Dachsteinkalk (× 10). Probe T-II/27

Izprani biomikritni apnenec (packstone) z bentoškimi foraminiferami. Dachsteinski apnenec (× 10). Vzorec T-II/27

4 Biosparitischer Kalkstein (Grainstone) mit Gastropoden (»micrite envelopes«) und Fragmenten skelettbildender Algen. Gravitationszement (Pfeile). Dachsteinkalk (× 10). Probe T-II/46

Biosparitni apnenec (grainstone) z lupinami polžev, ki so razpoznavni zaradi mikritnih ovojev (»micrite envelopes«) in fragmenti skeletnih alg. Gravitacijski cement (strelica). Dachsteinski apnenec (× 10). Vzorec T-II/46

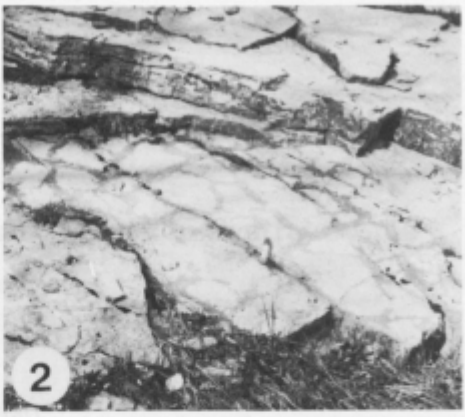
5 Rekristallisierter Biolithit (Bindstone) mit zahlreichen Algen von *Thaumatoporella* sp. Dachsteinkalk (× 20). Probe T-V/17a

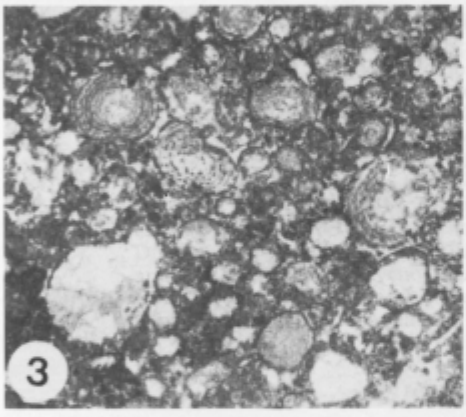
Rekristalizirani biolitit (bindstone) s številnimi algami vrste *Thaumatoporella* sp. Dachsteinski apnenec (× 20). Vzorec T-V/17a

6 Intrabiosparit (Grainstone) – aufgearbeitete Pelsparite als Intraklasten und Molluskenbruchstücken. Dachsteinkalk (× 15). Probe T-II/7

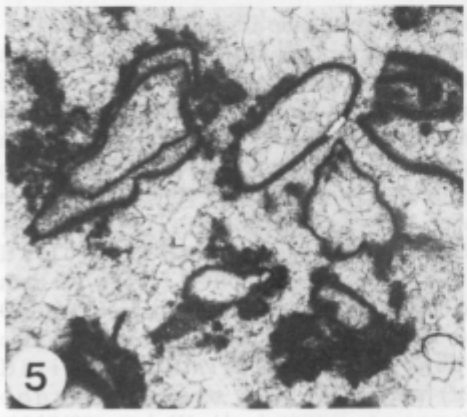
Intrabiosparitni apnenec (grainstone). Med pelmikritnimi intraklasti so pomešani odlomki moluskov. Dachsteinski apnenec (× 15). Vzorec T-II/7

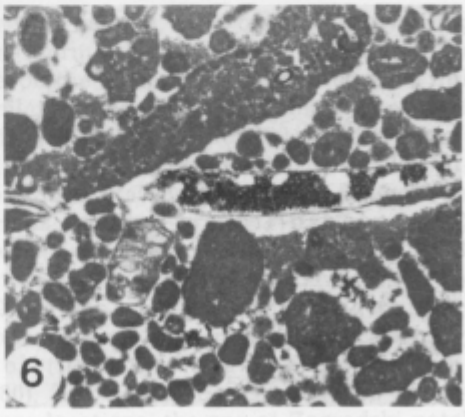

1


2


3


4


5


6

GEOLOGIJA 35, 183–206 (1992), Ljubljana

UDK 548.2(497.15)=20

Hyalophane twins from Zagradski potok in Central Bosnia

Mirjan Žorž

LEK Ljubljana, Research and Development Department,
Celovška 135, 61000 Ljubljana, Slovenia

Abstract

The location Zagradski potok near Busovača in Bosnia and Hercegovina has yielded numerous hyalophane specimens. Unique Karlsbad twins and different types of Manebach-Baveno combination twins were found there. The most interesting are double Manebach-Baveno combination twins. The mineral paragenesis present at this location is typical for alpine-type veins. The morphology of these minerals is described as a result of the active tectonic environment that caused the formation of so-called fadens (threads) and correlated secondary and tertiary morphological structures that feature in the Karlsbad twins and Manebach-Baveno combination twins. The different twinnings observed in the hyalophane crystals at this location are therefore the result of the mechanical process. Different combinations of Karlsbad twins are mentioned and described: (001)- and (010)-Manebach-Baveno combination twins as well as (010)-($0\bar{1}0$)-Manebach-Baveno- and (001)-($0\bar{1}0$)-Manebach-Baveno combination twins. Similar adularia morphological structures can be described with the theory proposed.

Introduction

Among the minerals occurring in alpine-type fissures, those of the feldspar group are quite common. Adularia, a hydrothermal form of orthoclase, is reported to have been found at numerous sites. Hyalophane, on the contrary, which represents a link between orthoclase and celsiane and is similar to adularia, is much more rare and is reported only from few locations by Smith (1974), Gramaccioli (1975), Ramdohr and Strunz (1978), Zebec (1984), Weibel (1990) and Strübel and Zimmer (1992). They both have similar habitus and crystal forms. The most frequent are {110}, {001}, {$\bar{1}01$}, {$\bar{2}01$} and {010} forms as described by Philipsborn (1967), Barić (1972), Smith (1974), Gramaccioli (1975), Ramdohr and Strunz (1978) and Roesler (1980). Twins, according to Karlsbad, Manebach, Baveno and the Cunnersdorf law as well as the Manebach-Baveno combination twins (hereinafter called fourlings) are also reported for both minerals from numerous locations by Barić (1972), Smith (1974), Gramaccioli (1975), Shwarzmann (1977), Ramdohr and Strunz (1978), Roesler (1980), Zebec and Šoufek (1986), Zebec (1987/88) and Weibel (1990). Among these locations, the one at Zagradski potok near Busovača in Bosnia and Hercegovina seems to have been the source of the best hyalophane specimens known.

Divljan mentioned this location for the first time in 1954. The location and its mineral paragenesis were subsequently thoroughly described by Ilić (1954), Barić (1955, 1961 and 1972), Varićak (1971), Trubelja and Barić (1979), Zebec (1980/81 and 1987/88), Zebec and Zagoršćak (1983), Zebec and Bermanec (1985), Zebec and Šoufek (1986) and Bermanec and Zebec (1987). The location has many incompletely filled veins in the paleosoic sericitic-phyllitic schists with some ore mineralisation. According to Ilić (1954), the veins are the remnants of the sulphide ore body swept away by erosion. Barić (1972), on teh contrary, was of the opinion that these veins were of the alpine type. Water from Zagradski creek had cut its way through schists and thus revealed some veins incompletely filled with quartz and hyalophane crystals. The veins intersect the schists perpendicular to their strata, which is typical of alpine-type veins.

In the fifties, mining activities in search of crystallized quartz with piesoelectric properties, opened a series of more than 70 parallel veins up to one meter wide with some over 50 m long. More than 500 kg of quartz as well as hyalophane crystals are reported to have been mined during this period. Unfortunately, the examinations of this material were conducted improperly. Consequently, the material was lost and the results were of almost no significant scientific value; Varićak (1971). Some specimens were recovered later.

Divljan (1954) mentioned some typical crystallographic forms he had observed in these crystals. He also reported that the crystals were often twinned according to the Manebach-Baveno law and their pagoda-like form. More data on hyalophane crystallographic forms were published by Barić (1972) who mentioned 13 different crystallographic forms. He also reported Manebach and Baveno twins as well as one type of Baveno-Manebach fourlings. The results of chemical analyses of the hyalophane from this location, given by Barić (1972), show that it is composed of 35–41 mole % celsiane, 38–49 mole % orthoclase, 14–21 mole % albite and 1–2 mole % anorthite. As hyalophane is by definition orthoclase with more than 5 mole % of celsiane component, it can be concluded that in this case a true intermediate link between orthoclase and celsiane is present.

Zebec and Šoufek (1986) and Zebec (1987/88) reported some other hyalophane forms with higher {*hkl*} indexes and mentioned twins according to Karlsbad and the Cunnersdorf law. He described hyalophane fourlings as compositions where one Manebach twin is placed upon another so that both are then twinned according to the Baveno law. The uppermost Manebach twin is the youngest. More than two Manebach twins can thus be combined, forming up to five "stories" which really resemble a pagoda because the higher the "story", the smaller the Manebach twin combined with another in a Manebach-Baveno fourling. In rare cases this process is repeated symmetrically with regard to the lowermost "story". He published figures of the two types of Manebach-Baveno fourlings and also mentioned the parallel growth of hyalophane crystals. Zebec (1987/88) also mentioned regular succession of particular crystal growths as follows: Karlsbad twins – Manebach-Baveno fourlings – parallel growths – single crystals, where Karlsbad twins are the oldest and singles the youngest appearances.

Despite the abundance of hyalophane, no other Ba-minerals have been found.

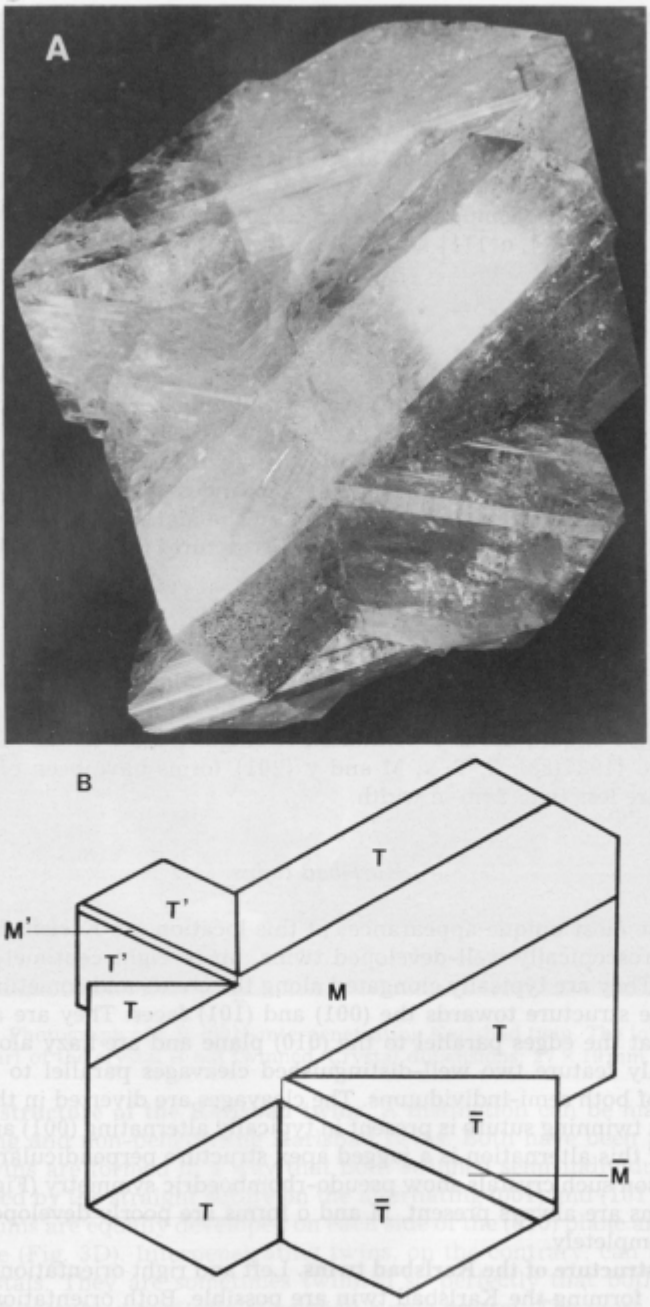


Fig. 1. Photograph of a (010)-$(\bar{0}10)$-Manebach-Baveno combination twin with distinct secondary Manebach twin inversion (A) and its redrawing (B). M{010}, T{110}. Specimen dimensions: 50 × 50 mm

Observations on hyalophane twins and combination twins from Zagradski potok

Baveno twins

These are extremely rare as independent growths. Only few have been found. The (001) faces of one semi-individuum and (010) of the other are almost parallel. The angle between (001) and (021) is 44°50'; Barić (1972). This twinning plays an important role in the composition of the Manebach-Baveno combination twins. P{001}, T{110}, x{$\bar{1}$01}, o{$\bar{1}$11} and M{010} forms are usually present.

Manebach twins

Independent twins of this type are considerably rare. Typical formations are parallel (001) and (010) faces of both semi-individuums. The (010) faces are always striated or etched and well developed. A twinning suture on the (010) face parallel to the (001) face is easily distinguishable. They can reach up to five centimeters in size. P, T, x, M, o forms and those with higher {*hkl*} indexes are present. This twinning plays a most important role in the formation of the Manebach-Baveno combination twins, as well as their secondary and tertiary structures (Figs. 1A and 1B).

Cunnersdorf twins

They are extremely rare; only four are known to have been found. Typical are parallel ($\bar{2}$01) and (010) faces of the two semi-individuums. In one case a Karlsbad twin is twinned simultaneously with another single crystal to form a Cunnersdorf twin; Zebec (1987/88). P, T, x, M and y {$\bar{2}$01} forms have been observed. Their dimensions are less than 2 cm in width.

Karlsbad twins

One of the most unique appearances at this location are Karlsbad twins. About twenty, macroscopically well-developed twins, up to eight centimeters long, have been found. They are typically elongated along the c-axis and sometimes narrowing in a step-like structure towards the (001) and ($\bar{1}$01) faces. They are almost always transparent at the edges parallel to the (010) plane and are hazy along the c-axis. They typically feature two well-distinguished cleavages parallel to the (001) and (001)' faces of both semi-individuums. The cleavages are diverted in the (010) plane. A significant twinning suture is present in typically alternating (001) and ($\bar{1}$01) faces. The result of this alternation is a jagged apex structure perpendicular to the c-axis. For that reason such crystals show pseudo-rhomboedric symmetry (Figs. 2 and 3). P, T and x forms are always present. M and o forms are poorly developed or, in some cases, fail completely.

Primary structure of the Karlsbad twins. Left and right orientations of two semi-individuums forming the Karlsbad twin are possible. Both orientations are equally present on the Zagradski potok Karlsbad twins. They can be easily recognised because of the two distinctive cleavages running in opposite directions from the (010) plane and typical orientations of ($\bar{1}$11) faces (Figs. 2 and 3).

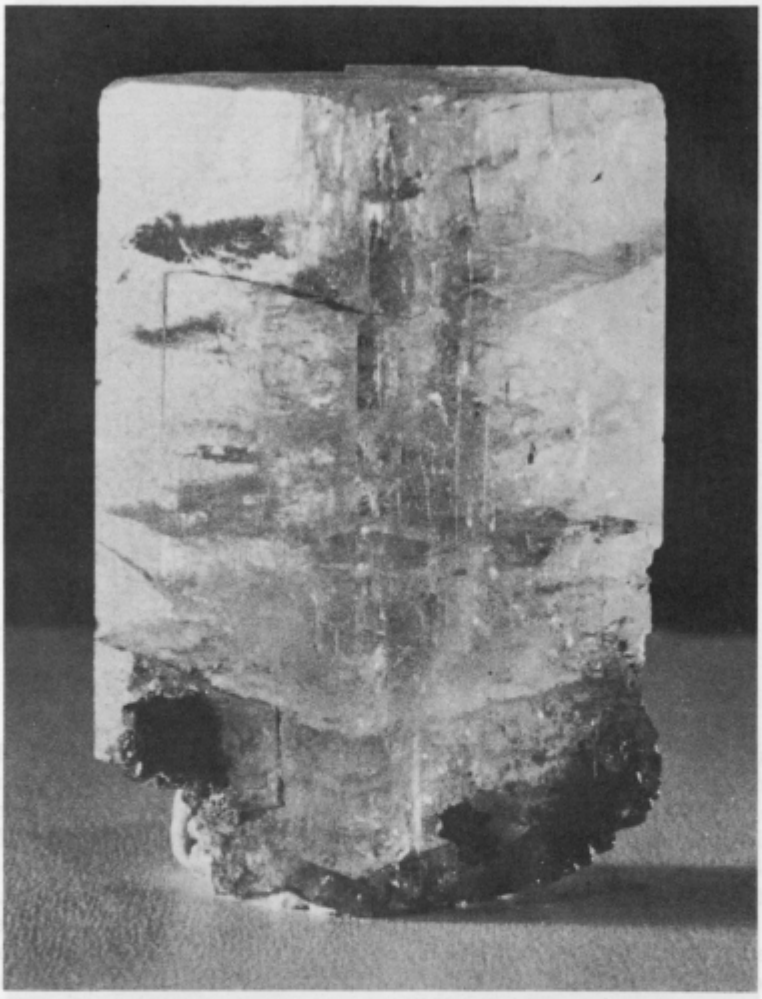


Fig. 2. Photograph of a R-(001)-interpenetrating Karlsbad twin. The lower part of the crystal is not twinned. Crystal dimensions: 27 × 19 mm

Secondary structure of the Karlsbad twins. A distinction can be made between interpenetrating and non-penetrating Karlsbad twins. Both have been found. Non-penetrating twins are formed in a way that both twinned semi-individuums can be easily recognised by the straight suture on the alternating (001) and ($\bar{1}$01) faces. Both semi-individuums are equally developed on each side of the (010) plane and are easily distinguishable (Fig. 3D). Interpenetrating twins, on the contrary, can be mistaken for single crystals. They are sometimes twinned so perfectly that both semi-individuums together make a perfectly developed single crystal. The most distinguishable facing cleavages as well as the uneven twinning suture on alternating (001) and ($\bar{1}$01) faces are diagnostic. The postions of ($\bar{1}$11) faces are also characteristic (Figs. 2, 3B and 3C).

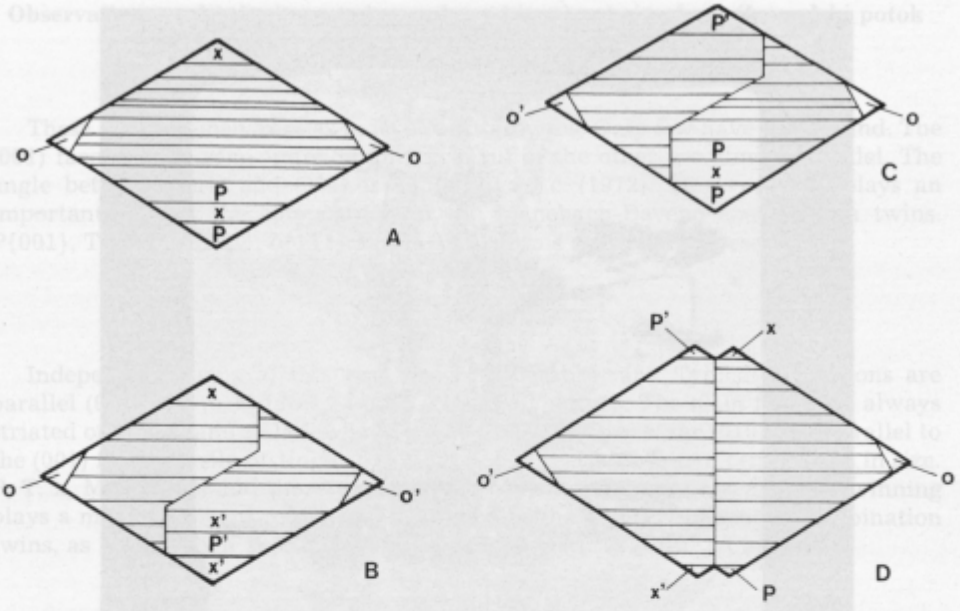


Fig. 3. Terminations of different Karlsbad twin types. Single crystal (A), R-($\bar{1}$01)'-interpenetrating (B), L-(001)-interpenetrating (C) and L-non-penetrating Karlsbad twin (D). P{001}, x{$\bar{1}$01}, o{$\bar{1}$11}

Tertiary structure of Karlsbad twins. This structure is characterised by the appearance and positions of (001) and ($\bar{1}$01) faces on both semi-individuums. These faces are present in both semi-individuums only in the case of non-penetrating twins. Left and right combinations are possible (Fig. 3D). The situation is different in interpenetrating twins. Twinned crystals develop in a way that only (001) or ($\bar{1}$01) faces of the twinned semi-individuums are present. This fact increases the number of possible combinations by four, i.e. L-(001) and L-($\bar{1}$01)' as well as their right analogues (Figs. 3B and 3C). Six combinations are possible in single Karlsbad twins. A complete description of a Karlsbad twin from the Zagradski potok location should read: L-interpenetrating-($\bar{1}$01)'-single Karlsbad twin or shortly L-($\bar{1}$01)'-Karlsbad twin and R-non-penetrating-single Karlsbad twin or shortly R-Karlsbad twin. All these combinations were found and are evenly distributed.

Manebach-Baveno combination twins

Fourlings represent the largest part of the whole mass of hyalophane found at this site. Their dimensions range from less than one millimeter up to 20 centimeters. They are well developed and are found on the walls of clefts as well as in the form of floaters. Broken and rehealed fourlings are also frequent. Etchings and stritions on (010) faces, and etchings on (001) and ($\bar{1}$01) faces are characteristic and only rarely absent (Fig. 5). The presence of the Manebach twins around the fourlings and their gradual narrowing in the direction of a common fourfold twinning a-axis really

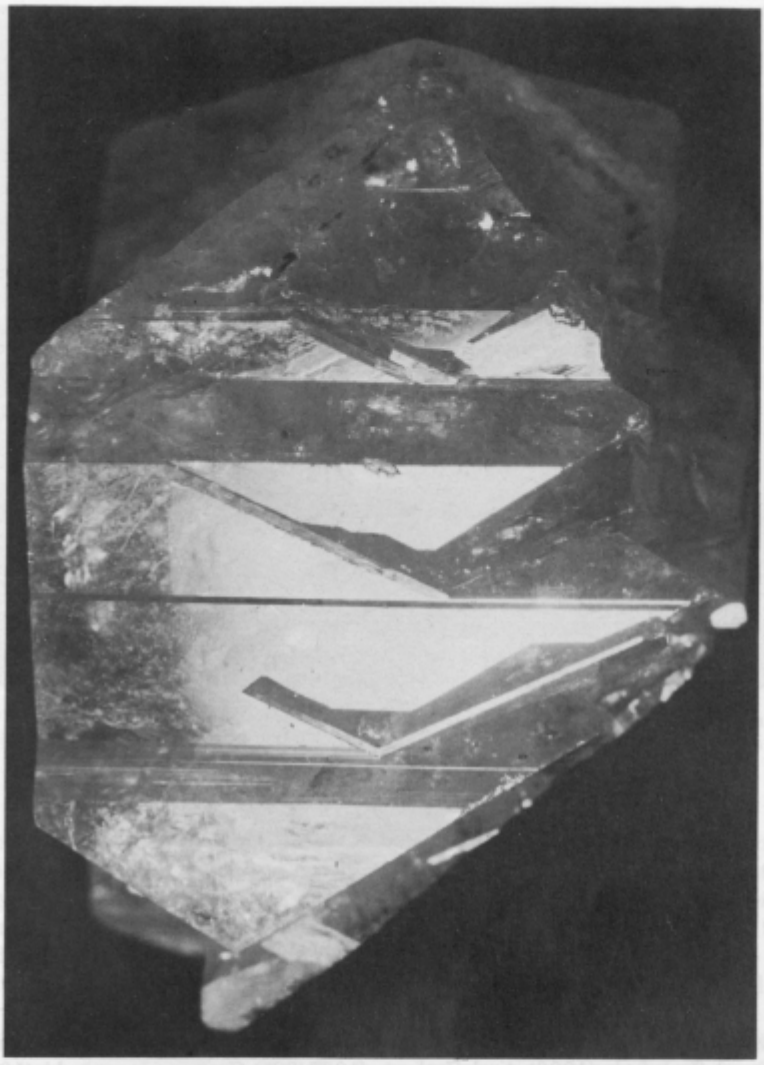


Fig. 4. Photograph of a (010)-Manebach-Baveno combination twin. Some secondary Manebach twins and alternating (001) and ($\bar{1}$01) faces can be seen. Secondary Manebach (001) twinning planes are aligned with the fourling (010) plane of symmetry. Note the non-alignment (bottom left) of the secondary Manebach twin (010) plane of symmetry with the fourling (010) symmetry plane. Crystal dimensions: 30 × 20 mm

resemble a pagoda (Figs. 4 and 5). Complex double fourlings, a most unique phenomenon, have been found strictly in the form of floaters or lying on a matrix (Figs. 6 and 7).

Primary structure of Manebach-Baveno combination twins. Adularia fourlings are mentioned in literature among others by Grammacioli (1975) Ramdohr-

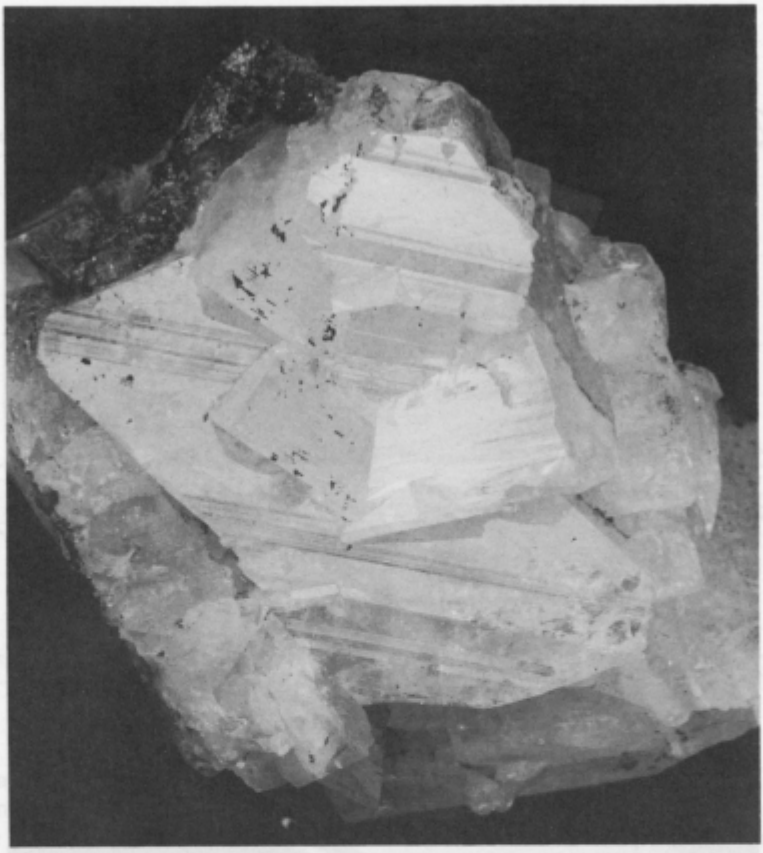


Fig. 5. Photograph of a (001)-Manebach-Baveno combination twin with visible etchings on the alternating (001) and ($\bar{1}$01) faces. Some secondary Manebach twins as well as a concave termination can be seen. Note the distance between the (001) twinning planes of the secondary Manebach twins and the hollow diameter. Specimen dimensions: 102 × 120 mm

Strunz (1978), Weibel (1990) as well as hyalophane fourlings by Barić (1972) Zebec and Šoufek (1986), and Zebec (1987/88). Grammaccioli (1975) mentioned explicitly two types of fourlings where one type is Manebach-Baveno twinned and the other Baveno-Baveno. In fact there are two types of Manebach-Baveno fourlings that cannot be distinguished with these terms only. They can be described as follows: two Manebach twins can be twinned according to the Baveno law thus producing a structure where both twinning a-axes coincide in a common fourfold a-axis. Normals to (001) and (021) hyalophane faces thus close an angle of 44° 50', and normals to (010) and (021) faces, an angle of 45° 10'; Barić (1972). Two orientations of two Manebach twins are possible at the moment of their twinning to a Manebach-Baveno fourling according to the Baveno law (Fig. 8). Besides other characteristics, these two fourlings are distinguished by the faces whose normals are perpendicular to the common fourfold twinning a-axis, i.e. (010) and (001) (Fig.9). Let the first type

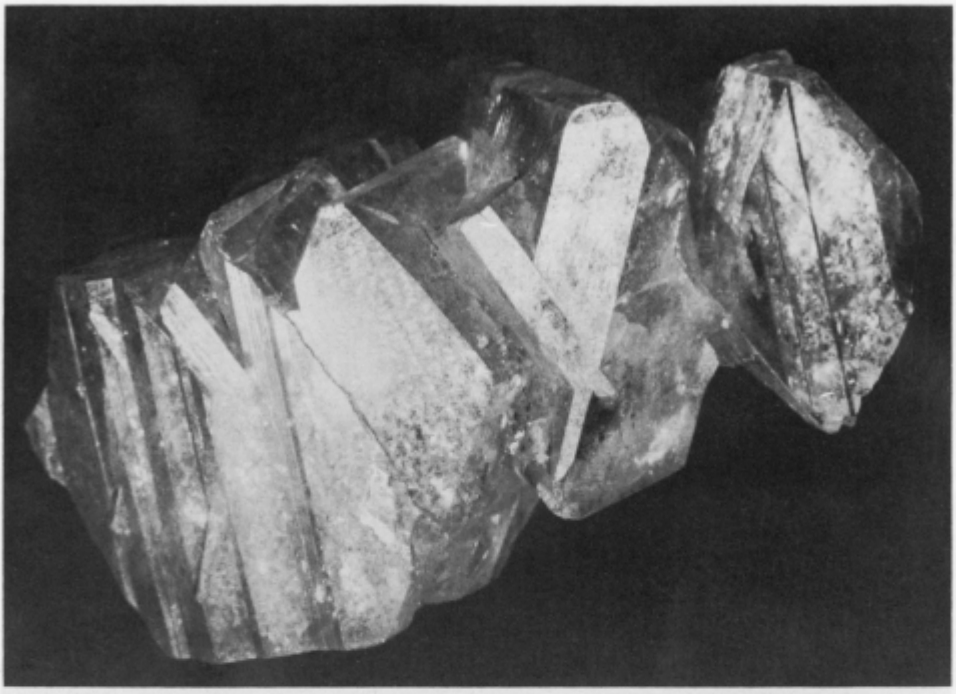


Fig. 6. Photograph of (010)-$(\overline{010})$-Manebach-Baveno combination twin. Note the inversion of the secondary Manebach twin. The primary (010)-Manebach-Baveno combination twin is on the left- hand side. Crystal dimensions: 34 × 15 mm

be defined as a (010)-Manebach-Baveno combination twin (fourling) and the second one as a (001)-Manebach-Baveno combination twin (fourling). It is evident that both fourlings are twinned according to both Manebach and Baveno laws, which acted simultaneously. It is evident also that different halves of the two Manebach twins are twinned into a fourling according to the Baveno law. This forms the primary structure of fourlings. The (010) and (001) faces have a most significant influence on the morphology of fourlings.

Secondary structure of Manebach-Baveno combination twins. Typical of both fourling type are secondary Manebach twins positioned around these fourlings. These positions are different and are diagnostically important for the determination of particular fourling types.

1. (010)-Manebach-Baveno combination twins. This type of Manebach-Baveno fourling is present in crystals up to several centimeters large (Fig. 4). The crystals are combinations of alternating and narrowing M, P, x, d $\{\bar{2}21\}$ and z $\{130\}$ forms. The (010) faces of secondary Manebach twins are rarely connected to the Baveno twin. They are separated from other secondary Manebach twins with (001) and $(\bar{1}01)$ faces which results in a shape where single Manebach twins protrude out of (001) and $(\bar{1}01)$ faces. This type of fourling is relatively closed. The distribution of the afore mentioned secondary Manebach twins is uneven on the four fourling sides. All secondary Manebach twins are symmetrically intersected along their twinning (001) planes with

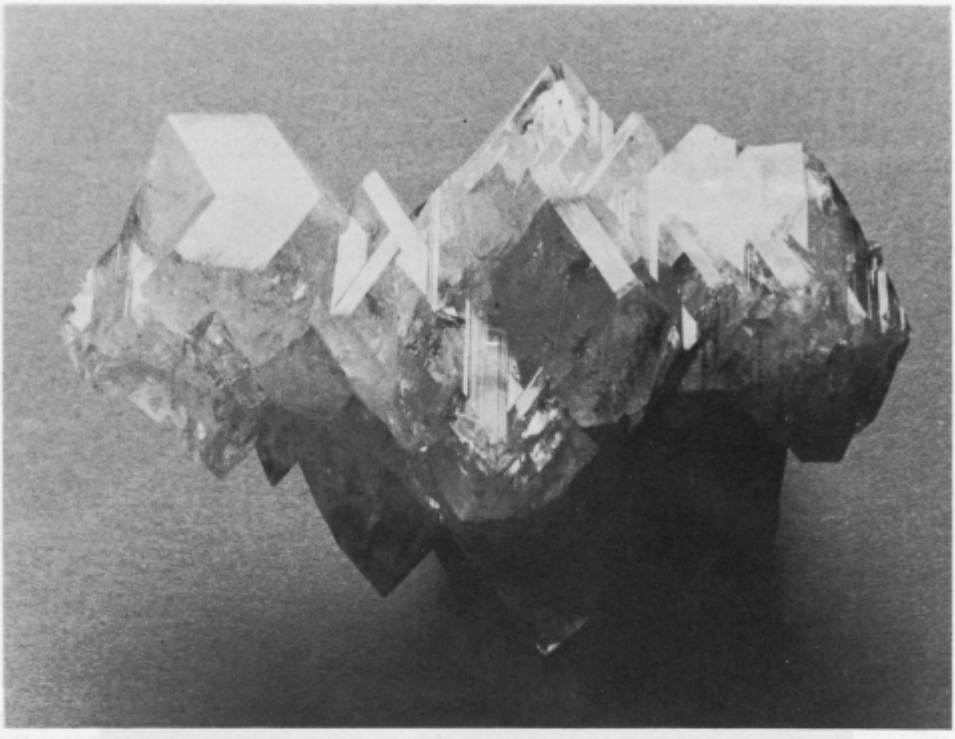


Fig. 7. Photograph of a (001)-$\overline{(010)}$-Manebach-Baveno combination twin. The primary (001)-Manebach-Baveno combination twin is on the right-hand side. Crystal dimensions: 66 × 39 mm

two fourling planes of symmetry, i.e. (010) and (100). This is clearly visible on the (010) striated Manebach twin faces whose junctions make a visible twinning suture along their (001) twinning planes (Fig. 4). This is also the direction of the fourling cleavage. A (010) face is always well-developed and striated. It sometimes stretches over the entire side of the fourling but never on all sides simultaneously. This type of fourling ends in a conical apex structure as shown in Figures 8C and 9A. The apex is rarely perfectly formed because of the presence of secondary Manebach twins that also contribute to its formation.

2. (001)-Manebach-Baveno combination twins. These fourlings are well developed and have dimensions that can reach more than 20 cm. They are not always square in the section perpendicular to their common fourfold twinning axis and can be more or less rectangular. The observed forms are: T, P, M, x, o, z, y, d and k{100}. Typical etchings are frequently observed on otherwise lustrous (001) and ($\bar{1}$01) faces (Figs. 5, 8B and 9B). The (010) face is characteristically well developed, always striated and sometimes deeply etched. The ($\bar{2}$21) face is always dull with a more or less pronounced layered surface. A typical concave apex structure is formed on the top of such a fourling. It is rarely perfectly developed (Fig. 5). On all four fourling sides additional secondary Manebach twins are always present which also contribute to the apex structure formation. The form k{100} can frequently be observed in the apex structure. Diameters of the apex hollow depend on the dimensions of the

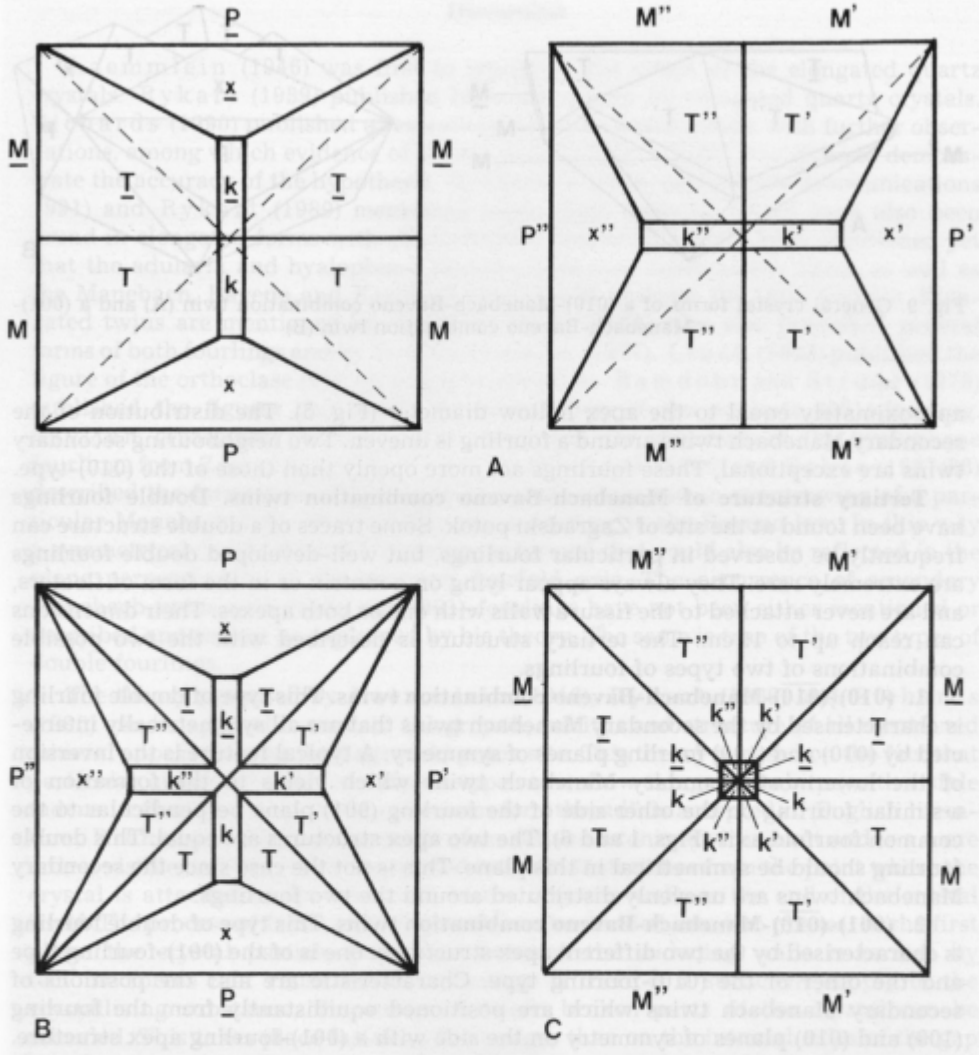


Fig. 8. Positions of particular Manebach twins prior to twinning according to the Baveno law (A). Terminations of the formed (001)-Manebach-Baveno combination twin (B) and (010)-Manebach-Baveno combination twin (C). P{001}, x{$\bar{1}$01},T{110}, k{100} and M{010}

fourling itself as well as on growth conditions. They can reach up to 8 cm in size. Characteristic compensation faces with higher {*hkl*} indexes are formed frequently on the (001) and ($\bar{1}$01) faces of the fourling. Their center lies at the point where (001) and ($\bar{1}$01) faces are protruded by secondary Manebach twins. The most significant feature is the presence of secondary Manebach twins. In comparison with those on a (010)-fourling they are positioned equidistantly to the left and right of the (010) and (100) fourling planes of symmetry (Fig. 5). The distance between the (001) twinning planes of the secondary Manebach twins on one fourling side is more or less constant and is

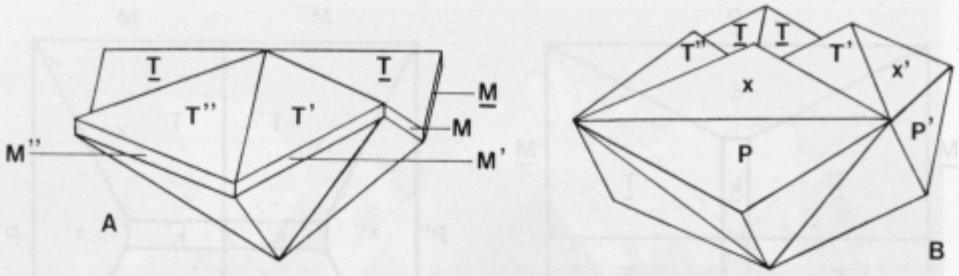


Fig. 9. General crystal forms of a (010)-Manebach-Baveno combination twin (A) and a (001)-Manebach-Baveno combination twin (B)

approximately equal to the apex hollow diameter (Fig. 5). The distribution of the secondary Manebach twins around a fourling is uneven. Two neighbouring secondary twins are exceptional. These fourlings act more openly than those of the (010)-type.

Tertiary structure of Manebach-Baveno combination twins. Double fourlings have been found at the site of Zagradski potok. Some traces of a double structure can frequently be observed in particular fourlings, but well-developed double fourlings are extremely rare. They always appear lying on a matrix or in the form of floaters, and are never attached to the fissure walls with one or both apexes. Their dimensions can reach up to 15 cm. The tertiary structure is described with the two possible combinations of two types of fourlings.

1. (010)-($0\bar{1}0$)-Manebach-Baveno combination twins. This type of double fourling is characterised by the secondary Manebach twins that are all symmetrically intersected by (010) and (100) fourling planes of symmetry. A typical feature is the inversion of the lowermost secondary Manebach twins which yields to the formation of a similar fourling on the other side of the fourling (001) plane perpendicular to the common fourfold axis (Figs. 1 and 6). The two apex structures are equal. This double fourling should be symmetrical in this plane. This is not the case since the secondary Manebach twins are unevenly distributed around the two fourlings.

2. (001)-($0\bar{1}0$)-Manebach-Baveno combination twins. This type of double fourling is characterised by the two different apex structures: one is of the (001)-fourling type and the other of the (010)-fourling type. Characteristic are also the positions of secondary Manebach twins which are positioned equidistantly from the fourling (100) and (010) planes of symmetry on the side with a (001)-fourling apex structure. These Manebach twins are intersected with the same planes of symmetry on the side with (010)-fourling apex structure. It is evident that the double fourling composed of both types is present. Significant is the inversion of the lowermost secondary Manebach twins (Fig. 7).

Distribution of Manebach-Baveno combination twins

All fourlings studied in this paper were classified into the four afore-mentioned groups. Out of more than 350 fourlings examined about 53 % were of (001)-type, 33 % of (010)-type, 7 % of (010)-($0\bar{1}0$)-type, and 7 % of (001)-($0\bar{1}0$)-type. If the mass percentage is considered, then the share of (001)-type is well over 95 %.

Discussion

Laemmlein (1946) was first to report on the origin of the elongated quartz crystals. Rykart (1989) published his observations on elongated quartz crystals. Richards (1990) published a reviewing article on faden quartz with further observations, among which evidence of crystal growth from a faden was given to demonstrate the accuracy of the hypothesis. Richards (1990, and private communications 1991) and Rykart (1989) mentioned some other minerals which have also been found in elongated forms with characteristic fadens. It has not been mentioned yet that the adularia and hyalophane Manebach-Baveno combination twins as well as the Manebach, Baveno and Karlsbad twins could undergo the same process. Elongated twins are mentioned by Gramaccioli (1975) who also published general forms of both fourlings and by Schwarzmann (1977). Linck (1923) published the figure of the orthoclase (010)-fourling termination. Ramdohr and Strunz (1978) published the figures that show the termination of the adularia (001)-fourling. Divljan (1954) and Barić (1972) mentioned the structure of the hyalophane fourlings from Zagradski potok. Zebec and Šoufek (1986) and Zebec (1987/88) described the formation of such hyalophane structures as an overgrowing of a particular Manebach twin with another one according to the Baveno law. In this way a symmetrical "multi-storied" structure is formed that could also be reflected in the plane perpendicular to the common fourfold axis. The occurrence of secondary Manebach twins with (010)- and (001)-fourlings have not been either mentioned or described and cannot be explained by his theory. The same is true of the two types of double fourlings.

The theory proposed by Laemmlein (1946), Rykart (1989) and Richards (1990) can be applied to explain the growth, habitus and structure of all mentioned mineral appearances at the Zagradski potok site. This theory is based on the fact that particular quartz crystals from alpine-type veins show elongated habitus with visible fadens in their interiors. Faden (German for "thread" is accepted in English literature; Richards, 1990) is the result of an active tectonic environment and is a more or less visible hazy thread in the crystal interior. It stretches from the point where the crystal is attached to the vein wall, to the opposite wall, or the end of the crystal itself. The process of faden crystal growth can be divided into two phases. In the first phase the crystal particle positioned between the widening walls is broken by tectonic forces that cause fissure widening. If there is a sufficient supply of the crystallizing substance, the crevice between broken parts of the crystal can be rehealed. This takes place faster on their edges than on the internal sides of the gap between the ends of the broken crystal. This is due to higher surface energy and ionic transport limited by particular diffusion coefficients. The faden grows as long as the rehealing rate of the crevice is high enough to follow the vein widening. If the rate of faden growth is lower than that of the vein widening, the crystal cannot be rehealed and thus the two parts cannot be connected. At this stage the faden growth is completed and the secondary phase begins. In this phase more substance is crystallized around the faden and finally a crystal with a more or less distorted or elongated habitus is formed. The habitus of a crystal thus formed depends on the position of the primary crystal and the direction of the fissure widening. If a large amount of the substance is deposited around the faden (floaters), then the crystal shows a normal habitus, but with a characteristic faden line in its interior.

Almost every quartz crystal from the Zagradski potok site is deformed in a par-

ticular direction with a visible faden in its interior. The Dauphiné twinning of quartz crystals is also characteristic of this site. Elongated ankerite as well as apatite crystals are present, too. The mineral paragenesis at this site is about 60 million years old (Barić, 1972). It can be concluded that the mineral paragenesis at the Zagradski potok site could grow longer. The formation of faden crystals could occur since the process of vein widening was slow.

Hyalophane, the most abundant mineral at this site besides quartz, shows some morphological properties which can be explained by the stretching process and faden formation. Hyalophane possesses excellent cleavage parallel to the (001) face and less pronounced parallel to the (010) face. For that reason hyalophane crystals are interwoven with visible cleavage planes, which make the fadens invisible. Only few specimens with visible fadens have been found.

The elongation direction of a hyalophane crystal can be described as a vector: $E = xa + yb + zc$, where xa is the component of the vector in the a-axis direction which is similar to the other two components. If two components are equal to zero, the elongation leads in the direction of one crystallographic axis. If one component equals zero, the translation of a particular plane occurs, which yields in parallel growth.

Some extreme elongation examples are:

$E = xa$, $yb = zc = 0$, translation in the direction of a-axis; formation of elongated crystals with Fibbia habitus, formation and inversion of Manebach twins (Figs. 1A and 1B),

$E = zc$, $xa = yb = 0$, translation in the direction of c-axis; formation of elongated crystals, formation of Karlsbad twins (Fig. 2) and

$E = yb$, $xa = zc = 0$, translation in b-axis direction – parallel growth.

If component xa is equal to zero, then the (010) face is narrow or missing. The typical parallel striations on the (010) faces are thus the result of infinitesimal stretching, i.e. breaking and rehealing of the crystal between fissure walls. These faces are therefore prone to etching and are frequently deeply etched. All orientations of the vector E are possible and thus also all elongated structures. The rotation of this vector results in the twisted and curved structures which are frequently found at the Zagradski potok site.

Manebach twins

Translation in the a-axis direction yields Fibbia habitus. This habitus is extremely rare at this site. More probable is Manebach twinning, where a crystal is broken along the (001) plane. The (001) face is thus exposed. Such a crystal can be twinned with another two crystal semi-individuums. In this way a "penetration" Manebach twin is formed, but in fact it consists of one connecting individuum and two semi-individuums. This process is well manifested on (010) surfaces which have typical striations and twinning sutures (Figs. 1A and 1B). Translation of a single hyalophane crystal in the a-axis direction yields to the formation of a Manebach twin on one side. A twinning suture is formed. Further translation of the crystal in the opposite a-axis direction results in Fibbia habitus with a more or less developed and striated (010) face without a twinning suture and can be ended with another Manebach twin. The formation of the twinning suture begins on the (010) face. This is the inversion of the Manebach twin which plays an important role in the formation of

double fourlings. The onset of the Manebach twin formation depends on growth conditions in the translation process. Sometimes it takes a relatively long time. In this case the (010) face of the primary individuum is broad (Figs. 1A and 1B).

Karlsbad twins

Translation in the c-axis direction yields to elongation of the crystal in this direction or formation of a Karlsbad twin. In this case the hyalophane crystal is broken along the (010) plane. The (010) face is exposed and a Karlsbad twin can be formed (Fig. 2.). This is actually the process that is diametrically opposite to the Synneusis mechanism of orthoclase twinning in magmatic milieu where two single floating orthoclase crystals are preferably oriented to form a Karlsbad twin (Smith 1974). The proof of such a Karlsbad twin formation is the specimen that is not twinned in its lower part, but at a particular point of the crystal the Karlsbad twinning begins to form. This is demonstrated by a cleavage that runs throughout the lower part of the crystal and is reversed in its upper part, where two reversed cleavages are observed (Fig. 2). It is quite possible that such a process can be repeated on the other side of a single crystal, as occurs in the case of double fourlings, and therefore double Karlsbad twins can be formed. The ends of these twins have different primary structures, i.e. one end would show the left structure and the other right one. Taking into consideration secondary and tertiary structures, nine combinations would be possible. Out of these, six would be penetrating, two mixed and one non-penetrating. The nomenclature of such twins would be for example: R-interpenetrating-L-$(\bar{1}01)$' -non- penetrating double Karlsbad twin, or shortly, R-L-$(\bar{1}01)$' - Karlsbad twin. The probability of a Karlsbad twin formation is low at the Zagradski potok site and therefore formation of a double twin even lower. No double Karlsbad twin has been found.

Manebach-Baveno combination twins and double combination twins

The most interesting elongated structures are Manebach-Baveno fourlings. They are oriented with their common fourfold axis perpendicular to the cleft wall in the nucleation phase. As the vein widens they break and are rehealed again, thus forming a faden.

(010)-Manebach-Baveno combination twins. The first phase is the translation of this fourling type in the direction of its common fourfold axis. This would result in the formation of a simple crystal structure where an elongated fourling would be formed with even, extremely developed (010) faces and a termination structure as shown of Figures 8C and 9A. It can be seen from Figure 10A that two (001) Manebach twinning planes intersect the fourling parallel to its common fourfold a-axis and these two planes, i.e. the (001) and (010), are at the same time two out of the four planes of fourling symmetry. The secondary Manebach twin is formed at the point where the crystal is broken in the (001) twinning plane (Fig. 11). This secondary Manebach twin grows outwards from that point in the secondary phase. It becomes more and more developed with (001) and $(\bar{1}01)$ faces that could not be present in the case of a pure (010)-fourling. These faces are then developed to the extent where they completely overgrow the faden, thus producing such a fourling with well developed

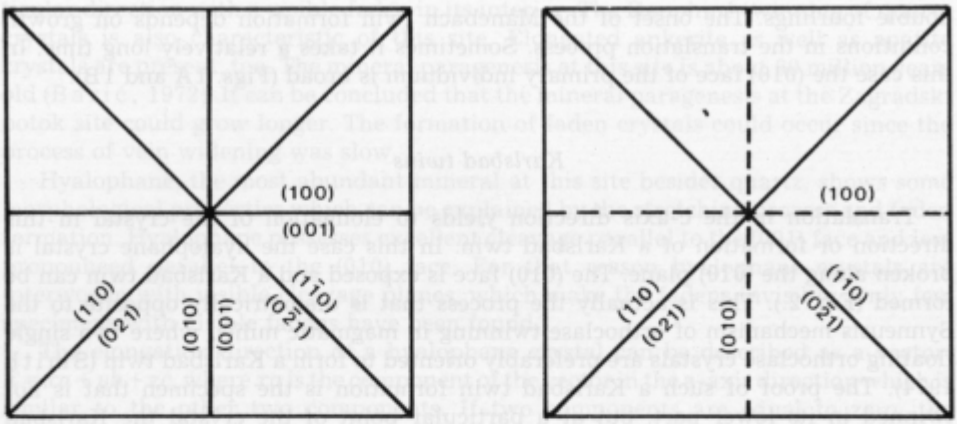


Fig. 10. Drawings of the faden (001)-cros-sections of the (010)-Manebach-Baveno combination twin where the fourling (010) and (100) planes are at the same time (001) Manebach twinning planes (A) and a (001)-Manebach-Baveno combination twin, and where these planes are not Manebach twinning planes (B)

(001) and ($\bar{1}$01) faces that are protruded here and there with a primary (010)-fourling faden structure, i.e. (010) faces (Fig. 4).

Such a fourling could be described as a superposition of many particular Manebach twins that are also twinned according to the Baveno law; Zebec and Šoufek (1986) and Zebec (1987/88). The problem of such an explanation is the non-alignment of the (010) planes of secondary Manebach twins with the fourling (001) and (010) planes of symmetry. They should be in this planes if only a single (010)-fourling were formed.

The Manebach twinning around a broken faden can begin at any time. This does not occur necessarily on all four sides simultaneously. Then the secondary Manebach twins grow outwards from the faden. Figure 11 shows that two neighbouring secondary Manebach twins in the Baveno twinning position at the same time form a secondary (010)-fourling. Further stretching yields in the translation of secondary Manebach twins which causes wide (010) and (001) faces. The translation of secondary Manebach twins can be completed and again continued after a period of translation during which no secondary Manebach twin is formed. As the faden grows further, more and more secondary Manebach twins are formed. The lower and older secondary Manebach twins have more time to develop than the upper and younger ones, therefore a structure with a conical pagoda-like form is developed. This structure can be compared to that of a pine cone where particular scales grow from a common kernel. The same situation is present in this structure because certain secondary Manebach twins do not make a uniform crystal. They have only a common kernel (faden), from which they grow outwards as independent individuums which are otherwise unconnected. The growth of each secondary Manebach twin as well as outward growth of the faden is spatially limited as all of them grow simultaneously outwards around the faden, thus encountering each other sooner or later. The whole structure of such a crystal is held together by a common faden as well as a penetration of certain secondary Manebach twins. If there were sufficient material to be

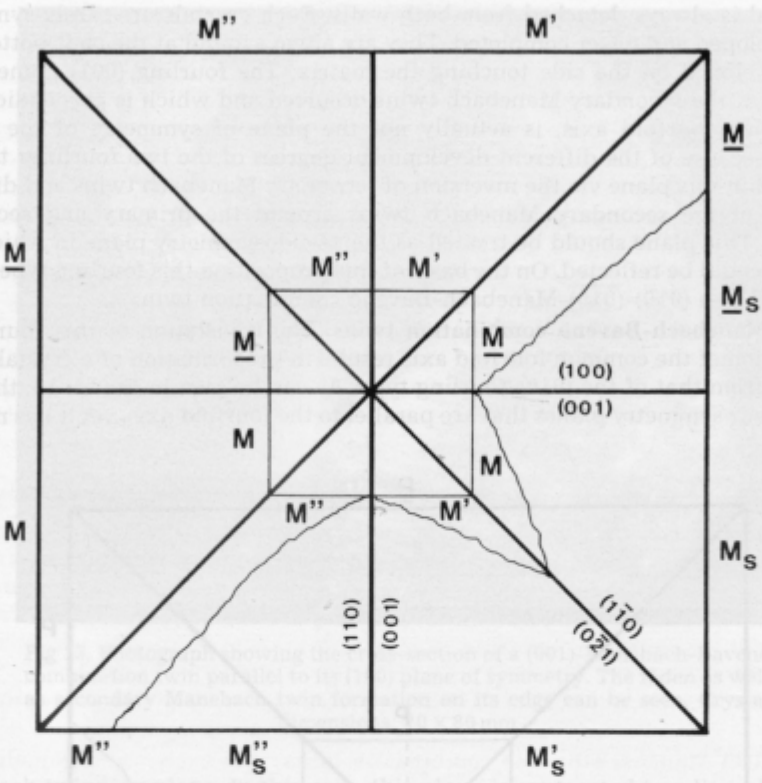


Fig. 11. Drawing of (010)-Manebach-Baveno combination twin (001)-cross-section with the formation of secondary Manebach twins. Index *s* denotes secondary faces

deposited around the faden in the secondary phase, a ripe fourling with aligned parallel (010) and (001) faces would be formed (Fig. 4). This would be the final stage of fourling growth unless another stretching process took place where a double fourling develops.

(010)-($\bar{0}$10)-Manebach-Baveno combination twins. A faden is normally formed so that one end of the crystal always remains connected to the wall whereas the other one is repeatedly broken and rehealed. Assuming that a crystal could be broken alternatively on both sides and rehealed, a fourling with a double conical form would develop. All secondary Manebach twins on all four sides should have the same direction. Such a crystal has not been found. However, double conical fourlings with secondary Manebach twins leading in opposite directions, i.e. reversed in the double fourling pseudosymmetry (001) plane have been found (Figs. 1 and 6). The reason is the inversion of the lowermost secondary Manebach twins. The (010)-fourling is formed again with their inversion (Figs. 1, 6 and 11). Further translation results in the formation of the same structure as on the primary side, but in the opposite direction. Because this type of crystal becomes heavy during secondary growth, the connection points cannot resist its own weight under tectonic stresses. Consequently

the crystal is always detached from both walls. Such crystals are rarely symmetrically developed and never completed. They are always found at the cleft bottom and are undeveloped on the side touching the matrix. The fourling (001) plane where inversion of the secondary Manebach twins occurred and which is perpendicular to the common fourfold axis, is actually not the plane of symmetry of the double fourling because of the different development degrees of the two fourlings that are connected in this plane via the inversion of secondary Manebach twins and different positions of the secondary Manebach twins around the primary and secondary fourlings. This plane should be treated as the pseudosymmetry plane in which both fourlings could be reflected. On the basis of this proposition this fourling type should be defined as a (010)-$(\overline{010})$-Manebach-Baveno combination twin.

(001)-Manebach-Baveno combination twins. The translation of this fourling in the direction of the common fourfold axis results in the formation of a crystal that is different from that of the (010)-fourling type. As can be seen in Figure 10, this type also has four symmetry planes that are parallel to the fourfold axis, yet it has no (001)

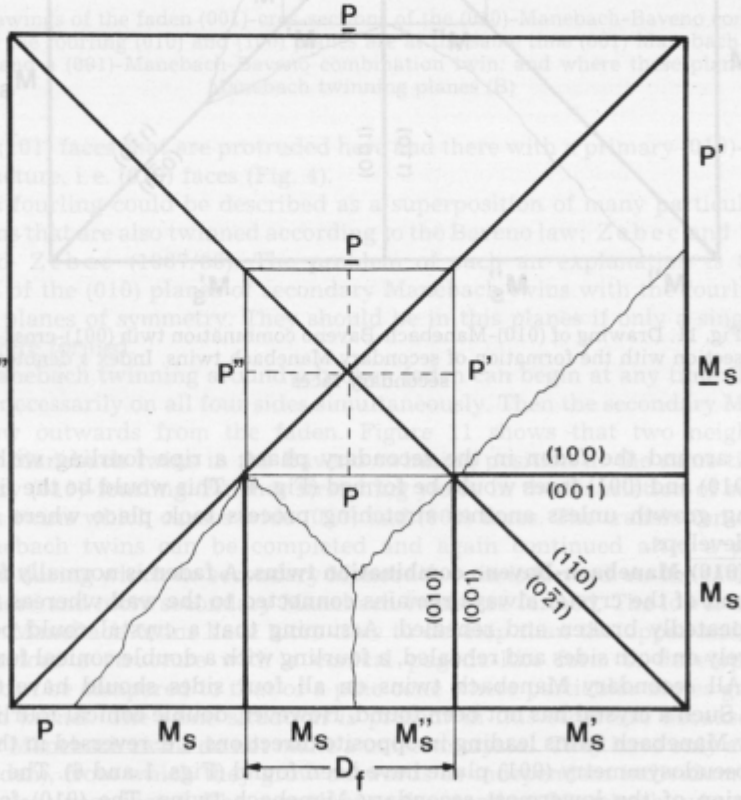


Fig. 12. Drawing of a (001)-Manebach-Baveno combination twin (001)-cross-section with the formation of secondary Manebach twins and their inversion to a (010)-Manebach-Baveno combination twin. *Df* is the distance between the secondary Manebach (001) twinning planes and the diameter of the faden at that point. Index *s* denotes secondary faces



Fig 13. Photograph showing the cross-section of a (001)-Manebach-Baveno combination twin parallel to its (100) plane of symmetry. The faden as well as secondary Manebach twin formation on its edge can be seen. Crystal dimensions: 70 × 80 mm

Manebach twinning plane. In this case, this plane is contracted to a line identical to the fourfold axis. If a (001)-fourling were translated in the direction of its common fourfold axis, then an elongated crystal with extremely developed (001) faces and with a termination as shown in Figures 8B and 9B would result. No such crystal has been found at the Zagradski potok site, whereas crystals with secondary Manebach twins protruding out of (001) and ($\bar{1}$01) faces, that are equidistantly positioned on both sides of the (100) and (010) planes of fourling symmetry on all four sides of the crystal, have been found (Fig. 5).

This is explained by the translation of this fourling where two secondary Manebach twins can be formed at the points where the fourling is broken in the (021) twinning plane. The (001) face of each twinned sub-individuum is exposed. At that point the crystal can be twinned into a Manebach twin. As two such points exist on each fourling side, two parallel secondary Manebach twins can be formed simultaneously on each fourling side (Fig. 12). The distance between the (001) twinning planes of both secondary Manebach twins is exactly the diameter (Df) of the faden at that point. Due to the growth conditions and spatial limitations, parallel secondary Manebach twins are rarely formed. More frequent are the alternating secondary Manebach twins on both sides of the (001) fourling symmetry plane (Fig. 5).

Confirmation of this hypothesis can be seen in Figure 13, where the cross-section of the (001)-fourling parallel to the (100) plane of its symmetry can be seen. It is evident that secondary Manebach twins are formed on the edge of the faden. It can also be seen that the faden itself has only (001) and ($\bar{1}$01) faces. If the faden growth

were not the cause of development of such a crystal, secondary Manebach twins would grow from any point of the fourling. The result would be a fourling with randomly scattered secondary Manebach twins around it. The cross-section of a fourling made in a (001) fourling plane is shown in Figure 14. It can be seen that the secondary Manebach twin is formed exactly at the point where the crystal was broken in the (021) twinning plane and grew from that point outwards.

From one such point two secondary Manebach twins can grow outwards simultaneously. It is evident that they are both in the Baveno twinning position at the same time (Fig. 12). The result is a secondary (010)-Manebach-Baveno fourling which is the inversion of the (001)-to (010)-fourling that plays an important role in the formation of a (001)-$(\overline{010})$-Manebach-Baveno combination twin. The apex structure is ravely theoretical. It is normally more complex because of the secondary Manebach twins that also contribute to its formation. The apex is concave and if the faden building process were the reason for crystal growth, a hollow faden would be possible. Crystals with a channel in the center of the faden have been found. If much substance had been deposited around the faden in the secondary phase, a ripe crystal with aligned (001) and (010) faces resulted.

As it has been mentioned previously, these crystals are most abundant at this locality. It seems that the nucleation of (001)-fourlings was more favoured in comparison to that of (010)-fourlings and single crystals. The largest crystal of this type found has a diameter of 23 cm and the longest one about 15 cm. The diameters of the fadens range from tenths of a millimeter to eight centimeters. If the faden is narrow, these two types are difficult to distinguish because with a (001)-fourling type secondary Manebach twins are almost aligned, thus imitating the secondary Manebach twins of a (010)-fourling, where they are aligned. The difference lies in the apex structure.

(001)-$(\overline{010})$-Manebach-Baveno combination twins. The existence of double fourlings where one side is composed of a (001)-fourling and the other of a (010)-fourling confirms that two inversions of secondary Manebach twins took place. It has been pointed out that two neighbouring secondary Manebach twins on a (001)-fourling form a secondary (010)-fourling. If it is assumed that the lowermost secondary (010)-fourling can be translated in the opposite direction, as mentioned in the case of a (010)-$(\overline{010})$-fourling, the inversion of secondary Manebach twins occurs. The result is a (010)-fourling translated in the opposite direction. The double fourling thus formed has a primary side of a (001)-fourling type with non-aligned secondary Manebach twins and a secondary side of a (010)-fourling type with aligned secondary Manebach twins in the opposite direction (Fig. 7). Both semi-fourlings are connected via secondary Manebach twins that are inverted in the common (001) plane of both fourlings. This is neither the symmetry nor the pseudosymmetry plane, but only the plane where the inversion of secondary Manebach twins occurs. The full nomenclature of such a fourling is a (001)-$(\overline{010})$-Manebach-Baveno combination twin.

If the (001)-fourling were translated and secondary Manebach twinning did not take place, a double conical structure would be formed, but this would be a (001)-fourling again. No such crystals have been found at this site. It can be concluded that the formation of a (001)-$(\overline{001})$-Manebach-Baveno combination twin is not possible.

As has been mentioned, about 7 % of all fourling structures are of this type. They can reach up to 15 cm in size. This is probably the most complex twinning the crystal world has ever observed.

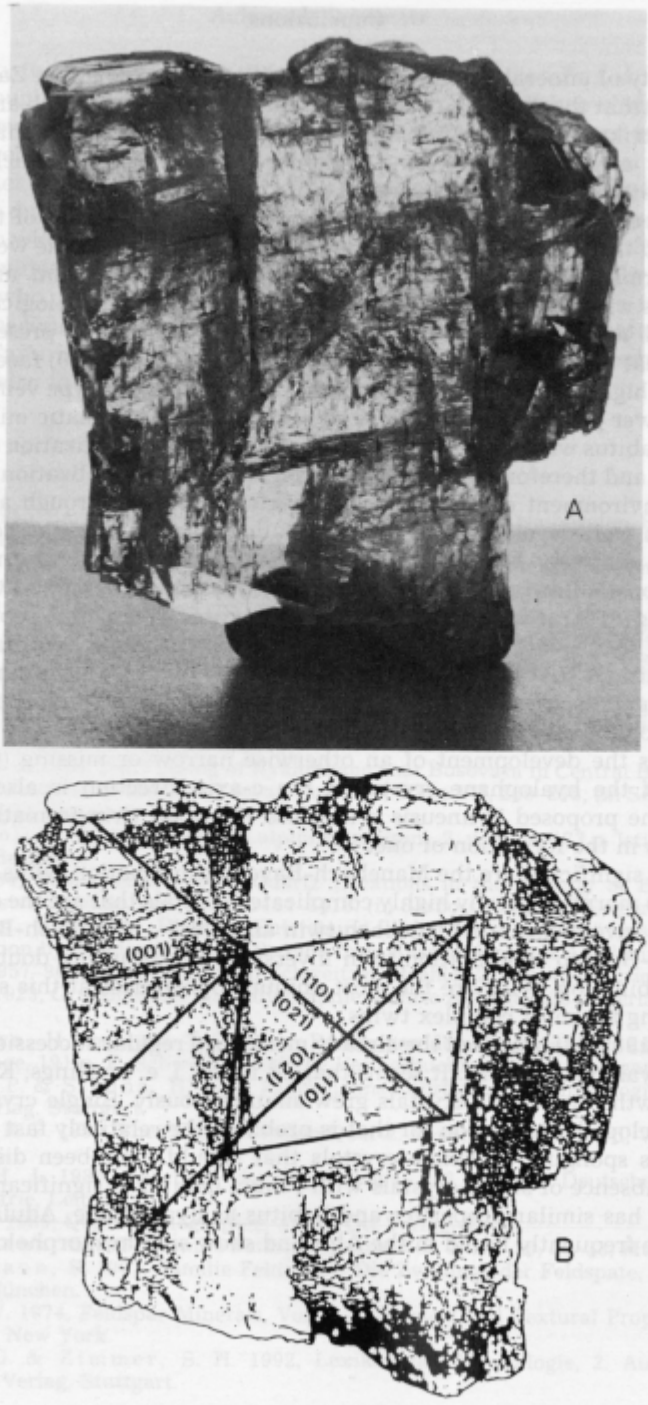


Fig. 14. Photograph (A) and its drawing (B) of the (001)-cross-section of a (001)-Manebach-Baveno combination twin. Section dimensions: 37 × 37 mm

Conclusions

The variety of minerals with elongated habitus appearing at the Zagradski potok site confirms that the described veins, in the paleosoic schists which are perpendicular to their strike, are not the remnant of a sulphide ore body as mentioned by Ilić (1954). They are alpine-type veins with mineral paragenesis which is normally associated with such veins, as asserted by Barić (1972).

The numerous parallel and relatively long veins are the result of tectonic forces which caused them to open. Different minerals present at that time were broken and rehealed, forming elongated faden crystals. The most significant are hyalophane crystal forms with their primary, secondary and tertiary morphological structures.

A typical adularia habitus of the hyalophane crystals is present. It can be concluded that the adularia habitus, with narrow or missing (010) faces, is the result of relatively high pressure and low temperature in the alpine-type vein, compared to relatively lower pressure and higher temperature in the magmatic milieu, where an orthoclase habitus with wide (010) faces is formed. The crystallization causes a lower energy state and therefore the heat released during the crystallization process in the magmatic environment can be more effectively dissipated through a wider crystal habitus with well-developed (010) faces. Adularia habitus, on the contrary, is the outcome of relatively high pressure and its slow decrease. For that reason the crystallization equilibrium is achieved with contraction of the crystal volume, resulting in missing (010) faces. Crystals from the pegmatites have a more pronounced {010} form but are not as wide as those from magma, which is also in accordance with their growth conditions that are more moderate than the two aforementioned ones.

Stretching of the crystal with adularia habitus is thus exactly the opposite process to crystal volume contraction. The crystal is continuously broken and rehealed, which causes the development of an otherwise narrow or missing (010) face. The stretching of the hyalophane crystal in the c-axis direction is also the opposite process of the proposed Synneusis orthoclase Karlsbad twin formation and sometimes results in the formation of one.

The most significant are the Manebach-Baveno combination twins. Their elongation yields to morphologically highly complicated crystals that are the outcome of the two possible inversions, i. e. Manebach twin and (001) – Manebach-Baveno to (010) – Manebach-Baveno combination twin inversion. The resulting double Manebach-Baveno combination twins are the most unique appearances at this site and can be ranked among the most complex twins.

Zebec (1987/88) proposed the already mentioned regular succession of growth of particular hyalophane forms. It seems that all forms, i. e. fourlings, Karlsbad twins, parallel growths and single crystals grew simultaneously. Single crystals are small and less developed. The reason for that is probably the relatively fast growth rate of the fourlings sponging on single crystals that should have been dissolved in this phase. The absence of single crystals with Fibbia habitus is significant.

Adularia has similar properties and habitus as hyalophane. Adularia twins and fourlings are frequently found in the Alps and show similar morphological features.

Acknowledgements

I would like to offer my sincere thanks to Prof. L. Golič and Prof. J. M. Duhovnik for their thorough professional revision of the present text. Acknowledge is made to the late L. Barić for his donation of first hyalophane specimens to me and G. Kobler (Fig. 13) as well as information on the Zagradski potok site. Special thanks to V. Zebec and other members of the staff of the Croatian Natural Museum in Zagreb for their patience during my frequent visits to the museum. My colleague G. Kobler is one of those to whom I owe special thanks for their companionship, information and specimens provided (Fig. 7) during the last ten years. I wish to thank D. Arrigler and A. Smerke who photographed otherwise superb, but totally unphotogenic hyalophane specimens for their efforts to make the photos representative. Special thanks to B. Fajfaric for his skills in cutting and polishing the hyalophane crystals. Many thanks also to E. Bandelj for her review of the present paper.

References

Barić, L. 1955, Bariumhaltiger Orthoklas von Busovača in Zentralbosnien, Bulletin Scientifique, Yougoslavie, tome 2, No 2 (Avril 1955), 55, Beograd.

Barić, L. 1961, Über die Hyalophane von Busovača, Tschermaks mineralogische Mitteilungen, Dritte Folge, 7 (Mitteilungen der Österreichischen mineralogischen Geselschaft 1957–1960, No 118), 462–502, Wien.

Barić, L. 1972, Hyalophan aus Zagrlski (Zagradski) potok unweit von Busovača in Zentralbosnien, Wissenschaftlische Mitteilungen des Bosnisch-herzegovinischen Landesmuseums, Bd. II, Heft C, Naturwissenschaft, 5–37, Sarajevo.

Bermanec, V. & Zebec, V. 1987, Oriented Growth of Rutile and Hematite from Zagrađe near Busovača, Bosnia and Hercegovina, Yugoslavia, Geološki vjesnik, Vol. *40*, 97–100, (in Serbo-Croatian, abstract in English), Zagreb.

Divljan, S. B. 1954, The Finding of Hyalophane near Busovača in Central Bosnia, Recueil des Travaux de L'institut de Geologie "Jovan Žujović", Tome VII, 269–275, (in Serbo-Croatian, abstract in English), Beograd.

Gramaccioli, C. M. 1975, Minerali alpini e prealpini, 2. volume, 473 p. Istittuto Italiano, Edizioni Atlas, Bergamo.

Ilić, S. 1954, Vein Quartz – Vein Quartz Locations in the Vicinity of Busovača near Sarajevo, Rudarstvo i metalurgija, br. 5, 1414–1416, (in Serbo-Croatian), Beograd.

Laemmlein, G. G. 1946, Über die Entstehung flacher Kristalle mit "weissen Streifen", German translation by Stalder-Scherrer, B. 1969 from Russian Dokladi Akademii Nauk SSSR 1952, Vol *87*, 6, 957–960, and published in Schweitzer Strahler 2, 430–437, Zürich.

Linck, G. 1923, Grundriss der Kristallographie, Fünfte Auflage, 138 p. Verlag von Gustav Fischer, Jena.

Philipsborn, H. von 1967, Tafeln zum Bestimmen der Minerale nach äusseren Kennzeichen, 2. Auflage, 191 p. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ramdohr, P. & Strunz, H. 1978, Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, 876 p. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Richards, R. P. 1990, The Origin of Faden Quartz, Mineralogical Record, Vol., *21*, No. 2, 191–201, Tucson.

Roesler, H. J. 1980, Lehrbuch der Mineralogie, 833 p. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

Rykart, R. 1989, Quarz Monographie, 314 p. Ott Verlag, Thun.

Schwarzmann, S. 1977 Familie Feldspat, Lapis, Vol. 2, No. 10, 20–23, München.

Schwarzmann, S. 1977, Familie Feldspat – Die Zwillinge der Feldspate, Lapis, Vol. 2, No. 12, 28–31, München.

Smith, J. V. 1974, Feldspar Minerals, Vol. 2 – Chemical and Textural Properties, 688 p. Springer Verlag, New York.

Strübel, G. & Zimmer, S. H. 1992, Lexikon der Mineralogie, 2. Auflage, 390 p. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Trubelja, F. & Barić, L. 1979, Minerals of Bsnia and Hercegovina, Book 1, Silicates, 452 p. Zemaljski muzej BiH, (in Serbo-Croatian, abstract in English) Sarajevo.

Varićak, D. 1971, Crystal Quartz in Bosnia and Hercegovina, Geološki glasnik, *15*, 163–167, (in Serbo-Croatian, abstract in English), Beograd.

Zebec, V. 1980/81, The Anatase from the Valley of Zagradski potok near Busovača in Bosnia, Glasnik zemaljskog muzeja BiH, Sveska za prirodne nauke XIX–XX, 25–28, (in Serbo-Croatian), Sarajevo.

Zebec, V. 1984, On the Occasion of the Exhibition "Hyalophane" in Mineralogical-Petrographical Museum in Zagreb, Mineraloško-petrografski muzej, (in Serbo-Croatian) Zagreb.

Zebec V. 1987/88, Twinning Hyalophane Crystals from Zagrađe near Busovača, Bulletin du Museum d'Histoire Naturelle, Serie A, Livre *42/43*, 193–208, (in Serbo-Croatian, abstract in English) Beograd.

Zebec, V. & Bermanec, V. 1985, Albite, Oriented Growth of Hyalophane and Albite from Zagrađe near Busovača in Bosnia, Geološki vjesnik, Vol. *38*, 115–119, (in Serbo-Croatian, abstract in English) Zagreb.

Zebec, V. & Šoufek, M. 1986, Hyalophan von Busovača, Jugoslawien, Lapis, Vol. *11*. No. 1, 28–31, München.

Zebec, V. & Zagorščak, D. 1983, Apatite from Zagrađe in Bosnia, Glasnik Zemaljskog muzeja BiH, sveska za Prirodne nauke *22*, 51–53, (in Serbo-Croatian), Sarajevo.

Weibel, M. 1990, Die Mineralien der Schweiz, Fünfte Auflage, 222 p. Birkhauser Verlag, Basel.

GEOLOGIJA 35, 207–223 (1992), Ljubljana

UDK 549.6(497.12)=30

Alpine Kluftmineralisationen im Pohorje in Slowenien

Mineralizirane alpske razpoke na Pohorju

Gerhard Niedermayr
Mineralogisch-Petrographische Abteilung,
Naturhistorisches Museum,
Burgring 7, A-1014 Wien, Österreich

Ana Hinterlechner-Ravnik
Poljanski nasip 30, 61000 Ljubljana, Slovenija

Ernest Faninger
Jamova 54, 61000 Ljubljana, Slovenija

Auszug

Der Aufsatz beweist mit einigen Beispielen die Anwesenheit und Mineralisation der alpinen Klüfte im Bereich des Pohorje (Bachern Gebirges). Er sollte eine Anregung für weiteres Suchen der Kluftminerale im diesen Gebiete geben. Alpine Kluftminerale sind nämlich nördlich in Österreich, weit verbreitet und untersucht.

Kratka vsebina

V prispevku je podanih nekaj primerov prisotnosti alpskih razpok in njihove mineralizacije na Pohorju. Prispevek naj bi dal pobudo za nadaljnje iskanje kristalov v takih razpokah, ki so severneje, že na avstrijski strani, močno razširjene in raziskane.

Einleitung

Nach den Arbeiten von Hinterlechner-Ravnik (1971 und 1973) und Faninger (1970 und 1973) sind die Gesteinsserien des Pohorje in allen wesentlichen Zügen – abgesehen von den zusätzlich auftretenden periadriatischen Eruptiva – mit den entsprechenden ostalpinen Einheiten Österreichs vergleichbar.

Bereits Kieslinger (1935) hat die gute Parallelisierung des Altkristallins des Pohorje mit dem Kristallin der Saualpe und Koralpe betont. Wie die neueren Arbeiten slowenischer Forscher ergeben haben, sind die beobachtbaren Gesteinsfolgen und deren Metamorphosegeschehen durchaus identisch. Aus diesem Grunde wäre es eigentlich zu erwarten, daß sich im Altkristallin des Pohorje auch, dem Kristallin Ostkärntens und der Steiermark vergleichbare, alpine Kluftmineralisationen nachweisen lassen. Entsprechende Angaben scheinen bisher im einschlägigen Schrifttum aber nicht auf.

Im Zuge einer Exkursion der Freunde des Naturhistorischen Museum in Wien, in deren Rahmen u.a. auch Aufschlüsse im Ostabschnitt des Pohorje unter der Führung von Dr. Ana Hinterlechner-Ravnik und Dr. Ernest Faninger besichtigt werden konnten, war es dem Erstautor möglich, trotz der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit, einige Belege derartiger Kluftmineralisationen aufzusammeln. Später legte Frau Dr. Ana Hinterlechner-Ravnik auch zwei Proben aus dem nördlichen Pohorje zur Untersuchung vor, die – in einem Amphibolit bzw. einem amphibolitisierten Eklogit angelegte – ebenfalls typische alpine Kluftmineralisationen zeigten.

Entstehung alpiner Klüfte

Alpine Klüfte sind mineralbesetzte Hohlräume im Gebirgskörper »die im allgemeinen ungefähr senkrecht zur Textur des Gesteins verlaufen« (Stalder et al., 1973), doch ist dies nicht unbedingt Voraussetzung und hängt in erster Linie vom Vorhandensein von Inhomogenitäten und vom lokal wirksamen Streßfeld ab. Alpine Klüfte finden sich in verschiedensten Gesteinen, ihre Eingrenzung auf silikatische Ausgangsgesteine, wie dies verschiedentlich gefordert worden ist (Weninger, 1976; Kandutsch, 1989), ist unglücklich und entspricht auch nicht den Tatsachen. Natürlich finden sich auch in mergeligen und sogar in rein kalkigen Nebengesteinen, dem entsprechenden Stoffangebot angepaßte Mineralvergesellschaftungen, die in Bezug auf ihren Bildungsmechanismus als alpine oder, wenn nicht mit den alpidischen Gebirgsbildungsphasen in Zusammenhang stehend, als alpinotype Kluftmineralisationen angesprochen werden müssen.

Die Gesamtmenge der in einer Kluft enthaltenen Mineralien ist sehr unterschiedlich, ebenso der relative Anteil des freien Hohlraumes darin. Diese Feststellung ist sehr wesentlich, da es nicht einzusehen ist, daß eine Kluft, die zwar vollständig von einem oder mehreren Kluftmineralien ausgefüllt ist, ansonsten aber alle Voraussetzungen einer alpinen Kluftmineralisation erfüllt, etwa nicht zu den alpinen Klüften gezählt werden sollte. Dies betrifft vor allem Gänge, die mit Quarz, Feldspäten, Karbonaten oder auch nur mit Chlorit erfüllt sind. Hier ist vor allem auch die räumliche Verteilung solcher Bildungen in Betracht zu ziehen, da es sich oft erweist, daß derartige gangförmige Mineralisationen an bestimmten Stellen – die u.U. zunächst der direkten Beobachtung nicht zugänglich sind – auch Hohlräume aufweisen und einen Mineralbestand, der dem Bildungsmechanismus nach zu den alpinen Kluftmineralisationen gerechnet werden muß, führen. Den Sammlern im alpinen Bereich ist dies schon lange bekannt, wenn sie etwa einen im Gelände hinstreichenden, anscheinend kompakten Quarzgang aufmerksam verfolgen und bei Vorliegen bestimmter Anzeichen (Einschnürungen, »Satz« im Gestein, schmalste Kluftrisse) mit ihrer Arbeit beginnen. Nicht selten ist dann die Öffnung einer mehr oder weniger großen Kluft der Lohn für die zunächst recht mühsame Aufschließungstätigkeit.

Ein typisches Beispiel dafür sind auch Beryll führende Quarzgänge (nicht zu verwechseln mit Beryllpegmatiten, die es im Ostalpin ebenfalls gibt), wie wir sie etwa aus dem Tauernfenster von vielen Lokalitäten kennen. Der Beryll, meist in Form des mehr oder weniger intensiv blau gefärbten Aquamarins, ist in der Regel auf dem die Quarzgänge begrenzenden Nebengestein aufgewachsen, reicht ansonsten vollflächig entwickelt in den ehemaligen Klufthohlraum hinein und wird vom offensichtlich später ausgeschiedenen Quarz vollkommen umschlossen. Der Beryll ist somit hier als frühe Bildung vor dem Quarz auskristallisiert. Beryll ist aber ein typisches Mineral

der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase und damit bei relativ hohen Temperaturen gebildet worden. Bedenkt man, daß die maximalen Temperaturen der alpidischen Metamorphose im Tauernfenster bereichsweise 600 °C und auch mehr erreicht haben, so ist der Beryll in den alpinen Quarzgängen wohl als ein Produkt solch hochtemperierter, in das Feld der pegmatitisch-pneumatolytischen Phase reichender, Bildungsvorgänge zu betrachten, ohne daß es sich bei den dafür verantwortlichen Lösungen tatsächlich um pegmatitische Fluids handelt. Wir wissen auch, daß solche Berylle bei Drücken um 2kb bis herab zu einer Temperatur von 325 °C in wässeriger Lösung stabil bleiben (Franz & Morteani, 1981). Kühlt die Kluftlösung weiter ab, so wird der Beryll instabil, Beryllium wird freigesetzt und die solcherart mit Be angereicherte Lösung kann zur Bildung neuer Be-Mineralien, wie etwa von Bertrandit, Milarit, Phenakit oder Bavenit, beitragen. Im Tauernfenster gibt es dafür viele Beispiele.

Die Bildung der alpinen Klüfte selbst erfolgte im Zuge der Aufwölbung des Alpenkörpers und den damit verbundenen, im jeweiligen Gesteinspaket wirksamen Zerrungsbewegungen, die zu einem Aufreißen der Klüfte führten. Schon während ihrer Öffnung füllten sich die Klüfte mit heißen, wässerigen Salzlösungen, die entsprechend dem Druckgefälle vom Gestein zur Kluft aus den umgebenden Gesteinen in die Hohlräume einströmten. Diese zum Teil stark mineralisierten Lösungen weisen teilweise einen beträchtlichen Anteil an CO_2 und NaCl auf. So gibt etwa Weninger (1981) für die Fluideinschlüsse von Quarzen aus dem Altkristallin der Koralpe zwischen 20–50 Vol.% CO_2 und 7–23 Äquiv.% NaCl an.

Die Lösungen traten mit den Nebengesteinen in Wechselwirkung und verursachten häufig eine Zersetzung und Auslaugung derselben im Bereich einer Kluft. Auch diese Auslaugungszonen sind für erfahrene Sammler gute Anzeichen für eine nahe der Oberfläche befindliche Kluft. Mit der Zeit, d.h. bei langsam sinkender Temperatur und sinkendem Druck, begann sich dieser Vorgang umzukehren und aus den gesättigten Lösungen kristallisierten neue Mineralien.

Es ist – zumindest in den Ostalpen – früher immer wieder behauptet worden, daß für die alpinen Kluftmineralisationen unbedingt eine weitreichende Substanzzufuhr, z. B. aus großer Tiefe, angenommen werden müsse (Weinschenk, 1896; Leitmeier, 1942; Haberlandt & Schiener, 1951, z.T. auch Weninger, 1974). Erst Frasl und Frank (1966) haben auf die Rolle der aus den Nebengesteinen stammenden, zu alpidischer Zeit aktivierten Lösungen (Lateralsekretion) hingewiesen. Die Beobachtungen der letzten Jahre zeigten darüber hinaus immer deutlicher, daß für die Mineralisierung der alpinen Klüfte nicht nur diese alpidische (im Pennin jungalpidische) Metamorphose verantwortlich ist, sondern daß der kluftbildende und mineralisierende Prozeß auch auf engstem Raum abgelaufen ist (Niedermayr, 1980 und 1991). Dies gilt auch für die alpinen Klüfte des Altkristallins in Kärnten und der Steiermark, obwohl deren Mineralisierung, wie hier noch auszuführen sein wird, im Gegensatz zum Pennin mit dem altalpidischen Metamorphoseereignis in Zusammenhang steht.

Eine gute Vorstellung von den Stoffumsetzungen, die sich im Zuge der alpinen Kluftmineralbildung vollzogen haben, gibt die Arbeit von Stalder et al. (1973) aus den Schweizer Alpen. Schon allein aus den Dichteunterschieden des frischen, unzersetzten Gesteins zum kavernösen Gestein im unmittelbaren Umfeld der Klüfte wird ersichtlich, daß die Stoffverschiebungen bis zu 20 Gew. % und mehr des frischen Nebengesteins einer Kluft betragen können. Das heißt beinahe bis zu einem Drittel des gesamten Gesteins kann in gelöster Form in eine Kluft abgeführt werden und hier zur Bildung neuer Mineralphasen beitragen. Umgelegt auf eine angenommene mitt-

lere Gesteinsdichte von 2700 kg/m³ bedeutet dies, daß etwa bis 900 Kilogramm Substanz pro m³ Ausgangsgestein in eine Kluft abgeführt werden kann.

In diesem Zusammenhang ist hier noch zu bedenken, daß eine Kluft und ihr Nebengestein als räumliches Gebilde betrachtet werden muß, in der Regel im Gelände aber nur ein mehr oder weniger flächenhafter Einblick möglich ist. Damit ist aber ein bestimmtes Aufschlußbild allein nicht unbedingt als repräsentativ für eine Mineralisation anzusehen. Erst die Summe aller Beobachtungen gestattet es uns, Überlegungen hinsichtlich der Bildung einer bestimmten Kluft anzustellen.

Bei all diesen Betrachtungen entscheidend ist die Frage nach der Herkunft der leichtflüchtigen Bestandteile der Kluftlösungen, vor allem von H_2O und CO_2. CO_2 wird – und das scheinen entsprechende Untersuchungen im alpinen Bereich zu untermauern – einerseits aus der Dekarbonisierung der Gesteine im Zuge der progressiven alpidischen Metamorphose hergeleitet werden können, andererseits aber auch auf die Oxidation von graphitischer Substanz zurückzuführen sein (Lausch et al., 1974; Hoefs & Morteani, 1979). Auch H_2O wird im Zuge der progressiven Metamorphose aus dem die Klüfte später enthaltenden Gesteinsverband freigesetzt werden. Es spricht einiges dafür, daß auch diese wichtigen gasförmigen Phasen zum größten Teil während der progressiven Metamorphose im Gesteinsstapel intergranular weitgehend verfügbar bleiben und dann im Gefolge der retrograden Metamorphoseereignisse die Mineralisierung der zunächst überkritischen Fluids steuern.

Der immer wieder feststellbare enge Zusammenhang zwischen dem Chemismus des Nebengesteins und der Mineralvergesellschaftung der in diesen Gesteinen auftretenden Klüfte d. h. daß bestimmten Gesteinen auch bestimmte Kluftmineralassoziationen zugeordnet werden können, soll hier ebenfalls besonders betont werden (Stalder et al., 1973; Niedermayr, 1980).

Aus dem Vorstehenden ist abzuleiten, daß eine Kluft bzw. jedes Kluftsystem für sich mit dem umgebenden Gesteinsbereich ein weitgehend geschlossenes System darstellt und damit ähnlich auf die Druck- und Temperaturänderungen während der alpidischen Metamorphose reagiert, wie die umliegenden Gesteine. Damit ist es aber auch möglich, die für die Bildung der Gesteine maßgeblichen petrologischen Parameter auch auf die alpine Kluftmineralisation anzuwenden (vgl. Niedermayr, 1980).

Die Fragestellungen, die sich heute bei der Diskussion alpiner Kluftmineralisationen ergeben, umfassen daher:

1. die gebirgsmechanische Bildung der Klüfte in Zeit und Raum,
2. die Herkunft der Kluftlösungen,
3. die Mineralisierung der Klüfte und die Mineralsequenzen in diesen Klüften.

Während einer progressiven metamorphen Prägung eines Gesteinsstapels ist eine Kluftbildung kaum vorstellbar und scheint auch die Konservierung eines eventuell prämetamorph angelegten Kluftmineralbestandes – dies allerdings abhängig vom Grad der Metamorphose – nicht möglich. Kluftbildung und Mineralisierung der Klüfte erfolgt erst im Anschluß an den thermischen Höhepunkt der letzten wirksamen Metamorphose. Da die großtektonischen Einheiten der Ostalpen ausnahmslos alpidisch (alt- und/oder jungalpidisch) geprägt worden sind, sind präalpidisch angelegte Kluftmineralisationen somit hier nicht zu erwarten.

Wie dem heute schon recht reichlich vorhandenen Beobachtungsmaterial zu entnehmen ist sind die Kluftmineralisationen im Pennin und im Ostalpin sowohl hinsichtlich ihres Mineralbestandes als auch hinsichtlich ihrer Mineralabfolgen identisch. Da nach dem vorhandenen radiometrischen Datenmaterial das ostalpine

Deckensystem einerseits und das Pennin andererseits zu unterschiedlichen Zeiten ihre wesentliche metamorphe Prägung erfahren haben, müssen die Kluftbildung und die Mineralisierung in diesen großtektonischen Einheiten auch zu verschiedenen Zeiten erfolgt sein. Die in beiden Einheiten identischen Mineralsequenzen in den Klüften belegen aber auch eine sehr ähnliche Hebungsgeschichte des Pennins und des Ostalpins (vgl. Niedermayr, 1990a).

Kluftmineralisationen im Altkristallin

Die im Altkristallin der Ostalpen und damit auch im, dem Pohorje eng benachbarten, Kristallin der Saualpe und Koralpe auftretenden Kluftmineralisationen sind zum Teil schon sehr lange bekannt. Sie wurden aber lange Zeit nicht den Bildungen der typischen alpinen Zerrklüfte des Pennins gleichgesetzt, sondern als Produkte der seinerzeit für ausschließlich variszisch angesehenen »arteritischen, teils venitischen Metamorphose« betrachtet (vgl. Meixner & Clar, 1953). Die phantastischen Funde von bis 100 Kilogramm schweren Bergkristallen und von bis 18 cm großen Titaniten aus dem Steinbruch Schwemmhoisl bei Deutschlandsberg in der Steiermark sowie beachtliche Bergkristallfunde vom Maxbauer, vom Kamperkogel, vom Bärofen, von der Soboth, aus dem Fraßgraben, alle Koralpe, sowie von Lading und aus dem Steinbruch von Terpetzen, beide Saualpe, aber auch andere Kluftmineralisationen (u. a. Saualpe: Gertrusk, Ramihalt, Hohenwart, Irregger Schwaig, Weinsberger Graben; Koralpe: Pressinggraben, Schoberkogel, Gradischkogel, Lichtengraben, Steinbruch Reinisch/Stampf, Graben der Weißen Sulm westlich Wernersdorf bei Wies) haben die Kluftmineralvorkommen dieser kristallinen Serien nachhaltig Sammlern und Mineralogen bewußt gemacht (vgl. auch Niedermayr, 1990b).

Das genaue Studium dieser Mineralparagenesen zeigt, daß auch hier im Altkristallin die Mineralvergesellschaftungen vom Chemismus des Nebengesteins gesteuert werden. Ein besonders schönes Beispiel dafür ist der Bereich des Spodumenvorkommens auf der Weinebene. Niedermayr und Göd (1992) zeigen, daß die Paragenesen in den Klüften der hier auftretenden Spodumenpegmatite sich deutlich von jenen der die Pegmatite umgebenden Nebengesteine (Amphibolite und Glimmerschiefer bis Gneise) unterscheiden. Trotzdem bestehen hinsichtlich der Mineralabfolge in den Klüften der verschiedenen Gesteinstypen große Parallelen. Das kann nur so interpretiert werden, daß die chemisch unterschiedlich zusammengesetzten Gesteine zwar sehr stark differierende Mineralarten in ihren Klüften führen, die Kristallisationsabfolge dieser Mineralien in jeder Kluft aber klar einen übergeordnet wirksamen Mechanismus – eben den retrograden Verlauf der altalpidischen Metamorphose, die diese Serien zuletzt so nachhaltig geprägt hat – erkennen läßt.

Etwas schematisiert sind diese Abfolgen anzugeben mit:

für Amphibolite
Albit → Axinit, Klinozoisit → Prehnit
Albit → Axinit → Prehnit → Laumontit → Heulandit → Stilbit
Aktinolith → Albit

für Glimmerschiefer und Gneise
Quartz → Adular
Adular → Heulandit → Stilbit

für Spodumenpegmatite
Adular → Fairfieldit → Uralolith → Apatit
Adular → Quarz → Laumontit → Uralolith → Pyrit
Quarz → Muskovit → Apatit
Adular → Heulandit → Stilbit → Pyrit → Roscherit → Fairfieldit/Messelit.

Nachstehend seien auch noch einige weitere Mineralsukzessionen des Altkristallins der Saualpe und Koralpe mitgeteilt:

für Amphibolite und Eklogite
Aktinolith, Epidot → Prehnit → Heulandit, Ferrierit
Aktinolith, Epidot → Axinit → Prehnit → Klinoptilolith
Quarz → Muskovit → Chlorit, Periklin → Titanit → Stilbit

für Glimmerschiefer und Gneise
Chlorit, Quarz → Chlorit, Periklin → Titanit → Stilbit
Albit → Rutil → Chlorit → Anatas → Apatit
Muskovit → Quarz → Laumontit → Kaolinit.

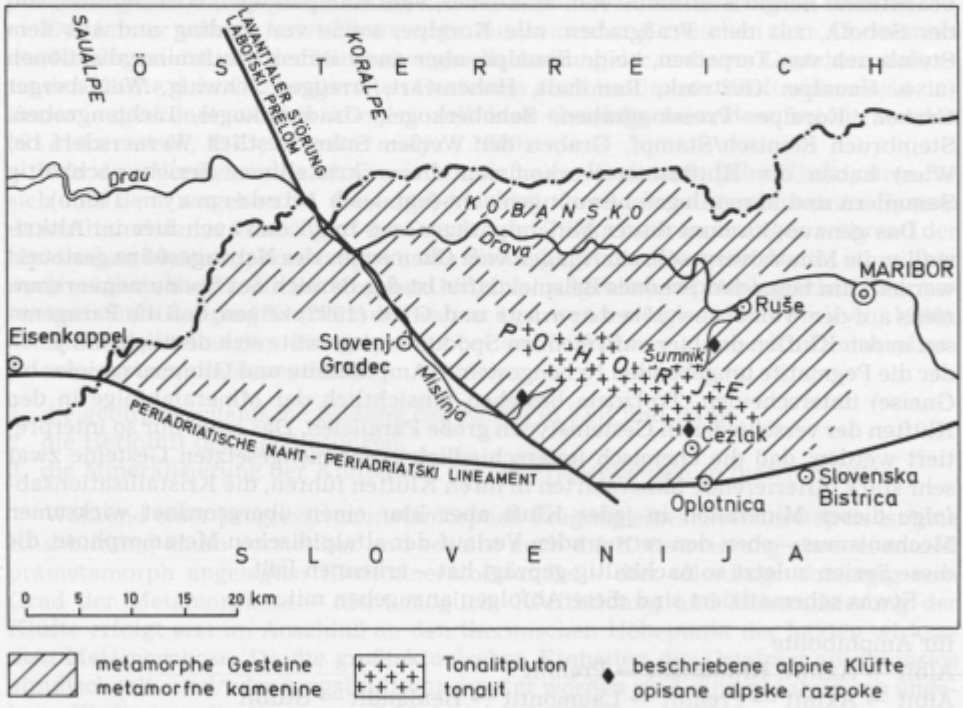


Abb. 1. Schematische Übersichtskarte der Verbreitung der metamorphen und magmatischen Gesteine der Ostalpen in Slowenien.

Sl. 1. Shematsko nakazana razširjenost metamorfnih in magmatskih kamenin Vzhodnih Alp v Sloveniji

Die Kluftmineralisationen des Altkristallins, deren stofflicher Bestand und deren Mineralabfolgen belegen jeweils einen PT-Verlauf, der den Gesetzmäßigkeiten eines retrograden »medium-pressure-type metamorphism« (im Sinne von Miyashiro, 1978) entspricht. Ähnliches gilt auch für die, allerdings jungalpidisch angelegten Kluftparagenesen des Pennins; dies ist als Hinweis auf eine entsprechend identische Hebungsgeschichte des altalpidisch geprägten Ostalpins einerseits und des jungalpidisch geprägten Pennins andererseits zu werten (Niedermayr, 1990a). Die geologischen Schlußfolgerungen dieser Beobachtung sind aber bis heute weitgehend noch nicht diskutiert worden.

Kluftmineralisationen im Pohorje

Die hier zu beschreibenden Kluftmineralisationen stammen aus dem Mislinjski jarek südöstlich von Slovenj Gradec, aus dem Steinbruch nördlich von Cezlak und aus dem Gebiet nordöstlich von Šumnik, längs der Fortstraße nach Ruše (Nord–Pohorje) (Abb. 1).

Im Mislinjski jarek sind in Amphiboliten nur sehr kleine Kluftrisse mit grobstrahligem Aktinolith und etwas Chlorit gefüllt. Andere Mineralphasen wurden hier bisher nicht beobachtet. Die Abfolge lautet Aktinolith → Chlorit. Diese Assoziation

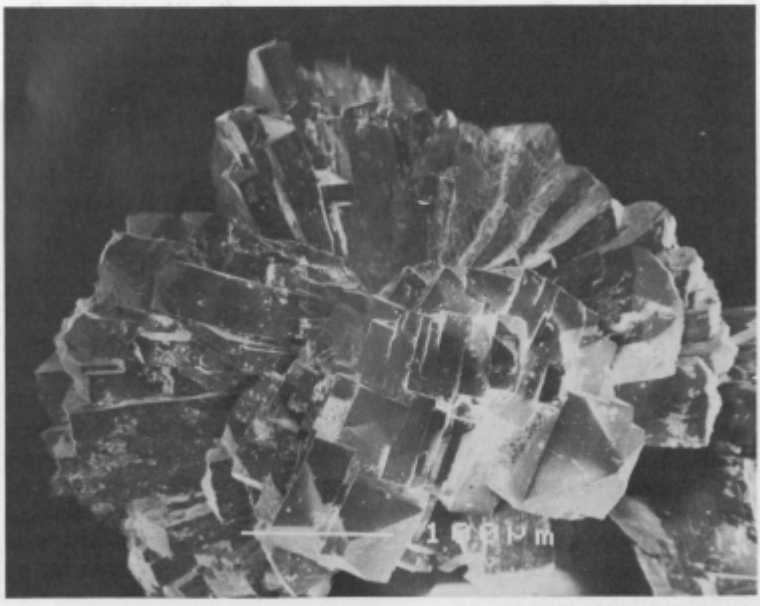


Abb. 2. Etwa 400 µm großes Heulanditaggregat auf Quarz aus der Kluftmineralparagenese aus dem Čizlakit von Cezlak. REM-Aufnahme. Sammlung: NHM Wien; Foto: dr. Franz Brandstätter

Sl. 2. Približno 400 µm velik agregat heulandita na kremenu iz mineralne združbe v razpoki v čizlakitu nad Cezlakom. REM-posnetek. Zbirka: NHM Dunaj, fotografiral dr. Franz Brandstätter

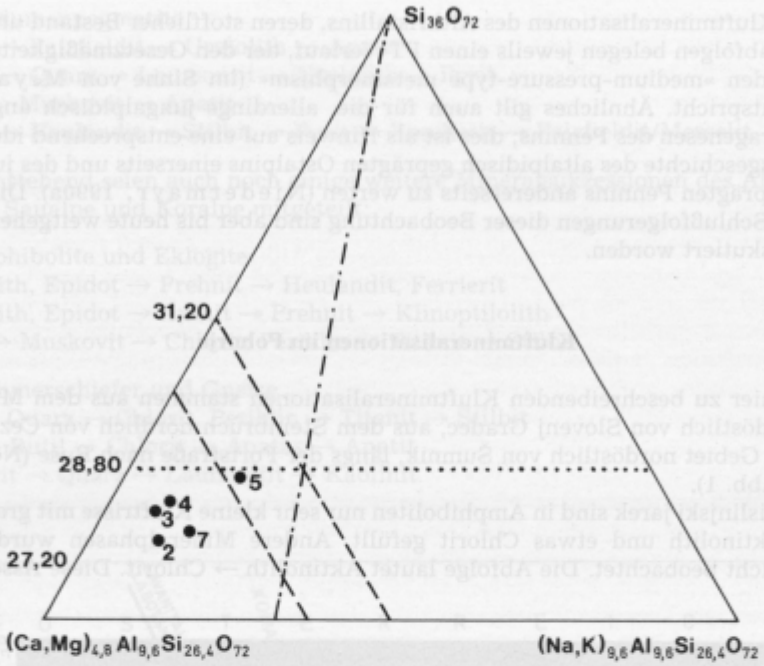


Abb. 3. Darstellung der Zeolithe aus dem Čizlakit-Steinbruch bei Cezlak, nach Gottardi und Galli (1985). Demnach liegen alle Analysen im Heulanditfeld

Sl. 3. Zeoliti iz kamnoloma čizlakita pri Cezlaku razčlenjeni po diagramu Gottardija in Gallija (1985). Vse analize našega zeolita ustrezajo polju heulandita

ist nicht weiter aussagekräftig, doch soll dieser Bericht Anregung geben, das Gebiet genauer in Hinblick auf Kluftmineralisationen zu untersuchen.

In einem neuen, etwas nördlich vom bekannten Steinbruch bei dem Ort Cezlak, angelegten Steinbruch tritt im Tonalit eine mächtige Linse eines aus Augit, Amphibol und Plagioklas bestehenden Gesteins, das nach dem Nachbarort in der Literatur als Čizlakit bezeichnet wird, auf. Dieses Gestein ist von typischen alpinen Zerrklüften durchsetzt, die neben aktinolithischer Hornblende, Quarz und Adular auch Epidot, Chlorit, Calcit und Heulandit führen (Abb. 2 und 3). Die Mineralabfolge ist anzugeben mit:

Aktinolith, Hornblende → Epidot, → Quarz → Titanit, Adular → Chlorit → Calcit und aktinolithische Hornblende → Epidot, Titanit → Quarz → Adular → Calcit → Heulandit, Seltenen Erden-Mineral (?).

Die jüngsten Mineralphasen in dieser Paragenese stellen Heulandit und ein bisher nicht identifizierbares Seltenen Erden-Mineral (reich an Cer) dar (Abb. 4).

Die von Frau Dr. Hinterlechner-Ravnik zur Untersuchung vorgelegte Probe stammt aus Amphiboliten des nördlichen Pohorje, welche durch retrograde Metamorphose einer mächtigen Eklogitfolge entstanden sind. In schmalen Kluftrissen hat

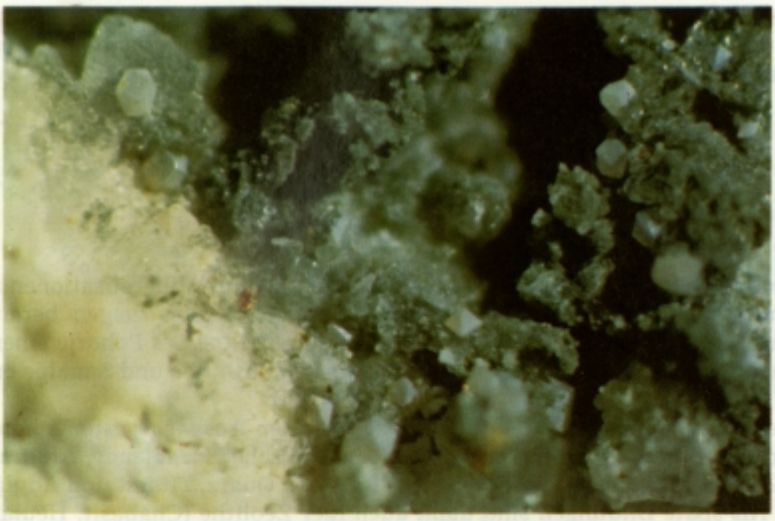


Abb. 4. Winzige, maximal 0,5 mm große Kristalle eines bisher nicht identifizierten Seltenen Erden-Minerals, reich an Cer aus der Kluftmineralparagenese aus dem Čizlakit von Cezlak. Sammlung: NHM Wien; Foto: Dr. Gerhard Niedermayr

Sl. 4. Drobni, največ 0,5 mm veliki kristali nekega, do sedaj nedoločenega minerala redkih zemelj, bogatega na ceru iz mineralne združbe v čizlakitu nad Cezlakom. Zbirka: NHM Dunaj, fotografiral dr. Gerhard Niedermayr



Abb. 5. Chabasit neben Epidot auf kurznadeligem Amphibol-Asbest aus Klüften im Amphibolit des nördlichen Pohorje. Bildlänge etwa 1,5 cm. Sammlung: Geološki zavod Ljubljana; Foto: Dr. Gerhard Niedermayr

Sl. 5. Habazit poleg epidota na kratkih iglicah amfibol-azbesta. Združba najdena v razpokah amfibolita na severnem Pohorju. Dolžina slike približno 1,5 cm. Zbirka: Geološki zavod, Ljubljana, fotografiral dr. Gerhard Niedermayr

sich hier ein dichter Filz von aktinolithischer Hornblende gebildet in den Albit, Epidot und Chabasit eingewachsen sind (Abb. 5). Die Mineralabfolge konnte an Hand der beiden vorliegenden Stücke präzisiert werden mit:

aktinolithische Hornblende → Albit → Epidot → Chabasit.

Diskussion

Obwohl bisher nur sehr wenige Beobachtungen an Kluftmineralisationen aus dem Altkristallin des Pohorje und aus seinem Pluton vorliegen, zeigen bereits diese wenigen Beispiele, daß die Mineralabfolgen in den Klüften des Pohorje einen ähnlichen Trend wie jene des ostalpinen Altkristallins von Koralpe und Saualpe erkennen lassen.

In den Klüften der meist relativ kieselsäurearmen Ausgangsgesteine kommen in einem frühen Bildungsstadium zunächst aktinolithische Hornblende, Albit und Epidot zur Auskristallisation. Diese werden gefolgt von Quarz, Titanit und Adular sowie Chlorit. Als späte Bildungen sind dann auch hier Zeolithe (Chabasit, Heulandit) zu beobachten.

Weitreichende Schlußfolgerungen lassen diese wenigen Daten derzeit nicht zu, doch ist zu erwarten, daß nach Vorliegen eines umfangreicheren Beobachtungsmaterials auch hier der PT-Verlauf der retrograden Metamorphose abgeschätzt werden könnte, wie dies aufgrund der Kluftmineralisationen im Pennin und Altkristallin der Ostalpen möglich ist (Abb. 6).

Mineralizirane alpske razpoke na Pohorju

Uvod

Raziskave pohorskih metamorfnih kamenin (Hinterlechner-Ravnik, 1971 in 1973; Faninger, 1970 in 1973) kažejo, da jih lahko primerjamo z ustreznimi vzhodnoalpskimi enotami v Avstriji; na Pohorju je bil kot posebnost vtisnjen v metamorfno skladovnico tudi periadriatski tonalitni pluton. Skladnost v zaporedju starih metamorfnih kamenin na Pohorju, na Svinški planini (Saualpe) in na Golici (Koralpe) je spoznal že Kieslinger (1935). Enako kažejo novejša dela slovenskih raziskovalcev, da so tako deli metamorfnega zaporedja kakor tudi metamorfni dogodki v teh masivih identični. Glede na dokazano podobnost bi pričakovali v metamorfnih kameninah na Pohorju številne mineralizirane alpske razpoke, ki so v bližnjih avstrijskih metamorfnih kameninah zelo razširjene. Vendar jih raziskovalci metamorfnih kamenin Pohorja v svojih delih ne omenjajo.

Med ekskurzijo Društva prijateljev Naravoslovnega muzeja na Dunaju pod vodstvom Ane Hinterlechner-Ravnik in Ernesta Faningerja smo obiskali tudi Pohorje, kjer je prvi od navedenih avtorjev prispevka našel nekaj primerov alpskih mineraliziranih razpok. Kasneje mu je A. Hinterlechner-Ravnik izročila v določitev še značilen vzorec mineralizirane alpske razpoke, ki jo je našla na severnem Pohorju v amfibolitiziranem eklogitu.

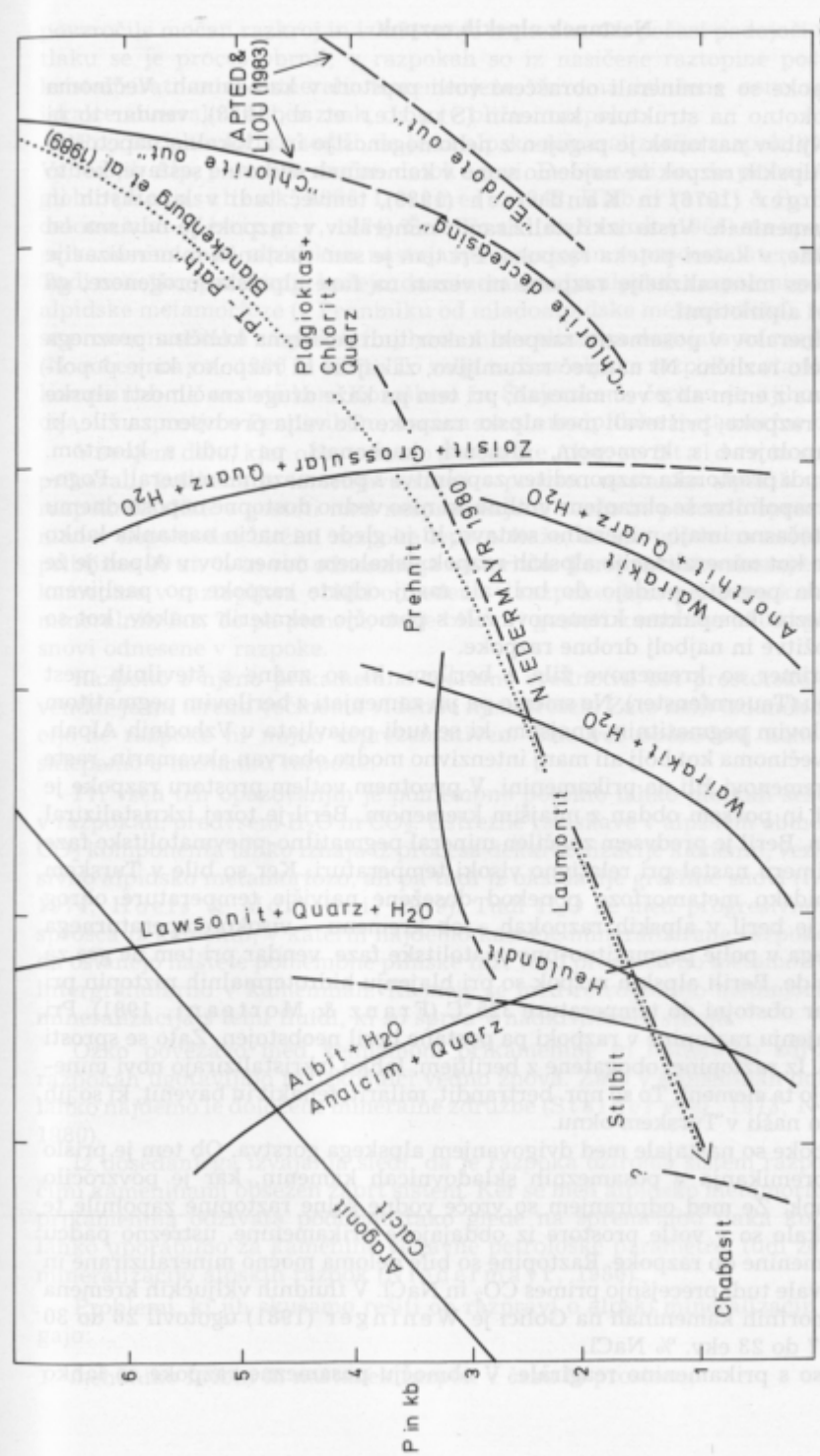


Abb. 6. PT-Diagramm nach Liou (1971) ergänzt durch Daten von Apted und Liou (1983) und Cho et al. (1987). Die strichpunktierte Linie gibt den Trend der Mineralausscheidung in den alpinen Klüften der Ostalpen (Pennin und Ostalpin) an (aus Niedermayr, 1991)

Sl. 6. PT-diagram po Liouju (1971), ki je dopolnjen s podatki Apteda in Liouja (1983) in Choja in dr. (1987). Pikčasto-črtkana krivulja nakazuje zaporedje izločanja mineralov v alpskih razpokah kot je ugotovljeno v Vzhodnih Alpah, v Penniniku in vzhodnoalpskih pokrovih (iz Niedermayr, 1991)

Nastanek alpskih razpok

Alpske razpoke so z minerali obraščeni votli prostori v kameninah. Večinoma potekajo pravokotno na strukturo kamenin (Stadler et al., 1973), vendar to ni vedno nujno. Njihov nastanek je pogojen z nehomogenostjo in z lokalno napetostjo v kameninah. Alpskih razpok ne najdemo samo v kameninah silikatne sestave, kot to menita Weninger (1976) in Kandutsch (1989), temveč tudi v laporastih in karbonatnih kameninah. Vrsta izkristaliziranih mineralov v razpoki je odvisna od sestave kamenine, v kateri poteka razpoka. Pri tem je sam nastanek mineralizacije alpski. Če proces mineralizacije razpoke ni vezan na faze alpidske orogeneze, ga označujemo kot alpinotipni.

Količina mineralov v posamezni razpoki kakor tudi relativna količina praznega prostora, sta zelo različni. Ni namreč razumljivo, zakaj ne bi razpoko, ki je popolnoma zapolnjena z enim ali z več minerali, pri tem pa kaže druge značilnosti alpske mineralizirane razpoke, prištevali med alpske razpoke. To velja predvsem za žile, ki so povsem zapolnjene s kremenom, glinenci, karbonati, pa tudi s kloritom. Pomembna je tudi prostorska razporeditev zapolnitve s posameznimi minerali. Pogosto imajo žilne zapolnitve še ohranjene votline, ki niso vedno dostopne neposrednemu opazovanju. Istočasno imajo mineralno sestavo, ki jo glede na način nastanka lahko uvrščamo samo kot mineralizacijo alpskih razpok. Iskalcem mineralov v Alpah je že dolgo znano, da pogosto pridejo do bolj ali manj odprte razpoke po pazljivem sledenju navidezno kompaktne kremenove žile s pomočjo nekaterih znakov, kot so npr. zamiki, zožitve in najbolj drobne razpoke.

Značilen primer so kremenove žile z berilom, ki so znane s številnih mest v Turskem oknu (Tauernfenster). Ne smemo pa jih zamenjati z berilovim pegmatitom oziroma z berilovim pegmatitnim gnajsom, ki se tudi pojavljata v Vzhodnih Alpah. Mineral beril, večinoma kot bolj ali manj intenzivno modro obarvan akvamarin, raste praviloma v kremenovi žili na prikamenini. V prvotnem votlem prostoru razpoke je pravilno razvit in povsem obdan z mlajšim kremenom. Beril je torej izkristaliziral pred kremenom. Beril je predvsem značilen mineral pegmatitno-pnevmatolitske faze in je v tem primeru nastal pri relativno visoki temperaturi. Ker so bile v Turskem oknu med alpidsko metamorfozo ponekod dosežene najvišje temperature okrog 600 °C in več, je beril v alpskih razpokah – ob kremenu – visokotemperaturnega nastanka, ki sega v polje pegmatitno-pnevmatolitske faze, vendar pri tem ne gre za pegmatitne fluide. Berili alpskih razpok so pri hlajenju hidrotermalnih raztopin pri tlaku ok. 2 kbar obstojni do temperature 325 °C (Franz & Morteani, 1981). Pri nadaljnjem hlajenju raztopine v razpoki pa postane beril neobstojen. Zato se sprosti element berilij. Iz raztopine, obogatene z berilijem, lahko izkristalizirajo novi minerali, ki vsebujejo ta element. To so npr. bertrandit, milarit, fenakit in bavenit, ki so jih vse že pogostno našli v Turskem oknu.

Alpske razpoke so nastajale med dvigovanjem alpskega gorstva. Ob tem je prišlo do strižnega premikanja v posameznih skladovnicah kamenin, kar je povzročilo odpiranje razpok. Že med odpiranjem so vroče vodne solne raztopine zapolnile te razpoke: pritekale so v votle prostore iz obdajajoče prikamenine, ustrezno padcu tlaka od prikamenine do razpoke. Raztopine so bile deloma močno mineralizirane in so lahko vsebovale tudi precejšnjo primes CO_2 in NaCl. V fluidnih vključkih kremena v starih metamorfnih kameninah na Golici je Weninger (1981) ugotovil 20 do 30 vol. % CO_2 in 7 do 23 ekv. % NaCl.

Raztopine so s prikamenino reagirale. V območju posamezne razpoke so lahko

povzročile močan razkroj in izluževanje kamenin. Ob počasi padajoči temperaturi in tlaku se je proces obrnil; v razpokah so iz nasičene raztopine postopoma začeli kristalizirati novi minerali. Spremenjene oziroma izlužene cone so za izkušene iskalce mineralov dober znak, da so v bližini razpoke.

Prvi raziskovalci so sodili, da je za alpsko mineralizacijo razpok, vsaj na območju Vzhodnih Alp, potreben močan dotok snovi. Domnevali so, da prihaja le-ta iz večjih globin(Weinschenk, 1896; Leitmeir, 1942; Haberlandt & Schiener, 1951; deloma tudi Weninger, 1974). Šele Frasl in Frank (1966) sta opozorila na vpliv prikamenine med alpidskim nastajanjem raztopin v procesu lateralnega izločanja. Tudi novejša opazovanja kažejo, da mineralizacija alpskih razpok ni odvisna samo od alpidske metamorfoze (v Penniniku od mladoalpidske metamorfoze), temveč tudi, da se proces nastanka razpok ter njihova mineralizacija dogajata na majhnem prostoru (Niedermayr, 1980 in 1991). To velja tudi za alpske razpoke v starih metamorfnih kameninah na avstrijskem Koroškem in Štajerskem, čeprav je njihova mineralizacija, v nasprotju s Penninikom, vezana na staroalpidske metamorfne dogodke.

V svojem delu, kjer obravnavajo Švicarske Alpe, so Stalder in sodelavci (1973) prikazali, kolikšna je izmenjava snovi v procesu nastanka alpskih mineraliziranih razpok. Razlika v gostoti med nespremenjeno svežo in porozno spremenjeno kamenino v neposredni bližini razpoke lepo pokaže, da gre glede na svežo kamenino za približno 20 ut. % in več odnesenega materiala. Torej je lahko skoraj tretjina prvotne kamenine v raztopljeni obliki odvedena v razpoke, kjer prispeva k nastanku novih mineralnih faz. To pa pomeni, da je bilo pri gostoti kamenine 2700 kg/m^3 kar 900 kg snovi odnesene v razpoke.

Razpoko z njeno prikamenino moramo vrednotiti kot prostorsko geološko telo, vendar je na terenu večinoma viden le njen presek. Zato neki izdanek za mineralizacijo te razpoke ni nujno reprezentativen. Šele več opazovanj nam dovoljuje, da sklepamo o nastanku razpoke.

Pri vseh teh opazovanjih je pomembno poreklo lahko hlapnih sestavin raztopin v razpokah, predvsem H_2O in CO_2. Ustrezne raziskave v alpskem območju kažejo, da CO_2 komponenta lahko izhaja iz procesa dekarbonizacije kamenin, vezane na progresivno alpidsko metamorfozo, ali pa tudi iz oksidacije grafitne snovi (Lausch et al., 1974; Hoefs & Morteani, 1979). Tudi H_2O se med progresivno metamorfozo sprošča iz kamenin, v katerih najdemo kasneje mineralizirane razpoke. Domnevajo, da ostanejo naštete pomembne plinske faze med progresivno metamorfozo v glavnem intergranularno v kameninah. Kasneje se med retrogradno metamorfozo uravnava mineralizacija s temi fluidi, ki so sprva v nadkritičnem stanju.

Ozko povezavo med kemizmom prikamenine in mineralno združbo v njenih razpokah ugotavljajo raziskovalci vedno znova. Zato v kameninah določene sestave lahko najdemo le določene mineralne združbe (Stalder et al., 1973; Niedermayr, 1980).

Iz dosedanjega izvajanja sledi, da je razpoka oziroma sistem razpok z obdajajočimi kameninami obsežen zaprt sistem. Ker se med alpidsko metamorfozo razpoka in prikamenina odzivata podobno tako glede na spremembo tlaka kot temperature, lahko uporabimo za kamenine veljavne petrološke parametre, tudi za nanje vezano mineralizacijo alpskih razpok (Niedermayr, 1980).

Problemi, ki jih skušamo rešiti ob razpravi o alpski mineralizaciji razpok, obsegajo:

1. mehaniko hribin in nastanek razpok v času in prostoru,

2. izvor raztopin v razpokah in
3. mineralizacijo razpok in zaporedje rasti mineralov v teh razpokah.

Med progresivnim metamorfnim oblikovanjem skladovnice kamenin je nastanek razpok komajda mogoč. Tudi ohranitev morebitno prisotnih predmetamorfnih žilnih mineralov ni možna, kar je vsekakor odvisno od stopnje metamorfoze. Razpoke nastajajo in se mineralizirajo šele neposredno po temperaturnem maksimumu med dogajanjem zadnje metamorfoze. Ker so velike tektonske enote v Vzhodnih Alpah oblikovane izključno alpidsko (mlado- in/ali staroalpidsko), ne moremo v njih pričakovati predalpidsko nastalih žilnih mineralizacij.

Iz dosedanjih obsežnih podatkov je mineralizacija razpok v Penniniku in v vzhodnoalpskih pokrovih primerljiva tako glede vsebnosti mineralov kakor tudi glede zaporedja rasti mineralov. Po obstoječih radiometričnih podatkih je bila glavna metamorfna stopnja vtisnjena v vzhodnoalpske pokrove po eni strani in v Penninik po drugi strani ob različnem času. Zato so nastajale razpoke in v njih mineralizacija v velikih tektonskih enotah in v različnem času. Ker pa so v obeh tektonskih enotah mineralna zaporedja v razpokah primerljiva, nam to dokazuje podobne PT razmere tako ob dviganju Penninika kakor tudi vzhodnoalpskih pokrovov (Niedermayr, 1990a).

Mineralizacija razpok v starih metamorfnih kameninah

Mineralizacija razpok v starih metamorfnih kameninah (= Altkristallin) je v Vzhodnih Alpah, torej tudi na Svinški planini in na Golici, že dolgo znana. Vendar je niso vzporejali s tipičnimi alpskimi strižnimi razpokami Penninika, temveč so imeli te žilne pojave za posledico arteritske, deloma venitske variscične metamorfoze (Meixner & Clar, 1953). Izredna nahajališča do sto kg težkih kristalov kamene strele, do 18cm velikih kristalov titanita iz kamnoloma Schwemmhoisl pri Deutschlandsbergu na Štajerskem in druga znamenita nahajališča kamene strele ter drugih mineralov z raznih lokacij Golice in Svinške planine so za vedno seznanile zbiralce in mineraloge z minerali alpskih razpok teh metamorfnih skladov (Niedermayr, 1990b).

Raziskava mineralnih paragenez je pokazala, da vpliva tudi v starih metamorfnih kameninah na mineralne združbe predvsem prikamenina. Lep primer za to je Weinebene na Golici, kjer se pojavlja spodumen. Niedermayr in Göd (1992) sta dokazala, da se parageneze v razpokah tamkajšnjih spodumenovih pegmatitnih gnajsov dobro razlikujejo od paragenez v prikamenini. Prikamenina so amfiboliti in blestniki oziroma gnajsi, vendar je zaporedje izločanja mineralov v razpokah primerljivo kljub temu, da ga najdemo v različnih vrstah omenjenih kamenin. Pojav si razlagamo tako, da sicer različen kemizem kamenin močno vpliva na velike razlike v vrsti mineralov. Vrstni red kristalizacije teh mineralov v razpoki pa zavisi od nadrejenega mehanizma retrogradnega poteka starejše alpidske metamorfoze, ki je zadnja in dokončno vplivala na te metamorfne kamenine.

Shematsko so mineralne združbe in zaporedje kristalizacije mineralov v razpokah v amfibolitu, blestniku, gnajsu, spodumenovemu pegmatitnemu gnajsu in eklogitu podane v nemškem besedilu.

Glede na mineralno sestavo in zaporedje kristalizacije ustreza mineralizacija razpok v starih metamorfnih kameninah PT poteku v razmerah retrogradne metamorfoze pri srednjem tlaku (Miyashiro, 1978). Podobno velja za mladoalpidsko

nastale mineralne parageneze razpok Penninika. To dokazuje, da sta razvoj in razmere dviganja zgodnjealpidsko delno rekristaliziranih starih metamorfnih kamenin in onih, ki jim je bila vtisnjena samo mladoalpidska metamorfoza v Penniniku, identična (Niedermayr, 1990a). Geološki sklepi teh zapažanj do sedaj še niso bili dovolj vrednoteni.

Mineralizirane razpoke na Pohorju

V nadaljevanju so opisane mineralizacije alpskih razpok na Pohorju, ki smo jih našli v Mislinjskem jarku, v kamnolomu čizlakita nad Cezlakom in severovzhodno od Šumnika ob gozdni cesti v Ruše (sl. 1).

V amfibolitu Mislinjskega jarka je bil v tankih razpokah najden debelo žarkovit aktinolit z malo klorita ob njem. Drugih mineralov nismo našli. Prvi je kristaliziral aktinolit, za njim klorit. Ta mineralna združba ni značilna, dala pa naj bi pobudo za natančnejšo raziskavo mineraliziranih razpok vsega območja.

Nad krajem Cezlak leži v nanovo širjenem kamnolomu v tonalitu večja leča posebne kamenine, ki je v literaturi obeležena kot čizlakit. Grade jo minerali avgit, amfibol in plagioklaz. V čizlakitu so razvite tipične alpske strižne razpoke. V njih najdemo aktinolitno rogovačo, kremen in adular ter poleg teh še epidot, klorit, kalcit in heulandit (sl. 2 in 3). Vrstni red kristalizacije mineralov je naslednji:

aktinolit, rogovača → epidot, kremen → titanit, adular → klorit → kalcit in

aktinolitna rogovača → epidot, titanit → kremen → adular → klorit → heulandit → mineral redkih zemelj (?).

Najmlajši mineralni fazi te parageneze sta heulandit in neki do sedaj še nedoločeni mineral redkih zemelj, ki je bogat s cerom (sl. 4).

Raziskana žilna mineralizacija s severnega Pohorja, ki jo je našla A. Hinterlechner-Ravnik, izhaja iz amfibolita, nastalega z retrogradno metamorfozo debele skladovnice eklogita. V ozkih režah amfibolita se je izkristaliziral gost igličast agregat aktinolitne rogovače. Vanj so vraščeni drobni kristali albita, epidota in habazita (sl. 5).

Zaporedje rasti mineralov na dveh vzorcih je določeno kot:

aktinolitna rogovača → albit → epidot → habazit.

Razprava

V starih metamorfnih kameninah na Pohorju in v njegovem plutonu so do sedaj najdene le redke mineralizirane razpoke. Navedeni primeri kažejo, da je vrstni red rasti mineralov v razpokah podoben kot v starih metamorfnih kameninah Golice in Svinške planine.

V razpokah kamenin, katerih vsebnost kremenice je relativno nizka, so se izkristalizirali najprej aktinolitna rogovača, albit in epidot. Sledili so kremen, titanit, adular in klorit. Pozne faze so tudi tukaj zeoliti: habazit in heulandit.

Ti maloštevilni podatki ne dopuščajo dalekosežnih sklepov. Ko bo raziskanih več primerov, bo možno tudi tukaj oceniti PT potek retrogradne metamorfoze, kot je to že možno na podlagi mineralizacije razpok v Penniniku in starih metamorfnih kameninah drugod v Vzhodnih Alpah (sl. 6).

Literatur

Apted, M. N. & Liou, J. G. 1983, Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. Am. Jour, Sci. *283*-A, 328-354, New Haven, ZDA.

Cho, M., Maruyama, S & Liou, J. G. 1987, An experimental investigation of heulandite-laumontite equilibrium at 1000 to 2000 bar P_{H_2O}. Contrib. Mineral. Petrol., *97*, 43-50, Heidelberg.

Blanckenburg, F. V., Villa, I. M., Bauer, H., Morteani, G. & Steiger, R. H. 1989, Time calibration of a PT-path from the western Tauern Window, Eastern Alps. The problem of closure temperatures. Contrib. Min. Petr. *101*, 1-11, Heidelberg.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit. Geologija, *13*, 35-104, Ljubljana.

Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamnine. Geologija, *16*, 271-315. Ljubljana.

Franz, G. & Morteani, G. 1981, The system BeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6kb and 400 to 800 °C. N. Jb. Miner., Abh. *140*, 3, 273-299, Stuttgart.

Frasl, G. & Frank, W. 1966, Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster, mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. Der Aufschluß, Sh. *15*, 30-57, Heidelberg.

Gottardi, G. & Galli, E. 1985, Natural zeolites. Berlin, Heidelberg, Springer, 409 p.

Haberlandt, A. & Schiener, A. 1951, Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). Tschermaks Min. Petr. Mitt., *3*. F., 2, 292-354, Wien.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija, *14*, 186-226, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. Geologija, *16*, 245-270, Ljubljana.

Hoefs, J. & Morteani, G. 1979, The carbon isotopic composition of fluid inclusions in Alpine fissure quartzes from the western Tauern Window (Tyrol, Austria). N. Jb. Miner., Mh., 1979, 123-134, Stuttgart.

Kandutsch, G. 1989, Die morphologische Einteilung alpiner Zerrkluftquarze und deren Anwendung als Geothermometer im Tauernfenster. Salzburg: unveröffentliche Diss. naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 138. p.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. Geol. B.-A. 101-110, Wien.

Lausch, J., Möller, P. & Morteani, G. 1974, Die Verteilung der Seltenen Erden in den Karbonaten und penninischen Gneisen der Zillertaler Alpen (Tirol, Österreich). N. Jb. Miner., Mh., 1974, 490-507, Stuttgart.

Leitmeier, H. 1942, Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Tschermaks Min. petr. Mitt., N. F. *53*, 271-329, Wien.

Liou, J. G. 1971, Stilbite-laumontite equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., *31*, 171-177, Heidelberg.

Meixner, H. & Clar, E. 1953, Klassische und neuere Mineralvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe. Carinthia II, *143./*63., 132-139, Klagenfurt.

Miyashiro, A. 1978, Metamorphism and metamorphic belts. 3. Ed. London, Allen & Unwin, 492, p.

Niedermayr, G. 1980, Ostalpine Kluftmineralisationen und ihre Beziehung zur alpidischen Metamorphose. Ann. Naturhist. Mus. Wien *83*, 399-416, Wien.

Niedermayr, G. 1990a, Mineralabfolgen in alpinen Klüften der Ostalpen und ihre Bedeutung für den Bau der Alpen. Mitt. Österr. Min. Ges. *135*, 59-60, Wien.

Niedermayr, G. 1990b, Die Mineralien der Kor- und Saualpe in Kärnten/Österreich. Mineralien-Welt 1, 3, 58-67, Haltern, ZRN.

Niedermayr, G. 1991, Alpine Kluftmineralisationen im Nationalpark Hohe Tauern und ihre Beziehung zur Entstehung der Alpen. Wissenschaftl. Jb. Nationalpark Hohe Tauern, in Druck.

Niedermayr, G. & Göd, R. 1992, Das Spodumenvorkommen auf der Weinebene und seine Mineralien. Carinthia II, *182./*102, 21-35, Klagenfurt.

Stalder, H. A., de Quervain, F., Niggli, E. & Graeser, S. 1973, Die Mineralfunde der Schweiz. Wept & Co., 433 p., Basel.

Weinschenk, E. 1896, Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen

Tauern. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen Minerallagerstätten. Z. Krist. *26*, 337-508, Leipzig.

Weninger, H. 1974, Die alpinen Kluftmineralisationen der österreichischen Ostalpen. Der Aufschluß, Sh. *25*, 168 p., Heidelberg.

Weninger, H. 1976, Alpine Klüfte. Ihre Entstehung und Bedeutung für den Sammler. Lapis *1*, 1, 10-13, München.

Weninger, H. 1981, Mikrothermometrische Untersuchungen an ostalpinen Lagerstätten. Tschermaks Min. Petr. Mitt. *29*, 127-149, Wien.

GEOLOGIJA 35, 225–227 (1992), Ljubljana

UDK 549.6(497.12)=30

Über einen Neufund vom Aquamarin aus dem aufgelassenen Steinbruch nördlich von Slovenska Bistrica im östlichen Pohorje, Slowenien

Novo odkritje akvamarina v opuščenem kamnolomu severno od Slovenske Bistrice na vzhodnem Pohorju, Slovenija

Albert Harrer
Töllergasse 42/2/13, A-1210 Wien
Österreich

Ana Hinterlechner-Ravnik
Poljanski nasip 30, 61000 Ljubljana, Slovenija

Gerhard Niedermayr
Mineralogisch-Petrographische Abteilung,
Naturhistorisches Museum, Burgring 7,
A-1014 Wien, Österreich

Auszug

Im Zuge einer Exkursion der Freunde des Naturhistorischen Museums in Wien, in deren Rahmen u.a. auch Aufschlüsse im Ostabschnitt des Pohorje (Bacher Gebirge) unter der Führung von Dr. Ana Hinterlechner-Ravnik und Dr. Ernest Faninger besichtigt werden konnten, wurden im bereits stillgelegten Steinbruch oberhalb des Wasserwerkes nördlich vom Ort Slovenska Bistrica Pegmatitproben mit Aquamarin aufgesammelt. Da es sich dabei um einen interessanten Neufund handelt, sei darüber kurz referiert.

Kratka vsebina

V opuščenem kamnolomu nad vodnim zajetjem ob potoku Bistrica nad Slovensko Bistrico je bil v sekundarnih kosih pegmatitnega gnajsa na Pohorju prvič najden akvamarin. Ta zanimiva najdba je na kratko opisana.

Geologie

Im dem direkt am Bistrica-Bach gelegenen und aufgelassenen Steinbruch sind stark amphibolitisierte Eklogite aufgeschlossen, die bereichsweise von Quarz- und von Quarz-Feldspatmobilisationen und Apliten durchsetzt werden. Diese Gesteine sind Teile des in Pohorje sehr verbreiteten Eklogit-Niveaus, welche über metamorphe tiefere Teile überschoben sind.

Der Neufund von Aquamarin

Im Schuttmaterial des Steinbruches, nicht jedoch im anstehenden Fels, fanden sich mehrere Pegmatitschtücke mit hellgrünlichblauem Aquamarin. Das größte hier gefundene Aquamarinfragment zeigt Abmessungen von 2,2 × 1,2 × 0,9 cm. Es ist blaugrün gefärbt und zeigt nur das Prisma {1010}; Unter- und Oberseite des Kristalls sind nur als Bruchflächen ausgebildet. Der Kristall ist partiell durchscheinend. Weitere Aquamarine sind in einer quarzreichen Pegmatitpartie eingewachsen und mit schön rotbraun gefärbtem Granat (Spessartin) vergesellschaftet.

Diskussion der Fundsituation

Das Auftreten von Beryll in der hochmetamorphen Serie des östlichen Pohorje wäre im Vergleich zu den westlichen Kristallinkomplexen von Koralpe und Saualpe, die einer ähnlichen geologischen Position zugerechnet werden können, nicht unbedingt überraschend. So sind aus dem steirisch-kärntnerischen Altkristallin eine Reihe von Beryllvorkommen bereits bekannt, die hier sowohl an Pegmatite als auch an pegmatoidische Quarz-Feldspatmobilisationen gebunden sind (z.B. St. Leonhard/Saualpe, Pack, Brandrücken/Koralpe). Aus diesem Grund kann Beryll im Kristallin des Pohorje durchaus erwartet werden. Kritisch beurteilt werden, könnte allerdings sein Auftreten im gegenständlichen Steinbruch, da die mineralisierten Proben einerseits nur aus dem Schuttmaterial stammen und andererseits im Anstehenden selbst auch nach genauester Nachsuche durch einen von uns (A. Hinterlechner-Ravnik) keine weiteren Stücke mit Aquamarin gefunden werden konnten.

Wie aus ähnlichen Paragenesen ja bekannt, tritt Beryll meist nesterartig – an quarzreiche Partien von Pegmatiten bzw. pegmatitischen Mobilisaten gebunden – auf, sodaß sein Vorkommen im gegenständlichen Steinbruch nicht unbedingt gänzlich auszuschließen ist. Dies um so mehr, als die von uns gesammelten Pegmatitproben neben Aquamarin und Albit auch an Spessartinkomponente reichen Granat zeigen. Ähnliche granatführende Aplite und quarzreiche Pegmatite sind im Steinbruch aber durchaus anzutreffen.

Nicht auszuschließen ist, daß die Aquamarin führenden Proben nicht aus dem Steinbruch sondern aus dessen unmittelbarer Umgebung stammen und möglicherweise auch auf das Aushubmaterial, das beim Bau des nahegelegenen Wasserwerkes gewonnen wurde, zu beziehen sind. In jedem Fall aber ist der Nachweis von Beryll für das östliche Pohorje von großem Interesse und soll eine genaue Durchmusterung des Gebietes um Bistrica hier angeregt werden.

Novo odkritje akvamarina v opuščenem kamnolomu severno od Slovenske Bistrice na vzhodnem Pohorju, Slovenija

Med ekskurzijo Društva prijateljev Naravoslovnega muzeja na Dunaju pod vodstvom Ane Hinterlechner-Ravnik in Ernesta Faningerja smo obiskali tudi vzhodno Pohorje. Takrat je prvi od navedenih avtorjev našel v opuščenem kamnolomu nad vodnim zajetjem severno od Slovenske Bistrice lep kristal akvamarina. Le-ta je rastel v pegmatitnem gnajsu, ki na gosto prepreza retrogradni amfibolit; ta pa je nastal iz

eklogita. Vzorec pegmatitnega gnajsa z akvamarinom je najden v grušču. Najlepši izluščeni kristal akvamarina je modrozelenkast, deloma prosojen in meri $2,2 \times 1,2 \times 0,9$ cm. Ob straneh ga omejujejo ploskve prizme, na obeh konceh pa je odlomljen. Nekaj manjših kristalov akvamarina je zraslo v delu pegmatitnega gnajsa, ki je bogat s kremenom in v združbi z rdečkastorjavim granatom spessartinom.

Vezan na pegmatitne gnajse in pegmatitne mobilizate, je bil beril najden na več mestih tudi v visokometamorfnih serijah na Golici in na Svinški planini. Ker je bil pri nas doslej najden v kamnolomu le na sekundarnem mestu, je možno, da ne izhaja od tod, temveč iz okolice kamnoloma. Vsekakor pa je navzočnost berila na vzhodnem Pohorju s tem dokazana.

GEOLOGIJA *35*, 229–286 (1992), Ljubljana

UDK 553.44.43:551.735(497.12)=863

O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije

On geological structure and mineralization in Carboniferous rocks north of Litija, Slovenia

Ivan Mlakar & Dragomir Skaberne
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Matija Drovenik
Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V članku so podatki o razvoju karbonskih skladov na območju severno od Litije, o strukturi ozemlja in polimetalnih rudiščih na tem prostoru. Posebna pozornost je namenjena sestavi kremenovo-limonitnih kamenin z območja Gavgen hrib-Kržac južno od Vač in pogojem njihovega nastanka. Z določitvijo relativnega zaporedja izločanja mineralov in njih deformacij smo dokazali obstoj tektonsko-erozijske faze, ki ustreza asturski tektonski fazi. Z istočasnim nastajanjem tektonskih jarkov pa so povezani tudi rudonosni procesi.

Abstract

In the paper data on development of Carboniferous beds, the geological structure and polymetallic deposits in the area north of Litija are presented. Special attention is devoted to composition of quartz-limonitic rocks from Gavgen hrib-Kržac south of Vače and to their genesis. Establishment of relative succession of crystallization of minerals and of their deformations permitted to prove the existence of a tectonical-erosional phase which corresponds to the Asturian orogeny. The mineralization processes are connected with development of tectonic trenches at that time.

Uvod

V okviru raziskovalne naloge Metalogenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije, smo v letih 1986–1988 preučevali ozemlje med Litijo in Vačami. Izdelali smo geološko karto v merilu 1:5.000 po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov, zbrali podatke o razvoju paleozojskih plasti, strukturi ozemlja in o rudiščih na tem prostoru ter našli zelo zanimive kremenovo-limonitne kamenine, katerih nastanek je pomemben za interpretacijo starosti rudonosnih procesov in paleotektonsko dogajanje na širšem območju. Tem nenavadnim kameninam smo v razpravi namenili posebno pozornost.

Prisotnost vseh karbonskih superpozicijskih enot na majhnem prostoru je v Posavskih gubah redkost. Zato nam to območje lahko obenem služi za osnovo pri reševanju celotne karbonske problematike in je pomembna informacija za preučevanje stratigrafske, litološke in strukturne kontrole Pb, Zn, Cu in Ba orudenja v tem delu Slovenije.

Kratek pregled dosedanjih raziskav

Iz obdobja pred drugo svetovno vojno je pomembna zlasti razprava Tornquista (1929), ki je preučeval zakonitosti hidrotermalnega orudenja. Namenjena je predvsem Litiji, obravnava pa tudi nekatera druga žilna rudišča v Posavskih gubah. Bercetova (1955) geološka karta iz leta 1954 zajema okrog 2,25 km² ozemlja okolice Ponovič; geološko je spremljal rudarska dela, medtem ko je Tovšakova preučevala izpirke v potokih. Iz istega obdobja je še Žebretova razprava (1955). Leta 1956 sta Grad in Nosan (Grad, 1957) pregledala 100 km² ozemlja v okolici Litije. Na karti sta sicer izločila karbonske litološke člene, vendar nista pojasnila superpozicijo skladov in zgradbo ozemlja. V končni fazi obratovanja rudišča Ponoviče je Fabjančič kartiral večino takrat dostopnih rudarskih del.

Nove geološke podatke s tega prostora smo dobili šele pri zbiranju informacij za Osnovno geološko karto (karti Vače in Litija v merilu 1:25.000) ter seveda z objavljeno karto merila 1:100.000 s tolmačem (Premru, 1983a, b). Opozorimo naj še na podatke o rudnomikroskopskih, spektralnih in izotopskih raziskavah rude, ki so jih opravili Grafenauer (1963), Grafenauer s sodelavci (1969) in Drovenik M. s sodelavcema (1980) ter na nekaj novejših geoloških informacij (Mlakar, 1987).

Geološka zgradba ozemlja

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti. V Mlakarjevi razpravi iz leta 1987, namenjeni razlagi geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja, najdemo podatke o razvoju karbonskih skladov na širšem prostoru. Veljavnost te razčlenitve, potrebne le manjših dopolnitev, lahko najlepše ponazorimo prav z razmerami na geološki karti ozemlja Vače–Hotič–Ponoviče–Litija, ki zajema 21 km² (sl. 1).

V predhodnih raziskavah (Mlakar, 1987) kamenin superpozicijske enote a, ki jo grade temno sivi skrilavi glinovci s posameznimi polami meljevca, na obravnavanem prostoru nismo zasledili. Pri sedanjih – natančnih raziskavah pa smo kamenine superpozicijske enote a našli, in sicer južno ter celo severno od Save. Južno od Save najdemo te kamenine na območju Presenčev mlin–Pogonik–Podšentjur, severno od Save pa ob cesti Ljubljana–Litija ter v spodnjem in srednjem delu Loki potoka. V grapi pod Rženom in Kovkarjem je več lepih izdankov glinovca, vendar vsi pripadajo istemu nivoju vsaj 250 m debelih skladov (sl. 2 in 3).

Večji del ozemlja grade skladi superpozicijske enote b iz srednje- in debelozrnatih klastičnih kamenin.

Plasti najstarejše superpozicijske podenote b_1 se javljajo kot ozek, večkrat prekinjeni pas na območjih, kjer poznamo talninske skrilavce enote a; lepi izdanki so redki. Značilnost teh do 50 m debelih skladov je hitro menjavanje glinovca, meljevca in drobnozrnatega peščenjaka, pri čemer je debelina posameznih plasti od 0,1–0,5 m.

Ta podenota je razgaljena ob poti k cerkvi Sv. Jurija, še lepše pa v visoki ježi nad mrtvim rokavom reke Save, in sicer v coni, dolgi okrog 100 m, ki se prične pod gradom Pogonik in se vleče proti severovzhodu. Več izdankov teh kamenin je še pod savsko teraso južno od Zgornjega Hotiča, zdaleč najlepši izdanek pa je v levem pritoku Loki potoka – 600 m južno od Škalarjevega mlina.

Kamenine superpozicijske podenote b_2 grade velik del pregledanega območja. Kot drugod v Posavskih gubah, sestoji tudi tod podenota b_2 pretežno iz peščenjaka. Sestavljajo jo številne debele sekvence iz različno zrnatega bolj ali manj sljudnatega kremenovega peščenjaka. Spodnji del sekvenc je iz masivnega debelejezrnatega peščenjaka, včasih iz drobnozrnatega konglomerata, najvišji deli pa so pogosto iz vzporedno laminiranega drobnozrnatega peščenjaka, kateremu ponekod sledi še nekaj cm glinovca. Prisotno je torej bolj ali manj izrazito zmanjševanje zrnavosti proti zgornjim delom sekvenc (fining upward sequence).

Kot kaže profil A-A' na sl. 2, se javlja prvi vložek glinovca v okrog 600 m debeli skladovnici kamenin superpozicijske podenote b_2 okrog 70 m nad plastmi z našo oznako b_1. Najbolj pogostni so vložki glinovca v intervalu med 300 in 450 metri. Na območju Bitiče-Tolsti vrh najdemo štiri take vložke, debele od nekaj do 25 metrov, ki se lateralno izklinjajo.

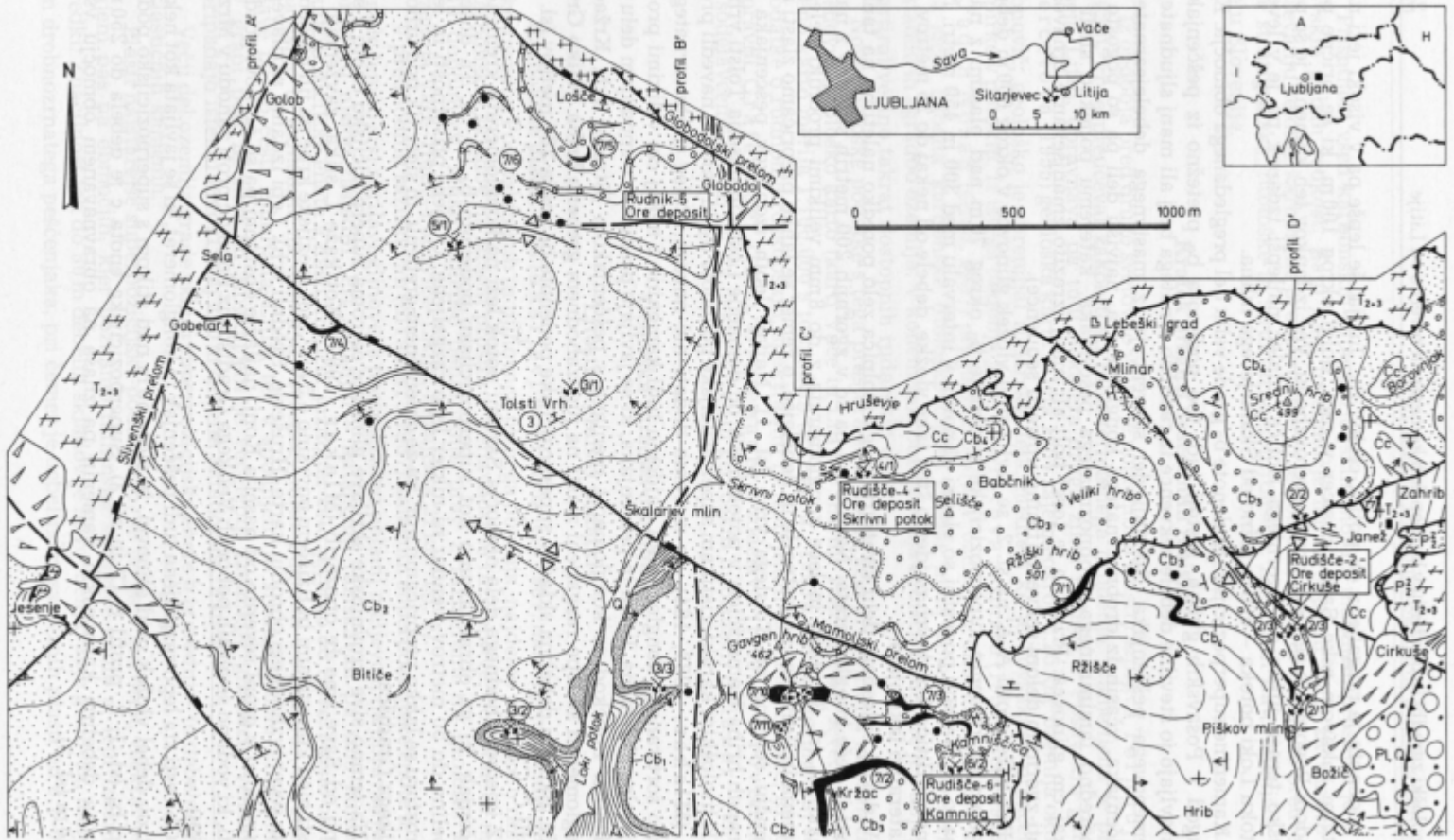
V doslej opisanem delu stratigrafskega stolpiča zelo poredko naletimo na tanke plasti in leče konglomerata. Nasprotno pa so v zgornjih 200 metrih skladov z našo oznako b_2 (sl. 3) plasti in leče konglomerata z do 8 mm velikimi prodniki belega kremena in lidita vse pogostnejše in debelejše, o čemer se lahko prepričamo zlasti na območju severno od Tolstega vrha (sl. 1). Največ lepih izdankov peščenjaka je v grapah hriba Kamniščica, v potokih SW od domačije Lošče in naselja Tolsti vrh.

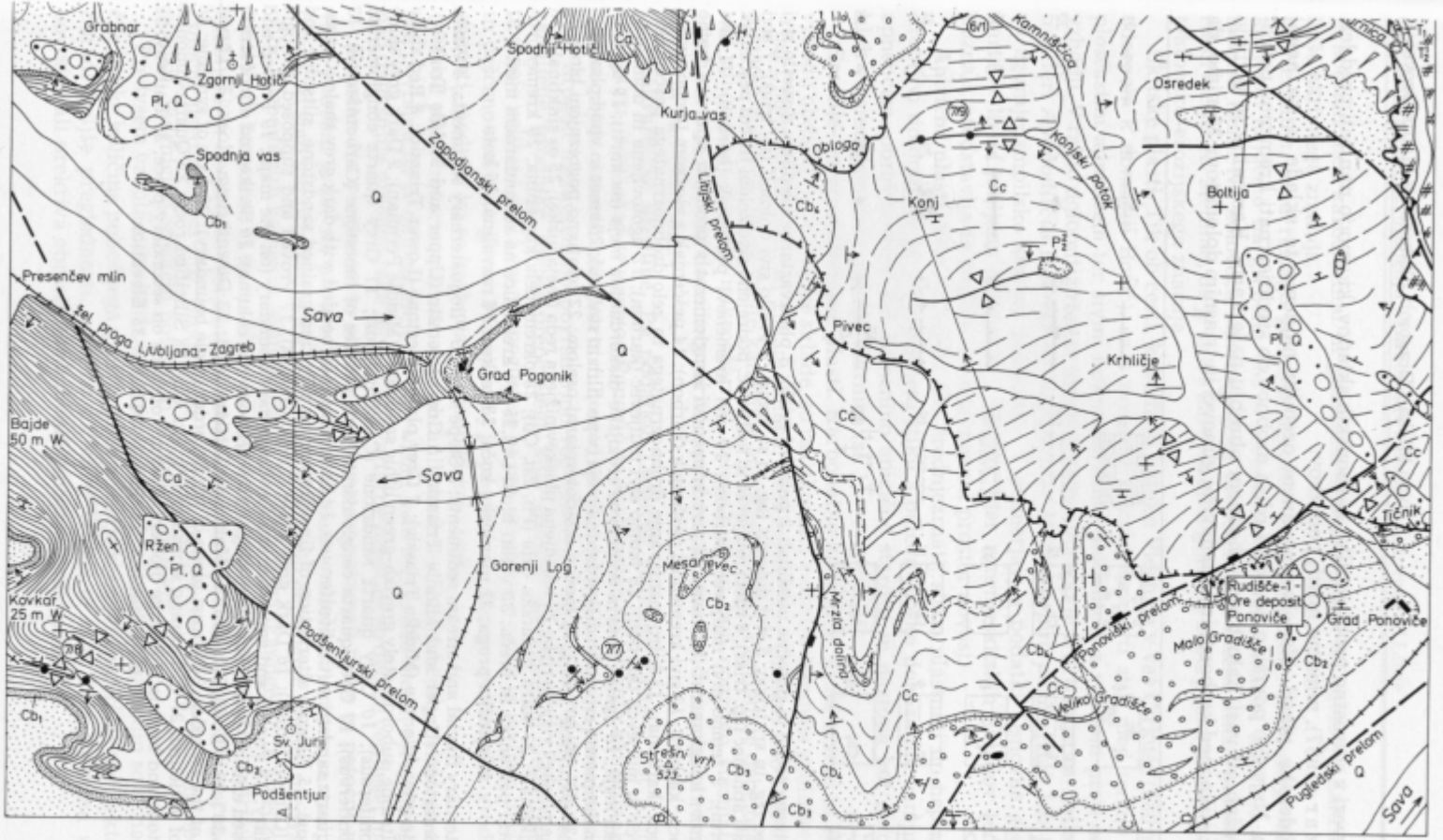
K litološkim karakteristikam superpozicijske podenote b_3, ki smo jih navedli pred leti (Mlakar, 1987, 164), ne moremo dodati nič novega. Poleg drobnozrnatega, dobro sortiranega konglomerata najdemo tudi kamenine z nekaj cm velikimi prodniki belega kremena, lidita in peščenjaka, ki se javljajo predvsem v spodnjem delu te podenote. Ponekod se konglomerat menjava s peščenjakom (Strešni vrh, Kržac). Konglomerati so lepo razgaljeni zlasti na jugozahodnem grebenu hriba Veliko Gradišče. Skupna debelina skladov superpozicijske podenote b_3 znaša 280 metrov (sl. 2, profil C-C').

Z izjemo zahodnega dela območja Skrivni potok leži na konglomeratu kremenov peščenjak, ki ga obravnavamo kot superpozicijsko podenoto b_4 (sl. 3). Ta doseže debelino do 50 metrov, vendar ni nikjer lepo razgaljena. O njeni prisotnosti in legi v prostoru se lahko prepričamo npr. na že omenjenem grebenu, in sicer tik pod vrhom Velikega Gradišča.

Na temno sive krovninske skrilave glinovce oziroma superpozicijsko enoto c severno od Save smo že opozorili (Mlakar, 1987). Kot kaže 1. slika, zavzemajo te plasti med Ponovičami in Ržiščem površino 4,5 km^2, kot erozijske krpe pa jih najdemo še na severovzhodnem obrobju karte (Hruševje, Srednji vrh). Lepi izdanki skrilavega glinovca so v grapi severno od naselja Konj, najlažje dostopni pa so ob novi gozdni cesti, ki vodi po severnih pobočjih Velikega Gradišča iz Ponovič proti zahodu v Mrzlo dolino.

Ob cesti sta lepo razgaljena tudi peščenjak in konglomerat, ki se javljata kot nekaj metrov debel vložek med glinovci, in sicer 50 m nad stikom s superpozicijsko podenoto b_4 (sl. 1, 2, profil C-C' in sl. 3). Superpozicijska enota c je debela do 250 m, celotna debelina karbonskih kamenin pa znaša na obravnavanem območju vsaj 1480 m (sl. 3).


N
profil A'
profil B'
profil C'
profil D'
Golob
Sela
Gabelar
Tolsti Vrh
Jesenje
Bitiče
Loše
Globodol
Globodolski prelom
Ruđnik-5 - Ore deposit
Silvenski prelom
Škalarjev mlin
Skrivni potok
Ruđišče-4 - Ore deposit Skrivni potok
Hruševje
Babčnik
Seliščе
Veliki hrib
Ržiški hrib
501
Gavgen hrib
462
Mamolski prelom
Loki potok
Kržac
Ruđišče-6 - Ore deposit Kamnica
Kamnica
Ržišče
Hrib
Lebeški grad
Mlinar
Srednji hrib
499
Janež
Ruđišče-2 - Ore deposit Cirkuše
Cirkuše
Piškov mlinar
Božič
Zahrib
Sava
Vače
LJUBLJANA
Sitarjevec
Litija
0 5 10 km
A
H
I
Ljubljana
0 500 1000 m

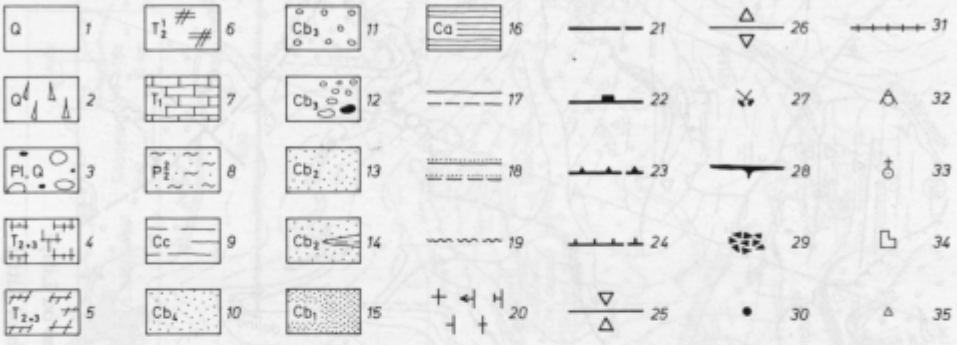


Sl. 1. Geološka karta ozemlja severno od Litije

Fig. 1. Geological map of area north of Litija

V zvezi s starostno problematiko karbonskih skladov, ki smo jo nanizali pred leti (Mlakar, 1987), nimamo novih podatkov.

Grödenske plasti. Na obravnavanem ozemlju najdemo te sklade le na nekaj mestih. Največjo površino zavzema rdeči drobno- do srednjezrnati kremenov peščenjak južno od vasi Zahrib na vzhodnem obrobju naše karte. Kamenine se javljajo vzdolž stika med karbonskimi skrilavimi glinovci in triasnim dolomitom. Menimo, da



1 kvartarne rečne in potočne usedline; *2* pobočni grušč; *3* pliokvartarne usedline; *4* svetlo sivi apnenec (zg. in sr. trias); *5* sivi dolomit (zg. in sr. trias); *6* svetlo sivi dolomit (sr. trias); *7* sivi ploščasti apnenec (sp. trias); *8* rdeči muljevec in meljevec, podrejeno sivo zeleni litični peščenjak (sr. perm); *9* temno sivi muljevec (karbon); *10* sivi kremenovi peščenjak (karbon); *11* sivi kremenovi konglomerat (karbon); *12* sivi kremenovi konglomerat s prodniki apnenca (samo v stolpcu; karbon); *13* sivi kremenovi peščenjak (karbon); *14* peščenjak z vložkom temno sivega muljevca (karbona); *15* hitro menjavanje drobnozrnatega in zelo drobnozrnatega peščenjaka, meljevca in muljevca (karbon); *16* temno sivi muljevec (karbon); *17* ugotovljena in domnevna geološka meja; *18* ugotovljena in domnevna erozijsko-diskordantna meja (na karti); *19* ugotovljena in domnevna erozijsko diskordantna meja (v profilih in stolpcu); *20* smer in vpad plasti (0°, 0–30°, 30–60°, 60–90°, 90°); *21* močan mladoterciarni prelom; *22* relativno pogreznjeni blok; *23* narivna ploskev višjega reda; *24* narinjena ploskev nižjega reda (meja luske); *25* os sinklinale; *26* os antiklinale; *27* stara rudarska dela (Pb, Zn, Cu); *28* okremenela kamenina; *29* kremenovo-limonitni peščenjak in breča; *30* veliki bloki (>0,25 m³) kremenice na sekundarnem mestu; *31* železniška proga; *32* planinska koča; *33* cerkev; *34* razvalina; *35* kota

1 Quaternary fluvial and stream sediments; *2* Slope scree; *3* Plioquaternary sediments; *4* White grey limestone (Upper and Middle Triassic); *5* Grey dolomite (Upper and Middle Triassic); *6* White grey dolomite (Middle Triassic); *7* Grey platy limestone (Lower Triassic); *8* Red shale and siltstone, subordinately greyish-green lithic sandstone (Middle Permian); *9* Dark grey shale (Carboniferous); *10* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *11* Grey quartz conglomerate (Carboniferous); *12* Grey quartz conglomerate with pebbles of limestone (Carboniferous); *13* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *14* Sandstone interbedded with dark grey shale (Carboniferous); *15* Narrow alternation of fine-grained or very fine-grained sandstone, siltstone and shale (Carboniferous); *16* Dark grey shale (Carboniferous); *17* Proved and supposed geologic boundary; *18* Proved and supposed erosion-discordant boundary (on the map); *19* Proved and supposed erosion-discordant boundary (on the sections and column); *20* Strike and dip of strata (0°, 0–30°, 30–60°, 60–90°, 90°); *21* Main late Tertiary fault; *22* Downthrown block; *23* Thrust plane of the 1st order; *24* Thrust plane of the 2nd order (scale boundary); *25* Axis of syncline; *26* Axis of anticline; *27* Old mining workings (Pb, Zn, Cu); *28* Silicified rock; *29* Quartz-limonite sandstone and breccia; *30* Large blocks (>0,25 m³) of silica on secondary place; *31* Railway; *32* Mountain Inn; *33* Church; *34* Ruin; *35* Elevation

Legenda k sl. 1, 2 in 3

Explanation of figs. 1, 2 and 3

je kontakt med karbonskimi in grödenskimi kameninami na območju Zahrib–Cirkuše narivnega značaja.

Neznaten, a za razlago geološke zgradbe zelo pomemben izdanek grödenskih kamenin najdemo na grebenu 450 m severozahodno od domačije Krhličje, SE od naselja Konj. Na kolovozu sta razgaljena prepereli sivo zeleni litični peščenjak in rdeči meljevec. Menimo, da je stik s karbonskimi glinovci superpozicijske enote c tod tektonsko-erozijskega značaja.

Skitske plasti. Tik ob cesti, ki vodi ob potoku Vidrnica v vas Cirkuše (380 m pred odcepom k domačiji Božič), se v razkopu pokaže nepretrti stik med temno sivim ploščastim apnencem ter sivim mikrosparitnim dolomitom z vpadom proti severovzhodu. V rahlo dolomitiziranem biosparitnem apnencu je Šribarjeva našla foraminiferi *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny) ter *Meandrospira pusila* (Ho), kar govori za zgornjecampilsko starost kamenine. V primerjavi s podatki Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a), kjer zgornjeskitskih skladov tod niso poznali, predstavlja ta najdba za obravnavani prostor novost.

Anizične plasti. Sivi do svetlo sivi srednjezrnati, slabo plastnati do neplastnati drobljivi dolomit, ki je v normalnem stiku s paleontološko dokazanim campilskim apnencem, obravnavamo kot kamenino anizične starosti in nastopa kot dolomitni blok v osrednjem delu potoka Vidrnica (sl. 1).

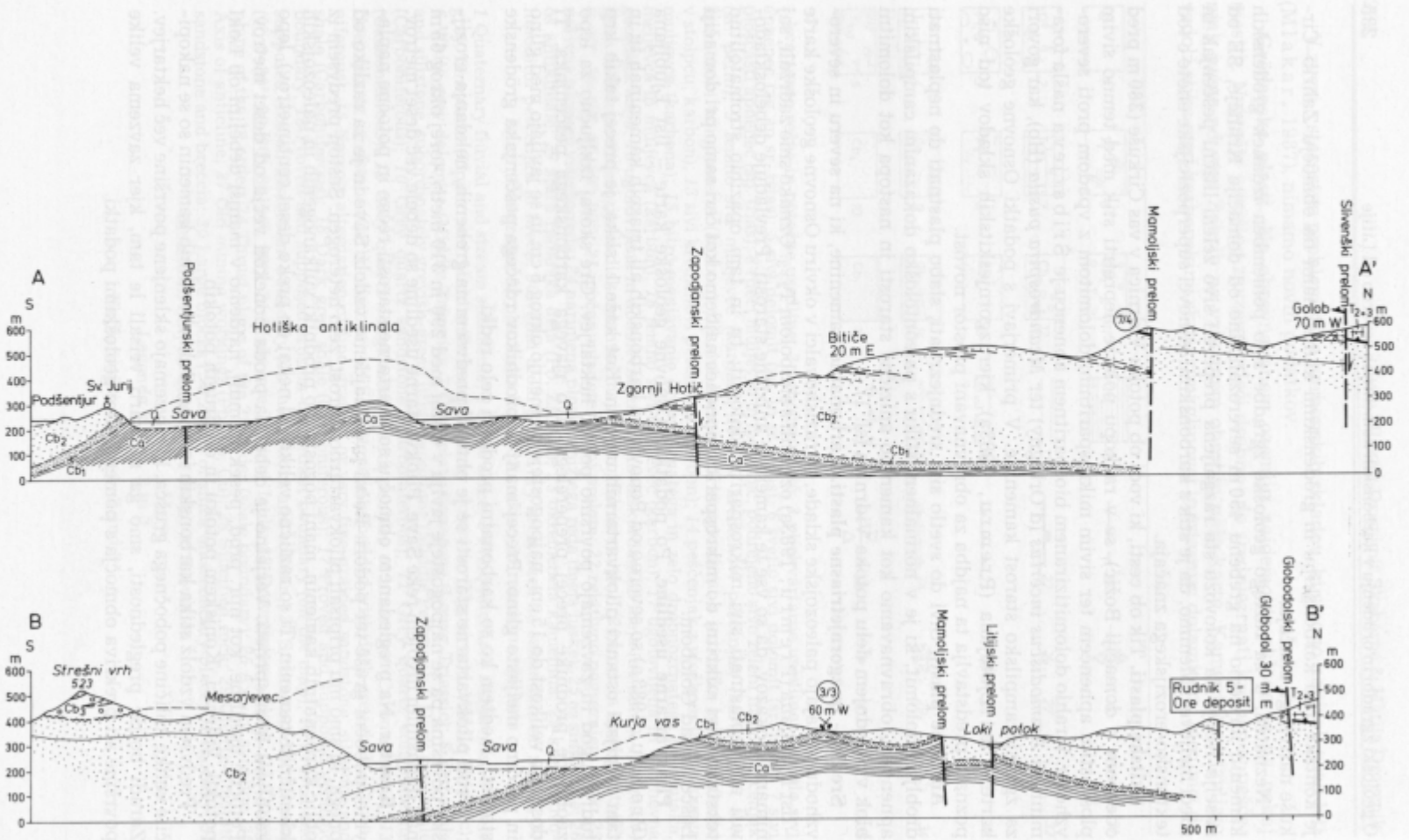
Srednje- in zgornjetriasne plasti. Karbonatne kamenine, ki na severu in severovzhodu obdajajo paleozojske sklade, so raziskovalci v okviru Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) označili s simbolom T_{2+3}. Oznako smo zadržali, saj nimamo dokazov, da so vse te kamenine anizične starosti. Prevladuje debeloskladoviti ali neplastnati sivi mikrosparitni dolomit; tu in tam opazimo stromatolitno teksturo. Sivi mikritni do mikrosparitni apnenec najdemo kot čeri samo pri domačiji Lošče in nad Golobom.

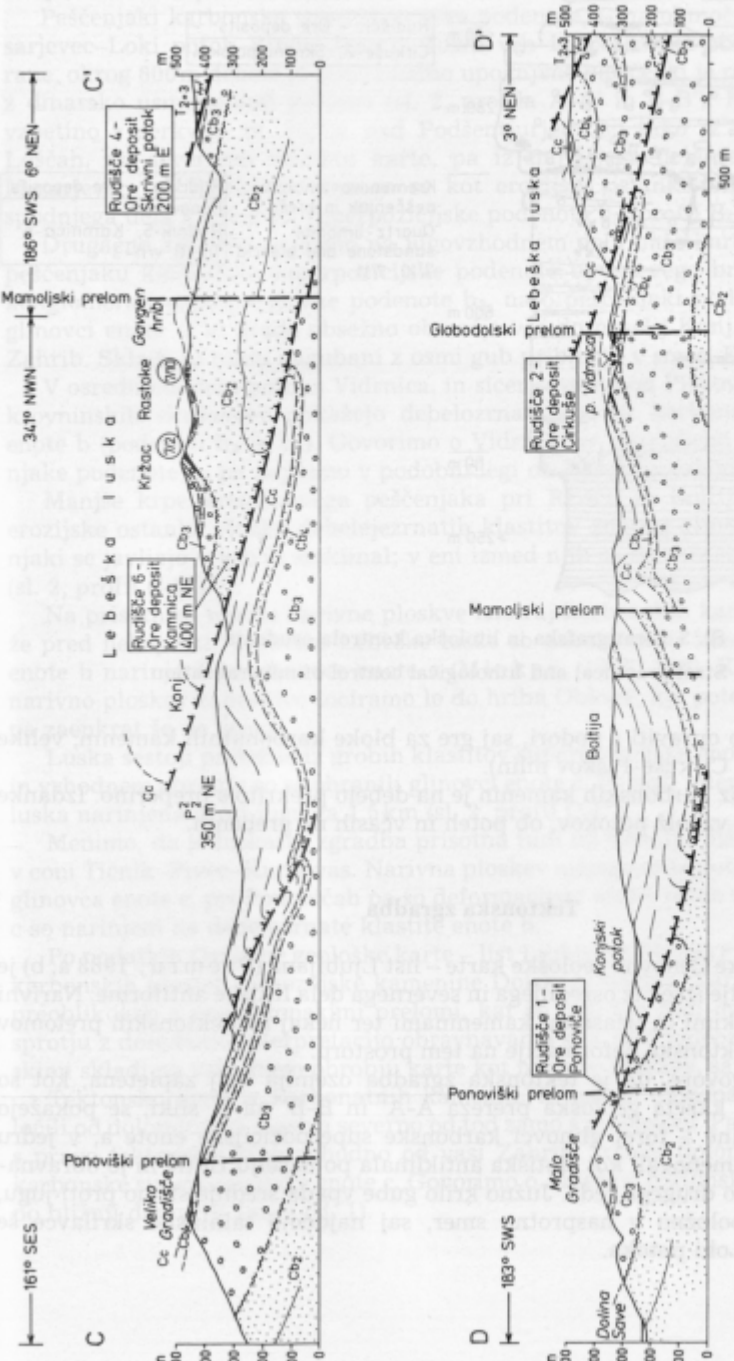
Pliokvartarne usedline. Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) so severno od Ponovič na karbonskih ali triasnih kameninah tu in tam erozijski ostanki pliokvartarnih usedlin. Kot kaže 1. slika, je precej takih krp tudi drugod in zavzemajo površino po več hektarjev. Gre skoraj izključno za lepo zaobljene prodnike precej preperelega sivo rjavega karbonskega peščenjaka. Ti dosežejo velikost do 15 cm, najpogosteje pa merijo okrog 5 cm in se javljajo med glino in peščeno meljasto glino. Precej manj je prodnikov rdečega peščenjaka grödenske starosti, medtem ko so karbonatni prodniki zelo redki.

Prod pliokvartarne starosti se je ohranil predvsem na grebenih, nekdanja erozijska površina pa se najpogosteje javlja v višini med 290 in 310 metri, torej okrog 65 m nad današnjim nivojem reke Save. Pliokvartarne usedline so debele več deset metrov.

Kvartar. Na pregledanem območju so kvartarne starosti rečne in potočne naplavine, pobočni grušč ter podori. Rečni prod najdemo vzdolž Save in je za razliko od onega, ki smo mu pripisali pliokvartarno starost, zelo heterogen. Sestoji predvsem iz oblic karbonatnih kamenin, manj pogostni so prodniki vulkanogenih in paleozojskih klastičnih kamenin. Ti so različno veliki (od nekaj do preko deset centimetrov), lepo zaobljeni in nesprijeti. Verjetno je debelina proda ponekod večja od deset metrov. Potočne usedline, kot npr. prod, pesek in mulj, najdemo v manjši debelini ob Loki potoku, Vidrnici, Konjskem potoku in ob drugih potokih.

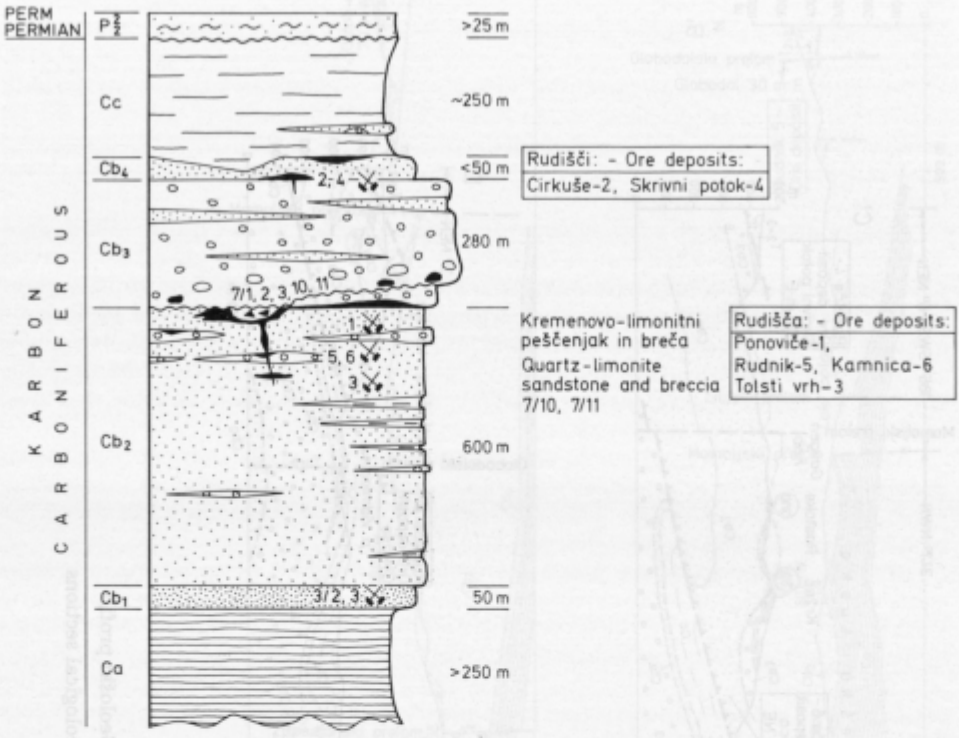
Predvsem vzdolž stika karbonskih in triasnih karbonatnih kamenin so se nakopičile velike količine pobočnega grušča, ki zavzemajo sklenjene površine več hektarjev. Zaradi boljše preglednosti, smo ga na karti vrisali le tam, kjer zavzema velike površine ali prekriva območja s pomembnimi geološkimi podatki.


A
S
m
600
500
400
300
200
100
0
Hotiška antiklinala
Sv. Jurij
Podšentjur
Podšentjurski prelom
Sava
Q
Cb2
Ca
Cb1
Sava
Zgornji Hotič
Zapodjanski prelom
Bitiče
20 m E
Cb2
Ca
Cb1
Mamoljski prelom
7/4
Golob
70 m W
Šiverski prelom
A'
N
m
600
500
400
300
200
100
0
B
S
m
600
500
400
300
200
100
0
Strešni vrh
523
Cb2
Mesarjevec
Cb2
Sava
Zapodjanski prelom
Sava
Q
Kurja vas
Cb1
Cb2
3/3
60 m W
Ca
Mamoljski prelom
Litijski prelom
Loki potok
Globodolski prelom
Globodol 30 m
Rudnik 5 -
Ore deposit
B'
N
m
600
500
400
300
200
100
0
500 m



Sl. 2. Geološki profili

Fig. 2. Geological sections



Sl. 3. Stratigrafska in litološka kontrola orudenja

Fig. 3. Stratigraphical and lithological control of mineralisation

Ponekod imamo opraviti s podori, saj gre za bloke karbonatnih kamenin, velike po več m^3 (Jesenje, Cirkuše-Piškov mlin).

Zlasti območje iz karbonskih kamenin je na debelo prekrito s preperino. Izdanke najdemo predvsem vzdolž potokov, ob poteh in včasih na grebenih.

Tektonska zgradba

Glede na podatke Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983 a, b) je obravnavano ozemlje izsek iz osrednjega in severnega dela litijske antiforme. Narivni stik med paleozojskimi in triasnimi kameninami ter nekaj neotektonskih prelomov naj bi bile edine tektonske deformacije na tem prostoru.

Novi podatki govore, da je tektonska zgradba ozemlja bolj zapletena, kot so menili doslej. Kot kažeta geološka prereza A-A' in B-B' na 2. sliki, se pokažejo najstarejše kamenine – torej glinovci karbonske superpozicijske enote a, v jedru gube, ki smo jo poimenovali kot Hotiška antiklinala po naselju Hotič in jo obravnavamo kot antiformo drugega reda. Južno krilo gube vpada srednje strmo proti jugu, severno pa zelo položno v nasprotno smer, saj najdemo talninske skrilavce še v osrednjem delu Loki potoka.

S povezavo kamenin karbonske superpozicijske podenote b_1, torej onih v krovnini talninskega skrilavega glinovca (Podšentjur–Pogonik–Kurja vas), pod naplavinami reke Save (sl. 1), lahko rekonstruiramo vzhodni rob Hotiške antiklinale. Z ozemlja zahodno od tod nimamo novih podatkov; menimo, da antiklinalno jedro potone pod mlajše sklade že pred Kresnicami.

Peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_2 na območjih Podšentjur–Mesarjevec–Loki potok–Bitiče–Jesenje–Tolsti vrh–Lošče so del obsežne, delno erodirane, okrog 600 m debele in antiklinalno upognjene plošče, ki je rahlo deformirana le z dinarsko usmerjenimi prelomi (sl. 2, profila A-A' in B-B'). Kamenine, ki grade vzpetino s cerkvijo sv. Jurija nad Podšentjurjem, so tako iz najnižjega, one pri Loščah, na severnem obrobju karte, pa iz najvišjega dela te plošče. Na hribu Mesarjevec ter Strešnem vrhu so se kot erozijski ostanki ohranili konglomerati spodnjega dela karbonske superpozicijske podenote b_3 (profil B-B' na 2. sliki).

Drugačno zgradbo najdemo na jugovzhodnem delu naše karte. Na kremenovem peščenjaku karbonske superpozicijske podenote b_2 z levega brega reke Save leže konglomerati superpozicijske podenote b_3, nato peščenjaki podenote b_4 in končno glinovci enote c, ki grade obsežno območje vse do naselij Konj, Ržišče, Cirkuše in Zahrib. Skladi so rahlo nagubani z osmi gub približno v smeri E-W.

V osrednjem delu potoka Vidrnica, in sicer severno od Piškovega mlina, se izpod krovninskih skrilavcev pokažejo debelozrnati klastiti karbonske superpozicijske enote b (podenoti b_4 in b_3). Govorimo o Vidrniškem erozijskem oknu. Samo peščenjake podenote b_4 pa najdemo v podobni legi ob Savi jugovzhodno od Kurje vasi.

Manjše krpe kremenovega peščenjaka pri Ržišču in Boltiji obravnavamo kot erozijske ostanke vložka debelejezrnatih klastitov znotraj glinovca enote c. Peščenjaki se javljajo v jedrih sinklinal; v eni izmed njih so se ohranili grödenski klastiti (sl. 2, profil C-C').

Na prisotnost močne narivne ploskve znotraj karbonskih kamenin smo opozorili že pred nekaj leti. V okviru Lebeške luske so debelozrnati klastiti superpozicijske enote b narinjeni na glinovce enote c (Mlakar, 1987, 168). Kot kaže sl. 1, lahko narivno ploskev zanesljivo lociramo le do hriba Obloga; kje poteka zahodno od tod, pa zaenkrat še ne vemo.

Luska sestoji pretežno iz grobih klastitov superpozicijske enote b, le na severnem in vzhodnem obrobju so se ohranili glinovci enote c. Po naši interpretaciji je Lebeška luska narinjena proti jugu za 1,5 km (sl. 2, profil C-C').

Menimo, da je luskasta zgradba prisotna tudi na ozemlju južneje od tod, in sicer v coni Tičnik–Pivec–Kurja vas. Narivna ploskev nižjega reda poteka večji del znotraj glinovca enote c, pri Ponovičah pa so deformacijski efekti jasno vidni; glinovci enote c so narinjeni na debelozrnate klastite enote b.

Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983 a, b) leže na karbonskih plasteh mezozojske kamenine Dolskega nariva. Narivni stik je ponekod preoblikovan z neotektonskimi prelomi, kar so potrdile tudi naše raziskave. V nasprotju z dosedanjo interpretacijo obravnavamo stik med paleozojskimi in mezozojskimi skladi na vzhodnem obrobju karte kot narivno ploskev, saj je močno razgiban.

Tektonsko krpo iz karbonatnih kamenin, ki naj bi nastopala pri Jesenju, smo ločili od dolomitnega masiva severno od tod samo s prelomom. Pač pa imamo opraviti s pravo tektonsko krpo zahodno od vasi Zahrib; triasni dolomit leži na glinovcu karbonske superpozicijske enote c. Govorimo o Janeževi tektonski krpi, poimenovani po bližnji domačiji Janež (sl. 1).

Na preiskanem ozemlju smo ugotovili neotektonske prelome štirih sistemov. Ob severnem obrobju karte poteka dinarsko usmerjeni Globodolski prelom, poimenovan po ledinskem območju Globodol in pogojuje v ravni črti potekajoči stik med paleozojskimi in mezozojskimi skladi. Pri Loščah se na prelom prisloni narivna ploskev. Prelom smo spet registrirali vzdolž zgornjega toka Vidrnice, nakar se umakne iz doline in s severovzhoda odreže Vidrniško erozijsko okno ter se nadaljuje proti Cirkušam.

Okrog tisoč metrov jugozahodneje poteka subparalelno s prejšnjim, Mamoljski prelom, ki nosi oznako po naselju Mamolj na desnem bregu Save. V coni Sela–Škalarjev mlin prelom ostro odreže skladovnico peščenjakov z glinastimi vložki in nato še talninske skrilave glinovce v Loki potoku. Severno od hriba Kamniščica vidimo na geološki karti zmik narivne ploskve v podlagi Lebeške luske. Menimo, da poteka prelom jugovzhodno od tod vzdolž spodnjega toka Vidrnice. Na problematiko identifikacije tega preloma s Savskim prelomom smo že opozorili (Mlakar, 1987, 177).

Subparalelno potekajoči Zapodjanski prelom, ki smo ga poimenovali po vasi Zapodje, že zunaj zahodnega obrobja naše karte, pogojuje izrazito sedlo nad vasjo Jesenje. Jugovzhodno od tod poteka prelom znotraj peščenjaka superpozicijske podenote b_2, v dolini Save pa je prekrit z rečnimi naplavinami.

Po vasi Podšentjur smo poimenovali prelom na jugozahodnem obrobju naše karte. Močni deformacijski efekti se odražajo le na ozemljih zunaj preglednega območja.

Dinarsko usmerjeni prelomi so subvertikalni, saj potekajo premočrtno kljub razgibani morfologiji terena, javljajo se v medsebojni razdalji okrog 1500 m, ob njih pa so se grezala severovzhodna prelomna krila vsaj za nekaj deset metrov; horizontalne komponente premikov ne poznamo.

V coni Jesenje–Golob se na dolžini 2,5 km v ravni črti stikajo paleozojske in triasne kamenine. Omenjeni stik je prečnodinarsko usmerjeni Slivenški prelom, ki smo ga poimenovali po zaselku Slivna že zunaj severnega roba naše karte. Deformacija izstopa že na Osnovni geološki karti – list Ljubljana (Premru, 1983a).

Po naselju Ponoviče smo poimenovali enako usmerjeni prelom na jugovzhodnem obrobju naše karte. Ob prelomu se stikajo različne karbonske kamenine, ki pripadajo superpozicijskima enotama b ali c.

Ob obeh prečnodinarsko usmerjenih prelomih so se grezala severozahodna prelomna krila za več deset metrov.

Vzdolž reke Save poteka po naši interpretaciji še domnevni Pugledski prelom, ki prav tako pripada prečnodinarskemu prelomnemu sistemu.

Krajše prelome s smerjo E–W smo registrirali le na dveh mestih, in sicer pri Boltiji ter na območju Globodola, čeprav bi po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) lahko sklepali, da so pogostnejši.

Premru (1976, 1983b) je opozoril na meridionalni, potresno aktivni Litijski prelom, ki naj bi potekal nekje med Zagorico in Sitarjevcem in segel še na drugo stran reke Save. Prepričani smo, da je močan prelom s smerjo sever–jug v coni Mrzla dolina–Globodol severno nadaljevanje Litijskega preloma, saj je to edina tako usmerjena neotektonska deformacija na tem prostoru.

Na izrazitem sedlu med Strešnim vrhom in Velikim Gradiščem se stikata spodnji in najvišji del konglomerata superpozicijske podenote b_3. Tja do reke Save je nato starostna razlika kamenin v obeh prelomnih krilih vse večja.

Za prisotnost neotektonskega preloma na območju Kurja vas–Škalarjev mlin govori zelo stanjšana debelina peščenjaka podenote b_2 na levem bregu Loki potoka. V naslednjem odseku do Globodola mora potekati Litijski prelom vzdolž doline, saj

sicer glede na vpad plasti ni mogoče uskladiti geoloških razmer na obeh straneh doline; konglomerat (b_3) namreč seže skoraj do grape. Severno od Globodola loči prelom triasne apnence od dolomita.

Ob Litijskem prelomu, ki odreže obenem tudi strukturo Lebeške luske, se je vzhodno prelomno krilo brez dvoma pogreznilo vsaj za sto metrov.

Rudišča in rudni pojavi

Na območju, ki ga prikazuje sl. 1, je več rudnih pojavov in rudišč svinca, cinka in bakra. Podatki o teh objektih so skopi, nepopolni in nezanesljivi pa še rastreseni po poročilih in drugi dokumentaciji. V novejšem obdobju so bili objavljeni le podatki laboratorijskih preiskav nekaj vzorcev rud z odvalov. Da se izognemo nesporazumom, smo lokalitete rudišč in rudnih pojavov oštevilčili.

Ponoviče (1)

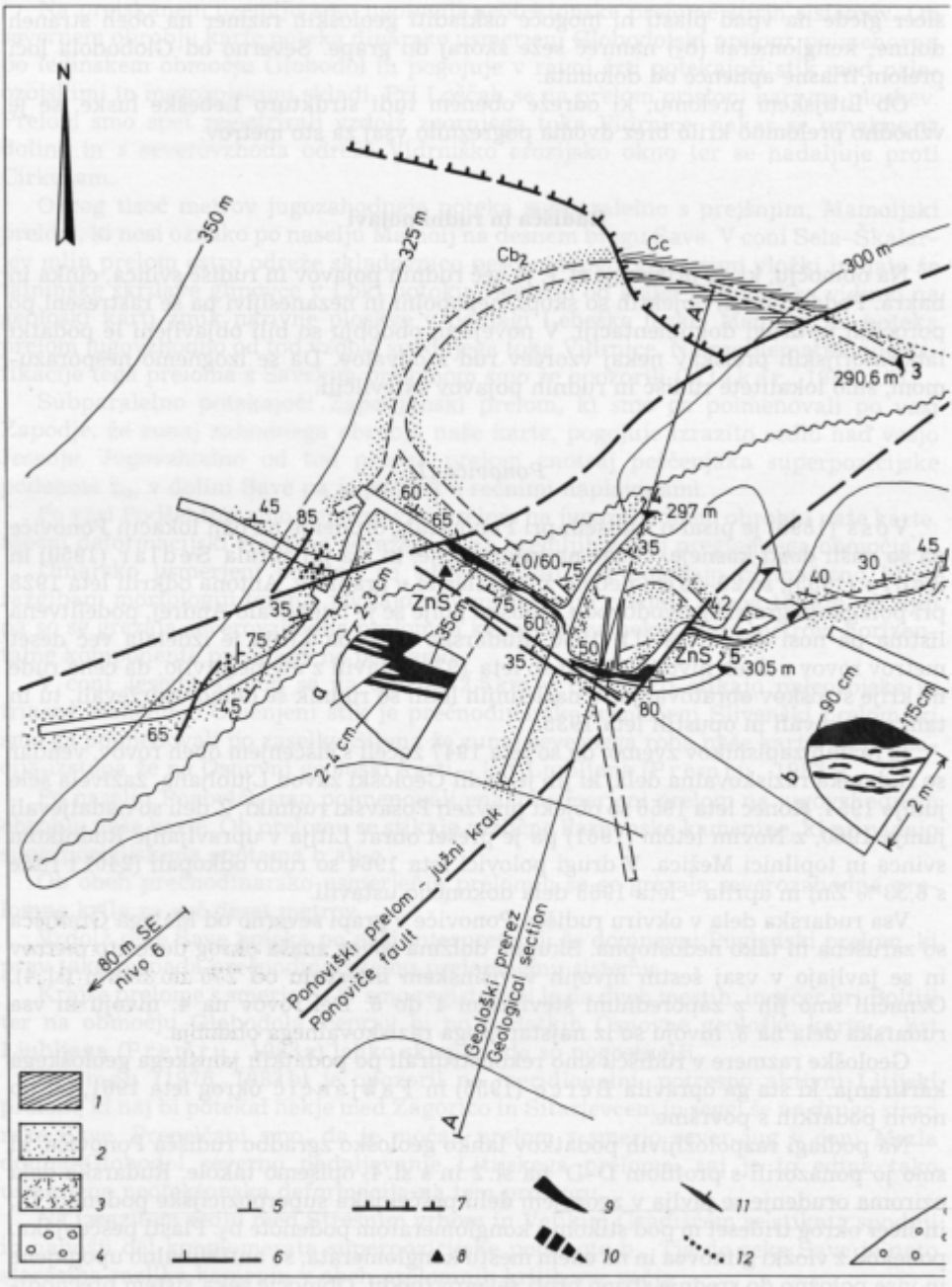
Voss (1895) je pisal o rudiščih pri Ponovičah, orudenje na ožji lokaciji Ponoviče pa so našli dosti kasneje. Glede na informacije, ki sta jih zbrala Sedlar (1950) in Žebre (1955), so 20–25 cm debelo žilo sfalerita v grapi Sv. Antona odkrili leta 1928 pri polaganju grajskega vodovoda. Jamsko polje se je imenovalo Andrej, podelitvena listina pa nosi datum 24. 11. 1930. Rudarska združba Litija je izdelala več deset metrov rovov v dveh nivojih. Obrat so leta 1930 ustavili z utemeljitvijo, da cena rude ne krije stroškov obratovanja. V naslednjih letih so rudnik še delno vzdrževali, tu in tam raziskovali in opustili leta 1935.

Iz raznih zapisnikov zvemo, da so leta 1947 začeli s čiščenjem obeh rovov, vendar so rudarska raziskovalna dela, ki jih je vodil Geološki zavod Ljubljana, zaživela šele junija 1954. Konec leta 1956 so objekt prevzeli Posavski rudniki. Z deli so nadaljevali junija 1960, z Novim letom (1961) pa je prešel obrat Litija v upravljanje Rudnikom svinca in topilnici Mežica. V drugi polovici leta 1964 so rudo odkopali (2401 t rude s 6,33 % Zn) in aprila – leta 1965 dela dokončno ustavili.

Vsa rudarska dela v okviru rudišča Ponoviče v grapi severno od Malega Gradišča so zarušena in tako nedostopna. Skupna dolžina rovov znaša okrog devetsto metrov in se javljajo v vsaj šestih nivojih v višinskem intervalu od 275 do 348 m (sl. 4). Označili smo jih z zaporednimi številkami 1 do 6. Del rovov na 4. nivoju in vsa rudarska dela na 3. nivoju so iz najstarejšega raziskovalnega obdobja.

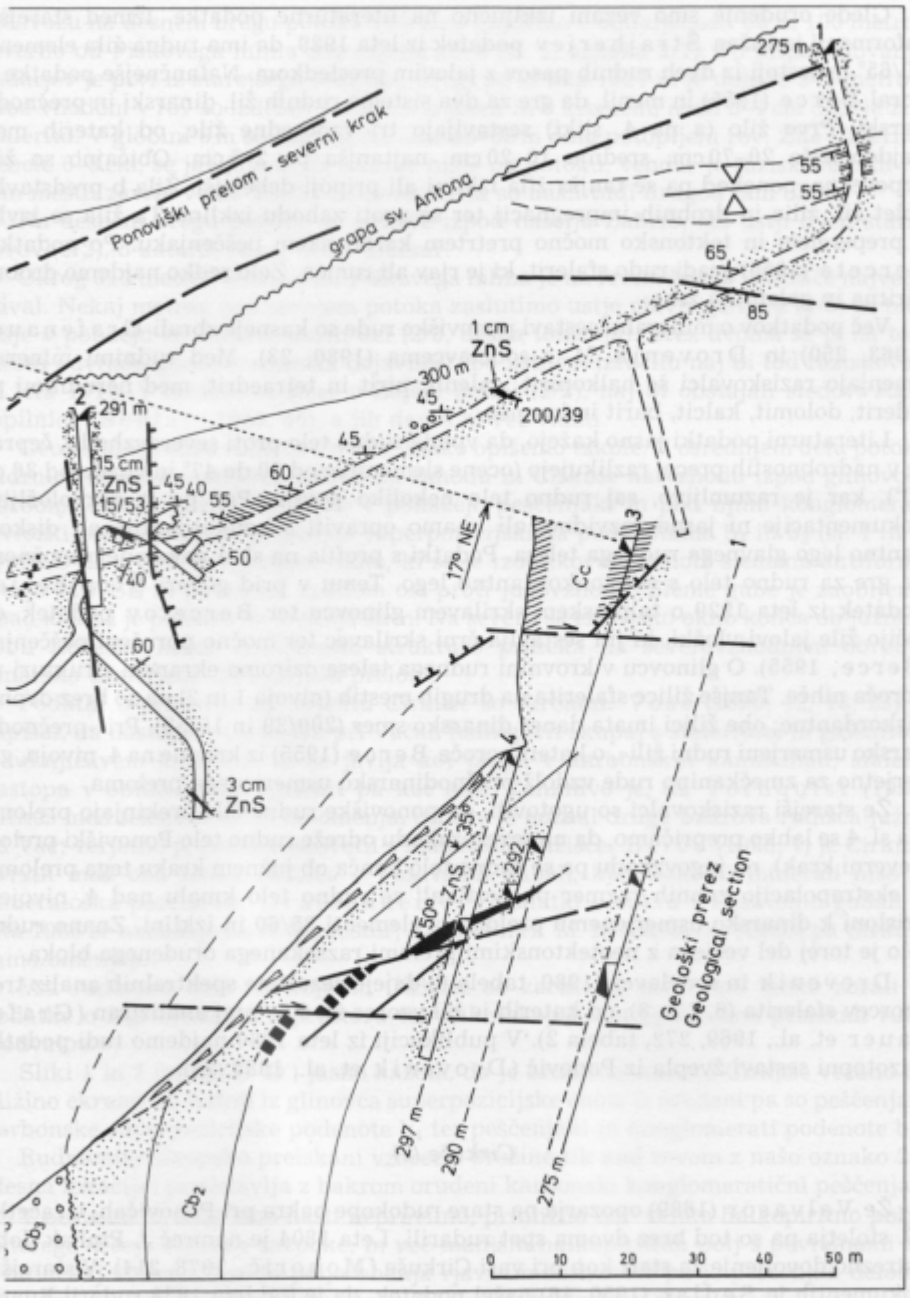
Geološke razmere v rudišču smo rekonstruirali po podatkih jamskega geološkega kartiranja, ki sta ga opravila Berce (1955) in Fabjančič okrog leta 1961, ter po novih podatkih s površine.

Na podlagi razpoložljivih podatkov lahko geološko zgradbo rudišča Ponoviče, ki smo jo ponazorili s profilom D–D' na sl. 2 in s sl. 4, opišemo takole. Rudarska dela oziroma orudenje se javlja v zgornjem delu peščenjaka superpozicijske podenote b_2, in sicer okrog trideset m pod stikom s konglomeratom podenote b_3. Plasti peščenjaka, ponekod z vložki glinovca in na enem mestu konglomerata, so antiklinalno upognjene in vise položno do srednje strmo proti severovzhodu. Območje seka sistem prečnodinarsko, dinarsko, alpsko in prečnoalpsko usmerjenih prelomov. Na severni krak Ponoviškega preloma se naslanja narivna ploskev; karbonski glinovci enote c so narinjeni na peščenjake podenote b_2.



Sl. 4. Jamska karta in prerez rudišča Ponoviče – 1
Prirejeno po podatkih Berceta (1955) in Fabjančiča (1972)

Fig. 4. Mine map and section of the Ponoviče – 1 deposit
Modified after Berce (1955) and Fabjančič (1972)



1 skrilavi muljevec; *2* kremenovi peščenjak; *3* zdrobljeni kremenovi peščenjak; *4* kremenovi konglomerat; *5* smer in vpad plasti; *6* neotektonski prelom; *7* narivna ploskev; *8* izdanek rude na površju; *9* dokazano rudno telo; *10* domnevno rudno telo; *11* drobna žilica sfalerita; *12* kremenova žila

1 Shale; *2* Quartz sandstone; *3* Crushed quartz sandstone; *4* Quartz conglomerate; *5* Strike and dip of strata; *6* Neotectonic fault; *7* Thrust plane; *8* Ore autcrope on surface; *9* Proved ore body; *10* Supposed ore body; *11* Tiny sphalerite veinlet; *12* Quartz vein

Glede orudenja smo vezani izključno na literaturne podatke. Izmed starejših informacij je važen Štrajherjev podatek iz leta 1929, da ima rudna žila elemente 30/65° in sestoji iz dveh rudnih pasov z jalovim presledkom. Natančnejše podatke je zbral Berce (1955) in menil, da gre za dva sistema rudnih žil, dinarski in prečnodinarski. Prvo žilo (a na 4. sliki) sestavljajo tri vzporedne žile, od katerih meri najdebelejša 20–70 cm, srednja 10–20 cm, najtanjša pa 2–5 cm. Običajno so žile vzporedne, ponekod pa se tanjša žila izklini ali pripoji debelejši. Žila b predstavlja splet žil, žilic in drobnih impregnacij ter se proti zahodu izklini. Ta žila se javlja v preperelem in tektonsko močno pretrtem karbonskem peščenjaku. Po podatkih Berceta (1955) gradi rudo sfalerit, ki je rjav ali rumen. Zelo redko najdemo drobna piritna in galenitna zrna.

Več podatkov o mineralni sestavi ponoviške rude so kasneje zbrali Grafenauer (1963, 250) in Drovenik M. s sodelavcema (1980, 23). Med rudnimi minerali omenjajo raziskovalci še halkopirit, galenit, pirit in tetraedrit, med nerudnimi pa siderit, dolomit, kalcit, barit in kremen.

Literaturni podatki jasno kažejo, da vpada rudno telo proti severovzhodu, čeprav se v nadrobnostih precej razlikujejo (ocene slemenitve od 30 do 47° in vpada od 36 do 80°), kar je razumljivo, saj rudno telo nekoliko povija. Pač pa iz razpoložljive dokumentacije ni jasno razvidno, ali imamo opraviti s konkordantno ali diskordantno lego glavnega rudnega telesa. Podatki s profila na sl. 4 nakazujejo možnost, da gre za rudno telo s subkonkordantno lego. Temu v prid govori Štrajherjev podatek iz leta 1929 o talninskem skrilavem glinovcu ter Bercetov podatek, da ločijo žile jalovi vložki, ki jih sestavlja črni skrilavec ter močno porušeni peščenjak (Berce, 1955). O glinovcu v krovnini rudnega telesa oziroma ekranski strukturi ne poroča nihče. Tanjše žilice sfalerita na drugih mestih (nivoja 1 in 2) pa so brez dvoma diskordantne; obe žilici imata danes dinarsko smer (200/39 in 15/53). Pri »prečnodinarsko usmerjeni rudni žili«, o kateri poroča Berce (1955) iz krivine na 4. nivoju, gre verjetno za zmečkanino rude vzdolž prečnodinarsko usmerjenega preloma.

Že starejši raziskovalci so ugotovili, da ponoviške rudne žile prekinjajo prelomi. Na sl. 4 se lahko prepričamo, da na severozahodu odreže rudno telo Ponoviški prelom (severni krak), na jugovzhodu pa se rudno telo konča ob južnem kraku tega preloma. Z ekstrapolacijo znanih razmer po vertikali se rudno telo kmalu nad 4. nivojem prisloni k dinarsko usmerjenemu prelomu z elementi 35/60 in izklini. Znano rudno telo je torej del večjega z neotektonskimi prelomi razsekanega orudenega bloka.

Drovenik in sodelavca (1980, tabela 6) dajejo rezultate spektralnih analiz treh vzorcev sfalerita (6, 7 in 8), od katerih je bil vzorec št. 6 že prej analiziran (Grafenauer et. al., 1969, 272, tabela 2). V publikaciji iz leta 1980 najdemo tudi podatke o izotopni sestavi žvepla iz Ponovič (Drovenik et. al., 1980, 24).

Cirkuše (2)

Že Valvasor (1689) opozarja na stare rudokope bakra pri Ponovičah, v začetku 19. stoletja pa so tod brez dvoma spet rudarili. Leta 1804 je namreč J. Pinhak dobil ustrezno dovoljenje za stari kop pri vasi Cirkuše (Mohorič, 1978, 214). V starejših dokumentih je Sedlar (1950, 46) našel podatek, da je tod leta 1838 rudaril Ruard, Fabjančič (1972, 40) pa opozarja na sporočilo, da so pri predelavi cinkove svetlice iz Cirkuš okrog leta 1843 dosegli 50-odstotni izkoristek.

O samih rudarskih delih v okviru rudišča Cirkuše imamo zelo malo podatkov. Ob

kolovozu na desnem bregu potoka Vidrnica najdemo v oddaljenosti 60 in 100 metrov severno od Piškovega mlina dva zasuta rova (sl. 1, oznaka 2/1). Po pripovedovanju rudarjev je prvi iz starejšega obdobja, drugi pa iz leta 1927 in je dolg le 5–6 metrov. Pred vhodom v rov so izdelali 7 m globok jašek in v kremenu našli 3–4 cm debele žile sfalerita. V globini 6 m so naleteli na star 40–50 m dolg potopljeni rov. Žile sfalerita, debele 6–8 cm, se javljajo še 30 metrov nižje ob potoku, vendar je raziskave tudi na tem mestu zavrla voda. Tanke žilice sfalerita so našli tudi drugod tam okoli.

Na desnem bregu potoka, ki priteče izpod naselja Zahrib, sta ustji dveh starih rovov (2/2), o katerih pa ne vemo ničesar.

Okrog 310 metrov severno od Piškovega mlina je na levem bregu Vidrnice največji odval. Nekaj metrov nad nivojem potoka zaslutimo ustje glavnega rova (2/3) in tudi višje v pobočju so sledovi starih del (2/3, desna lokacija). Brez dvoma se je na tem mestu odvijala glavna rudarska dejavnost; po ustnem izročilu naj bi tod raziskovali še leta 1919. V bližini, in sicer v Zajški dolini (2/2), naj bi obstajali sledovi stare topilnice (Sedlar, 1950, 46), a jih danes ni več videti.

Geološko zgradbo rudišča Cirkuše lahko opišemo takole. V osrednjem delu potoka Vidrnica se med naseljema Ržišče na zahodu in Cirkuše na vzhodu izpod glinovcev karbonske superpozicijske enote c pokažejo peščenjaki in pod njimi konglomerati z vložki peščenjaka, ki pripadajo superpozicijskima podenotama b_4 in b_3 (sl. 1 in 2, profil D–D'). Gre za erozijsko okno, ki se je izoblikovalo vzdolž slemena antiforme z osjo NW-SE in položnim vpadom osi proti jugovzhodu. Sleme gube je zaobljeno, vpad kril pa je položen do srednje strm. Na severu se erozijsko okno konča ob južnem robu Lebeške luske. Rudonosno strukturo preseka na severovzhodnem obrobju dinarsko usmerjeni Globodolski prelom.

Podatki o orudenju na objektu Cirkuše so skromni. Voss (1895, 12, 16, 23) je zapisal, da nastopa v Cirkušah pri Vačah halkopirit skupaj s sfaleritom in galenitom v luknjičavem kremenu, ki se javlja kot plasti v karbonskih kameninah; sfalerit nastopa v obliki gnezd, galenit pa kot leče. Zanimivo je, da Tornquist (1929) Cirkuš med tekstom sploh ne omenja, čeprav je poznal druga bakrova rudišča južno od Vač; verjetno je rudišče istovetil z lokalnostjo Ržišče. Berce (1963, 7) je Cirkuše uvrstil med ona redka rudišča v Posavskih gubah, kjer bakrovi minerali niso le mineraloška posebnost, Grafenauerjevi podatki o bakru v Posavskih gubah iz leta 1966 se nanašajo na širši prostor, Drovenik M. in sodelavca (1980) pa Cirkuše samo omenjajo.

Vsa rudarska dela na objektu Cirkuše so zarušena, zato smo lahko zbrali le podatke o legi orudenja v prostoru ter mikroskopsko in spektralno preiskali rudo z odvalov.

Sliki 1 in 2 (profil D–D') jasno kažeta, da je orudenje rudišča Cirkuše vezano na bližino ekrana, ki sestoji iz glinovca superpozicijske enote c, orudeni pa so peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_4 ter peščenjaki in konglomerati podenote b_3.

Rudnomikroskopsko preiskani vzorec z brežine tik nad rovom z našo oznako 2/3 (desna lokacija) predstavlja z bakrom orudeni karbonski konglomeratični peščenjak.

V obrusku te rude smo našli nepravilno, približno cm^2 veliko halkopiritno polje, katerega sečejo številne razpoke, in več manjših halkopiritnih polj s površinami od 1 do nekaj 10 mm^2. Vsa ta polja obdaja rjavi limonit; sicer pa je peščenjak deloma impregniran z malahitom, zato je ponekod razločno zeleno obarvan.

Halkopirit je kristaliziral v votlinicah, oziroma v porah peščenjaka, kar sklepamo po tem, da v njegovih poljih ni starejših vključkov. Halkopiritna polja so torej v tem pogledu »čista«, brez korodiranih terigenih zrn ali drobcev peščenjaka. V večjem

polju imajo njegova zrna bolj ali manj izometrične preseke in so velika okrog štiristo mikrometrov. Nekatera kažejo posamezne, lepo razvite dvojčične lamele. Kot mlajšo, prav tako prvotno tvorbo, najdemo v halkopiritu euhedralna, deloma tudi subhedralna piritna zrna, ki merijo zvečine okrog 70μm. V halkopiritu so nastala pri metasomatskih procesih, torej gre za piritne metakristale.

Pri tektonskih procesih je halkopirit razpokal. Kasneje so ga zajeli procesi cementacije in oksidacije. Omeniti moramo zlasti digenit, ki nadomešča halkopirit ob razpokah, ob stikih njegovih zrn in vzdolž meja njegovih zrn (tab. 1, sl. 1). Številni manjši halkopiritni drobci so skoraj povsem nadomeščeni z digenitom. Slednjega nadomešča mlajši covellin, ki ga najdemo v lističih dimenzije do 20 μm. Tako so nastale izredno lepe cementacijske strukture.

Pri dotoku raztopin, ki so vsebovale več kisika, so začeli bakrovi sulfidi razpadati, pri tem pa sta nastala limonit in malahit. Limonit obdaja in prepreda halkopiritna polja, ki kažejo zanj značilne kolomorfne strukture. Ponekod se mu pridružuje malahit. Skupaj oblikujeta tudi tanke žilice in nepravilne pege, ki sečejo orudeni prodnati peščenjak.

Z glavnega odvala (2/3) smo rudnomikroskopsko preiskali kos sivega karbonskega peščenjaka z okrog 2 cm debelo kremenovo-halkopiritno žilo. Halkopiritna zrna so razmeroma majhna, saj ima največje površino komaj 3 mm^2. Razvrščena so v dveh, med seboj vzporednih progah, ki sta vzporedni tudi z robovoma žile same.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da sta od sulfidov poleg halkopirita prisotna še sfalerit in pirit, čeprav le podrejeno. Mimo tega smo v kremenovi žili našli tudi manjša polja karbonata, verjetno siderita.

Halkopiritna polja imajo nepravilne, pogosto amebaste preseke. Pri navzkrižnih nikolih se prepričamo, da sestoje iz razmeroma večjih zrn, ki imajo bolj ali manj izometrične preseke. Kot starejše vključke najdemo v njih korodirana zrnca sfalerita in siderita. Kakor kaže, je v paragenezi najmlajši pirit. Ta sestavlja do 60 μm velika, bolj ali manj euhedralna zrna, ki so zrastla kot metakristali v halkopiritu.

Z glavnega odvala je tudi rudnomikroskopsko preiskani vzorec z mnogo sfalerita. S prostim očesom smo ugotovili, da pripada rjavemu sfaleritu na površini obruska okrog 40 %, halkopiritu pa komaj 1 %. Vse drugo je drobnozrnata jalovinska osnova bele barve. V delu obruska je večje, ameboidno sfaleritno polje, sicer pa se ta mineral intenzivno zrašča z jalovinsko osnovo, tako da so njegova zrna zvečine manjša od mm. Pod mikroskopom smo v sledovih našli še pirit in galenit ter ugotovili, da gradi jalovinsko osnovo predvsem dolomit, kateremu se v manjši meri pridružuje kremen.

V paragenezi je najstarejši karbonat, ki nastopa v subhedralnih in anhedralnih, izjemoma tudi v euhedralnih zrnih. Ta so zvečine manjša od sto μm. Kremen je vsekakor mlajši. Sledil je stikom med dolomitnimi zrni, pri svoji rasti pa jih je tudi nadomeščal, saj pogosto vsebuje korodirane karbonatne vključke.

Izmed sulfidov je prvi nastal pirit. Gre za majhna zrna v karbonatno-kremenovi osnovi, najdemo pa ga tudi ob stiku osnove in sfaleritnih polj ter v sfaleritnih poljih samih. Mlajši je halkopirit, ki mu pripadajo homogena polja z nepravilnimi preseki. Temu sledi kot glavni rudni mineral sfalerit. Sodeč po vključkih, ki jih pogosto vsebuje, sodimo, da je nadomeščal zlasti dolomit. Pojavlja se predvsem ob stikih med dolomitnimi, pa tudi med dolomitnimi in kremenovimi zrni. Zanj so značilni rumenkasto rjavi notranji refleksi. Tu in tam se mu pridružujejo do 40 μm velika galenitna zrna, ki so v paragenezi najmlajša.

Spektralnokemična analiza obeh vzorcev bakrove rude iz Cirkuš (tabela 1) je pokazala prisotnost kobalta in niklja, ki sta v halkopiritu navadno zastopana v koli-

Tabela 1. Spektrokemične analize rude (v μg/g)
Table 1. Spectrochemical analyses of ore (in μg/g)

	1	2	3	4	5	6	7
B	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	100	220	120	<100	117	335	115
Be	3	<3	<3	<3	6	4	14
Co	3	11	8	27	<5	15	21
Cr	10	140	135	138	197	16	57
Cu	3	3,2 %	6,8 %	>1000	330	19	1000
Ga	3	3	<3	<3	<3	4	7
Ni	3	11	22	15	29	138	105
Pb	5	360	300	800	221	<5	37
Sr	100	<100	233	<100	100	<100	<100
V	10	21	13	22	<10	20	<10
Zn	30	>1000	>1000	>1000	390	49	440
Zr	30	66	112	73	163	525	910

1 Najnižja določljiva vrednost (analitičarka V. Hudnikova, Kemijski inštitut Boris Kidrič, Ljubljana)
The lower detection limit (analyst V. Hudnik, Chemical Institute Boris Kidrič, Ljubljana)

2 Vzorec bakrove rude z lokacije Cirkuše (2/3 – desna lokacija)
Sample of copper ore from the locality Cirkuše (2/3 – right locality)

3 Vzorec bakrove rude z lokacije Cirkuše (2/3 — leva lokacija)
Sample of copper ore from the locality Cirkuše (2/3 – left locality)

4 Vzorec cinkove rude z lokacije Skrivni potok (3)
Sample of zinc ore from the locality Skrivni potok (3)

5 Drobnozrnata kremenovo-limonitna breča (7/10)
Fine-grained quartz-limonite breccia (7/10)

6 Kremenovo-limonitni peščenjak (7/11)
Quartz-limonite sandstone (7/11)

7 Goethit (7/11)
Goethite (7/11)

činah do velikosti nx lo^{-3} %, in cinka, ki je deloma morda vezan na strukturo halkopirita, v glavnem pa dokazuje prisotnost sfalerita, ki smo ga našli tudi pod rudnim mikroskopom. Majhne količine svinca dokazujejo, da vsebuje bakrova ruda v sledovih tudi galenit. Dodati moramo še, da za sorazmerno visoki vrednosti kroma ne najdemo verodostojne razlage.

Tolsti vrh (3)

Tolsti vrh kot lokacijo Tornquist (1929, 6, 9) sicer omenja, vendar ne daje podatkov o orudenju. Tudi na metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) je lokacija vrisana (Zn, Pb, Cu- 75), v besedilu pa le omenjena. Šele iz Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) in zlasti s karte merila 1:25.000 (Vače) razberemo, kje točno je ta lokacija. Rudišče je prostorsko označeno 75 do 100 m severovzhodno od vasi Tolsti vrh (3/1), vendar danes tam ni več ostankov starih rovov in odvalov; območje je povsem kultivirano.

Pač pa smo našli sledove rudarske dejavnosti km SWS od omenjene vasi (3/2) in na drugi strani Loki potoka (sl. 1 – 3/3). O orudenju na teh lokacijah ne vemo ničesar.

Skrivni potok (4)

Tornquist (1929, 10, 24) je večkrat omenil neko rudišče južno od Vač z oznako Skrumpotok. Prepričani smo, da gre za Skrivni potok, ki priteče izpod vzpetin Hruševje in Selišče (sl. 1). Opozoril je na stare rove in odvale ter menil, da so tod kopali bakrovo rudo. Bogate najdbe bronastih predmetov v okviru stare kulture Vač je Tornquist povezoval prav s tem rudiščem.

Po ugotovitvah Tornquista nastopa halkopirit tod v plasti peščenjaka približno 20 m nad zgornjim skrilavim horizontom, ki je prepredena s tenkimi črnimi lezikami skrilavca. Vzdolž lezik se javljajo kremenove leče z bogatim halkopiritnim orudenjem; v žilnem kremenu so relikti peščenjaka.

Rudo je Tornquist (1929, 24) še podrobneje opisal. Med minerali našteva sfalerit, galenit, halkopirit, siderit in kremen ter daje nekaj podatkov o njih medsebojnih odnosih.

Lokalnost Skrumpotok oziroma Skrivni potok omenja v pregledani literaturi le še Grošelj (1954). Po obliki in velikosti nekega rudarskega dela je ta rudar sklepal, da gre za würtenberški rov. Začetni del več kot 50 m dolgega rova je Grošelj obnovil, kar pa ne velja za vpadnik, s katerim so stari rudarji sledili orudeni plasti peščenjaka; plast je bila debela okrog meter in je ležala v skrilavcu.

V grapi Skrivni potok danes ni več sledov stare rudarske dejavnosti; pač pa jih najdemo na grebenu 200 m zahodno-jugozahodno, od vzpetine Hruševje (4/1). V večji ovalni depresiji so rudarili v treh nivojih, oddaljenih med seboj po 5 m.

Kot je razvidno s slik 1 in 2 (profil C-C'), so rudarska dela potekala v debelozrnatih klastitih najvišjega dela karbonske superpozicijske enote b, v bližini ekrana iz glinovca enote c oziroma nedaleč od narivnega stika karbonskih in triasnih kamenin.

Pod rudnim mikroskopom smo pregledali vzorec orudene kremenove leče. V kremenovi osnovi, ki ji pripadata okrog 2/3 opazovane površine obruska, so razvrščena nepravilna polja temno rjavega sfalerita, ki dosežejo velikost cm^2. V enem polju je tanka halkopiritna žilica. Podrejeno sta prisotna še pirit in galenit.

Za sfalerit je značilno, da vsebuje izločnine halkopirita (tab. 1, sl. 2), ki sestavljajo do nekaj 10 µm velika zrnca. Ta imajo eliptične, okrogle, paličaste pa tudi nepravilne preseke, tako da se ponekod kaže emulzijska, drugod pa začetek lamelarne strukture. Gre za razpad trdne raztopine ZnS-$CuFeS_2$. Pojav teh dveh struktur dokazuje, da je nastala ruda pri nekoliko višji temperaturi. To je prva najdba razpada trdne raztopine ZnS-$CuFeS_2$ v zasavskih rudiščih in rudnih pojavih, ki leže v karbonskih skladih.

Mlajša generacija halkopirita nastopa ob stikih med sfaleritnimi zrni in v razpokah, ki jih sečejo. Pirita je bistveno manj kot halkopirita. Najdemo ga v subhedralnih zrnih kremena in v korodiranih vključkih halkopirita, kar dokazuje, da je pirit starejši. Poljem mlajšega halkopirita se pridružuje tu in tam galenit. Po strukturnem razmerju sklepamo, da je galenit mlajši od halkopirita. Spektralno kemična analiza vzorca cinkove rude s te lokacije potrjuje mikroskopske podatke in dokazuje, da so bili sulfidi obogateni le s Co in Ni (tabela 1, vzorec 4).

Rudnik (5)

Anton Hauptmann je 10. marca 1740 poročal o raziskovanjih na bregovih Save in o odkritju starih rovov v dolini Knapi za Ponovičami, Pinhak pa je leta 1807 dobil ustrezno dovoljenje za delo na tej lokaciji, ki pa ni bilo uspešno (Mohorič, 1978, 214).

Tornquist (1929, 9) omenja stara rudarska dela oziroma neko rudišče z oznako Rudnik, ki naj bi ležalo pod lokalnostjo Lascar. Menimo, da imamo opraviti z domačijo Lošče na severnem obrobju naše karte. Po Tornquistu gre za rudišče, ki naj bi obratovalo v 18. stoletju tako kot rudišče Mjelnik (Maljek). Na obeh lokacijah naj bi pridobivali le galenit in halkopirit.

Domačini poznajo ozemlje pod kmetijama Lošče in Globodol pod oznako Rudnik, na topografski karti merila 1:5000 (Litija 25) pa je širše območje označeno kot Rodnik.

V grapi pod omenjenima domačijama ni več sledov rudarske dejavnosti in tudi kosov rude nismo našli, okrog 600 m jugozahodno od Lošč pa je v peščenjaku na levem bregu grape zasut rov s smerjo 270° (5/1). Območje Rudnik grade peščenjaki karbonske superpozicijske podenote b_2 s posameznimi lečami konglomerata.

Kamnica (6)

Stara rudarska dela v okviru rudišča Kamnica omenja Voss (1895, 12, 16, 23). Halkopirit se skupaj s sfaleritom in galenitom javlja v luknjičavem kremenu, ki se razteza v obliki plasti; sfalerit oblikuje gnezda, galenit pa leče.

Tornquist (1929) lokacije Kamnica ne omenja; verjetno jo je istovetil z lokacijo Ržišče.

V Kamnici pri Vačah so po podatkih Mohoriča (1978, 76, 168, 219) pridobivali bakrov kršec v peščenjaku, in sicer v kremenovih plasteh. Rudarska družba Škofje, ustanovljena leta 1858 na Dunaju, je imela tod eno jamsko mero, vendar se je ukvarjala le z raziskovalnimi deli.

Skoraj zagotovo gre za stara rudarska dela ob potoku Kamniščica, ki jih najdemo v višini 330 m (6/1) in 350 m (6/2) na jugozahodnih pobočjih istoimenske vzpetine (sl. 1). Odval na spodnjem nivoju je obsežen, vsi rovi pa so zarušeni; rude nismo opazili. Rudarska dela na tej lokalnosti so v zgornjem delu peščenjaka karbonske superpozicijske podenote b_2, in sicer znotraj Lebeške luske.

Okremenele in orudene karbonske kamenine (7)

Prve podatke o okremenelih kameninah na širšem litijskem prostoru daje Voss (1895, 12). Raziskovalec poroča o luknjičavem kremenu, ki nastopa v obliki plasti med karbonskimi skladi. Tornquist (1929, 9) govori o telesih, ki sestoje skoraj izključno iz kremena, vezanih na ekrane iz skrilavih vložkov. Telesa pod četrtim skrilavim vložkom naj bi bila rudonosna, ona pod tretjim pa jalova. Podatki so sicer zanimivi, vendar jih prostorsko ne znamo določiti. Okremenela telesa smo na geološki karti in profilih (sl. 1. in 2) posebej izdvojili. Najdemo jih severno od vasi Ržišče (Na koritih 7/1), na hribu Kržac (7/2) in na vmesnem prostoru v zgornjem delu potoka Kamniščica (7/3). Telesa manjših dimenzij se javljajo na grebenih vzhodno od Gobelarja (7/4) ter južno od Lošč (7/5), na telesa v okviru rudišča Cirkuše pa smo že opozorili.

Kremen nastopa bodisi v vezivu klastitov, kot nepravilni spleti žil in žilic, ali pa je prvotno kamenino tako prepojil, da so le redkokje še vidni njeni relikti. Omenjena telesa so dolga do 500 m, debela od nekaj decimetrov do več metrov in se lateralno izklinjajo. Kot kaže slika 3, gre za konkordantna telesa, ki se javljajo v zgornjih delih superpozicijskih podenot b_2, b_3 in b_4; od teh so le zadnja vezana na ekranske strukture, in sicer iz glinovcev enote c.

Veliki bloki kremena (do 1 m^3), ki jih najdemo na sekundarnih mestih v nekaterih potokih, kažejo, da so okremenela telesa pogostnejša, vendar prekrita z debelo preperino. Tako najdemo mnogo velikih kremenovih blokov, katerih izvora ne poznamo, na območju Gobelar–Lošče (7/6) ter Mesarjevec–Strešni vrh (sl. 1–7/7). Pri manjših kremenovih blokih in kosih, ki jih najdemo povsod, pa gre običajno za žilni kremen ali pa za kremen, ki izvira iz opikalnih delov antiklinal v skrilavih kameninah (Kovkar-7/8, Konj-7/9).

Na območju rudišča Cirkuše je genetska povezava med orudenjem in okremenelimi telesi razvidna že iz osnovne geološke dokumentacije (sl. 1 in 2). To zvezo so potrdile tudi mikroskopske raziskave.

V vzorcu rude, ki smo ga vzeli v okremenelem in orudenem konglomeratu na desni strani potoka Vidrnica, 120 m severno od Piškovega mlina, je najpogostejši rudni mineral vsekakor sfalerit. Zelo verjetno gre za dve njegovi generaciji: starejšo in mlajšo. Starejša pogosto vsebuje izločnine halkopirita, ki imajo različne preseke. Opazimo predvsem takšne, ki imajo bolj ali manj izometrične preseke in merijo od nekaj do 50 μm in so razvrščeni tako, da se kaže emulzijska struktura. Prisotne pa so tudi izločnine, ki so dolge do 350 μm in široke 10 do 15 μm. Te so razvrščene tako, da imajo sfaleritno-halkopiritna polja lamelarno strukturo. V obeh primerih gre za razpad trdne raztopine ZnS–$CuFeS_2$. Mlajši sfalerit, ki obrašča starejšega, ne vsebuje halkopiritnih izločnin. Pri tem je značilno, da jalovinskih kremenovih vključkov nismo našli niti v starejši niti v mlajši sfaleritni generaciji, kar pomeni, da je ta mineral zrastel v porah spremenjenega konglomerata.

Poleg halkopirita, ki je nastal pri razpadu trdne raztopine ZnS–$CuFeS_2$, je prisotna tudi mlajša halkopiritna generacija, ki ustvarja manjša, samostojna polja. V paragenezi je izmed prvotnih sulfidov zelo verjetno najmlajši galenit. Tudi ta dva minerala sta zrastla v prej omenjenih porah.

Pri tektonskih premikih so jalovinski in rudni minerali razpokali. Ob razpokah ter ob mejah halkopiritnih in galenitnih polj, pa tudi ob razpokah, ki sečejo sfalerit, smo našli majhne lističe covellina, v galenitu pa je prisoten še anglezit. Tanke razpoke, ki prepredajo rudo, vsebujejo tu in tam tudi limonit.

Nadrobno smo pregledali tudi dva vzorca okremenelega in orudenega konglomeratičnega peščenjaka, oddaljena med seboj 110 m, in sicer iz zgornjega dela potoka Kamniščica (višina 375 in 380 m – lokaliteta 7/3).

Prvi vzorec predstavlja svinčevo rudo. V njej so neenakomerno razvrščena galenitna polja, ki imajo nepravilne oblike in jim pripada okrog 25 %; največje polje meri okrog 0,5 cm^2. Pod mikroskopom vidimo, da v tem vzorcu prevladuje kremen s številnimi ostanki drobnozrnatega peščenjaka in zgnetenega skrilavega glinovca. V ostankih peščenjaka smo našli pravzaprav le malo osnove, ker je le-ta v pretežni meri nadomeščena, oziroma prepojena s kremenom. V njej smo našli posamezna zrnca pirita, velika do 40 µm, ki imajo pravilne preseke ter se tu in tam zbirajo v kratke nize. Zasledili smo tudi piritno polje s koncentrično zgradbo. V enem izmed drobcev skrilavega glinovca pa smo našli zrnca markazita, ki tu in tam kažejo kolomorfno strukturo. Oba sulfida sta nastala med diagenezo klastične usedline.

V porah, ki so obraščene z bolj ali manj pravilno razvitimi kremenovimi zrni, je ponekod najprej kristaliziral halkopirit in v njem nato majhni piritni metakristali. Oboji sestavljajo korodirane vključke v mlajšem galenitu, ki je prav tako nastal v porah, obraščenih s kremenovimi zrni. Pri procesih oksidacije so nastali limonit, anglezit in covellin, vendar le v manjšem obsegu.

V drugem vzorcu opazimo makroskopsko izmed rudnih mineralov samo halkopirit, katerega polja dosežejo velikost 0,5 mm. V rudi je zastopan le z okrog 1 %. Bakrov sulfid ni nastal pri nadomeščanju okremenelega konglomeratičnega peščenjaka, temveč v njegovih porah. Ob robovih teh polj, ki sestoje iz zrnc, velikih nekaj 10 µm, najdemo lepo razvite kremenove kristalčke, velike do 150 µm.

Pri sekundarnih procesih so ob robovih halkopiritnih polj in ob tankih razpokah, ki jih sečejo, nastali najprej covellin, nato pa limonit in podrejeno malahit. Našli smo nekaj halkopiritnih polj, ki so skoraj povsem nadomeščena s covellinom, in več takšnih, v katerih že močno prevladuje limonit s kolomorfnimi strukturami. Železov hidroksid najdemo tudi v porah in v tankih razpokah, ki sečejo bakrovo rudo.

Najzanimivejše geološke razmere pa smo našli okrog 500 m zahodneje od tod in zaslužijo, da si jih ogledamo podrobneje.

Ozemlje Kamniščica-Gavgen hrib-Kržac, kjer najdemo nenavadne kremenovo-limonitne kamenine ima preprosto geološko zgradbo. Območje lahko obravnavamo kot izsek iz Lebeške luske s površino nekaj manj kot km^2, ki ga s severa in zahoda omejujeta neotektonska preloma, na jugovzhodu oziroma v podlagi pa narivna ploskev (sl. 1 in 2, profil C-C').

Na peščenjaku karbonske superpozicijske podenote b_2 leži na vzpetini Kržac erozijski ostanek konglomerata (b_3). V zgornjem delu podenote b_2 so med peščenjakom posamezne leče in plasti konglomerata, na enem mestu pa debelejši vložek glinovca. Izdanki kamenin so sila redki, saj je ozemlje prekrito z debelo preperino, v osrednjem delu pa še s pobočnim gruščem. Plasti so povsod v normalni stratigrafski legi in blago sinklinalno upognjene.

Na grebenu Gavgen hrib-Kržac sta dve vzpetini, severnejša s koto 470,0 m in južnejša z najvišjo točko 470,2 m, vmes pa je rahlo izraženo sedlo (kota 465,2 m). Celotno območje je na karti merila 1:5000 označeno kot Rastoke. Na prvi lokaciji, ki smo jo na 1. sliki označili s simbolom 7/10, prevladujejo kremenove kamenine, na drugi z oznako 7/11 pa rjavi peščenjak z limonitom in limonitne tvorbe. Rjavi peščenjak najdemo v izdankih po pobočju in ga uvrščamo v podenoto b_2, limonitne tvorbe pa so razširjene v zgornjem delu pobočja in na vrhu vzpetine.

Rjavi, limonitizirani, srednje- in drobnozrnati peščenjak sekajo številne klivažne razpoke in nepravilne tanke limonitne in kremenove žilice. Mikroskopsko ima kamenina sorazmerno homogeno strukturo, ki jo sestavlja približno 80 % terigenih zrn in 20 % veziva. Terigena zrna so velika 0,06 do 2,5 mm, povprečno približno 0,4 mm in so slabo sortirana. Med seboj se zrna dotikajo z ravnimi, konkavno-konveksnimi in nazobčanimi kontakti. Preseki zrn so večinoma vmesnih oblik, medtem ko je večina zrn pologlata do polzaobljena, med njimi pa najdemo tudi redkejša zaobljena zrna.

Terigena zrna peščenjaka sestavljajo kremen, litična zrna (drobci kamenin), glinenci, lističi muskovita in težki minerali.

Kremenovim zrnom pripada približno 55 do 60 % kamenine. Med njimi prevladujejo polikristalna zrna, medtem ko so monokristalna, ki imajo večinoma valovito potemnitev, količinsko podrejena. Velikost kremenovih zrn se spreminja od 0,06 do 2,5 mm, povprečno pa znaša približno 0,4 mm. Sortiranost kremenovih zrn je slaba. Njihovi preseki so večinoma vmesnih oblik, opazujemo pa tudi izometrične in podolgovate preseke, ki so večinoma pologlati do polzaobljeni. Kremenova zrna vsebujejo tekočinske, plinske in mineralne vključke. Med slednjimi prevladujejo muskovit, neprozorni minerali in limonit, v manjši meri tudi cirkon, rutil in turmalin. Terigena kremenova zrna so deloma obdana s sintaksialnim ali polikristalnim kremenovim cementom, na robovih pa se deloma zraščajo z illitno-sericitno epiosnovo kontaktnega tipa. Zrna kremena pogosto sečejo limonitne žilice.

Litična zrna grade približno 23 % kamenine. Med njimi so najbolj zastopana zrna s preraščanjem kremena in muskovita (drobci blestnikov ali kvarcitov), slede jim drobci filitov, sericitnih skrilavcev in roženca, medtem ko so zrna granitoidnih kamenin redka (tab. 1, sl. 4). Drobci kamenin so veliki od 0,1 do 1,5 mm, povprečno približno 0,4 mm. Njihovi preseki so večinoma vmesnih oblik in običajno bolj zaobljeni od kremenovih zrn, tako da jih uvrščamo med polzaobljena in zaobljena zrna. Litična zrna pogosto vsebujejo limonitizirane ali limonitne vključke. Nekatera mehkejša zrna so deformirana in na robovih deloma nadomeščena z illitno-sericitno epiosnovo.

Zrna glinencev nastopajo v sledovih in so večinoma nedvojčično zgrajena. Glinenčeva zrna vsebujejo vključke neprozornih mineralov, kremena in illita-sericita. Nekatera samostojna glinenčeva zrna in zrna glinencev v granitoidnih kameninah so deloma ali popolnoma nadomeščena z illitom-sericitom (tabl. 1, sl. 4).

Lističi muskovita so nepravilno razvrščeni v kamenini in so zastopani s približno 2 %. Muskovitni lističi so veliki od 0,06 do 0,8 mm in imajo podolgovate in zelo podolgovate preseke, ki so orientirani večidel vzporedno z razpokami in deloma v ožjem pasu ob limonitnih in kremenovih žilicah, tudi vzporedno z njimi. Pogosto so lističi muskovita poviti med tršimi zrni, deloma razpokani in na robovih razlistani. Nekatere luske muskovita vsebujejo vključke neprozornih in limonitiziranih mineralov ali pa so dobesedno prepojene z limonitom (tabl. 2, sl. 1).

Med težkimi, akcesornimi minerali smo opazili zrna neprozornih mineralov, rutila in cirkona.

Terigena zrna veže vezivo, ki sestavlja 20 % kamenine. Približno tri četrtine veziva pripada osnovi (15 %), medtem ko je cementa četrtina (5 %).

Cement je pretežno kremenov, sintaksialnega obrobnega in polikristalnega pornega tipa (tab. 1, sl. 4). V sledovih smo kot cement zasledili tudi limonitizirane neprozorne minerale, med katerimi je prvotno verjetno prevladoval pirit.

Osnova sestavlja približno 15 % kamenine, je kremenovo illitno-sericitne sestave in predstavlja večinoma kontaktni tip veziva (tab. 1, sl. 3) ter je neenakomerno

razvrščena. Njena količina je v vzporedni smeri z razpokami bistveno večja kot pravokotno nanje (tab. 1, sl. 3, 4, tab. 2, sl. 3). Posamezni lističi illita-sericita v osnovi so večinoma orientirani vzporedno z razpokami (tab. 1, sl. 3, 4) ali pa z njo oklepajo manjši kot (do 25°). Osnova je bolj ali manj intenzivno rjavkasto obarvana z limonitom, pogosto pa v njej zasledimo tudi posamezna limonitna zrna.

Peščenjaku se tu in tam pridružuje limonitni muljevec. V osnovi, ki jo grade submikroskopska zrnca limonita, leže predvsem illitno-sericitni lističi ter podrejeno zrnca kremena. Kamenina ima psevdofluidalno teksturo (tab. 2, sl. 2).

Peščenjak in muljevec sečejo razpoke, limonitne in kremenove žilice, potekajoče v različnih smereh. Razpoke in porušene dele ob razpokah zapolnjuje limonit, ki sestavlja nepravilne limonitne žilice. V neporušenih delih kamenine se pojavlja limonit le v sledovih (tab. 2, sl. 3). Poleg limonitnih nastopajo tudi kremenove žilice, ki so glede na teksturne odnose relativno mlajše (tabl. 2, sl. 3).

Peščenjak kot prikamenino, limonitne in kremenove žilice sečejo mlajše razpoke (tab. 3, sl. 1), ob katerih je prišlo do degradacijske rekristalizacije večjih kremenovih zrn v žilicah (tab. 3, sl. 2), kataklastičnih deformacij in relativnih premikov, kremenovih in limonitnih žilic ter prikamenine (tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1, 2). V slednji so podolgovata zrna orientirana vzporedno z razpokami, med zrni pa je illitno-sericitna epiosnova (tab. 2, sl. 3).

Na severno ležeči vzpetini s koto 470,0 m, na geološki karti (sl. 1) obeleženi s simbolom 7/10, je v litično kremenovem peščenjaku več metrov debela (točne debeline zaradi pokritosti ne moremo podati), deloma brečasta kremenova žila. Na vrhu vzpetine pa zasledimo podobno kot na južno ležeči vzpetini limonitne tvorbe, ki nastopajo v manjšem obsegu kot južno od tod.

Litični kremenov peščenjak, v katerem se pojavlja kremenova žila, je po strukturi in sestavi zelo podoben opisanemu peščenjaku z južno ležeče vzpetine. Kljub temu opazimo razlike: vsebuje bistveno manj limonita, a je bolj spremenjen, illitiziran-sericitiziran in okremenel. Zaradi tega bomo v nadaljevanju opisali in prikazali le razlike med obema peščenjakoma.

V peščenjaku ob kremenovi žili nismo našli glinencev, ker so le-ti skoraj popolnoma nadomeščeni z illitom-sericitom; le ponekod zasledimo v njem delno nadomeščene dele glinencev (tab. 2, sl. 4) in vključke kremena. Illit-sericit je tudi v vezivu, ki ni nastal ves istočasno. Drobna, večinoma izometrična zrnca so starejša in naj bi nastala sočasno z illitom-sericitom, ki nadomešča glinenčeva zrna. Nekoliko večja zrnca, z zelo podolgovatimi preseki, ki se deloma preraščajo s kremenom, pa naj bi bila mlajša in jih vzporejamo s kremenovo illitno-sericitno epiosnovo opisanega litično kremenovega peščenjaka (tab. 3, sl. 3).

V bližini kremenove žile je peščenjak intenzivno okremenel. V mlajšem kremenovem cementu zasledimo pogostne drobne vključke illita-sericita prve generacije (Il 1, tab. 3, sl. 4).

Kremenovo žilo smo raziskali ob kontaktu s prikamenino (peščenjakom) in v njegovi neposredni bližini.

Kremenova žila ima druzimozaično strukturo (tab. 4, sl. 1, 2), za katero je značilno naraščanje velikosti zrn od roba v notranjost. Kremenova zrna so velika od 0,06 do 5 mm in imajo podolgovate preseke. Le ob kontaktu s prikamenino opazimo sub- in euhedralne obrise, ki jih nakazujejo svetlejši in temnejši pasovi (tab. 4, sl. 1). Kremenova zrna so z dolgimi osmi orientirana pravokotno na žilo. V kremenovi žili smo zasledili več generacij kremena, vezanih na različne faze deformacij.

Glavnino (preko 95 %) žilnega kremena sestavlja nekoliko moten kremen s številnimi tekočinskimi vključki. Glede na relativno starost uvrščamo glavnino kremena v žili v drugo generacijo (Q 2), ki naj bi povzročila tudi okremenitev peščenjaka in bi bila mlajša od diagenetskega sintaksialnega obrobnega cementa (Q1). Obravnavana kremenova zrna imajo valovito potemnitev, ponekod so vidne deformacijske lamele, sečejo pa jih tudi tanke razpoke in žilice (tab. 4, sl. 1, 2). Ob stikih večjih zrn lahko ponekod na njihovih robovih opazimo sledove degradacijske rekristalizacije, ki običajno v notranjosti zrn postopno pojemajo (tab. 4, sl. 3). Na robovih nekaterih drugih zrn je viden tanjši sintaksialni rob čistejšega, prozornejšega kremena tretje generacije (Q3, tab. 4, sl. 4).

Kremenova zrna druge generacije s podolgovatimi preseki sečejo prečno tanke, do 0,1 mm debele kremenove žilice, s kremenom pete generacije (Q5, tab. 4, sl. 1, 2). Vzporedno z njimi in deloma pod kotom 70° do 80° nanje pa potekajo razpoke, ob katerih je prišlo do degradacijske rekristalizacije večjih zrn; ob nekaterih razpokah zasledimo illit-sericit (Il 3). Ta je deloma rasel tudi v posameznih porah, kjer se javlja kot lepi radialni agregati (Il 3, tab. 5, sl. 1).

Med starejšimi motnimi zrni zasledimo nepravilna polikristalna polja, ki jih sestavlja najprozornejši kremen šeste generacije (Q6, tab. 4, sl. 1, 2; tab. 5, sl. 1). Ta je deloma rastel sintaksialno na starejših zrnih (Q2) ali pa nastopa kot samostojna anhedralna zrna. Na robovih nekaterih od omenjenih polj zasledimo že opisane radialne agregate illita-sericita (Il 3).

V smeri dolgih osi presekov kremenovih zrn potekajo tanke žilice, s kremenom sedme generacije (Q7). Te lepo vidimo v starejših generacijah kremena in sekajo žilice s kremenom pete generacije (Q5, tab. 4, sl. 1), medtem ko jih v kremenu šeste generacije (Q6) lahko sledimo le ponekod po vključkih in strukturnih deformacijah.

Nekoliko više od opisanega kontakta kremenove žile z litično kremenovim peščenjakom je izdanek monomiktne kremenove breče, v kateri nastopajo izključno drobci žilnega kremena.

Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da ima kamenina sorazmerno homogeno, zrnato, kataklastično, brečasto strukturo, ki jo sestavlja približno 70 % zrn in 30 % osnove. Zrna lebde v osnovi ali se dotikajo s točkastimi in redkeje ravnimi kontakti ter ne kažejo nobene poudarjene orientacije. Velikost zrn se spreminja od 0,06 do 12 mm (medtem ko smo v izdanku videli do 4 cm velika zrna) in so zelo slabo sortirana. Zrn, večjih od 2 mm, je približno 20 %, medtem ko je zrn, velikih od 2 do 0.03 mm 50 %, osnova pa predstavlja preostalih 30 %. Oblike presekov so prevladujoče vmesnih in izometričnih oblik ter so večinoma oglate, redkeje pologlate in zaobljene (tab. 5, sl. 2)

Zrna pripadajo izključno mono- in polikristalnemu žilnemu kremenu. Posamezna zrna imajo valovito potemnitev, ponekod pa opazimo tudi deformacijske lamele in manjše razpoke. Redka zrna potemnevajo skoraj enakomerno. Večina kremenovih zrn vsebuje številne tekočinske vključke, medtem ko so mineralni vključki redki in pripadajo illitu-sericitu in zelo redkim limonitiziranim mineralom. V nekaterih večjih polikristalnih drobcih smo na kontaktih med zrni zasledili svetlejši sintaksialni rob mlajšega kremena, drugod pa razpoke (tab. 5, sl. 2).

Vezivo, ki veže kremenova zrna, sestavlja drobnozrnat, večinoma rekristaliziran kremen. V njem se pojavljajo tudi drobni lističi illita-sericita, ki je zastopan s približno 1 %. Ponekod zasledimo v osnovi, v sledovih tudi drobna zrnca limonita.

Na višini sedla na koti približno 465 m je kremenova žila zelo porozna, s številnimi, do 7 mm velikimi nepravilnimi votlinicami. Kremenova žila ima neenakomerno

zrnato porfirotopično strukturo, ki jo sestavljajo zelo neenakomerno razvrščena zrna kremena, velika od 0,03 do 2 mm.

V sorazmerno čisti, prozorni kremenovi masi so bolj ali manj nepravilna polja motnega kremena s številnimi tekočinsko-plinskimi in podrejeno drobnimi mineralnimi vključki. Med slednjimi prevladujejo drobna, večinoma neprozorna zrnca, velika približno 0.02 mm. Omenjeni motni kremen naj bi predstavljal najstarejšo generacijo zapolnitve žile (Q2).

Ponekod v motnih kremenovih poljih opazimo svetlejše in prozornejše obrise eu- in subhedralnih kremenovih zrn (Q4), ki imajo enako optično orientacijo kot motna anhedralna zrna (tab. 5, sl. 3, 4). Ta zrna imajo izraženo močno valovito potemnitev. Videti je, kot bi svetlejša eu- in subhedralna zrna zrasla v motnejših kot metakristali. Poleg tega so ob motnih zrnih svetlejši, prozornejši sintaksialni kremenovi robovi. Eu- do subhedralna zrna in sintaksialni kremen, v motnem kremenu in ob njem združujemo v četrto generacijo (Q4).

Motna in prozorna kremenova zrna druge in četrte generacije sekajo številne tanke žilice, debele do 0,4 mm, ki jih zapolnjuje mlajši, večinoma sintaksialno z zrnom zrasel kremen. Vzporedno s temi žilicami smo zasledili debelejšo žilico, zapolnjeno s ploščastimi zrni kremena (tab. 6, sl. 1, 2). Kremen omenjene žilice označujemo s peto generacijo (Q5).

Ponekod so vidne tanke razpoke, ki sečejo vse starejše kremenove generacije. Ob njih zasledimo do 0.03 mm velike luske illita-sericita. V bližini vidnih razpok in drugod so večja starejša kremenova zrna degradacijsko rekristalizirana. Degradacijsko rekristaliziran kremen sestavlja drobna, sorazmerno enakomerno velika (od 0.05 do 0,1 mm) mozaična zrna (tab. 6, sl. 3, 4). Podobno kot ob razpokah smo tudi v drobnozrnatem agregatu degradacijsko rekristaliziranih zrn opazili drobne lističe illita-sericita. Ob nekaterih razpokah je prišlo tudi do manjših, 1,5 mm velikih premikov.

Ob robovih nepravilnih por, velikih od 0,2 do 7 mm, in ob nekaterih žilicah so polja najprozornejšega kremena. Anhedralna, pogosto podolgovata in ponekod povita (tab. 6, sl. 3, 4) kremenova zrna, ki rahlo valovito potemnevajo, oblikujejo ksenotopično strukturo. Kremen, ki gradi opisana polja, prištevamo v šesto generacijo (Q6).

Pore, ki jih kremen šeste generacije ni popolnoma zapolnil, so bile verjetno prvotno zapolnjene z neznanim mineralom. Sedaj je ob večjih in v manjših porah limonit (tab 6, sl. 3, 4).

Vse opisane kremenove generacije sečejo redke tanke žilice s kremenom sedme generacije (Q7), (tab. 6, sl. 3, 4). Te žilice so lepo vidne v kremenu druge in četrte generacije, teže jih sledimo preko degradacijsko rekristaliziranih polj, medtem ko jih v kremenu šeste generacije komaj zaznamo po vključkih in strukturnih deformacijah.

V zgornjem delu obeh vzpetin in na njunem vrhu so raztreseni manjši izdanki in veliki bloki limonitnih tvorb. Makroskopsko imajo brečasto strukturo, sestavljeno iz svetlejših zrn kremena in peščenjaka, ki jih veže limonitno vezivo.

Mikroskopska raziskava je potrdila, da imajo limonitne tvorbe heterogeno brečasto strukturo, ki jo sestavljajo zelo oglata, oglata do polzaobljena zrna in drobci. Ti predstavljajo 60 do 75 % kamenine, medtem ko je limonitnega veziva od 25 do 40 %. Zrna večinoma lebde v limonitnem vezivu (tab. 7, sl. 1, 2, 3, 4), redkeje pa se dotikajo s točkastimi in ravnimi kontakti. Velikost zrn je zelo spremenljiva od 0.06 do 25 mm, kar kaže na njihovo zelo slabo sortiranje. Preseki zrn so zelo različnih oblik, saj

zasledimo tako podolgovata kot izometrična zrna, ki ne kažejo nobene poudarjene orientacije.

Zrna in drobce sestavljajo litično kremenov peščenjak in žilni kremen. Količinsko razmerje med njima se v različnih vzorcih zelo spreminja.

Drobci litično kremenovega peščenjaka so po strukturi in sestavi enaki opisanemu litično kremenovemu peščenjaku in jih zato podrobneje ne bomo opisovali. Poudariti moramo, da je bil peščenjak cementiran, v njem smo zasledili žilice in polja limonita in kremenove žilice. Omenjene strukture sekajo mlajše nepravilne razpoke, med zrni pa zasledimo kremenovo illitno-sericitno osnovo (tab. 7, sl. 1, 2) in zrna, katera so v posameznih drobcih peščenjaka različno orientirana. To kaže, da je le-ta nastala pred erozijo in limonitnim vezivom. V nekaterih drobcih peščenjaka smo opazili tudi limonitizirani karbonatni cement, ki nadomešča terigena zrna in kremenovo illitno-sericitno osnovo v peščenjaku (tab. 8, sl. 1), kar kaže na to, da je mlajši od nje.

Drobci in zrna žilnega kremena so večinoma polikristalna, medtem ko so monokristalna zrna manjša in količinsko močno podrejena (tab. 7, sl. 3, 4). Kremenova zrna so često razpokana, potemnevajo valovito, pogoste pa so tudi deformacijske lamele (tab. 8, sl. 2). Nekatera zrna so deloma degradacijsko rekristalizirana (tab. 9, sl. 1). V drobcih žilnega kremena smo ponekod opazili vključke limonitiziranega karbonata, ki nadomešča kremen.

Zrna in drobce litično kremenovega peščenjaka in žilnega kremena veže rjav, v presevni svetlobi skoraj neprozoren limonit, ki predstavlja vezivo osnovnega tipa in mu pripada 25 do 40 % (tab. 7, sl. 1, 2, 3, 4). Glede na to, da nastopa starejši limonit v žilicah in zrnih peščenjakovih drobcev (L1), uvrščamo limonitno vezivo v mlajšo, drugo generacijo (L2).

Eden izmed raziskanih limonitnih blokov je imel nekoliko pestrejšo sestavo zrn. Poleg že omenjenih zrn peščenjaka in žilnega kremena smo zasledili tudi agregate temno rjavega limonita (L2) s številnimi terigenimi zrni (zgoraj opisane limonitne tvorbe) in agregate svetlejšega limonita z redkimi terigenimi zrni (L3). Ob nekaterih zrnih smo zasledili neenakomerno debele koncentrične pizolitne ovoje (tab. 8, sl. 3, 4). Limonitni in brezstrukturni koncentrični ovoji so amorfni (tab. 8, sl. 4). Limonitne agregate štejemo kot alokemične komponente (intraklaste in pizolite), pri čemer so temnejši agregati limonita (L2) s številnimi terigenimi zrni relativno starejši od prozornejših limonitnih agregatov z redkimi terigenimi zrni in pizolitov (L3).

Vsa opisana zrna veže limonitno vezivo, ki je osnovnega in pornega tipa. Limonit je masiven in je večinoma amorfen. V nekaterih delih limonitnega veziva je opazna anizotropnost in psevdofluidalna tekstura (tab. 8, sl. 4). Nastalo je nekoliko kasneje kot alokemične komponente, vendar ga bomo prav tako uvrstili v tretjo generacijo (L3).

Pod vplivom kasnejših tektonskih dogajanj so opisane limonitne tvorbe, ki smo jih našli na najvišjih delih vzpetin 3/10 in 3/11, razpokale. Razpoke so sekale tudi nekatera terigena zrna, ob njih so se posamezni deli deloma premaknili (tab. 9, sl. 1). Nekatere razpoke so zapolnjene z amorfnim limonitom, v drugih pa se je izločil limonit (L4) s kolomorfnimi, natečnimi oblikami (tab. 9, sl. 2). V redkih razpokah zasledimo poleg limonita tudi kremen in illit-sericit (Il 3).

Kasneje je prišlo do nastanka novih, deloma odprtih razpok, ki jih je zapolnil vlaknati limonit (L5), (tab. 9, sl. 3). V nekaterih nepopolno zapolnjenih razpokah smo na vlaknatem limonitu (L5) zasledili temnejša polja in kopuče (tab. 9, sl. 3). V pre-

sevni svetlobi smo ugotovili, da gre za zelo drobnozrnat manganov oksid, ki ga natančneje nismo mogli določiti (tab. 9, sl. 4).

Limonit sestoji predvsem iz dveh železovih hidroksidov, to je iz goethita in lepidokrokita. Da bi določili podrobnejšo mineralno sestavo obravnavanih limonitnih tvorb, smo z rentgensko difrakcijsko metodo raziskali z limonitom najbogatejši vzorec in ugotovili, da je prisoten le goethit. Glede na relativno nizke in široke odboje sklepamo, da je goethit v omenjenem vzorcu sorazmerno slabo do srednje kristaliziran.

Z območja Rastoke smo spektralno raziskali tri vzorce. Spektralne analize so izdelali leta 1987 na Kemijskem inštitutu Borisa Kidriča v Ljubljani (tabela 1).

Litološka, stratigrafska in strukturna kontrola orudenja, ter dosedanji pogledi na genezo in starost rudonosnih procesov

Številne dileme, ki se javljajo v zvezi z litološko, stratigrafsko in strukturno kontrolo orudenja, bi lahko uspešno razrešili le z opazovanjem razmer vsaj v enem izmed nekdanjih rudnikov, zlasti v Sitarjevcu, to je v Litiji. Ker pa so vsa stara dela nedostopna, smo pri reševanju te problematike navezani na bolj ali manj natančne oziroma zanesljive literaturne podatke, na laboratorijske raziskave vzorcev s starih odvalov in na skope podatke z izdankov, zbrane z delom na s preperino debelo prekritem terenu.

V zvezi z litološko kontrolo orudenja bi na podlagi dostopnih podatkov lahko sklenili le, da je večji del rude v kremenovem peščenjaku, precej manj v konglomeratu oziroma v prodnatem peščenjaku in le tu in tam v skrilavem meljastem glinovcu.

O stratigrafski kontroli orudenja smo zbrali največ novih dognanj. Podatki jasno kažejo, da so rudišča in rudni pojavi na pregledanem območju v različnih delih stratigrafske lestvice, kar smo ponazorili na sl. 3.

Najgloblje v profilu so rudarska dela na območju Loki potoka, in sicer na lokacijah z našima oznakama 3/2 in 3/3. Ta obsegajo zgornji del glinovcev enote a, podenoto b_1 ter najnižji del podenote b_2, vendar ne vemo, ali so tod rudo sploh našli.

V osrednjem delu superpozicijske podenote b_2 na obravnavanem ozemlju ne poznamo rudišč in rudnih pojavov, kar velja tudi za odsek s skrilavimi vložki, kjer bi ti lahko predstavljali za orudenje ugodne ekranske strukture.

V spodnjem delu zgornje tretjine kamenin superpozicijske podenote b_2 najdemo rudo na lokalnosti Tolsti vrh (3/1), zunaj naše karte pa rudišče Vernek. Še višje, že v bližini debelejših konglomeratnih vložkov, so stara rudarska dela na lokacijah Rudnik (5) in Kamnica (6) ter Dašnik zahodneje od tod.

Kot smo že poudarili, se javlja rudišče Ponoviče (1) le 30 m pod konglomerati superpozicijske podenote b_3; nekako v nivoju naših lokacij 1, 3, 5 in 6 pa je tudi večina rudarskih del na območju Maljeka južno od Save.

Najvišje v stratigrafski lestvici, in sicer pod ekranom iz skrilavcev karbonske superpozicijske enote c sta rudišči Cirkuše (2) in Skrivni potok (4).

Že na tem mestu naj opozorimo, da se v istih nivojih kot hidrotermalna rudišča javljajo tudi okremenela telesa (sl. 3), kar kaže na neko medsebojno povezanost.

Če zanemarimo sledove rudarske dejavnosti na lokalnostih 3/2 in 3/3, se javlja hidrotermalno orudenje na obravnavanem prostoru v višinskem intervalu okrog 500 m in je skoncentrirano v zgornjem delu skladov karbonske superpozicijske podenote b_2. Temu v prid govore tudi raziskave, ki jih je leta 1954 opravila Tovšakova

v širši okolici Ponovič, kjer se vsi pozitivni izpirki s sfaleritom javljajo prav v tem nivoju.

Z večine lokacij ne poznamo mineralnih paragenez, z drugih pa so podatki nepopolni, zato je sklep o tem, kako se parageneza spreminja v odvisnosti od lege rudišča v stratigrafski lestvici, še preuranjen. Izstopa le dejstvo, da se najbogatejše bakrovo orudenje javlja najvišje v stratigrafski lestvici, in sicer pod ekranom iz glinovca enote c (Cirkuše in Skrivni potok).

Zanimive poglede o strukturni kontroli orudenja na območju severno od Save je nanizal Tornquist (1929) in menil, da imamo v Posavskih gubah opraviti z dvema rudnima pasovoma, severnim in južnim. Severni pas naj bi povezoval lokalnosti Sv. Agata, Dašnik, Vernek, Tolsti vrh ter rudišča pod Vačami, kjer se pas zasuka iz alpske v dinarsko smer. Prav na mestu upogiba pa se javljajo največje koncentracije bakra. Kot je razvidno s sl. 1, o sukanju ne moremo govoriti, raziskovalec pa je med seboj povezoval še rudišča iz različnih tektonskih enot in različnih nivojev stratigrafske lestvice, zato taki razlagi ne moremo pritrditi.

Z ozemlja severno od Save poroča nadalje Tornquist o štirih vložkih skrilavca med peščenjakom. Kot najvišjega je na območju južno od Vač obravnaval glinovce naše superpozicijske enote c in jih proti zahodu povezoval z vložki iz osrednjega dela stratigrafskega stolpiča (Dašnik). Zato velja tudi njegove sklepe o povezavi glinovcev in orudenja jemati zelo previdno.

Tornquistove ideje je dopolnil Žebre (1955, 239) in menil, da najdemo na produktivnem ozemlju Posavskih gub različne sisteme rudišč. Tako se javlja na levem bregu Save pod Vačami proti Cirkušam krovni sistem bakrovega krška. Sledi jim paralelni pas cinkove svetlice, ki se razteza na levem bregu Save do Ponovič, kjer prehaja na desni breg in se vleče do Polšnika. Talni sistem pa je sestavljen predvsem iz svinčevega sijajnika z baritom in se vleče od Polšnika preko Litije do Podlipoglava in dalje proti Škofljici.

Obravnavano ozemlje leži v okolici znanega in nekoč ekonomsko pomembnega rudišča Litija oziroma Sitarjevec in je od njega oddaljeno nekaj km v zračni črti proti severu in severovzhodu (sl. 1). Danes lahko zapišemo le, da pripada obravnavano območje enemu izmed orudenih prostorov, razporejenih glede na rudišče Sitarjevec po zakonih neke simetrije, ki je še ne poznamo.

Tudi z genezo in starostjo rudišč v Posavskih gubah so se ukvarjali številni raziskovalci, zagovarjali konkordantno ali diskordantno lego rudnih teles v prostoru ter navajali razloge za paleozojsko, triasno ali terciarno starost rudišč. Omenjeno problematiko so nanizali in ovrednotili M. Drovenik in sodelavca (1980, 31, 32). Kasneje je Premru (1983b, 50) ponudil novo razlago. Študija paleogeografskih modelov naj bi pokazala, da so hidrotermalna rudišča Posavskih gub vezana na bližino mezozojskega transformnega preloma, ki je vzporeden Podvolovlješkemu transformu in nanj pravokotno potekajoče prelome ter na tektonsko aktivnost Idrijske in Zagorske podcone v staroalpidski orogenezi.

Glede na najnovejše podatke z Rastoke, znova oživljeni teoriji o mezozojski starosti rudišč v Posavskih gubah ne moremo pritrditi. Novi podatki govore, kot bomo videli, za paleozojsko starost rudišč, ki so jo zagovarjali Berce (1963, 7) ter M. Drovenik s sodelavcema (1980, 32).

Geološka dogajanja v karbonu in nastanek rud v Posavskih gubah

Na podlagi do sedaj zbranih podatkov bi lahko razvoj karbonskih klastičnih kamenin, geološka dogajanja in z njimi povezan nastanek rud na obravnavanem prostoru in skoraj zagotovo tudi drugod v Posavskih gubah razložili takole.

Klastične kamenine enote a in podenot b_1 ter b_2 predstavljajo zaporedje z naraščanjem zrnavosti (coaresing upward sequence), ki ga je Mlakar (1987) označil z »regresivnim nizom usedlin«. To nam kaže na postopno oplitjevanje in zasipanje sedimentacijskega bazena.

Na osnovi dosedanjih podatkov ne moremo še nedvoumno razložiti okolja nastanka pretežno muljastih kamenin enote a in menjavanja peščenih in muljastih kamenin podenote b_1. Glede na ugotovljeno zaporedje, bi obravnavane sedimentne kamenine uvrstili v deltno-rečni sedimentacijski model. V njem naj bi sedimentne kamenine enote a (vsaj njen zgornji del) in podenote b_1 nastale na območju prodelte in deltne fronte. Kamenine podenote b_2, med katerimi prevladujejo peščenjaki in smo jih do sedaj raziskali v profilih na območju Maljeka in Zavrstnika, interpretiramo kot produkt rečnega sedimentacijskega okolja, v katerem lahko sledimo distalno-proksimalne spremembe. V spodnjem in srednjem delu naj bi prevladovali faciesi, nastali pod vplivom meanderskega rečnega režima, v zgornjih delih pa faciesi, ki bi jih lahko interpretirali kot produkte režima prepletajoče reke. Slednji se je verjetno nadaljeval še v spodnji del podenote b_3, kjer pa že zasledimo sedimentacijske vplive vršajev. Redke polarne in pogostejše nepolarne sedimentne teksture kažejo na smer transporta od zahoda proti vzhodu. Sestava terigenih komponent dopušča sklep, da so bile na izvornem območju razgaljene predvsem metamorfne in sedimentne kamenine.

V zgornjih, drobnozrnatih delih sekvenc podenote b_2 sta na širšem območju Litije zakonca Jurkovšek našla makrofloro, ki jo uvrščata v westfalij A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986).

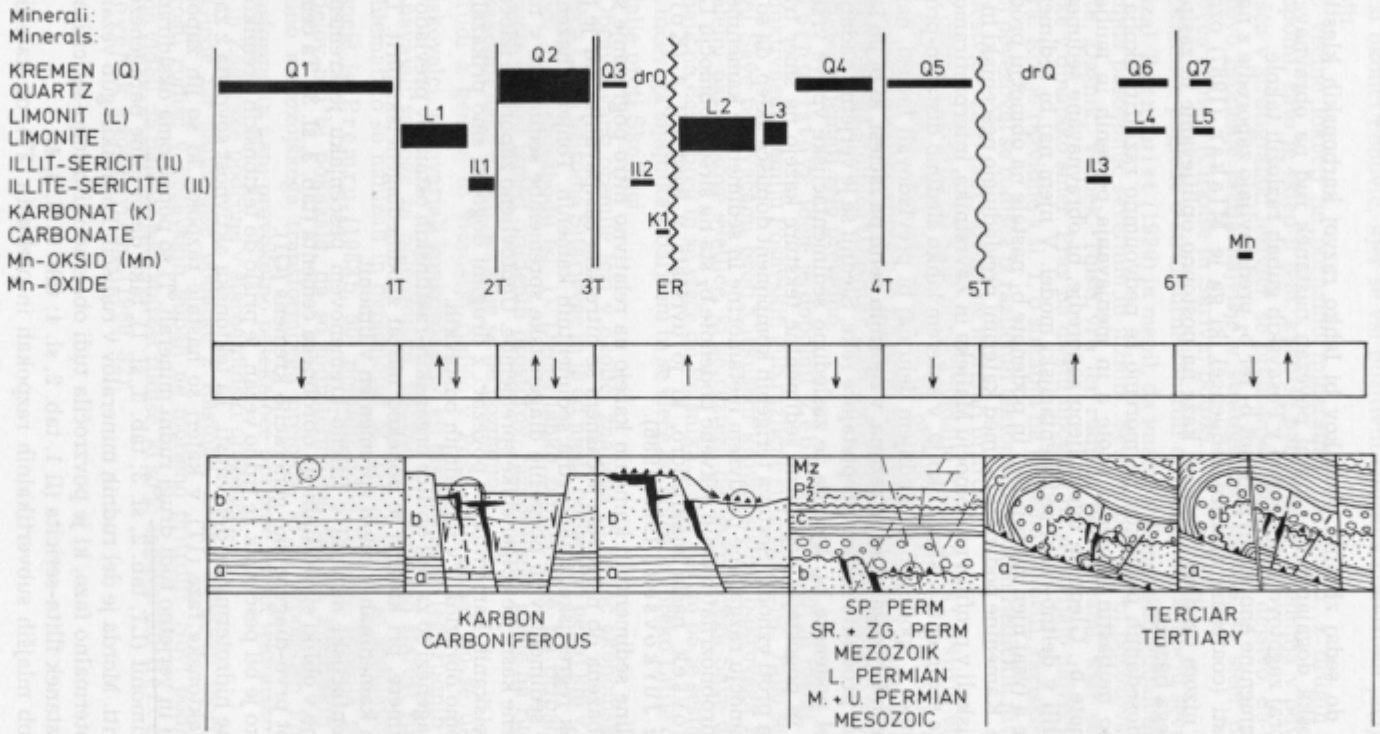
Velike debeline sedimentnih kamenin kažejo na relativno hitro pogrezanje sedimentacijskega bazena ob njegovem sočasnem še hitrejšem zasipavanju, kar je povzročilo nastanek regresijskega zaporedja sedimentnih kamenin. Tonjenje bazena in velike debeline sedimentov so pospešile diagenetske spremembe sedimenta v trdno kamenino in njene kasnejše epigenetske spremembe. Ugotovljeno zaporedje izločanja mineralov v preiskanih kameninah v povezavi z drugimi dogodki smo prikazali na 5. sliki in ga bomo obrazložili v naslednjih odstavkih.

V zgodnji diagenezi so zaradi obilice organskih-rastlinskih ostankov prevladovale redukcijske razmere, pri katerih je ponekod nastal zgodnjediagenetski pirit. Ta je v obravnavanih kameninah v celoti spremenjen v limonit.

Glavni cementacijski mineral v litično-kremenovem peščenjaku je kremen, ki nastopa pretežno v obliki sintaksialnega obrobnega cementa (tab. 3, sl. 3). Ta cement smo označili kot prvo-diagenetsko generacijo kremena (Q1).

V obdobju, ko je bil peščenjak že trdno vezan, je prišlo do tektonskih premikov in z njimi povezane hidrotermalne dejavnosti. Ta tektonska aktivnost sovpada z začetkom asturske tektonske faze (1T), v kateri so nastale razpoke, ki so jih zapolnili železo vsebujoči in verjetno tudi drugi rudni minerali. Ti so popolnoma oksidirani in spremenjeni v limonit (L1, tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1), tako da prvotne parageneze ne moremo ugotoviti. Morda je del rudnih mineralov v rudiščih Posavskih gub vezan na omenjeno hidrotermalno fazo, ki je povzročila tudi obsežno illitizacijo-sericitizacijo glinencev in nastanek illita-sericita (Il 1, tab. 2, sl. 4; tab. 3, sl. 3, 4).

Kasneje so ob mlajših subvertikalnih razpokah in prelomih (2T), ob katerih so



Sl. 5. Relativno zaporedje izločanja mineralov in geološka dogajanja

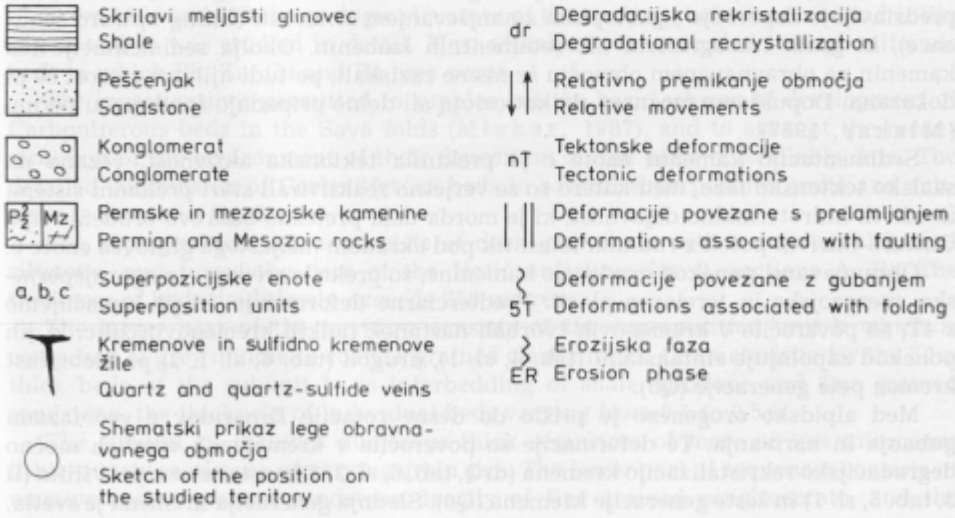
Fig. 5. Relative succession of formation of minerals and of geologic events

nastale zasnove grabenske strukture, hidrotermalne raztopine prinašale velike količine kremenice. Kremen (Q2) se je odlagal v žilah (tab. 2, sl. 3; tab. 4, sl. 1, 2), ponekod pa tudi močno prepojil prikamenino-peščenjak (tab. 3, sl. 4). Hidrotermalne raztopine, ki so prinašale kremenico in bile bogate tudi z drugimi prvinami, so se odlagale v različnih paragenezah na ugodnih mestih, predvsem znotraj več sto metrov debelega kompleksa peščenjakov podenote b_2. S tem naj bi bila končana glavna rudonosna faza, v kateri naj bi nastala večina polimetalnih svinčevo-cinkovo-baritnih rudišč Posavskih gub.

V mlajšem paleozoiku (290 do 250 milijonov let) je južno Evropo in severno Afriko obvladoval režim deformacij, ki jih Arthaud in Matte (1977) razlagata s transformno tektoniko. Ta je povzročila nastanek številnih zmičnih prelomov (strik-slip faults).

S to postrudno tektoniko povezujemo močne intra- ter intergranularne deformacije. Slednje se odražajo v nastanku valovite potemnitve (tab. 1, sl. 3) deformacijskih lamel in degradacijske rekristalizacije (tab. 3, sl. 1; tab. 4, sl. 3, 4; tab. 6, sl. 2, 4; tab. 9, sl. 1). Intergranularne deformacije so spremenile strukturo peščenjaka in nastala je usmerjena kremenovo illitno-sericitna epiosnova (Il2), (tab. 1, sl. 3, 4; tab. 2, sl. 3; tab. 7, sl. 1, 2; tab. 8, sl. 1). V kremenovih žilah je zaradi medzrnskih deformacij prišlo do mobilizacije in sintaksialne rasti kremena na mejah med zrni (Q3 tab. 4, sl. 4), ponekod pa do popolne porušitve in nastanka kataklastične kremenove breče (tab. 5, sl. 2). Drugod so transformne deformacije povzročile številne razpoke (tab. 2, sl. 3; tab. 3, sl. 1, 2) in ob njih ponekod tudi manjše premike. Opisanim deformacijam je sledila mineralna, karbonatna faza. Karbonat, morda siderit, ki je bil kasneje limonitiziran, je nadomeščal kremenovo illitno-sericitno epiosnovo in deloma terigena zrna v peščenjaku (tab. 8, sl. 1) najdemo pa ga tudi v kremenovih žilah (tab. 3, sl. 1).

Omenjena postrudna transformna tektonika, ki je povzročila opisane deformacije, je razkosala obravnavano območje in izoblikovala izrazito grabensko strukturo z relativno močno dvignjenimi in pogreznjenimi bloki (sl. 5).



Zaradi relativne spremembe erozijske baze je prišlo na dvignjenih blokih do hitre in močne erozije, ki je ponekod verjetno segla do vrhnjih delov polimetalnih rudišč. Oksidacija železo vsebujočih mineralov je dala limonit, ki se je deloma odlagal tudi v manjših depresijah in predstavlja limonitne tvorbe nastopajoče v zgornjih delih vzpetin z našo oznako 7/10 in 7/11 (sl. 1). Limonit (L2) nastopa kot vezivo peščenjakove in kremenove breče (tab. 4, sl. 1, 2, 3, 4, tab. 8, sl. 1). Drobci tega limonita so bili ponekod deloma presedimentirani in so služili kot jedra nastajajočih pizolitov mlajšega limonita (L3), ki nastopa tudi v obliki intraklastov ter veziva (tab. 8, sl. 3,4).

Visoke vsebnosti nekaterih prvin (Ba, Cu, Pb, Zn) v drobnozrnati kremenovo-limonitni breči, kremenovo-limonitnem peščenjaku in goethitu (tabela 1) so prepričljiv dokaz, da je polimetalno orudenje starejše od omenjenih kamenin. Upoštevajoč paleontološke podatke, gre za karbonsko starost rudonosnih procesov.

Sledi sedimentacija kremenovega konglomerata podenote b_3. Na Rastoki je ohranjen le njen najnižji del, medtem ko so mlajše kamenine erodirane.

Na Podlipoglavu in Maljeku se javljajo blokovni konglomerati s prodniki in bloki kremena, lidita, apnencev, peščenjakov, konglomeratov in temno sivih meljastih glinovcev. Pri Podlipoglavu leže ti blokovni konglomerati na peščenjakih podenote b_2 – v bazi podenote b_3 (sl. 3). Bloke apnenca iz blokovnega konglomerata pri Podlipoglavu so opisovali Ramovš (1954, 1990) ter Ramovš in Jurkovšek (1976). Ugotovili so, da nekateri med njimi izvirajo iz srednjekarbonske, devonske in silurijske periode. Blokovne konglomerate same pa uvrščata raziskovalca v spodnji perm. Ramovš (1986, 1990) obravnava bloke apnenca kot olistolite. Iz tega sledi, da ima omenjene konglomerate za olistostrome (podvodne plazove). Preliminarne, še ne končane raziskave nakazujejo subarealni (vršajni) nastanek obravnavanih konglomeratov.

Starost apnenčevih blokov v blokovnem konglomeratu kaže, da so bili ob transformni tektoniki, ki jo vežemo za astursko tektonsko fazo, dvignjeni posamezni bloki precej visoko, tako da je erozija segla do devonskih in silurijskih kamenin.

Nad konglomerati podenote b_3 slede peščenjaki podenote b_4 in enota c (»krovninski skrilavec«). Enoto c sestavlja skrilavi meljasti glinovec, v katerem najdemo le tu in tam leče peščenjaka in redkokdaj konglomerata. Podenoti b_3 in b_4 ter enota c, predstavljajo zaporedje s postopnim zmanjševanjem zrnavosti (fining upward sequence), ki gradi transgresivni niz sedimentnih kamenin. Okolja sedimentacije teh kamenin na obravnavanem območju še nismo raziskali, pa tudi njihova starost še ni dokazana. Dopuščamo možnost, da kot celota ali delno pripadajo spodnjemu permu (Mlakar, 1987).

Sedimentacijo kamenin enote c je prekinila tektonska aktivnost, vezana na saalsko tektonsko fazo, med katero so se verjetno reaktivirali stari prelomni sistemi in oživili hidrotermalno dejavnost, ki je morda dala pretežno bakrovo orudenje tipa Cirkuše-Skrivni potok z rudnimi telesi tik pod ekranom meljastega glinovca enote c.

Obravnavane, ponekod orudenele kamenine, so prekrile srednje- in zgornjepermske, mezozojske in terciarne plasti. Predterciarne deformacije, ki jih označujemo s 4T, so povzročile v kremenovih tvorbah nastanek tankih kremenovih žilic, ki jih ponekod zapolnjuje sintaksialni (tab. 4, sl. 1), drugod (tab. 6, sl. 1, 2) pa stebričast kremen pete generacije (Q5).

Med alpidsko orogenezo je prišlo do desne rotacije Dinaridov z več fazami gubanja in narivanja. Te deformacije so povzročile v kremenovih tvorbah močno degradacijsko rekristalizacijo kremena (drQ, tab. 6, sl. 2, 4), nastanek razpok, illita (Il 3, tab. 5, sl. 1) in šeste generacije kremena (Q6). Slednja generacija kremena je svetla,

prozorna in tvori nepravilna polja (tab. 4, sl. 1; tab. 5, sl. 1) ali ponekod obdaja na robovih limonitizirane pore. Zrna šeste generacije kremena (Q6) so večinoma podolgovata in ponekod deloma povita (tab. 6, sl. 1, 2, 3, 4).

V limonitnih tvorbah je zaradi napetosti ponekod prišlo do porušitve limonitnega veziva, ki je tu in tam anizotropno, v njem pa so opazne psevdofluidalne teksture (tab. 8, sl. 3, 4). Številna terigena zrna žilnega kremena so razpokala, nekatera so se delno zamaknila (tab. 9, sl. 1), odprte razpoke pa je zapolnil limonit s kolomorfnimi natečnimi strukturami (tab. 9, sl. 2).

Izločanje mineralov, ki smo ga povezali z gubanjem in narivanjem, prizadene še ena – verjetno neotektonska faza (6 T). V kremenovih tvorbah smo zasledili tanke žilice s kremenom sedme generacije (Q7, tab. 6, sl. 3, 4). V limonitnih tvorbah pa so razpoke, ki sekajo terigena zrna in limonit druge, tretje in četrte generacije (L2, L3 in L4) in so zapolnjene z vlaknatim limonitom pete generacije (L5, tab. 9, sl. 1, 3, 4). Ta je rasel pravokotno na stene žilic. V nepopolnoma zapolnjenih porah opazujemo ponekod agregate manganovih oksidov (Mn, tab. 9, sl. 3, 4).

V neotektonskem obdobju so subvertikalni prelomi razsekali orudeno območje v posamezne bloke in prekinili nekdanjo njihovo morebitno zvezo. V okviru vseh teh postrudnih procesov so orudeni prelomi, razpoke in konkordantna telesa zavzeli drugotno lego, erozija pa je razgalila različne nivoje orudenega območja.

Severno od Ponovič so se na primer ohranili glinovci enote c na večjih površinah, pod njimi pa lahko pričakujemo nedotaknjena rudišča Pb, Zn in Cu tipa Cirkuše. Pri ugodni legi ekranskih struktur glede na staroterciarno narivno ploskev lahko seže tudi orudenje z lokacije Skrivni potok še daleč proti severu.

On geological structure and mineralization in Carboniferous rocks north of Litija, Slovenia

Extended Summary

From 1986 to 1988 the geologic structure of the territory between Vače and Litija (fig. 1 and 2) was studied in detail. Most attention was accorded to Carboniferous beds in which Pb, Zn, Cu and Ba ores occur.

The investigations permitted to supplement the basic scheme of development of Carboniferous beds in the Sava folds (Mlakar, 1987), and to attempt the reconstruction of the environment of their deposition on the basis of available data. The detailed subdivision of Carboniferous beds in several superposition units and subunits is shown in fig. 3.

The superposition unit a consists of dark grey shale with individual sheets of siltstone, and forms the core of the Hotič anticline (fig. 2, sections A, B). The thickness of beds doubtlessly exceeds 250 metres.

The larger part of the territory consists of the superposition unit b which is composed of grey middle to coarser grained clastic rocks. Characteristic for the 50 m thick beds of the subunit b_1 is interbedding of shale, siltstone and fine grained sandstone, the thickness of individual beds varying from 0.1 to 0.5 m.

The subunit b_2 includes numerous thick sequences of more or less micaceous lithic-quartz sandstone of varying grain size. The lower part of sequences consists of massive coarse grained sandstone, locally of fine grained conglomerate, and the

upper parts are often of paralelly laminated fine grained sandstone which is in places followed by a few centimeters of shale.

The first thicker intercalation of shale in the about 600 m thick rock succession of the subunit b_2 occurs about 70 m above the subunit b_1. Most frequent are intercalations of shale in the interval between 300 and 450 m. Four such intercalations are from several metres to 25 m thick, and they pinch out laterally. In this part of the stratigraphic column occur very infrequent thin layers and lenses of conglomerate, while in the upper 200 m of the subunit b_2 the beds and layers of conglomerate with pebbles of quartz and lydite up to 8 mm in diameter are more frequent and thicker.

The beds of the subunit b_3 consist of conglomerate of pebbles of white quartz, lydite and sandstone up to several cm in diameter, only in places occurs well sorted conglomerate with some sandstone. The total thickness of the subunit b_3 amounts to 280 m.

In the subunit b_4 occurs only sandstone which is up to 50 m thick.

The about 250 m thick sequence of dark grey shale with an intercalation of sandstone and conglomerate in the lower third is attributed to the superposition unit c. These beds are overlain above an erosional unconformity by Val Gardena Formation.

The clastic rocks of the unit a, subunits b_1 and b_2, represent a prograding coarsening upward sequence which is an indication of gradual shallowing of the depositional basin. The beds of the superposition unit a and subunit b_1 could probably be attributed to the delta-fluvial depositional model with sedimentation in the prodelta and delta front environments. The rocks of the subunit b_2 can be preliminarily interpreted as a product of the fluvial depositional environment in which distal-proximal changes can be detected. In the lower and middle parts most probably the facies formed by the meandering river prevailed, and in the upper part the facies which could be interpreted as product of the braided river environment. Rare polar and more frequent nonpolar sedimentary structures indicate the transport direction from west to east. The composition of terrigenous components allows to assume the existence of mainly metamorphic and sedimentary rocks exposed in the source area.

After tectonic-erosional processes which are attributed to the Asturian tectonic phase the deposition of coarse quartz conglomerate of the subunit b_3 started. Preliminary investigations point to a alluvial fan and maybe partly fan delta formation of considered conglomerates which contain in the wider area of the Sava folds also pebbles and blocks of limestone of Middle Carboniferous, Devonian and Silurian age (Ramovš, 1954, 1990; Ramovš & Jurkovšek, 1976).

The depositional environment of beds belonging to subunit b_4 and unit c is not established yet. It can only be stated that with the subunit b_3 the deposition of a fining upward sequence started. Deposition of this retrograditional succession of sediments was interrupted by the Saalian orogenetic phase after which, the deposition of Val Gardena Formation followed.

In the upper fine grained parts of the sequences of the subunit b_2 in the wider surroundings of Litija the Jurkovšek consorts found macroflora which they attribute to Westphalian A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986). The age of rocks of subunits b_3 and b_4 and of unit c is not established yet. They could belong as a whole, or in part, to the Lower Permian.

The gently folded Carboniferous beds are overthrusted by a thick sequence of Mesozoic carbonate beds (fig. 1 and 2). Deformations of overthrusting character were

established also within the Paleozoic beds (the Lebez nappe). The older Tertiary overthrust structure is cut by several systems of neotectonical faults.

In the area shown in fig. 1 occurs a number of ore occurrences and abandoned mines of lead, zinc and copper. The mineralization of galena, sphalerite, chalcopyrite and barite found mostly in sandstone is of the vein type or associated with the shale screening structures.

Deepest in the section occur the mine workings at localities 3/2 and 3/3, but the majority of deposits, as Ponoviče (1), Tolsti vrh (3), Rudnik (5) and Kamnica (6) occur in the upper part of the Carboniferous beds of the subunit b_2. Only on the zinc deposit Ponoviče exist a few more detailed geological data (fig. 4). Highest in the stratigraphic column, under the screen of shale of the superposition unit c, occur the copper deposit Cirkuše (2) and the polymetallic deposit Skrivni potok (4).

Concerning the dating of the mineralization and reconstruction of geologic events in Carboniferous are of interest the results of the study of quartz-limonitic rocks, especially those from the Gavgen hrib–Kržac area in the central part of the territory (fig. 1 and 2).

As host rock of quartz veins in this area appears a lithic-quartz sandstone of the Carboniferous subunit b_2. Its composition is shown in figures (Pl. 1, fig. 3, 4; Pl. 2, fig. 1, 3).

In quartz veins several generations of quartz, limonite and illite-sericite were established and connected to various phases of deformations, as illustrated in fig. 5.

During the early diagenesis of sandstones in the Carboniferous subunit b_2 the reducing environment existed owing to the abundance of organic – plant remains, which lead locally to crystallization of the early diagenetic pyrite. This mineral was in the considered rocks entirely altered to limonite.

The main cementation mineral in the lithic-quartz sandstone is quartz which occurs mostly as syntaxial overgrowhts (Pl. 3, fig. 3). This quartz cement is marked as the first diagenetic quartz generation (Q 1).

At a time when sandstone was already firmly cemented, occured tectonic movements and associated hydrothermal activity. This tectonic activity coincides with the beginning of the Asturian tectonic phase (1 T). At that time fissures were opened and filled with iron minerals and probably also with other minerals. Now they are entirely oxydized and altered to limonite (L1, Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2), which precludes the establishing of the primary paragenesis. Possibly a part of ore minerals in the Sava folds deposits are connected to the mentioned hydrothermal phase which resulted also in abundant illitization-sericitization of feldspars and forming of illite-sericite (Il 1, Pl. 2, fig. 4; Pl. 3, fig. 3, 4).

Younger subvertical fissures and faults (2T), by which the first outline of the trench structure was set, served as channels for hydrothermal solutions which brought large amounts of silica. Quartz (Q 2) deposited in veins (Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2; Pl. 4, fig. 1, 2), and in places it densely silicified the host rock – sandstone (Pl. 3, fig. 4). Hydrothermal solutions which carried silica were enriched also in other chemical elements which deposited in various parageneses at favourable localities, especially within the several hundred meter thick sandstone complex of the subunit b_2. With this the principal ore bearing phase was accomplished, in which the majority of polymetallic lead-zinc-barite deposits of the Sava folds were presumingly formed.

In the younger Paleozoic (from 290 to 250 million years ago) the region of southern Europe and northern Africa was pervaded by a deformation regime which A r t h a u d

and Matte (1977) explained by transform tectonics. This resulted into numerous strike-slip faults.

This post-ore tectonics is associated to intense intra- and intergranular deformations. The former are reflected in formation of wavy extinction (Pl. 1, fig. 3), deformation lamellas and degradational recrystallization (Pl. 3, fig. 1; Pl. 4, fig. 3, 4; Pl. 6, fig. 2, 4; Pl. 9, fig. 1). Owing to intergranular deformations the sandstone texture was altered, and the directed quartz illite-sericite epimatrix (Il 2) was formed (Pl. 1, fig. 3, 4; Pl. 2, fig. 3; Pl. 7, fig. 1, 2; Pl. 8, fig. 1). In quartz veins owing to intergranular deformations mobilization and syntaxial growth of quartz on boundaries between grains occurred (Q 3, Pl. 4, fig. 4), and in places collapse with forming of cataclastic quartz breccia (Pl. 5, fig. 2). In other places transform deformations resulted into numerous fissures (Pl. 2, fig. 3; Pl. 3, fig. 1, 2), and somewhere also into limited displacements along them. The described deformations were followed by the carbonate mineral phase. Carbonate, possibly siderite, which was later limonitized, partly replaced the quartz illite-sericite epimatrix and terrigenous grains in sandstone (Pl. 8, fig. 1); it can be found also in quartz veins (Pl. 3, fig. 1).

This post-ore transform tectonics which caused the described deformations dissected the studied territory and formed the outspoken graben structure with relatively intensely uplifted and subsided blocks (fig. 5).

Owing to the relative change of the erosional basis the uplifted blocks were subjected to fast and strong erosion which in places probably reached the upper parts of the polymetallic deposits. Oxydation of iron containing minerals resulted into limonite which in part deposited also in smaller depressions, and represents the limonitic formations occurring in upper parts of the heights marked 7/10 and 7/11 (Fig. 1 and 2). Limonite (L 2) appears as matrix in quartz and in sandstone breccia (Pl. 7, fig. 1, 2, 3, 4; Pl. 8, fig. 1). Fragments of this limonite were in places partly redeposited, and served as cores to the forming pisoliths of the younger limonite (L 3) which occurs also in form of intraclasts and of matrix (Pl. 8, fig. 3, 4).

The lithostratigraphic position and high contents of certain elements (Ba, Cu, Pb, Zn) in fine grained quartz-limonitic breccia, quartz-limonitic sandstone and goethite (Pl. 1) are convincing indications that the polymetallic ore is older than the mentioned rocks. Taking into consideration the paleontological data, the ore forming processes are of the Carboniferous age.

Followed the deposition of quartz conglomerate of subunit b_3 and of sandstone of the subunit b_4. Considering the age of limestone blocks in the conglomerate in the wider area, it appears that during the transform tectonics which is associated with the Asturian orogeny individual blocks were uplifted to a sufficient elevation for exposing to erosion Devonian and Silurian rocks.

The deposition of rocks of the unit c was interrupted by tectonic activity associated with the Saalian orogenic phase. During this activity most probably old fault systems became reactivated and hydrothermal activity rejuvenated, which resulted into the mostly copper deposit of the Cirkuše–Skrivni potok type with ore bodies immediately below the screen of shale of the unit c.

The considered beds which are mineralized in places were covered by Middle and Upper Permian beds, and by Mesozoic and Tertiary beds. Pre-Tertiary deformations, marked 4T, caused in quartz formations thin quartz veinlets which are filled in places by syntaxial (Pl. 4, fig. 1), and elsewhere (Pl. 6, fig. 1 and 2) by columnar quartz of the fifth generation (Q5).

During the Alpine orogenesis the right rotation of Dinarides occurred. It included

several folding and overthrusting phases. These deformations caused in quartz formations intense degradational recrystallization of quartz (drQ, Pl. 6, fig. 2, 4), and forming of fissures, of illite (Il3, Pl. 5, fig. 1) and of the sixth generation quartz (Q6). The latter quartz generation is light, transparent and it forms irregular fields (Pl. 4, fig. 1; Pl. 5, fig. 1), or encircles on rims the limonitized pores. Grains of sixth generation quartz (Q6) are mostly elongated and in places partly bent (Pl. 6, fig. 1, 2, 3, 4).

In some limonite formations owing to tensions the limonite matrix collapsed; it is anisotropic with pseudofluidal textures in it (Pl. 8, fig. 3, 4). Numerous terrigenous grains of vein quartz are fissured, and some in part displaced (Pl. 9, fig. 1). Open cracks were filled by limonite with collomorphic texture (Pl. 9, fig. 2).

Crystallization of minerals which we associated with folding and faulting was affected by still another – probably neotectonic phase (6T). In quartz formations thin veinlets with quartz of seventh generation (Q 7, Pl. 6, fig. 3, 4) were detected. In limonite formations the cracks which cut terrigenous grains and limonite of second, third and fourth generations (L2, L3, L4) are filled with fibrous limonite of fifth generation (L5, Pl. 9, fig. 1, 3, 4). This mineral grew at right angle to veinlet walls. In incompletely filled pores locally aggregates of manganese oxides can be observed (Mn, Pl. 9, fig. 3, 4).

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. Digenit (temno sivo) nadomešča zdrobljena zrna halkopirita (rudišče Cirkuše). Odbita polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.1 mm

Fig. 1. Digenite (dark grey) replacing crushed chalcopyrite grains (Cirkuše deposit). Reflected polarized light, //N, scale = 0.1 mm

Sl. 2. Izločnine halkopirita (belo) v sfaleritu (rudišče Skrivni potok). Odbita polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.05 mm

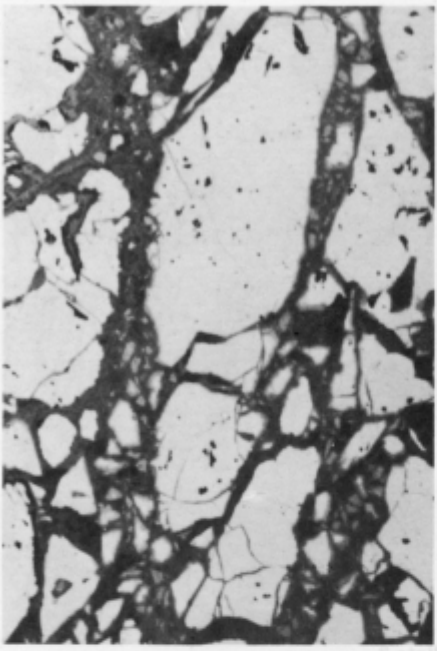
Fig. 2. Exsolutions of chalcopyrite (white) in sphalerite (Skrivni potok deposit). Reflected polarized light, //N, scale = 0.05 mm

Sl. 3. Veliko monokristalno kremenovo zrno z valovito potemnitvijo in kataklastičnimi razpokami, nastalimi zaradi pritiska. Zrna veže illitno-sericitna epiosnova (Il2). Presevna polarizirna svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

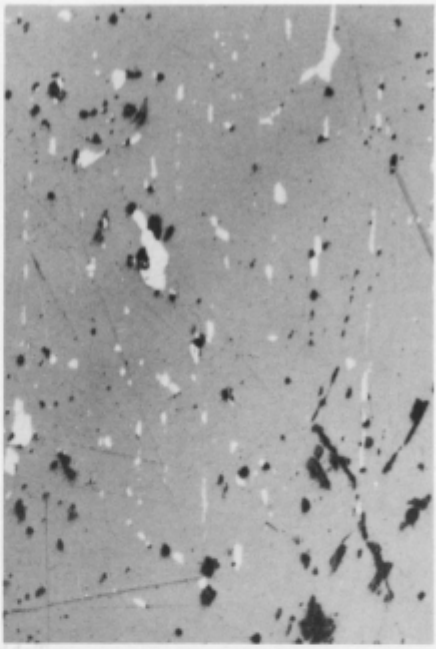
Fig. 3. A big monocrystalline quartz grain shows wavy extinction and cataclastic cracks owing to pressure. Grains are bound by illite-sericite epimatrix (Il2). Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Terigena zrna mono- in polikristalnega kremena, drobce roženca z vključki neprozornih mineralov, granitoidnih kamenin z illitiziranimi-sericitiziranimi zrni glinencev in lističe muskovita vežeta sintaksialni obrobni in polikristalni porni kremenov cement ter kremenovo illitna-sericitna epiosnova kontaktnega tipa. Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

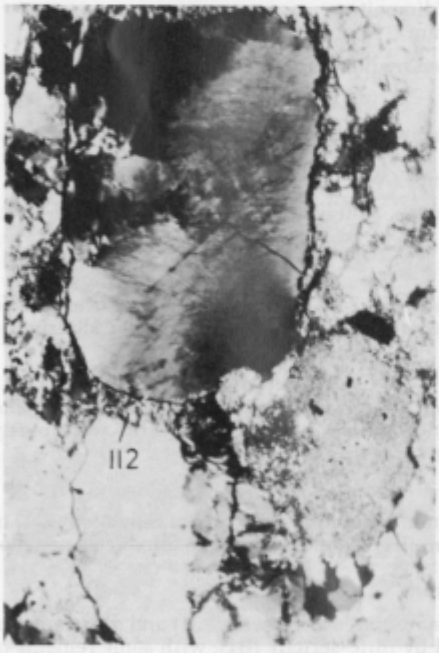
Fig. 4. Terrigenous grains of mono- and polycrystalline quartz, fragments of chert with inclusions of opaque minerals, granitoid rocks fragment with illitized-sericitized feldspar grains and scales of muscovite are cemented by quartz syntaxial overgrowths, polycrystalline quartz pore cement and quartz illite-sericite epimatrix of the contact type. Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm



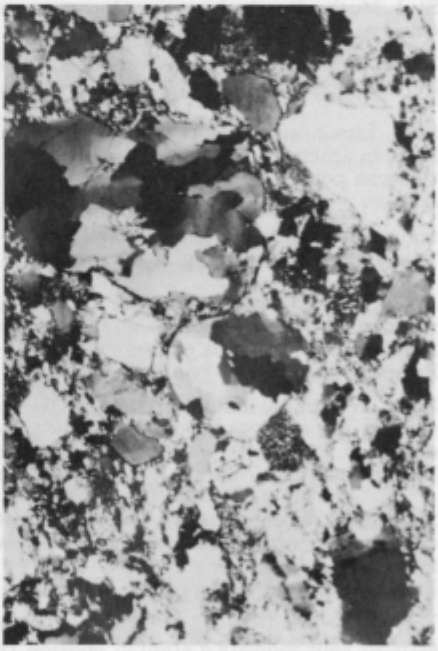
1



2



3



4

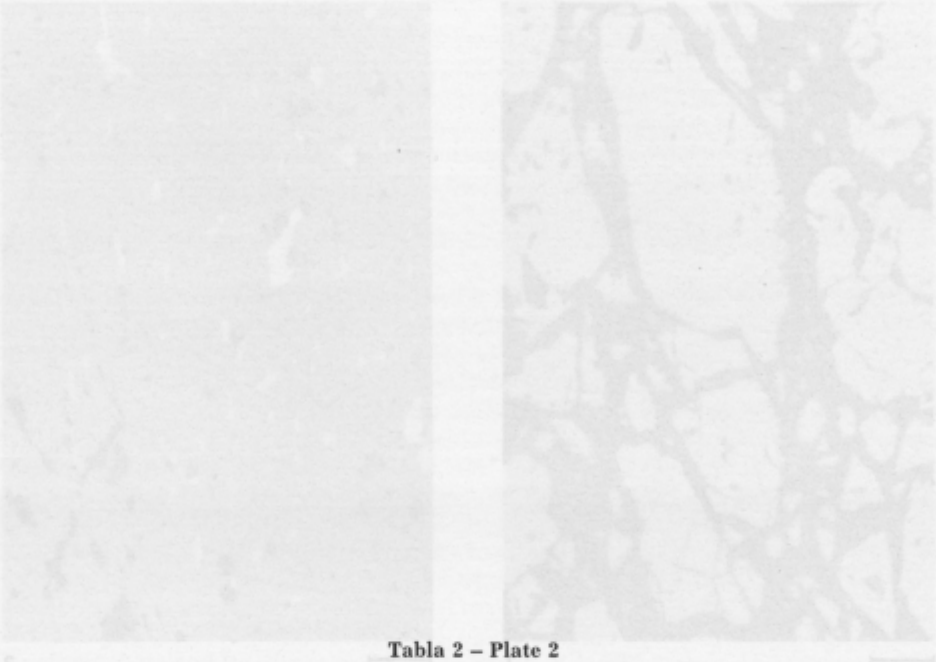


Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Muskovitne luske so popolnoma prepojene z limonitom.
Odsevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.1 mm

Fig. 1. Muscovite scales are completely impregnated by limonite.
Reflected polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 2. Limonitni muljevec s psevdofluidalno strukturo. V limonitni osnovi so illitno-sericitne luske in zrnca kremena.
Odsevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.1 mm

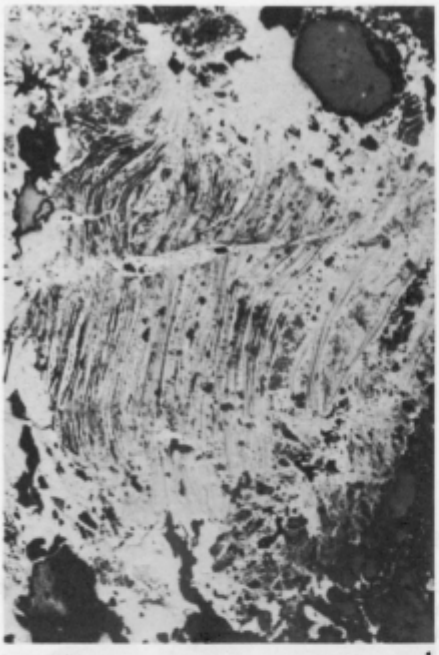
Fig. 2. Limonitic mudstone with pseudofluidal texture. In limonitic matrix occur illite-sericite scales and tiny quartz grains.
Transmitted polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 3. Sredi limonitne žilice (L1) je mlajša kremenova žilica (Q2). Prikamenino in žilice sečejo razpoke, ob katerih je prišlo do njihovega delnega premika in razmikov zrn, med katerimi je nastala illitno-sericitna epiosnova.
Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 1 mm

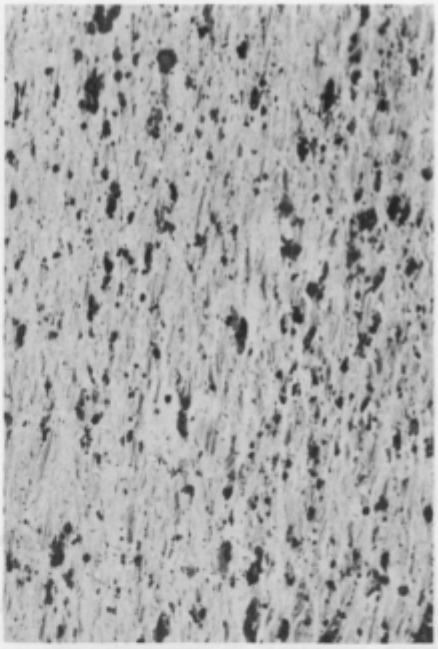
Fig. 3. Within the limonite veinlet (L1) occurs a younger quartz veinlet (Q2). The host rock and veinlets are cut by cracks along which limited movement occurred; and grains were partly displaced. Illite-sericite epimatrix formed between grains.
Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 4. Med kremenovimi zrni, obdanimi s sintaksialnim obrobnim kremenovim cementom (Q1) in drobcem sericitnega skrilavca, je z illitom-sericitom (Il1) nadomeščeno zrno glinenca z nenadomeščenimi ostanki glinenca (F).
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.1 mm

Fig. 4. Between quartz grains cemented by quartz syntaxial overgrowths (Q1) and a fragment of sericitic slate appears a grain of feldspar replaced by illite-sericite (Il1), with some remains of unreplaced feldspar (F).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



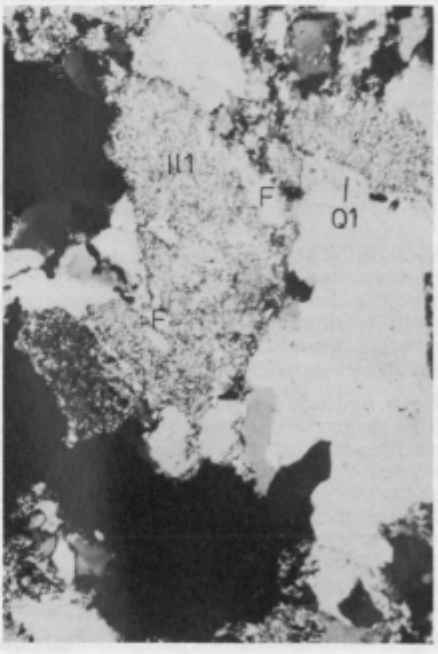
1



2



3



4

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Detajl kremenove žilice (Q2) s tab. 2, sl. 3, v kateri opazimo limonitizirane preseke mlajših karbonatov (K1). Žilico sekajo razpoke, ob katerih je prišlo do kataklastičnih deformacij.
Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0.3 mm

Fig. 1. Detail of quartz veinlet (Q2) from Pl. 2, fig. 3, in which a limonitized sections of younger carbonates (K1) can be observed. The veinlet is cut by cracks along which cataclastic deformations occurred.
Transmitted polarized light, // N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Isto kot sl. 1. Kremenovo žilico sekajo razpoke, ob katerih so vidne kataklastične deformacije in degradacijska rekristalizacija večjih kremenovih zrn (drQ).
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.3 mm

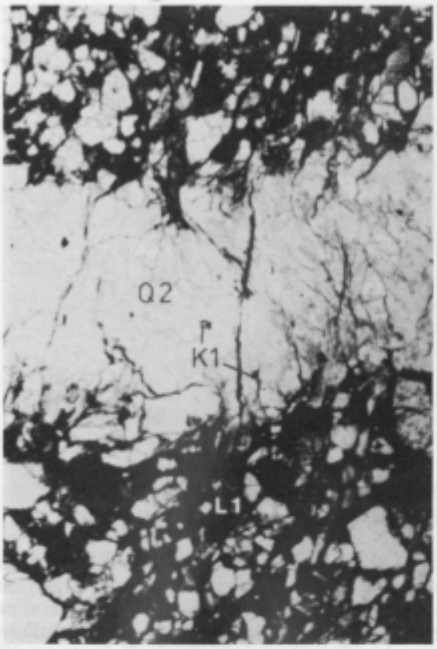
Fig. 2. Same as fig. 1. The quartz veinlet is cut by cracks along which cataclastic deformations and degradational recrystallization of larger quartz grains (drQ) is visible.
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. Sklop kremenovih in z illitom-sericitom popolnoma nadomeščenih glinenčevih zrn (IlF). Ob kremenovih zrnih je ponekod viden sintaksialni obrobni kremenov cement (Q1) in illitna-sericitna osnova. V osnovi sta dve generaciji illita-sericita. Illit-sericit prve generacije (Il1) se javlja kot drobna izometrična zrna, illit-sericit druge generacije (Il2) pa nastopa v podolgovatih presekih in se prerašča s kremenom tretje generacije (Q3).
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.05 mm.

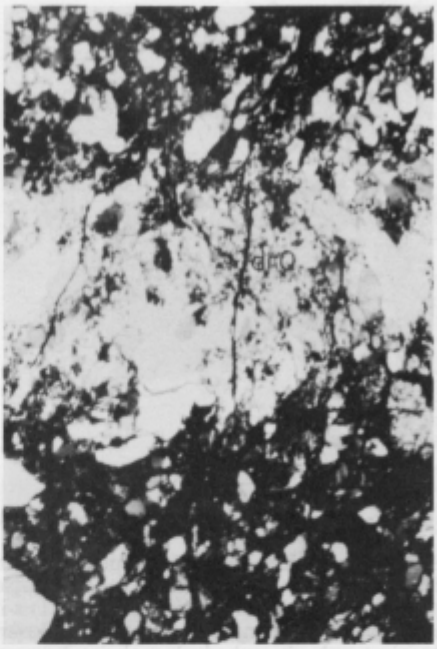
Fig. 3. Aggregate of grains of quartz and of feldspar, the latter entirely replaced by illite-sericite (IlF). Quartz grains with quartz syntaxial overgrowths (Q1) and illite-sericite matrix. In the matrix occur two generations of illite-sericite. That of the first generation (Il1) occurs in tiny isometric grains, and illite-sericite of the second generation (Il2) occurs in elongated sections and is overgrown with third generation quartz (Q3).
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,05 mm

Sl. 4. Močno okremenjeni del peščenjaka ob kremenovi žili. V mlajšem kremenovem cementu druge generacije (Q2) so vidni vključki illita-sericita prve generacije (Il1).
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.1 mm

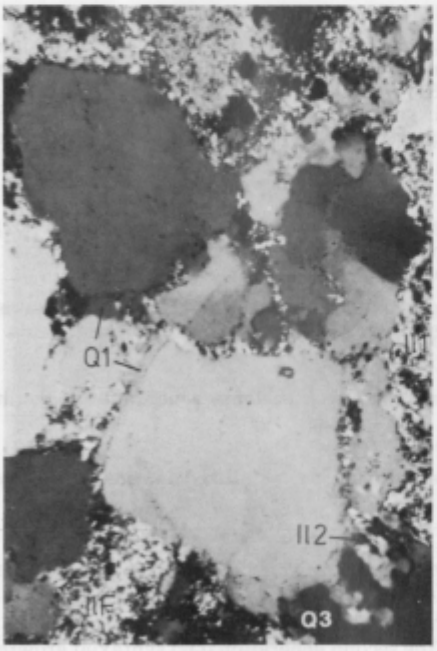
Fig. 4. Intensely silicified part of sandstone along a quartz vein. In the younger quartz cement of the second generation (Q2) inclusions of illite-sericite of the first generation (Il1) are visible.
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,1 mm



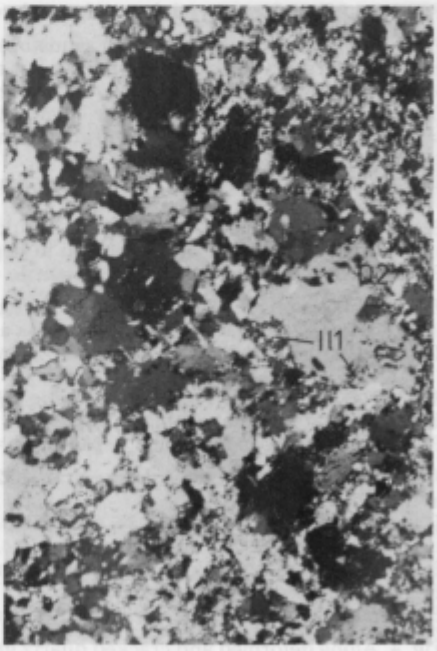
1



2



3



4

Tabla 4 – Plate 4

Sl. 1. Kontakt kremenove žile s peščenjakom. Večji del žile zapolnjuje nekoliko moten kremen druge generacije (Q2), katerega sekajo mlajše kremenove žilice, zapolnjene s peto (Q5) in sedmo (Q7) generacijo kremena ter razpoke (R1) z illitom-sericitom tretje generacije (Il3). Ponekod se pojavljajo nepravilna polja prozornega kremena šeste generacije (Q6). Ob stiku s peščenjakom opazimo sub- in euhedralne obrise kremenovih zrn, ki jih nakazujejo svetlejši in temnejši pasovi.
Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 1 mm

Fig. 1. Contact of quartz vein with sandstone. The larger part of vein is filled by somewhat dim second generation quartz (Q2) which is cut by younger quartz veinlets filled by quartz of fifth (Q5) and seventh (Q7) generations, and by cracks (R1) with third generation illite-sericite (Il3). In places irregular fields of clear quartz of sixth generation (Q6). Along the contact with sandstone appear sub- and euhedral contours of quartz grains marked by lighter and darker bands.
Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Druzimozaična struktura sklopa kremenovih zrn druge generacije (Q2) s številnimi deformacijskimi lamelami in degradacijsko rekristaliziranimi robovi in polji.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 1 mm

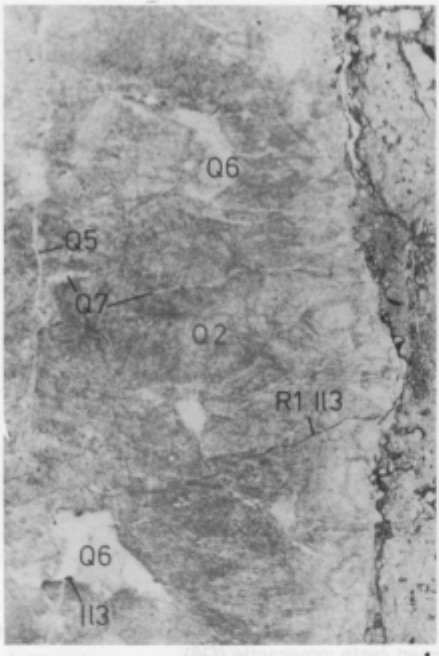
Fig. 2. Same as fig. 1. Drusy-mosaic structure of aggregate of second generation quartz grains (Q2) with numerous deformation lamellas and degradationally recrystallized rims and fields.
Transmitted polarized light, +N, scale = 1 mm

Sl. 3. Kremenova zrna druge generacije (Q2) so na robovih in deloma v nepravilnih poljih degradacijsko rekristalizirana.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

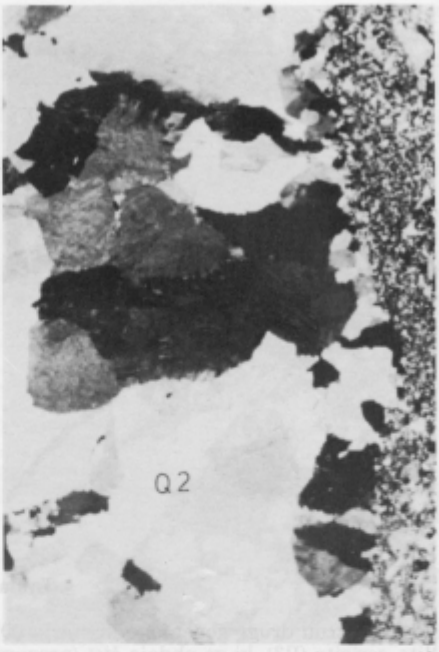
Fig. 3. Quartz grains of second generation (Q2) degradationally recrystallized on rims and partly in irregular fields.
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Ob deformiranem in razpokanem kremenovem zrnu druge generacije (Q2) je sintaksialno zrasel kremen tretje generacije (Q3).
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.1 mm

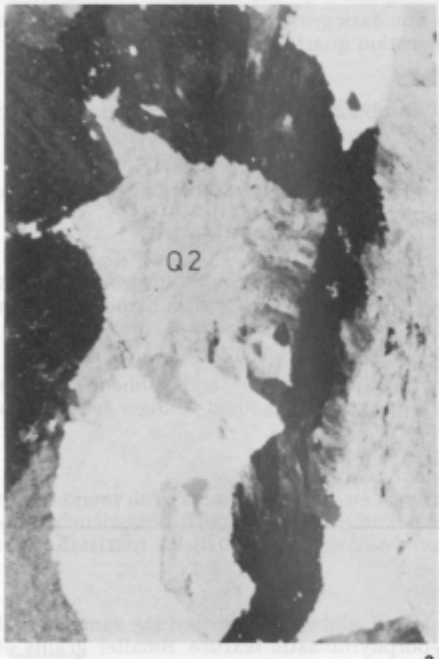
Fig. 4. Along deformed and cracked quartz grain of the second generation (Q2) syntaxial growth of third generation quartz (Q3).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



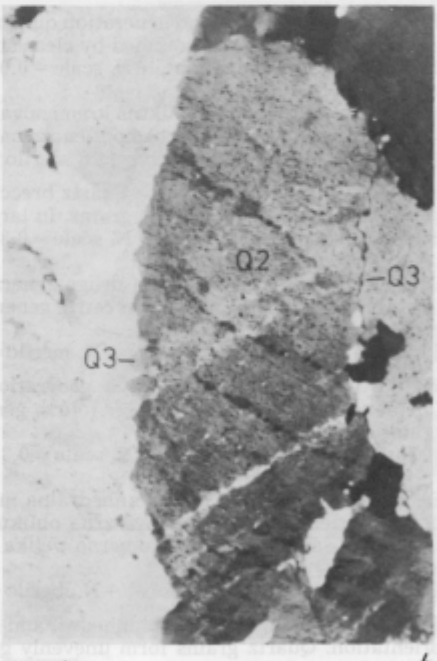
1



2



3



4

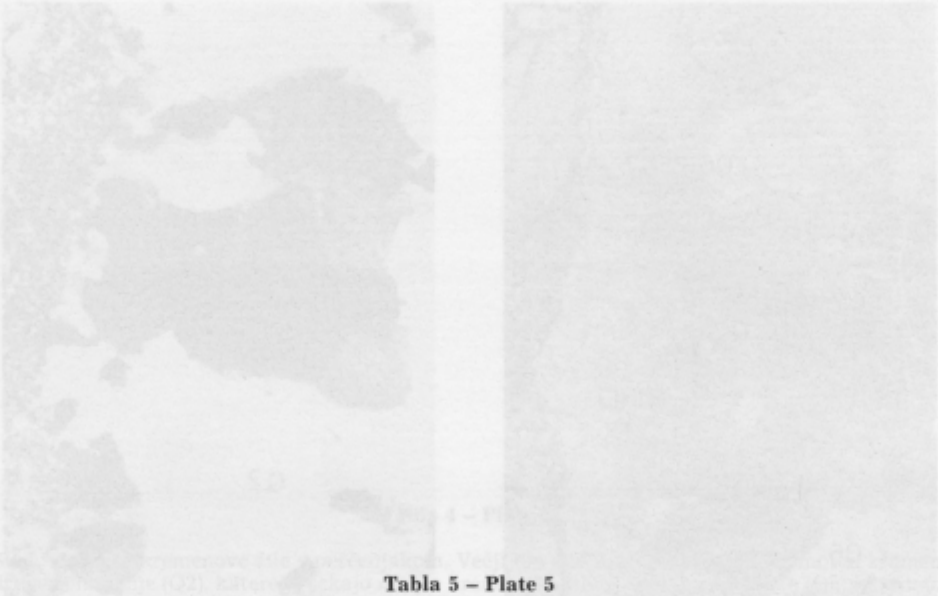


Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1. Na zrnu druge generacije kremena (Q2) - motno temno zrno - je rastel radialni agregat illita-sericita (Il3), ki ga obdaja čist (prozoren) kremen šeste generacije (Q6).
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.05 mm

Fig. 1. On a grain of second generation quartz (Q2) - dim dark grain - growth of radial aggregate of illite-sericite (Il3), surrounded by clear sixth generation quartz (Q6).
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,05 mm

Sl. 2. Kataklastična monomiktna kremenova breča. V drobnozrnati kremenovi osnovi lebde zelo slabo sortirana, oglata do polzaobljena zrna. V večjem zrnu so vidne razpoke.
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.3 mm

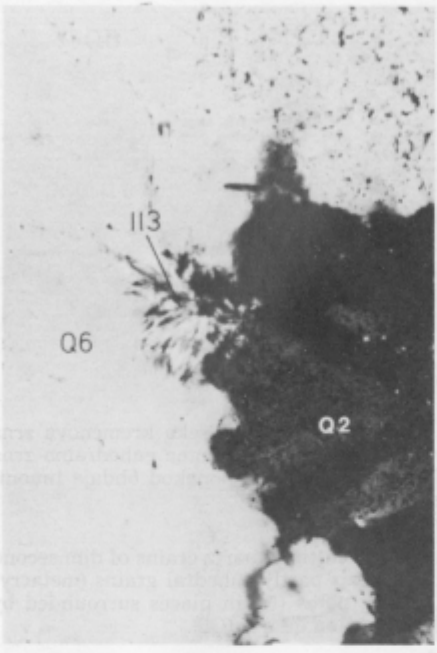
Fig. 2. Cataclastic monomictic quartz breccia. In fine grained quartz matrix float very poorly sorted, angular to subrounded grains. In larger grain cracks are visible.
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. V motnih zrnih kremena druge generacije (Q2) so eu- in subhedralna, prozornejša zrna (metakristali) mlajšega kremena četrte generacije (Q4). Poševno poteka mlajša razpoka, ki seka zrna obeh generacij.
Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0.3 mm

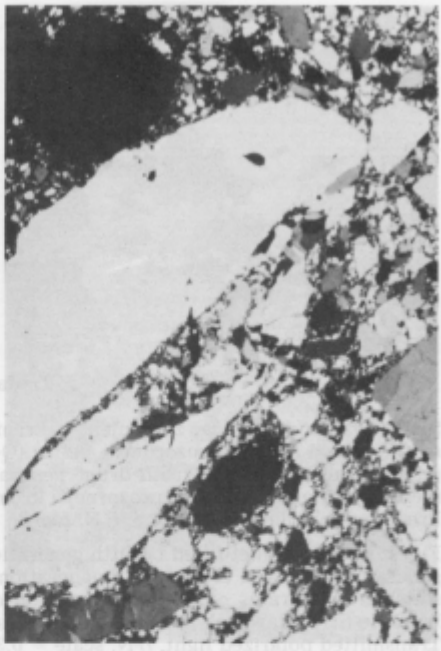
Fig. 3. In dim grains of second generation quartz (Q2) appear eu- and subhedral grains (metacrystals) of younger, clearer fourth generation quartz (Q4). Inclined younger fissure cuts grains of both generations.
Transmitted polarized light, // N, scale = 0,3 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Motna anhedralna in prozornejša eu- in subhedralna zrna imajo enako optično orientacijo. Kremenova zrna oblikujejo neenakomerno zrnato porfiroblastično strukturo. Manjša relativno enakomerno velika zrna predstavljajo degradacijsko rekristalizirani kremen (drQ).
Presevna polarizirana svetloba, + N, merilo = 0.3 mm

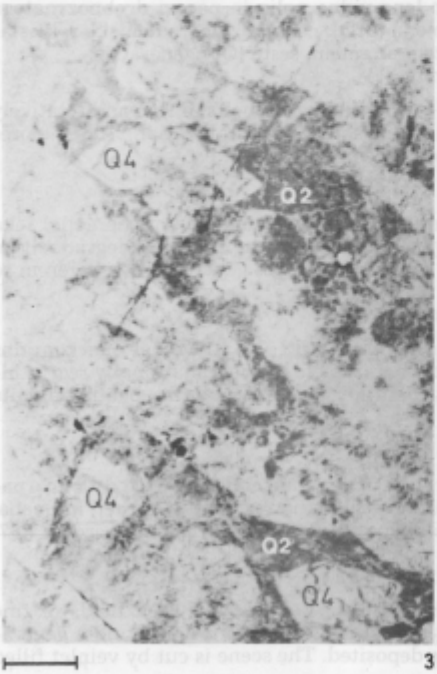
Fig. 4. Same as in fig. 3. Dim anhedral and clear eu- and subhedral grains of the same optical orientation. Quartz grains form unevenly grained porphyroblastic texture. Smaller grains of relatively equal size represent the degradationally recrystallized quartz (drQ).
Transmitted polarized light, + N, scale = 0,3 mm



1



2



3



4

Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1. Kremenova žilica, zapolnjena s kremenom pete (Q5) generacije, seka kremenova zrna motne, druge (Q2) in prozornejše, četrte (Q4) generacije, ki oblikuje deloma euhedralna zrna (metakristale) v motnih zrnih druge generacije. Ob porah (P), ki jih ponekod obdaja limonit (nepravilna temna zrna), je prozornejši kremen šeste (Q6) generacije.
Presevna polarizirana svetloba, //N, merilo = 0.3 mm

Fig. 1. Quartz veinlet filled by fifth generation quartz (Q5) cutting quartz grains of dim second generation (Q2) and clear fourth generation (Q4) that forms partly euhedral grains (metacrystals) in dim grains of second generation quartz. Along pores (P), in places surrounded by limonite (irregular dark grains) appears clear sixth generation quartz (Q6).
Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Pod navzkrižnimi nikoli so lepo vidna polja in pasovi drobnozrnatega sorazmerno enakomerno velikega mozaičnega kremena (drQ), nastala z degradacijsko rekristalizacijo in ob porah podolgovata nekoliko povita zrna kremena šeste (Q6) generacije.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

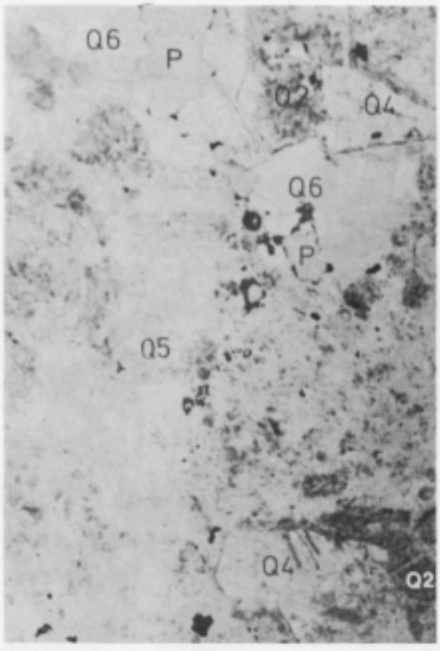
Fig. 2. Same as in fig. 1. Under crossed nicols well visible fields and belts of fine and relatively evenly grained mosaic quartz (drQ), result of degradational recrystallization. Along pores elongated, somewhat bent grains of sixth generation quartz (Q6).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. Poševno poteka kremenova žilica, zapolnjena s kremenom sedme (Q7) generacije, seka starejša kremenova zrna druge (Q2) in četrte (Q4) generacije in poteka preko polj degradacijsko rekristaliziranega kremena (drQ). Ob porah (P) je kremen šeste (Q6) generacije, ob katerem so opazna neprozorna zrna limonita.
Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0.3 mm

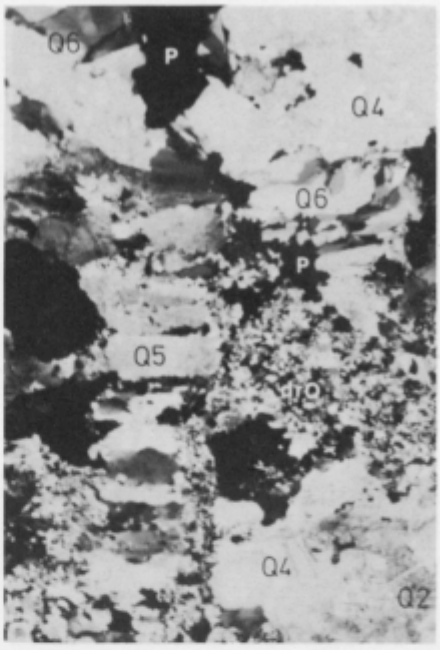
Fig. 3. Inclined quartz veinlets filled by seventh generation quartz (Q7) cuts older quartz grains of second (Q2) and fourth generation (Q4), and passes across fields of degradationally recrystallized quartz (drQ). Around pores (P) occurs sixth generation quartz (Q6) with opaque limonite grains beside it.
Transmitted polarized light, //N, scale = 0.3 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Neenakomerno zrnata porfiroblastična struktura. Med polji drobnozrnatega degradacijsko rekristaliziranega kremena (drQ) so večja zrna starejših generacij kremena. Ob pori (P) je šesta generacija kremena (Q6). Vse skupaj seče žilica s kremenom sedme (Q7) generacije.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

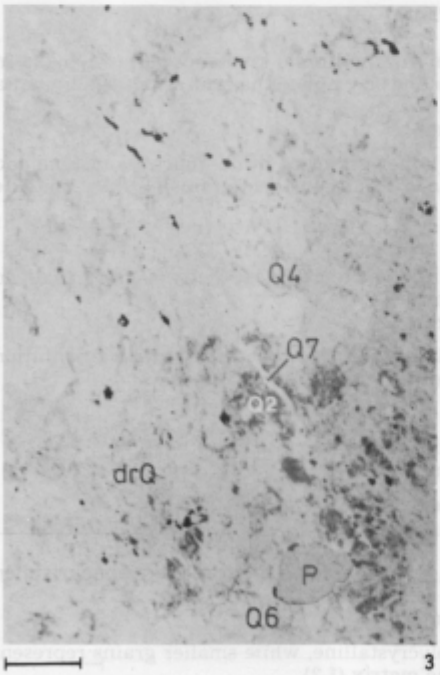
Fig. 4. Same as in fig. 3. Unevenly grained porphyroblastic texture. Between fields of fine grained degradationally recrystallized quartz (drQ) appear larger quartz grains of older generations. At the pore quartz of sixth generation (Q6) is deposited. The scene is cut by veinlet filled with seventh generation quartz (Q7).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0.3 mm



1



2



3



4

Tabla 7 – Plate 7

Sl. 1. V limonitnem vezivu (L2) lebde večja in manjša zrna litično kremenovega peščenjaka in kremena. Večja zrna peščenjaka so razpokana, ponekod so v njih vidna zrna starejšega limonita (L1) in kremenovo illitna-sericitna (Il2) epiosnova.
Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0,3 mm

Fig. 1. In limonitic matrix (L2) float smaller and larger grains of lithic-quartz sandstone and quartz. Larger sandstone fragments are cracked, and locally in them grains of older limonite (L1) and illite-sericite epimatrix (Il2) are visible.
Transmitted polarized light, //N, scale = 0.3 mm

Sl. 2. Isto kot na sl. 1. Lepo se vidi struktura litično kremenovega peščenjaka, z različno orientacijo terigenih zrn in zrn epiosnove v obeh drobcih.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0,3 mm

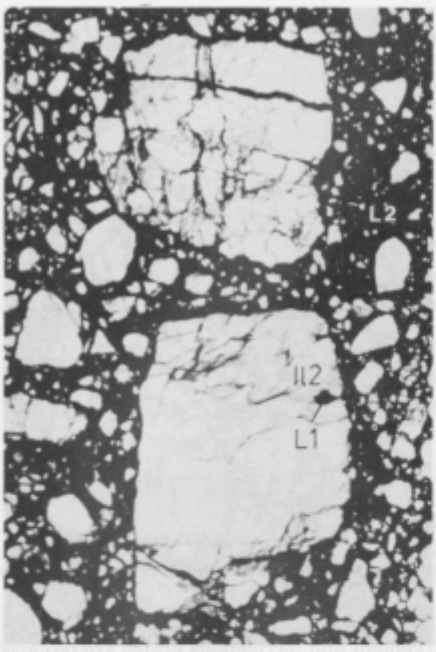
Fig. 2. Same as in fig. 1. Well visible texture of lithic-quartz sandstone with variable orientation of terrigenous grains and grains of epimatrix in both fragments.
Transmitted polarized light, +N, scale = 0.3 mm

Sl. 3. Večji razpokani drobci žilnega kremena lebde v limonitnem vezivu (L2).
Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 1 mm

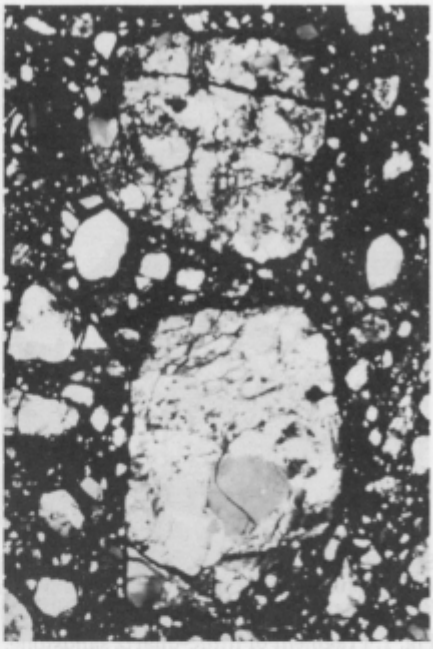
Fig. 3. Larger cracked fragments of vein quartz floating in limonite matrix (L2).
Transmitted polarized light, //N, scale = 1 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Večji drobci so polikristalni, manjša zrna pa predstavljajo monokristalen žilni kremen, ki lebdi v limonitnem vezivu (L2).
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 1 mm

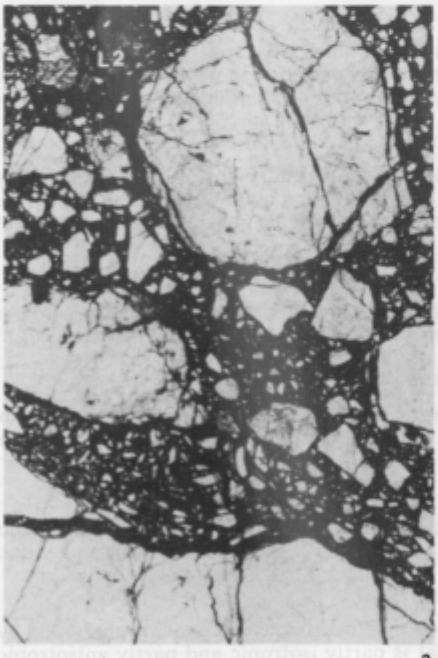
Fig. 4. Same as in fig. 3. Larger fragments are polycrystalline, while smaller grains represent monocrystalline vein quartz that floats in limonitic matrix (L2).
Transmitted polarized light, +N, scale = 1 mm



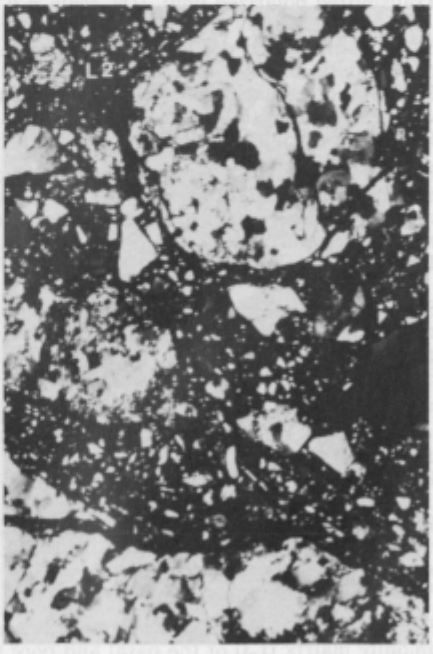
1



2



3



4

Tabla 8 – Plate 8

Sl. 1. Drobec litično-kremenovega peščenjaka. Osnovo, cement in terigena zrna nadomešča limonitizirani korozivni karbonantni cement (K1).
Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0.3 mm

Fig. 1. Fragment of lithic-quartz sandstone. Matrix, cement and terrigenous grains are replaced by limonitized corrosive carbonate cement (K1).
Transmitted polarized light, //N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Polikristalne drobce žilnega kremena sestavljajo anhedralna zrna kremena z valovito potemnitvijo in deformacijskimi lamelami. Drobce in zrna sečejo razpoke in limonitne žilice. Primerjaj deformacije na sliki z deformacijami kremena v žili, ob kontaktu z litično kremenovim peščenjakom (tab. 4, sl. 2, 3, 4).
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.1 mm

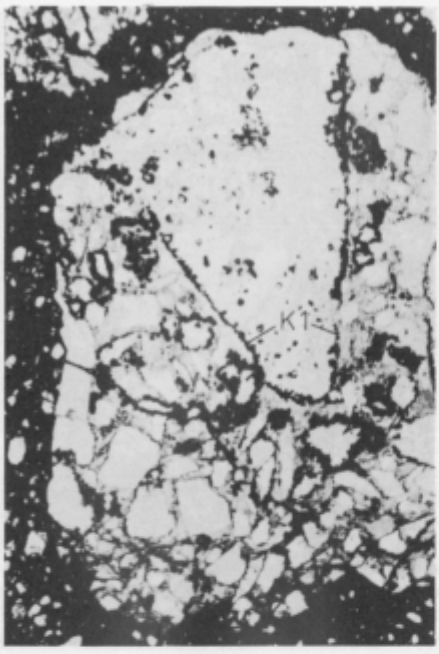
Fig. 2. Polycrystalline fragments of vein quartz consist of anhedral grains of quartz with wavy extinction and deformation lamellas. Fragments and grains are cut by cracks and limonite veinlets. Compare deformations in this figure with deformations of quartz in vein, at contact with lithic-quartz sandstone (Pl. 4, fig. 2, 3, 4).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm

Sl. 3. Zrna kremena in agregati temnega limonita druge (L2) generacije s številnimi terigenimi zrni obdaja mlajši, masivni ali koncentrično zgrajeni (pizolitni) amorfni limonit tretje (L3) generacije.
Presevna polarizirana svetloba, //N merilo = 0.1 mm

Fig. 3. Quartz grains and dark limonite aggregates of second generation (L2) with numerous terrigenous grains are surrounded by younger, massive or concentric (pisolithic) amorphous limonite of third generation (L3).
Transmitted polarized light, //N, scale = 0,1 mm

Sl. 4. Isto kot na sl. 3. Terigena zrna in limonitne alokemične komponente veže limonitno vezivo (L3) osnovnega in pornega tipa, ki je deloma izotropno, deloma pa anizotropno z vidno psevdofluidalno strukturo.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.1 mm

Fig. 4. Same as in fig. 3. Terrigenous grains and limonite allochemical components are bound by limonite matrix (L3) of the basal and pore type that is partly isotropic and partly anisotropic with visible pseudofluidal texture.
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,1 mm



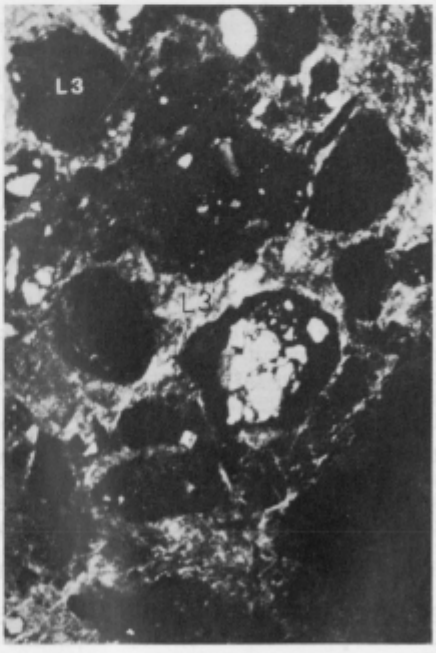
1



2



3



4

Tabla 9 – Plate 9

Sl. 1. V limonitnem vezivu druge (L2) generacije je drobec polikristalnega, večinoma degradacijsko rekristaliziranega žilnega kremena. Drobec sečejo limonitne žilice in razpoke. Ob eni izmed razpok se je del drobca relativno premaknil. V poro se je izločal limonit četrte (L4) generacije s kolomorfnimi strukturami. Mlajše limonitne žilice zapolnjuje vlaknati limonit pete (L5) generacije.
Presevna polarizirana svetloba, +N, merilo = 0.3 mm

Fig. 1. In limonitic matrix of second generation (L2) appears a fragment of polycrystalline, chiefly degradationally recrystallized vein quartz. Fragment is cut by limonite veinlets and cracks. Along one of cracks a part of a fragment is relatively shifted. The pore was filled by collomorphic fourth generation limonite (L4). Younger limonite veinlets are filled by fibrous fifth generation limonite (L5).
Transmitted polarized light, +N, scale = 0,3 mm

Sl. 2. Žilico zapolnjuje limonit četrte (L4) generacije s kolomorfnimi strukturami.
Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0.3 mm

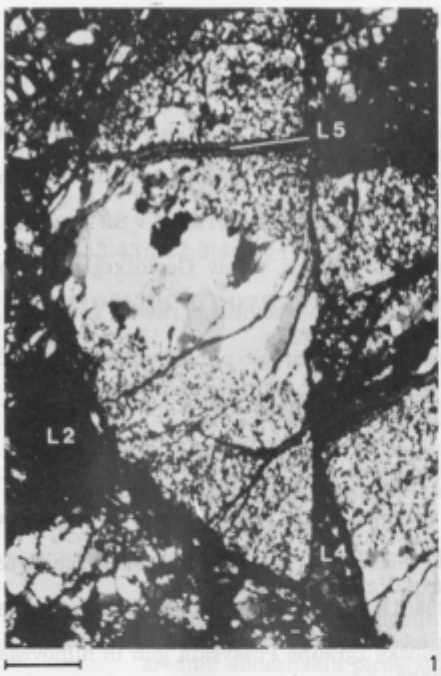
Fig. 2. Veinlet filled by fourth generation limonite (L4) with collomorphic texture.
Transmitted polarized light, // N, scale = 0,3 mm

Sl. 3. V limonitu tretje (L3) generacije, ki sestavlja vezivo, nastopajo terigena zrna žilnega kremena in litično kremenovega peščenjaka ter limonitni intraklast, ki jih sestavlja temen, neprozoren limonit druge (L2) generacije s številnimi terigenimi kremenovimi zrni. Ob steni delno zapolnjene razpoke opazimo vlaknat limonit pete (L5) generacije, na njem pa kopučaste agregate manganovega oksida (Mn).
Presevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0.1 mm

Fig. 3. In third generation limonite (L3) that constitutes the matrix occur terrigenous grains of vein quartz, of lithic-quartz sandstone and a limonite intraclast consisting of dark opaque second generation limonite (L2) with numerous terrigenous quartz grains. Along the wall of partly filled crack appears fibrous fifth generation limonite (L5) with overgrowths of manganese oxide aggregates (Mn).
Transmitted polarized light, // N, scale = 0,1 mm

Sl. 4. V limonitni žilici (L5) je manganov oksid (Mn).
Odsevna polarizirana svetloba, // N, merilo = 0.1 mm

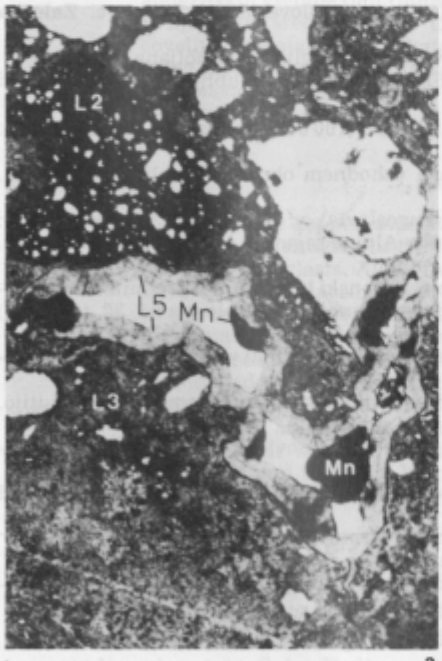
Fig. 4. Manganese oxide (Mn) in limonite veinlet (L5).
Reflected polarized light, // N, scale = 0,1 mm



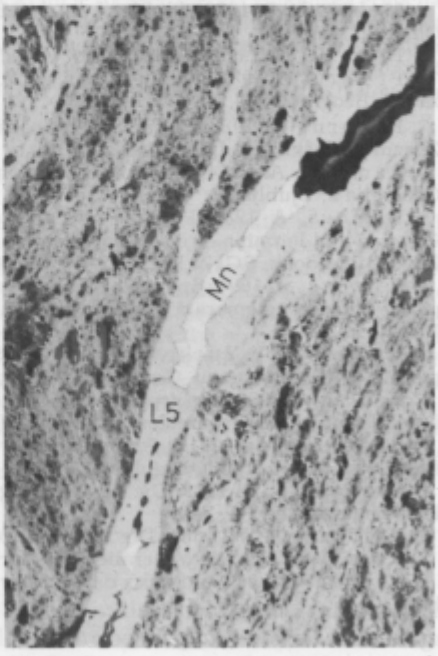
1



2



3



4

Literatura

Arthaud, F. & Matte, P. 1977, Late Paleozoic strike – slip foulting in southern Europa and north Africa. Result of a right – lateral schear zone between the Appalachians and the Urals. Geol., Soc. America Bull., *88*, 1305–1320, Boulder.

Berce, B. 1955, Poročilo o kartiranju ožje okolice sfaleritnega izdanka v Ponovičah in jame. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1963, The Formation of the Ore-deposits in Slovenia. Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, XIX, Pavia.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F., 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. geologija *23*/1, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1972, Kronika litijskega rudnika. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Grad, K. 1957, Geologija Litije in okolice. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1963, O mineralnih paragenezah Litije in drugih polimetalnih nahajališč v Posavskih gubah. Rud.-metal. zb. *3*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1966, Metalogenija i mineraloške karakteristike bakrovih pojava u Sloveniji. Referati VI savetovanja geologa SFR Jugoslavije, Ohrid.

Grafenauer, S., Gorenc, B., Marinković, V., Strmole, D. & Maksimović, Z. 1969, Physical Properties and the Chemical Composition of Sphalerites from Jugoslavia. Mineralium Deposita, Vol. *4*,Vo 3, Berlin.

Grošelj, A. 1954, Razna nahajališča rudnin v okolici Litije. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1985, Nova nahajališča paleozojske flore v Posavskih gubah med Ljubljano in Litijo. Razprave IV. razr. SAZU, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T.& Jurkovšek, B. 1986, Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrstnika. Rud.-metal. zb. *33*/1–2, Ljubljana.

Mlakar, I. 1987, Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja. Geologija *28, 29*, (1985/86), Ljubljana.

Mohorič, I. 1978, Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. 1. knjiga. Založba Obzorja, Maribor.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija *19*, Ljubljana.

Premru, U. 1983a, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Ljubljana. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Ramovš, A. 1954, Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja, Geologija *2*, Ljubljana.

Ramovš, A. 1986, Permian in Slovenia (NW Yugoslavia), v: Ital. IGCP 203 Group (ed.).: Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Thethys. Field guide-book, SGI & IGCP proj. 203, 182 str., Pavia.

Ramovš, A. 1990, Spodnjedevonijski in spodnjekarbonski konodonti v prodnikih spodnjepermijskega konglomerata pri Podlipoglavu, vzhodno od Ljubljane, Geologija *31, 32*, (1988/89) Ljubljana.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1976, Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu. Geologija *19*, Ljubljana.

Sedlar, J. 1950, Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijo. Diplomsko delo. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Štrajher, M. 1929, Cinkovo in svinčevo nahajališče pri Ponovičah. Rokopis. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tornquist, A. 1929, Die Blei-Zinklagerstätte der Savefalten von Typus Litija. Berg und Hüttenmännische Jb., Wien.

Valvazor, I. W. 1689, Die Ehre des Herzogthums Krain, Nürnberg.

Voss, W. 1895, Die Mineralien des Herzogthums Krain, Ljubljana.

Žebre, S. 1955, Rudarska dejavnost v območju Posavskih gub. Rud.-metal. zb. *4*, Ljubljana.

GEOLOGIJA 35, 287–318 (1992), Ljubljana

UDK 553.43:552.3(497.11)=863

Prispevek k poznavanju rudnih klastov iz rudnega telesa Novo okno v bakrovem rudišču Bor

Contribution to the Knowledge of the Ore Clasts from the Novo okno Orebody in the Bor Copper Deposit

Matija Drovenik

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V bakrovem rudišču Bor, vzhodna Srbija, so v hidrotermalno spremenjeni coni, ki leži v zgornjekrednih andezitih in andezitskih piroklastitih, metasomatska in žiljno impregnacijska rudna telesa. Ob južnem delu te cone je v zgornjekrednih andezitskih piroklastitih lečasto rudno telo Novo okno. Poleg različnih andezitskih vsebuje tudi rudne klaste, ki jih je sočasno izvrgla vulkanska erupcija. V njegovem srednjem delu grade klaste predvsem pirit, rombični halkozin in covellin. Obdaja ga ruda, katere klasti so pogosto conarno zgrajeni in vsebujejo poleg pirita zlasti bornit in halkopirit, toda v večjih razdaljah pa le halkopirit. Raziskava je pokazala, da je nastala conarna tekstura omenjenih klastov med diagenezo ter da sta bornit in halkopirit diagenetska minerala.

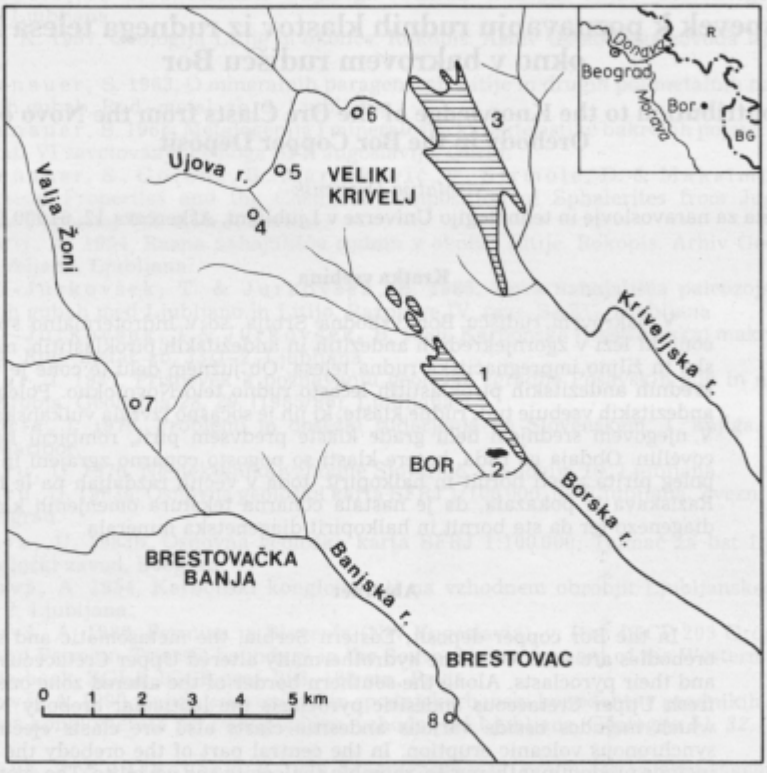
Abstract

In the Bor copper deposit, Eastern Serbia, the metasomatic and stockwork orebodies are situated in the hydrothermally altered Upper Cretaceous andesites and their pyroclasts. Along the southern border of the altered zone occurs in the fresh Upper Cretaceous andesitic pyroclasts the lenticular orebody Novo okno which includes beside various andesitic clasts also ore clasts ejected by the synchronous volcanic eruption. In the central part of the orebody the ore clasts include predominantly pyrite, rhombic chalcocite and covellite. The central part is surrounded by the ore in which the ore clasts show very often concentric internal structure. They contain in addition to pyrite particularly bornite, as well as chalcopyrite, and at greater distances only chalcopyrite. The author considers that the concentric internal structure of the mentioned clasts originated during the diagenesis, and that both bornite and chalcopyrite are of diagenetic origin.

Uvod

Bakrovo rudišče Bor je zaživelo leta 1903, ko je rudarski inženir Franjo Šistek z raziskovalnim rovom našel prvo rudno telo. Po hribčku, pod katerim leži, so ga imenovali rudno telo Čoka Dulkan. Od takrat do danes, torej celih 90 let, v Boru nenehno kopljejo bakrovo rudo.

Do sedaj so našli v tem svetovno znanem rudišču okrog dvajset zelo velikih, velikih pa tudi sorazmerno manjših rudnih teles. Intenzivnost raziskav ni bila vseskozi enakomerna, temveč se je od časa do časa spreminjala. Bila so obdobja, ko so jih omejevali zaradi splošnih neugodnih gospodarskopolitičnih razlogov, na primer med 1. in med 2. svetovno vojno, pa tudi zato, kar se je strategija raziskav bakrovih rudišč v vzhodni Srbiji spreminjala in so občasno posvečali večjo pozornost rudiščem v širši okolici Bora kot v borskem rudišču samem. Toda kadar so rudne zaloge nevarno »skopnele«, so v njem raziskave okrepili in tudi našli nova rudna telesa.



Sl. 1. Situacijska karta bakrovega rudišča Bor in njegove okolice
1 hidrotermalno spremenjena cona Bora z metasomatskimi in žiljno-impregnacijskimi rudnimi telesi; *2* rudno telo Novo okno; *3* hidrotermalno spremenjena cona Velikega Krivelja s porfirskim bakrovim rudiščem. Nahajališča rudnih klastov v okolici Bora; *4* severno pobočje Čoka Bare; *5* dolina Ujove reke; *6* severno pobočje Kriveljskega kamna; *7* kanal NW od Brestovačke banje; *8* kamnolom SE od Brestovca

Fig. 1. Location map of the Bor copper deposit and surroundings
1 hydrothermally altered zone of Bor with metasomatic and stockwork orebodies; *2* Novo okno orebody; *3* hydrothermally altered zone of Veliki Krivelj with the porphyry copper ore deposit. Location of ore clasts in surroundings of Bor; *4* northern slope of Čoka Bare hill; *5* Ujova reka valley; *6* eastern slope of Kriveljski kamen hill; *7* ditch NW from Brestovačka banja; *8* quarry SE of Brestovac

Takšne razmere so bile tudi v začetku sedemdesetih let. Rudarsko topilniški bazen Bor je v petdesetih in šestdesetih letih vlagal velika finančna sredstva v raziskave drugih območij, zlasti v raziskave nanovo odkritega bakrovega rudišča Veliki Krivelj; manj sredstev pa je namenjal za raziskave v borskem rudišču. Zato so začele rudne zaloge postopoma usihati.

Da bi razmere popravili, je bil junija 1973 v Boru večdnevni sestanek, na katerem so poleg borskih geologov sodelovali tudi nekateri drugi poznavalci tega rudišča. Na njem je bila poudarjena perspektivnost tistih območij borske hidrotermalno spremenjene cone, ki se širijo od znanih rudnih teles proti severozahodu in proti jugovzhodu. V osnovnih potezah je bila izdelana tudi strategija raziskav za naslednja leta. V obdobju od 1974–1983 so nato v omenjenih območjih resnično našli več novih rudnih teles, tako na primer v severozahodnem območju rudno telo Borska reka, v jugovzhodnem rudno telo H in rudno telo Borski potok v neposredni bližini novega jaška pa še rudno telo Novo okno (okno, slov. jašek).

V borskem rudišču so z izjemo rudnega telesa Novo okno metasomatska in žilno-impregnacijska rudna telesa v obsežni, več kilometrov dolgi hidrotermalno spremenjeni coni (sl. 1). Rudonosne raztopine so ob Borskem prelomu spremenile in orudenele zgornjekredne andezite in njihove piroklastične kamnine. Osnovne spremembe so piritizacija, okremenitev, kaolinizacija, alunitizacija, sericitizacija in kloritizacija. Rudno telo Novo okno je ob južnem delu omenjene hidrotermalno spremenjene cone (sl. 1). Leži v zgornjekrednih andezitskih piroklastitih, ki praktično ne kažejo omenjenih sprememb. Grade ga rudni klasti in klasti različnih andezitov. V tem primeru gre brez dvoma za rudno telo, ki je povezano z zgornjekredno vulkansko aktivnostjo – rudne in andezitske klaste je namreč izvrgla vulkanska erupcija.

Rudni klasti iz Novega okna se po mineralni sestavi v neki meri razlikujejo od rudnih klastov, ki smo jih našli v andezitskih piroklastičnih kamninah širše okolice rudnika Bor (Drovenik, 1961, 1966), imajo pa podobno mineralno sestavo kot bakrova ruda v rudnih telesih borskega rudišča. Lociranost rudnega telesa Novo okno v neposredni bližini drugih rudnih teles in podobnost v mineralni sestavi nudita na prvi pogled razlago, da je nastalo rudno telo, ki leži v nespremenjenih andezitskih piroklastitih, sočasno kot rudna telesa v hidrotermalno spremenjeni coni in da je v neposredni genetski zvezi z njimi. Toda proti takšni razlagi govorijo številni drugi podatki, ki jih bomo razložili ob drugi priliki.

V okviru pričujočega prispevka nas zanimajo le nekatere značilnosti rudnih klastov iz rudnega telesa Novo okno. Toda preden jih bomo razložili, poglejmo, kaj vemo o tovrstnih rudnih klastih, ki smo jih našli v andezitskih vulkanskih brečah širše okolice rudnika Bor. Pri popestritvi besedila sta mi pomagala Vlado Segalla z barvnimi fotografijami, Ciril Gantar pa z rudnomikroskopskimi slikami. Obema se za njuno pomoč iskreno zahvaljujem.

Značilnosti in izvor rudnih klastov v zgornjekrednih andezitskih piroklastitih širše okolice rudnika Bor

V vulkanskih brečah 1. in mlajše, 2. vulkanske faze (Drovenik, 1961, 1966, 1968), smo do 1966 leta našli približno 100 rudnih klastov z bakrovimi sulfidi. Številne je vsaj deloma prekrivala skorja limonita in malahita. Bili so bolj ali manj okrogli ali vsaj zaobljeni. Veliki so bili sicer od 1 cm do 30 cm, toda zvečine so merili le od 2 do 6 cm. Okrog 40 smo jih nadrobno raziskali (Drovenik, 1966).

V vulkanskih brečah 1. vulkanske faze je njihovo najbolj zanimivo nahajališče na severnem pobočju Čoka Bare, majhnega hribčka, ki leži 4,5 km severozahodno od Bora (sl. 1). Del klastov smo našli »in situ« v vulkanski breči rogovačno-biotitnega andezita – ležali so v pasu, ki je bil dolg okrog 400 m in širok približno 100 m. Toda številni so se pri preperevanju izluščili iz vulkanske breče in so ležali v grapah, ki sečejo severno pobočje Čoka Bare. Rudne klaste smo našli še v vulkanski breči rogovačnega andezita v dolini Ujove reke (sl. 1) in v vulkanski breči rogovačno biotitnega andezita z vzhodnega pobočja Kriveljskega kamna (sl. 1). Jugovzhodno odtod je hidrotermalno spremenjena cona v prav tako zgornjekrednih piroklastitih, v kateri je veliko bakrovo rudišče porfirskega tipa Veliki Krivelj (sl. 1).

V brečah 2. vulkanske faze s klasti piroksenovo-rogovačnega, piroksenovega in rogovačnega andezita smo naleteli na večji rudni klast pri kopanju kanala za dotok vode iz akumulacijskega jezera severozahodno od Brestovačke banje v Bor (sl. 1), nekaj tovrstnih klastov pa smo nabrali v majhnem kamnolomu, oddaljenem 1,5 km od vasice Brestovac (sl. 1).

Pri nadrobni raziskavi sem ločil sulfidne klaste, v katerih ni bilo znakov metasomatskega nadomeščanja andezita z rudnimi minerali ter andezitske klaste s sulfidnimi impregnacijami. V sulfidnih klastih z območja Čoka Bare doseže vsebina bakra 48 %. Prvotni rudni minerali so nastali v naslednjem zaporedju: pirit, hematit, halkopirit, bornit +samorodno zlato, digenit in halkozin. V nekaterih klastih prevladujeta bornit in halkozin, v drugih bornit in halkopirit. Samorodno zlato v zrnih s premeri do 20 μm je v bornitskih, digenitskih in halkozinskih poljih. Sulfidni klast z 42,61 % Cu je vseboval 105,6 g/t Au in 544,8 g/t Ag. V sulfidnem klastu s severnega pobočja Kriveljskega kamna sem našel le halkozin, bornit in hematit. Podobno sestavo je imel tudi klast iz kanala pri Brestovački banji. Za klaste iz majhnega kamnoloma pri vasici Brestovac pa je značilno, da vsebujejo predvsem kolomorfni pirit, medtem ko so bakrovi minerali zastopani s halkopiritom in bornitom. Slednji vsebuje do 15 μm velika zrnca samorodnega zlata.

Andezitske klaste s sulfidnimi impregnacijami smo našli tako na območju Čoka Bare kakor tudi v dolini Ujove reke. Klasti so v večji ali manjši meri albitizirani, kaolinizirani in prenitizirani, vsebujejo pa tudi epidot. V spremenljivih količinah so prisotni bornit, digenit in halkozin; le malo je pirita in hematita. Analiza štirih vzorcev je pokazala, da vsebujejo povprečno 2,7 % Cu, 15 g/t Au in 0,5 g/t Ag.

Upoštevajoč geološko zgradbo krajev, kjer smo našli rudne klaste, njihovo obogatitev z bakrom kakor tudi ugotovljene hidrotermalne spremembe v orudenih andezitskih klastih, smo sklepali (Drovenik, 1966), da najverjetneje predstavljajo dele bakrovih rudnih žil in njihove nekoliko spremenjene in slabo orudene prikamnine. Rudne žile so nastale za časa zgornjekrednega vulkanizma. Bile so lokalne, bogate tvorbe, verjetno neke vrste »bonance«, ki jih je uničila mlajša vulkanska aktivnost. Skupaj z različnimi andezitskimi klasti so se pri tem znašli tudi rudni klasti v piroklastičnih kamninah. Tako je bil podan dokaz, da se je začelo bakrovo orudenje v timoškem eruptivnem območju že med zgornjekrednim magmatizmom. V tem obdobju in na podoben način je nastalo v Boru rudno telo Novo okno, ki ga v svoji disertaciji nadrobno popisuje Mišković (1989).

Osnovni podatki o rudnem telesu Novo okno

Sistematične raziskave z globinskim vrtanjem s površja ter z jamskimi deli so pokazale, da leži ob novem jašku, blizu borske hidrotermalno spremenjene cone, z metasomatskimi in žiljno-impregnacijskimi rudnimi telesi nenavadno, toda ekonomsko pomembno rudno telo Novo okno, kakršno do tedaj ni bilo znano niti v Boru niti drugje v timoškem eruptivnem območju (sl. 1).

Medtem ko kaže geološka karta tega dela borskega rudišča na površju piroklastične kamnine rogovačno biotitnega andezita (Drovenik, 1968), so v globini po podatkih Miškovića (1989) predvsem vulkanski aglomerati rogovačnega andezita. V njih leže štiri pelitske serije, ki jih je Mišković od spodaj navzgor označil z rimskimi številkami od I. do IV. Rudno telo je vezano za spodnjo, I. pelitsko serijo (sl. 2A). Nastalo naj bi v plitki depresiji na pobočju vulkana. Njeno dno je danes okrog 320 m pod površjem, medtem ko se rudno telo razteza po višini od +35,3 m do +110 m. Generalno leži v smeri vzhod-zahod in je dolgo okrog 470 m. Povprečno je široko 100 do 120 m, le v zahodnem delu doseže njegova širina okrog 200 m.

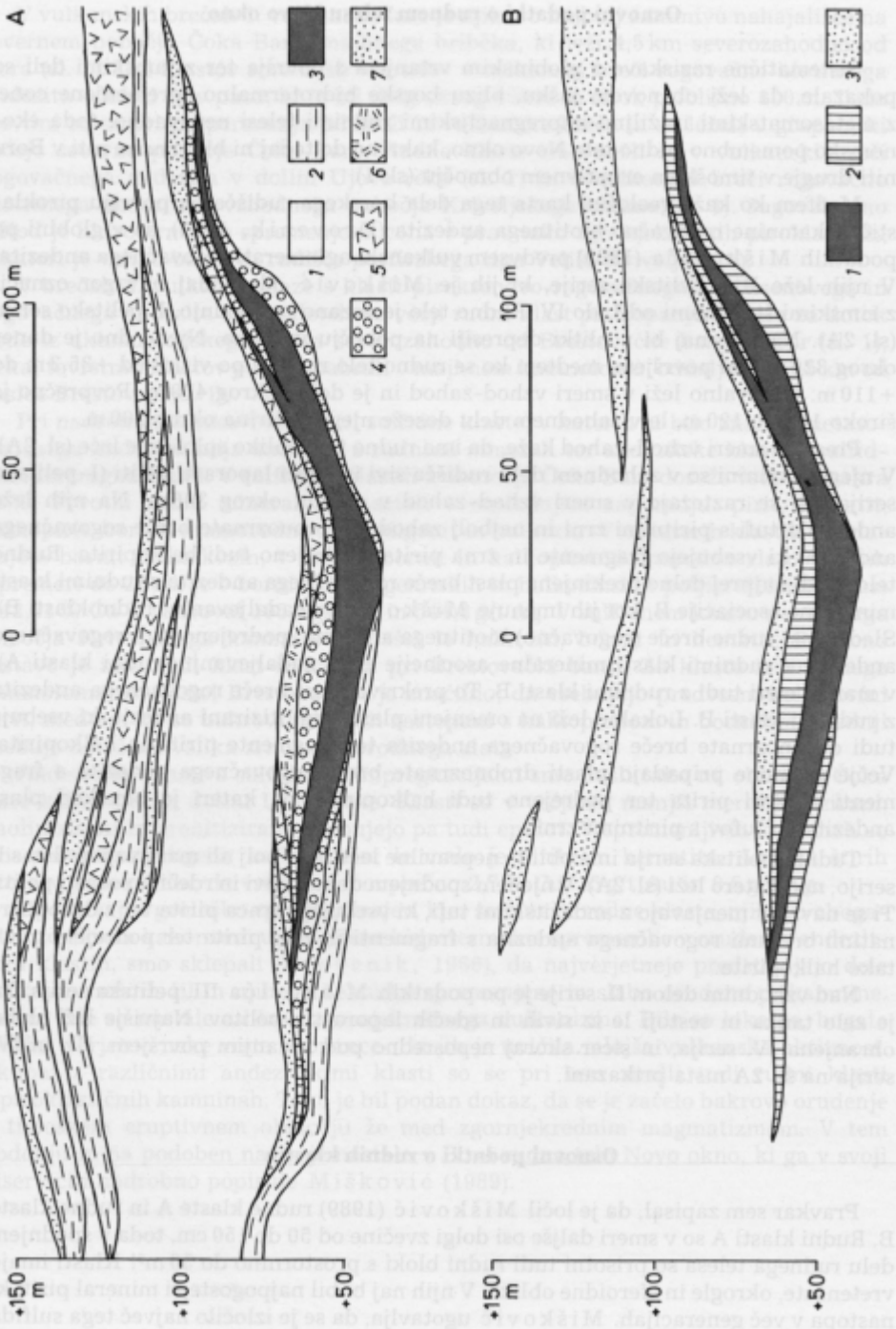
Presek v smeri vzhod–zahod kaže, da ima rudno telo obliko sploščene leče (sl. 2A). V njegovi talnini so v zahodnem delu rudišča sivi in rdeči laporasti peliti (I. pelitska serija), ki se raztezajo v smeri vzhod–zahod v dolžini okrog 300 m. Na njih leže andezitski tufi s piritnimi zrni in najbolj zahodno drobnozrnate breče rogovačnega andezita, ki vsebujejo fragmente in zrna pirita, podrejeno tudi halkopirita. Rudno telo gradi najprej delno prekinjena plast breče rogovačnega andezita z rudnimi klasti mineralne asociacije B, kot jih imenuje Mišković (v nadaljevanju: rudni klasti B). Sledi plast rudne breče (rogovačno) biotitnega andezita, podrejeno tudi rogovačnega andezita z rudnimi klasti mineralne asociacije A (v nadaljevanju: rudni klasti A), v manjši meri tudi z rudnimi klasti B. To prekriva plast breče rogovačnega andezita z rudnimi klasti B. Lokalno leži na omenjeni plasti argilitizirani andezit, ki vsebuje tudi drobnozrnate breče rogovačnega andezita ter fragmente pirita in halkopirita. Večje površine pripadajo plasti drobnozrnate breče rogovačnega andezita s fragmenti in zrni pirita ter podrejeno tudi halkopirita, na kateri je ponekod plast andezitskih tufov s piritnimi zrni.

Tudi II. pelitska serija ima obliko nepravilne leče in je bolj ali manj vzporedna s I. serijo, nad katero leži (sl. 2A). V njenem spodnjem delu so sivi in rdeči laporasti peliti. Ti se navzgor menjavajo z andezitskimi tufi, ki vsebujejo zrnca pirita ter z drobnozrnatimi brečami rogovačnega andezita s fragmenti in zrni pirita ter podrejeno prav tako halkopirita.

Nad vzhodnim delom II. serije je po podatkih Miškovića III. pelitska serija. Ta je zelo tanka in sestoji le iz sivih in rdečih laporastih pelitov. Najvišje leži slabo ohranjena IV. serija, in sicer skoraj neposredno pod sedanjim površjem. III. in IV. serija na sl. 2A nista prikazani.

Osnovni podatki o rudnih klastih

Pravkar sem zapisal, da je ločil Mišković (1989) rudne klaste A in rudne klaste B. Rudni klasti A so v smeri daljše osi dolgi zvečine od 50 do 150 cm, toda v spodnjem delu rudnega telesa so prisotni tudi rudni bloki s prostornino do 50 m^3! Klasti imajo vretenaste, okrogle in sferoidne oblike. V njih naj bi bil najpogostejši mineral pirit, ki nastopa v več generacijah. Mišković ugotavlja, da se je izločilo največ tega sulfida


A
B
100 m
50
0
+150 m
+100
+50
1
2
3
4
5
6
7

iz koloidnih raztopin. Spremljajo ga predvsem covellin, halkozin in digenit. V manjših in v podrejenih količinah so prisotni še markazit, enargit, luzonit, tetraedrit, tennantit, elektrum, galenit, sfalerit, bornit in halkopirit. Značilno je, da naj bi ti klasti prav tako vsebovali samorodno zlato, in to v razmeroma velikih količinah. Ruda tega dela rudnega telesa vsebuje 9 g/t Au in 5,6 g/t Ag (Mišković, 1989). Jalovinski minerali so zastopani z baritom, s kalcitom in s sadro. Nekateri bloki in klasti vsebujejo od 5 do 60 mm, izjemoma tudi več kot 15 cm velike geode s kristali rudnih in jalovinskih mineralov.

Za rudne klaste B navaja Mišković (1989), da imajo zvečine sferoidne ali slabo izražene vretenaste oblike ter da so polzaobljeni in zaobljeni. Njihov premer se giblje navadno od 5 do 20 cm. Praviloma vsebujejo več bornita in halkopirita kot halkozina in pirita. Toda v posameznih klastih je lahko razmerje med navedenimi minerali različno. V manjših količinah in v sledovih vsebujejo ti klasti po Miškoviću (1989) še markazit, luzonit, enargit, tennantit, galenit in digenit. Tudi v njih je sorazmerno precej zrnc samorodnega zlata. Jalovinski minerali so barit, kremen in kalcit.

V primeru s klasti A so klasti B pogosto conarno zgrajeni. Mišković (1989) je ugotovil, da je njihova conarnost različno izražena in praviloma odvisna od njihove velikosti: večji so, bolj je conarnost izražena in pestrejša je njihova mineralna sestava. V klastih s premeri nad 10 cm sta izmed bakrovih mineralov v njihovih jedrih predvsem halkozin in bornit. Sledita lupina iz bornita in skorja iz halkopirita. Klasti, ki merijo od 1 cm do 10 cm, imajo navadno jedro iz bornita in skorjo iz halkopirita. Tiste s premeri pod 1 cm ter sulfidna zrnca gradi med bakrovimi minerali skorajda le halkopirit.

Upoštevajoč razvrstitev glavnih bakrovih rudnih mineralov, lahko ugotovimo tudi v rudnem telesu Novo okno določeno conarnost. V njegovem jedru sta najpogo-

---

Sl. 2A. Vzdolžni geološki presek rudnega telesa Novo okno. (Poenostavljeno po Miškoviću, 1989)
1 vulkanski aglomerati rogovačnega andezita; pod I pelitsko serijo prevladujejo njegovi izlivi; *2* I in II serija sivih in rdečih laporastih pelitov; *3* breče (rogovačno) biotitnega andezita, redko tudi rogovačnega andezita z rudnimi klasti A in podrejeno tudi z rudnimi klasti B; *4* breča rogovačnega andezita z rudnimi klasti B; *5* drobnozrnate breče rogovačnega andezita s fragmenti in zrni pirita ter podrejeno tudi halkopirita; *6* argilitizirani andezit, ki vsebuje tu in tam drobnozrnate breče rogovačnega andezita ter drobce pirita in halkopirita; *7* andezitski tufi s piritnimi zrni

Fig. 2A. Longitudinal geologic cross-section of the Novo okno orebody. (Simplified after Mišković, 1989)
1 volcanic agglomerates of hornblende andesite; below pelitic series I its flows predominate; *2* series I and II of grey and red marly pelites; *3* breccias of (hornblende) biotite andesite, rarely also of hornblende andesite with ore clasts A, and subordinately with ore clasts B; *4* hornblende andesite breccia with ore clasts B; *5* fine-grained hornblende andesite breccias with fragments and grains of pyrite and subordinately chalcopyrite; *6* argillitized andesite containing here and there fine-grained hornblende andesite breccias, as well as small fragments of pyrite and chalcopyrite; *7* andesitic tuff with pyrite grains

Sl. 2B. Razvrstitev glavnih bakrovih rudnih mineralov v vzdolžnem preseku rudnega telesa Novo okno
1 rombični halkozin, »lamelarni halkozin«, digenit, covellin; *2* bornit in halkopirit; *3* halkopirit

Fig. 2B. Distribution of main copper minerals in the longitudinal cross-section of the Novo okno orebody
1 rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite", digenite and covellite; *2* bornite and chalcopyrite; *3* chalcopyrite

stejša halkozin in covellin (sl. 2B). V njegovi neposredni talnini in krovnini prevladujeta bornit in halkopirit, v večjih razdaljah od jedra pa je najbolj pogosten, če ne že kar edini bakrov mineral halkopirit.

Značilnosti mineralne sestave in nastanek conarne zgradbe v klastih B

Rudni klasti A so po svoji zgradbi in izgledu »normalni«, torej takšni, kot lahko pričakujemo da nastanejo, če vulkanska erupcija dezintegrira in izvrže bloke, kose in koščke piritno-bakrovega rudnega telesa, ki je nastalo v vulkanskem aparatu ali ob njem.

Nenavadni pa sta conarna zgradba in diferencirana razvrstitev glavnih bakrovih mineralov v klastih B. Poznavalcu bakrovih rud se namreč neizbežno porodi vprašanje, kdaj je conarna zgradba nastala in kaj je ustvarilo ugodne možnosti za omenjeno diferencirano razvrstitev glavnih bakrovih rudnih mineralov. O conarni zgradbi dela rudnih klastov iz rudnega telesa Novo okno so mi pripovedovali, ko sem bil leta 1984 na obisku v Boru, vendar sta bila njen nastanek in nenavadna razvstitev bakrovih sulfidov za kolege, s katerimi sem govoril, uganka. Tudi zame so bili tovrstni klasti nekaj novega, saj takšnih v zgornjekrednih andezitskih piroklastičnih kamninah širše okolice Bora nisem našel. Poleg drugih vzorcev iz tega rudnega telesa sem nabral tudi nekaj klastov s conarno zgradbo oziroma nekaj njihovih kosov in jih že pred leti pregledal pod rudnim mikroskopom. Rezultatov takratnih raziskav nisem objavil, ker sem pričakoval, da bo njihove značilnosti in genezo razložil v svoji disertaciji kolega Mišković. Vendar tega ni storil.

Tudi v dosegljivi tuji literaturi nisem našel podatkov o tovrstnih klastih. Pravzaprav v njej prav tako nisem zasledil opisa rudišča ali rudnega telesa, ki bi bilo nastalo tako, da bi se bili v njem v ekonomskih količinah akumulirali rudni klasti, ki bi prvotno predstavljali dele rudnega telesa, katero naj bi bilo v vulkanskem aparatu ali ob njem, pa ga je mlajša erupcija dezintegrirala.

Sicer pa so najbolj znani primeri rudnih klastov v piroklastičnih kamninah vezani na vulkanogena masivna sulfidna rudišča tipa »kuroko«. Največ jih je na Japonskem, našli pa so jih tudi marsikje drugje po svetu. Nastanek tovrstnih klastov in njihovo mineralno sestavo opisujejo predvsem številni japonski raziskovalci. Ti so enotni v mnenju, da so nastali pri dezintegraciji rudnih plasti. Kakršno mineralno sestavo je imela rudna plast, takšno imajo tudi rudni klasti v njeni bližini. Marsikje so se zbrali v ekonomskih količinah. V primeru rudišča Furutobe piše Kuroda (1983) o »moved ore deposits«. Tu sestoje rudni klasti iz tako imenovane »rumene rude« (»yellov ore«), ki vsebuje predvsem halkopirit in pirit, ter iz »črne rude« (»black ore«), ki jo gradijo zlasti sfalerit, galenit in halkopirit. Drugod, npr. v rudišču Ezuri (Yui & Ishitoya, (1983), so klasti »rumene rude« v plasti »črne rude«. V obeh rudiščih raziskovalci ne omenjajo niti conarne zgradbe klastov niti diferencirane razvrstitve rudnih mineralov v njih. S tem v zvezi je zanimiva ugotovitev Hashiguchija (1983), da vsebuje prenesena ruda (»transported type ore«) v rudišču Kosaka poleg klastov »rumene rude« tudi dve vrsti klastov »črne rude«. Prva obsega klaste, katerih oblika ni odvisna od njihove notranje zgradbe. V drugi pa so zaobljeni in polzaobljeni klasti s conarno zgradbo: zunanji del klastov je drobnozrnat in kompakten, jedro pa je debelozrnato in porozno. Vendar mehanizma nastanka in njihove koncentrične zgradbe še niso razložili. Prav tako v razpravi Hashiguchija ni podatkov o morebitni diferencirani razvrstitvi rudnih mineralov.

Tudi v znanem polimetalnem vulkanogenem masivno sulfidnem rudišču Buchans, Nova Fundlandija v Kanadi, je prišlo (Thurlov et al. 1975; Sawkins, 1984) do dezintegracije rudnih plasti, tako da so nastale na drugotnih krajih rude z brečasto teksturo (»transported breccia type ore«). Vendar ni podatkov o tem, da bi rudni klasti kazali conarno zgradbo ali kakršnokoli diferencirano razvrstitev rudnih mineralov.

Ker predstavljajo, po vsem sodeč, klasti B iz rudnega telesa Novo okno zelo zanimiv in po svoje prav gotovo nenavaden naravni fenomen, sem potem, ko sem Miškovićevo disertacijo prebral, nadaljeval z raziskavami. Med drugim sem proučil tudi nekaj rudnih klastov B, katere je s seboj prinesla kolegica Heda Hočevar, ki je bila kot študentka na praksi v Boru. Za to, da mi jih je prepustila v proučevanje, se ji iskreno zahvaljujem.

Od večjih rudnih klastov B, to je takšnih z makroskopsko opazno halkozinsko-bornitno-halkopiritno mineralno združbo, sem proučil le njihove posamezne dele, vendar ti lepo kažejo halkozinsko jedro, bornitno lupino in halkopiritno skorjo (tabla 1, sl. 1 in 2). Nekoliko manjši bornitno-halkopiritni klasti vsebujejo v jedru bornit, kateremu se postopoma v večji ali v manjši meri pridružuje halkopirit, medtem ko vsebuje skorja izmed bakrovih sulfidov le halkopirit (tabla 1, sl. 3; tabla 2, sl. 1 in 2).

Klaste s premeri pod dvema centimetroma ter sulfidna zrna gradi od bakrovih sulfidov praktično le halkopirit (tabla 2, sl. 3).

Mikroskopska raziskava rudnih klastov iz rudnega telesa Novo okno je pokazala, da moramo iskati odgovore na vprašanja, ki nam jih zastavljajo rudni klasti B, tako v prvotni mineralni sestavi rude kot tudi v njeni kasnejši preobrazbi. Če upoštevamo vse vzorce, ki izvirajo iz rudnega telesa Novo okno, potem moramo zapisati, da je v njih najstarejši sulfid covellin. Ta bakrov mineral je zvečine drobnozrnat, bolje rečeno drobnolističast. Debelina njegovih lističev se namreč navadno giblje od 10 do 50 μm, v dolžino pa merijo zvečine od 50 μm do več milimetrov. Tu in tam vsebujejo klasti tudi debelejše in daljše covellinske lističe, ki pa ne presežejo velikosti 1 cm.

V nekaterih kosih rude oziroma v njihovih delih gre za jedrnat, skoraj monomineralni covellinski agregat. Pod mikroskopom ločimo posamezne preseke njegovih lističev zaradi njihovega močnega odsevnega pleohroizma ter zaradi izrazitih efektov anizotropnosti. V nekaterih primerih se covellinski lističi nepravilno preraščajo, pri čemer tvorijo večji lističi ogrodje, v katerem so kristalizirali mlajši, ki so nekoliko manjši. V drugih primerih leže covellinski lističi med seboj bolj ali manj vzporedno, tako da se kaže struktura, ki je podobna traheidni v tangencialnem rezu iglavcev. Tu in tam se kaže tudi pahljačasta struktura. V vseh teh primerih so pore med covellinskimi lističi zvečine zelo majhne in razmeroma tudi maloštevilne. Posamezne covellinske lističe omejujejo bolj ali manj lepo razvite, ravne ploskve baznega pinakoida (0001), toda zelo često manjkajo ploskve bipiramide ($10\bar{1}1$).

Pri kristalizaciji iz rudonosne raztopine je nastal ponekod nekoliko bolj porozen covellinski agregat. Neenakomerno razvrščene, nepravilne pore, zajete med covellinskimi lističi, dosežejo velikosti od 1 do 2 mm. V tovrstni rudi pogosto opazimo lepo razvite covellinske lističe, ki imajo razločno opazne tudi ploskve bipiramide. Lističi so ravni, pa tudi upognjeni. V porah so pogosto kristalizirali mlajši minerali; med jalovinskimi moramo omeniti zlasti kremen (tabla 3, sl. 1), med rudnimi pa predvsem pirit (tabla 3, sl. 2).

Covellinska ruda vsebuje tu in tam med seboj vzporedne, do nekaj milimetrov debele »lamine« drobnozrnatega pirita. Pri kristalizaciji covellina so bila namreč obdobja z manj številnimi kristalizacijskimi centri, tako da je najprej nastala do

nekaj milimetrov debela, porozna covellinska »lamina«; v porah je nato kristaliziral pirit, katerega je sedaj več kot covellina, tako da gre za piritno »lamino«. Zaradi kasnejših pritiskov so covellinski lističi marsikje nekoliko nagubani, pa tudi zgneteni, tako da kažejo značilne deformacijske lamele. Pri tem so bile nagubane tudi piritne »lamine«.

Bolj pogostna kot monomineralna covellinska je polimineralna ruda, ki vsebuje poleg covellina predvsem pirit. V nekaterih primerih gre za covellinsko-piritno, v drugih za piritno-covellinsko rudo. V obeh vrstah rude so v manjših količinah oziroma v sledovih prisotni predvsem enargit, luzonit, sfalerit in tennantit; vsi razen slednjega so starejši od pirita. Jalovinski minerali so zastopani zlasti s kremenom in kalcitom. Za naše nadaljnje razglabljanje je najbolj zanimivo strukturno razmerje med covellinom in piritom, ki je nastal pretežno iz ionskih raztopin. Pri tem je covellin vselej starejši od pirita, ne glede na to, da gre ali za sorazmerno večje covellinske liste ali pa so ti zelo majhni. Tudi količina enega ali drugega na starostno razmerje ne vpliva. Ponekod je pirita razmeroma malo in sestavlja le tanke skorje ob starejših covellinskih lističih (tabla 3, sl. 3). Drugod pirit močno prevladuje, tako da starejši covellinski lističi dobesedno »plavajo« v njem (tabla 4, sl. 1). Marsikje pa se pirit in covellin približno v enakih količinah združujeta v zelo drobnozrnato osnovo, v kateri merijo covellinski lističi v povprečju komaj 20–30 μm, vendar so številni razločno idiomorfni nasproti mlajšemu piritu (tabla 4, sl. 2). Manjši del pirita je nastal iz koloidne raztopine. Ta je imela najprej kompleksno sestavo, saj so se iz nje izkosmičila tako piritna kot covellinska zrnca, katerih premeri so manjši od 0,5 μm (tabla 4, sl. 3), nato pa enostavno, tako da so nastale značilne kolomorfne piritne strukture, med njimi koncentrična in skorjasta (tabla 4, sl. 3). Raztopine, iz katerih so kristalizirali mlajši minerali, covellinskih lističev ponekod niso korodirale in so le-ti lepo ohranjeni. Drugod je prišlo do intenzivnejšega nadomeščanja, tako da se piritna zrna vraščajo v covellinske liste ali pa so ti deloma oziroma povsem nadomeščeni s tennantitom (tabla 5, sl. 1) ali s kremenom.

Nikakršnih dokazov ni, da bi nastajala covellinska, covellinsko-piritna ali piritno-covellinska ruda pri metasomatskih procesih na račun andezita ali njegovih piroklastičnih kamnin. Vsekakor pod mikroskopom ni opaziti reliktnih struktur rogovače ali biotita, kakršne zasledimo v metasomatskih bakrovih rudah borskega rudišča.

V nadaljnjem razvoju orudenja sta pri metasomatskih procesih na račun covellinske, covellinsko-piritne in piritno-covellinske rude nastala halkozin in digenit. Jedra ruda je v takšnem primeru zelo drobnozrnata in jekleno sive barve, včasih z rahlim modrikastim odtenkom. Kolikšen del prvotne rude so ti procesi zajeli na osnovi materiala, s katerim razpolagam, ni mogoče oceniti. Lahko pa zapišem, da je po makroskopskem videzu covellin v njej skoraj povsem spremenjen v halkozin in digenit. Ta dva minerala sta sicer prisotna v spremenljivih količinah, toda v treh vzorcih jedre, drobnozrnate jekleno sive rude, ki jih je rentgensko analizirala kolegica Meta Bole, za kar se ji lepo zahvaljujem, je rombični halkozin precej pogostnejši kot digenit.

Omenjene tri vzorce je preiskala z rentgenskim difraktometrom Phillips z žarki Cu Kα ($\lambda = 0{,}15418$ nm), pri napetosti 40 kV in pri toku 20 mA ob uporabi Ni filtra, grafitnega monokromatorja in proporcionalnega števca v kotnem območju $2\Theta = 60° - 20°$. Hitrost goniometra je znašala 2°/min, hitrost papirja pa 20 mm/min. Obseg zapisa je bil 2×10^3 udarcev na sekundo pri časovni konstanti 4. Preiskava je pokazala, da ustrezajo d vrednosti rombičnega halkozina vrednostim, ki jih podajata za ta

mineral Berry & Thompson (1962) iz različnih nahajališč Mehike, Aljaske in Montane. Za rombični halkozin so značilni zlasti odboji za d 1,87 Å (10), 1,96 Å (8), 2,39 Å (7) in 1,69 Å (4). Najmočnejši ugotovljeni odboj digenita za d 1,96 Å (10) sovpada s halkozinovim, tako da lahko sklepamo na njegovo prisotnost iz razmerja halkozinovih odbojev za d 1,87 Å in 1,96 Å. Vsekakor potrjujejo prisotnost digenita odboji za d 2,79 Å (4), 3,21 Å (4) in za d 1,68 Å (3), ki ne sovpadajo z odboji rombičnega halkozina ali drugih mineralov. Rentgenska analiza je namreč pokazala, da vsebujejo omenjeni trije vzorci še pirit, covellin, enargit in halkopirit, vendar v manjših ali podrejenih količinah. V sledovih je prisoten tudi sfalerit (stanin ?).

Na enem izmed kosov jedre halkozinske rude sem našel skorjo iz halkozinovih kristalčkov. Gre za zraščence psevdoheksagonalnih trojčkov ali posameznih zrn, ki dosežejo velikost največ 1,5 mm. Ta vzorec se rentgensko razlikuje od drugih po tem, da se njegove d vrednosti ujemajo z vrednostmi ASTM kartice za stehiometrično čisti rombični halkozin.

Pod mikroskopom ločimo v jedri, drobnozrnati jekleno sivi rudi rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit. Po strukturnih odnosih sodim, da je pri metasomatskih procesih nastal najprej digenit, ki se je nato deloma zadržal v prvotnih zrnih, deloma pa je razpadel v rombični halkozin, tako da se je izoblikoval »lamelarni halkozin«. Pri tem je pogosto nastala izredno lepa psevdooktaedrična lamelarna struktura: ploščice rombičnega halkozina, ki se kažejo pod mikroskopom kot svetlejše lamele, leže z (001)//(111) digenita. Dva značilna preseka »lamelarnega halkozina« kaže tabla 5, sl. 2. Prevladujejo nepravilna in izometrična zrna rombičnega halkozina, ki imajo pri ksenonski luči in pri navzkrižnih nikolih razločne efekte anizotropnosti in merijo zvečine nekaj 10 μm. Ta zrna predstavljajo osnovo, v kateri so enako velika zrna digenita in navadno nekoliko večja polja »lamelarnega halkozina«.

Rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit nadomeščajo starejše sulfide, v veliki meri zlasti covellin, enargit, luzonit in tennantit ter v manjši pirit. V obruskih opazimo vse stopnje nadomeščanja covellina. Začelo se je tako, da je rudonosna raztopina sledila stikom med covellinskimi lističi in sta se rombični halkozin ter digenit, ki je kasneje deloma prešel v »lamelarni halkozin«, pojavila v obliki medzrnskih filmov (tabla 5, sl. 3). Pri nadaljnjih metasomatskih procesih so ostali v njih le še korodirani ostanki covellina (tabla 6, sl. 1), končno pa so tudi ti povsem izginili. V teh primerih gre za prave psevdomorfoze halkozina, »lamelarnega halkozina« in digenita po covellinu. Vsekakor moram priznati, da v primeru monomineralne rude nekdanjo prisotnost covellina skorajda ni mogoče dokazati, kajti oblike njegovih lističev so dobesedno izginile. No, tu in tam jih nakazujejo drobne pore, ki so bile med covellinskimi lističi (tabla 6, sl. 2). Če je bilo v rudi le malo pirita, ki se je nekoč vraščal med covellinske lističe, kaže njegova razvrstitev njihove oblike (tabla 6, sl. 3). Posebno lepo so ohranjene psevdomorfoze npr. »lamelarnega halkozina« po covellinskih lističih takrat, ko so le-ti rastli v porah in so jih pred nadomeščanjem obrastli skorja pirita (tabla 7, sl. 1), kremen (tabla 7, sl. 2) ali drobnozrnati agregat kremena in pirita (tabla 7, sl. 3).

Tako pridemo do rudnih klastov B, ki so conarno zgrajeni in imajo diferencirano razvrstitev glavnih bakrovih rudnih mineralov. Rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit so poleg pirita prisotni le v jedru večjih klastov. V manjših, spremenljivih količinah se jim pridružuje bornit. Značilno je, da nadomešča omenjene tri bakrove sulfide ob porah (tabla 8, sl. 1), ki so služile kot poti pronicanja raztopin, ki so pogojile njegov nastanek. Nadrobna raziskava je pokazala, da prehaja

jedro klastov postopoma v bornitno lupino. To pomeni, da se proti robovom klastov zlagoma povečuje količina bornita in v obratnem razmerju zmanjšuje količina rombičnega halkozina, »lamelarnega halkozina« in digenita. Bornit z ene strani in ti trije bakrovi sulfidi z druge torej niso kristalizirali iz trdne raztopine, temveč gre za njihovo izrazito nadomeščanje z mlajšim bornitom. V srednjem delu bornitne lupine je izmed bakrovih sulfidov prisoten edinole bornit, ki gradi okrog 40 µm velika, bolj ali manj izometrična, včasih poligonalna zrna, ki so pri navzkrižnih nikolih, če uporabljamo ksenonsko luč, opazno anizotropna. Pri tem je značilno, da je pirit v bornitni lupini pogostno razvrščen tako, da lahko brez težave prepoznamo prvotne preseke covellinskih lističev: pirit je namreč ob njih sestavljal tanke skorje (tab. 8, sl. 2). Posebno lepo opazimo prvotne preseke covellinskih lističev v primerih, ko je bakrov sulfid zrastel v porah in ga je obrastel mlajši jalovinski mineral, npr. kremen (tab. 8, sl. 3). Na povsem enak način se kaže bornit tudi v manjših klastih, kjer gradi jedro, katerega obdaja halkopiritna skorja.

Prehod bornitne lupine oziroma bornitnega jedra v halkopiritno skorjo je prav tako postopen. V smeri proti robovom klastov je bornita vse manj in halkopirita vse več. Največ ga je seveda v sami skorji, kjer je zdaleč najbolj pogosten bakrov sulfid. Nadomeščanje bornita s halkopiritom posebno lepo opazujemo v primerih, ko bornit gradi prvotne covellinske lističe, ki so jih v porah obdali mlajši jalovinski minerali, predvsem kremen. Halkopirit se pojavi v bornitu najprej ob robovih nekdanjih covellinskih lističev (tabla 8, sl. 3), nato se v njih nepravilno vrašča (tabla 9, sl. 1), da bi se končno nekdanji covellinski lističi povsem spremenili v halkopirit (tabla 9, sl. 2). Seveda pa je tudi v halkopiritni skorji pirit pogosto razvrščen tako, da očrtuje prvotne covellinske lističe (tabla 9, sl. 3). V slednjih dveh primerih dela halkopirit popolno psevdomorfozo po bornitu. Kakršnega koli dokaza za razpad trdne raztopine bornit-halkopirit v vzorcih iz rudnega telesa Novo okno nismo našli!

Z uporabo ksenonske luči kaže halkopirit pri navzkrižnih nikolih razmeroma jasne efekte anizotropnosti. V tej svetlobi tudi opazimo, da je nenavadno enakomerno drobnozrnat. Njegova zrnca so namreč povprečno velika 10 µm in bolj ali manj izometrična. Po velikosti zrn in po njihovih presekih se halkopirit v klastih B rudnega telesa Novo okno bistveno razlikuje od halkopirita v metasomatskih in žilno impregnacijskih rudnih telesih borskega rudišča. V teh rudnih telesih so halkopiritna zrna bistveno večja, ksenomorfna in kažejo večkrat dvojčične lamele. Dodajmo še, da je nastal halkopirit v rudnih klastih B tudi v tankih razpokah, ki sečejo bornitna jedra, kar dokazujejo do 0,5 mm debele halkopiritne žilice.

Stalni spremljevalec omenjenih bakrovih sulfidov v rudnih klastih B je pirit. V preiskanih vzorcih je nastal predvsem iz ionskih raztopin. Reliktne strukture kažejo, da je bil vselej mlajši od covellina, katerega lističe je obraščal. Če primerjamo piritne skorje v prvotni covellinsko piritni ali piritno covellinski rudi z njihovimi ostanki v rudnih klastih B, potem lahko zapišemo, da so raztopine, iz katerih so nastali rombični halkozin, digenit, bornit in halkopirit, pirit bolj ali manj intenzivno nadomeščale.

Tu in tam zasledimo še piritna zrna in polja s kolomorfnimi strukturami, ki dokazujejo, da je ta sulfid nastajal tudi iz koloidnih raztopin. Posebno značilna so koncentrično zgrajena piritna zrna s številnimi tankimi skorjami. V marsikaterem zrnu so nekatere lupine delno ali povsem nadomeščene z bakrovimi sulfidi, zlasti z rombičnim halkozinom, bornitom in halkopiritom. Vselej gre resnično za nadomeščanje. Nisem našel dokazov, da bi tudi omenjeni bakrovi minerali nastali iz koloidnih raztopin.

Zanimivo je nadalje, da opazimo na poliranih površinah nekaterih rudnih klastov B tudi do nekaj milimetrov debele, navadno nekoliko deformirane, pa tudi povite in zgnetene piritne »lamine«. Te leže v klastu posamično ali pa jih je več in so med seboj bolj ali manj vzporedne. Raztezajo se preko cele površine klastov do njihovih robov; ti jih ostro sečejo. Vse kaže, da gre za povsem enake piritne »lamine«, kot smo jih opazovali v covellinski rudi. Lahko zapišemo, da gre v rudnih klastih B za podedovane piritne »lamine« (tabla 1, sl. 2).

Rudni klasti, manjši do 2 cm, in rudni fragmenti, ki leže po podatkih Miškovića (1989) tako v breči rogovačnega andezita, ki vsebuje tudi klaste B, kot v drobnozrnati breči rogovačnega andezita ter v argilitiziranem andezitu, ne kažejo conarne zgradbe. Razlog je v tem, ker so bakrovi sulfidi v njih praktično zastopani le s halkopiritom. Isto velja tudi za sulfidna zrnca, ki jih prav tako vsebujejo omenjene kamnine. Mikroskopska raziskava je pokazala, da je tako v rudnih klastih kot tudi v rudnih fragmentih in v sulfidnih zrnih pogosto lepo ohranjena prvotna covellinsko-piritna struktura, le da sestoje nekdanji covellinski lističi iz zelo drobnozrnatega halkopirita, kakršnega smo našli tudi v rudnih klastih B.

Ko sem tako podal značilnosti mineralne sestave rudnih klastov B, mi preostane še naloga, da razložim, kdaj je nastala njihova conarna zgradba, pa tudi, kaj je pogojilo diferencirano razvrstitev bakrovih sulfidov v njih. Odgovor na to vprašanje ni preprost. Po mojem mnenju zahteva celovito razlago nastanka prvotne bakrove rude v vulkanskem aparatu in seveda tudi razlago nastanka rudnega telesa Novo okno.

Poglejmo najprej, kaj je v zvezi z vsem tem zapisal Mišković (1989). Svoja razmišljanja je strnil v sicer zanimiv, vendar pa po moji oceni v malo verjeten model. Če ga pravilno razumem, je v kraterju vulkana, ki se je dvigal iznad gladine morja, najprej nastalo prvotno rudno telo. Imelo naj bi cevasto obliko in ležalo vertikalno v »centralni razlomni strukturi«. Zgrajeno naj bi bilo iz zgornjega in iz spodnjega dela; glede nastanka in po mineralni sestavi naj bi se ta dva dela bistveno razlikovala. Zgornji del naj bi imel značilnosti »konkrecijske plasti«. Ta »plast« naj bi bil pravzaprav argilitizirani tufski material z rudnimi konkrecijami, ki naj bi bile po mineralni sestavi identične z rudnimi klasti A. Po Miškoviću naj bi namreč prišlo v zgornjem delu prvotnega rudnega telesa do intenzivnega mešanja meteorske vode s koloidnimi raztopinami, kar je pogojilo nastanek koloidne rude. Naglo sproščanje volatilij in vodne pare iz raztopin ter krčenje zaradi zmanjševanja prostornin koloidnih delcev pri koagulaciji naj bi v rudi povzročilo nastanek številnih votlin različnih dimenzij. Konkrecije naj bi gradil predvsem pirit, izmed drugih rudnih mineralov pa naj bi bili najbolj pogostni covellin, halkozin in digenit.

V spodnjem delu prvotnega rudnega telesa naj bi pri višji temperaturi in iz ionskih raztopin nastala ruda, katere mineralna sestava bi bila identična z mineralno sestavo rudnih klastov B. To pa pomeni, da bi vsebovala izmed bakrovih sulfidov zlasti bornit in halkopirit. Po Miškoviću (1989) naj bi bili torej glavni bakrovi sulfidi diferencirano razvrščeni že v prvotnem rudnem telesu. K temu moram dodati, da tolmači manjše dimenzije klastov B v primerjavi z dimenzijami klastov A z močnejšimi pritiski, katerim je bil podvržen spodnji del prvotnega rudnega telesa, kar je imelo za posledico intenzivnejše drobljenje. Sicer pa meni, da so se rudni klasti, klasti andezitov in vulkanski pepel sedimentirali skoraj sočasno, in sicer v meteorski vodi, s katero je bila zapolnjena večja kotanja na pobočju vulkana.

Z Miškovićem se moramo vsekakor strinjati, da izvirajo rudni klasti rudnega telesa Novo okno iz prvotnega rudnega telesa, ki je bilo v vulkanskem aparatu ali ob

njem. V bistvu gre za enake procese, kakršne sem popisal že pred leti, ko sem obravnaval klaste z bakrovimi sulfidi iz piroklastičnih kamnin širše okolice Bora (Drovenik, 1966). Marsikaj drugega, kar je zapisal Mišković, pa je dvomljivo in pomanjkljivo. Poglejmo, kaj imam predvsem v mislih.

1. Mišković piše (1989), da so nastale v argilitiziranem tufu na dnu vulkanskega kraterja rudne konkrecije s paragenezo, značilno za rudne klaste A. Toda za prisotnost argilitiziranega tufa v zgornjem delu prvotnega rudnega telesa ni nobenih dokazov. Nasploh si je težko zamisliti, da bi v tufu nastale rudne konkrecije prostornine do 50 m^3! Konkrecije nastajajo pri metasomatski rasti in imajo lupinasto, konkrecijsko zgradbo; o njej pa ni podatka. Težko si je tudi zamisliti, da bi bile konkrecije, takšne, kot naj bi bile nastale, tudi izvržene pri mlajši vulkanski erupciji in odložene v kotanji na pobočju vulkana, ne da bi bile pri tem razbite. Ali so letele kot topovske krogle? Sodim, da bi morale biti, če so res obstajale, pri erupciji razbite, kajti pritiski v vulkanskem žrelu bi delovali tudi nanje, tako da bi se v omenjeni kotanji zbrali le njihovi kosi. Ti bi seveda lahko bili zaradi abrazije pri trku z drugimi rudnimi in andezitskimi kosi ter zaradi naknadnega kotaljenja po pobočju vulkana zaobljeni, kar rudni klasti A res tudi so. Toda v njih bi morala biti vsaj deloma ohranjena lupinasta, konkrecijska zgradba. Te pa rudni klasti A ne kažejo.

2. V rovih, ki so sekali rudno telo Novo okno, sem videl, da so andezitski klasti enako zaobljeni in prav tako okrogli kot rudni klasti. Kolikor je bil bok rova prekrit s prahom in sem lahko opazoval le zaobljene oblike, nisem vedel, če gre za rudni ali andezitski klast, tako so si bili med seboj na videz podobni. Ali so morda tudi andezitski klasti sprva ustvarjali neke vrste konkrecije? Seveda ne. Zaobljeni in okrogli so postali pri erupciji in na njihovi poti do kotanje, v kateri so se odložili skupaj z rudnimi klasti. Menim torej, da so se oblikovali andezitski in rudni klasti pri istih procesih in pri enakih pogojih.

3. Ker so bili deli prvotnega rudnega telesa izvrženi bolj ali manj sočasno, bi pričakovali, da bi bili rudni klasti A in rudni klasti B v rudnem telesu novo okno med seboj pomešani. Toda presek tega rudnega telesa pove (sl. 2A), da so rudni klasti B tako v talnini kot tudi v krovnini rudnih klastov A, izjemoma pa so prisotni tudi med njimi. Odkod takšna razvrščenost rudnih klastov A in B?

4. Zlasti pa pogrešam podatkov o tem, kdaj in kako je nastala conarna zgradba rudnih klastov B in so se diferencirano razvrstili bakrovi sulfidi v njih. Ali naj bi bili tudi ti klasti prvotno neke vrste konkrecije v spodnjem delu rudnega telesa, ležečega v vulkanskem aparatu ali ob njem? Ali sta njihova struktura in nenavadna razvrstitev bakrovih sulfidov nastali kasneje, ko so bili že odloženi v rudnem telesu Novo okno?

Mislim, da je dala prav raziskava rudnih klastov B pomembne podatke o rudi prvotnega rudnega telesa. Prav tako lahko z dobljenimi podatki razložimo procese, ki so potekali v novo nastalem rudnem telesu Novo okno. Pojdimo po vrsti.

Mikroskopska raziskava zbranih vzorcev je pokazala, da je bil v prvotnem rudnem telesu ali vsaj v tistem njegovem delu, iz katerega izvirajo naši klasti, najstarejši rudni mineral covellin. Sledil mu je pirit, ki je pretežno kristaliziral iz ionskih, deloma pa se je izločal tudi iz koloidnih raztopin. Tako je v prvi fazi orudenja nastala covellinska, covelinsko-piritna in piritno-covellinska ruda. Ta je v manjši meri vsebovala tudi druge rudne in nekatere jalovinske minerale. V drugi fazi sta iz prihajajočih raztopin pri metasomatskih procesih, zlasti na račun covellina, nastala rombični halkozin in digenit. Slednji je bil kasneje deloma spremenjen v »lamelarni halkozin«. Mlajša erupcija je dezintegrirala rudno telo in covellinski, covellinsko-piritni in piritno-covellinski klasti ter klasti z večjo ali prevladujočo

količino rombičnega halkozina, »lamelarnega halkozina« in digenita (če navedem le najpomembnejše rudne minerale), so se kot klasti A znašli skupaj z andezitskimi klasti v kotanji, kjer je nastajalo rudno telo Novo okno.

Conarna zgradba klastov B prav gotovo ni nastala v vulkanskem aparatu oziroma ob njem. Isto velja tudi za bornit in halkopirit. Težko si je predstavljati, da bi prvotno rudno telo vsebovalo nekakšno conarno zgrajeno rudo, razen če bi šlo za rudne konkrecije. Toda tudi v tem primeru bi bile konkrecije z erupcijo bolj ali manj prizadete, to je razbite in razkosane. V rudnem telesu Novo okno bi sicer našli njihove zaobljene dele, vendar le-ti ne bi kazali conarnosti, ki bi bila skladna z obliko klastov.

Rezultati mikroskopske raziskave, zlasti strukturno razmerje med rombičnim halkozinom, »lamelarnim halkozinom« in digenitom z ene ter bornita z druge strani kakor tudi razmerje med bornitom in halkopiritom kažejo, da so morali imeti rudni klasti B prvotno enako mineralno sestavo kot klasti A. Conarna zgradba, skladna z obliko klastov, in diferencirana razvrstitev glavnih bakrovih sulfidov sta nastali po mojem mnenju šele kasneje, in sicer potem, ko je rudno telo Novo okno zajela diageneza. Pomembno vlogo pri tem je imela podtalnica, ki je topila sulfidni prah in sulfidna zrnca, razpršena v piroklastičnih kamninah. Ker je pirit bolj topen kot covellin ali halkozin, se je podtalnica obogatila predvsem z železom, v odvisnosti od prisotnih anionov ter Eh in pH pa so nastajali ustrezni kompleksni železovi ioni.

Preden nadaljujem, naj spomnim na dejstvo, da pretrpe bakrova rudišča po njihovem nastanku predvsem dve vrsti sprememb: oksidacijo in cementacijo. Med oksidacijo razpadejo zaradi pronicajoče meteorske vode, ki je bogata s kisikom, bakrovi sulfidi tudi v $CuSO_4$. V odvisnosti od okolja nastanejo pri tem minerali, kot so malahit, azurit, kuprit in hrizokola. Večkrat pa odnaša pronicajoča podtalnica $CuSO_4$ v globlje dele rudišča. Pod nivojem mirujoče podtalnice, v redukcijskem okolju, reagira s piritom, halkopiritom in bornitom, tako da nastaneta značilna cementacijska minerala – covellin in halkozin. Bistvo cementacije je v tem, da na račun halkopirita in bornita, ki vsebujeta sorazmerno manj bakra, nastaneta covellin in halkozin, ki ga vsebujeta več.

Manj znano je, da poteka v bakrovih rudiščih tudi proces obratne cementacije (Ramdohr, 1975). V tem primeru se pronicajoča podtalnica zaradi prisotnosti sorazmerno večje količine pirita obogati z železom. Pri reakciji takšne podtalnice z bakrovimi sulfidi nastane na račun npr. bornita halkopirit. Dejansko pride pri tem procesu do osiromašitve rude z bakrom in do obogatitve z železom. Menim, da je nastala conarna zgradba rudnih klastov B in nastopila delna ali popolna preobrazba njihove prvotne mineralne sestave, ki se kaže v diferencirani razvrstitvi bornita in halkopirita, prav zaradi obratne cementacije, ki je med diagenezo zajela rudno telo Novo okno. Na klaste, ki so jih poleg pirita gradili predvsem rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit, je vplivala podtalnica, ki je vsebovala kompleksne železove ione. Najprej je prišlo do nadomeščanja rombičnega halkozina, »lamelarnega halkozina« in digenita z bornitom (ta vsebuje po formuli Cu_5FeS_4 64,3 % Cu), v nadaljevanju procesa pa do nadomeščanja bronita s halkopiritom (čisti $CuFeS_2$ vsebuje 34,57 % Cu). To, da je nastala conarna zgradba klastov in da je v njih nastopila diferencirana razvrstitev bakrovih sulfidov šele potem, ko so bili vgrajeni v rudno telo Novo okno, dokazuje tudi dejstvo, da so bornitne lupine in halkopiritne skorje razvite povsem skladno z obliko posameznega klasta.

Upoštevajoč razvrstitev klastov A in klastov B v rudnem telesu Novo okno, lahko zapišemo, da tvorijo klasti A in podrejeno tudi B jedro, katerega obdaja ruda, ki

vsebuje klaste B. Vzrok takšne razvrstitve klastov moramo iskati v manjši poroznosti jedra rudnega telesa ali, kar se mi zdi bolj verjetno, v spremembi sestave podtalnice. V njej se je zaradi metasomatskih procesov v klastih B zelo verjetno tako spremenilo razmerje med železom in bakrom, da obratna cementacija v jedru rudnega telesa ni bila več mogoča. Zato so rudni klasti A zadržali takšno mineralno sestavo, kakršna je bila prvotno v rudnem telesu, ki je ležalo v vulkanskem aparatu ali ob njem. To pa pomeni, da so izmed bakrovih sulfidov v njih najpogostejši rombični halkozin, »lamelarni halkozin«, digenit in covellin.

Stopnja preobrazbe mineralne sestave v klastih B je bila odvisna predvsem od njihove velikosti. V večjih klastih diagenetski procesi niso uspeli povsem spremeniti prvotne mineralne sestave, zato so se v njihovih jedrih zadržali rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit. Jedro posameznega klasta obdaja v takšnih primerih lupina bornita in le-to skorja halkopirita. V manjših klastih je bornit povsem nadomestil prej omenjene bakrove sulfide, tako da gradi jedro, katerega obrašča halkopirit. V klastih s še manjšimi premeri ter v sulfidnih zrnih je izmed bakrovih mineralov praktično prisoten le halkopirit, ki je pri metasomatskih procesih povsem nadomestil bornit. Tako jedro z rombičnim halkozinom, »lamelarnim halkozinom« in digenitom, bornitna lupina kakor tudi halkopiritna skorja pa pod mikroskopom kažejo, da je bil prvotni, najstarejši bakrov sulfid povsod covellin.

Vsekakor je nadalje zanimivo, da vsebujejo po M i š k o v i ć u rudni drobci in rudna zrna, ki so razpršena v drobnozrnatih brečah rogovačnega andezita, katere prekrivajo rudo s klasti B, ter v drobnozrnatih brečah rogovačnega andezita, ki so pridružene II. pelitski seriji, izmed bakrovih sulfidov le halkopirit. Manjkajo sicer mikroskopski podatki, toda sodim, da je nastal tudi ta halkopirit med diagenetskimi procesi.

Ob vsem tem moram ugotoviti, da kaže primerjava večjih klastov B in celotnega rudišča nenavadno podobnost. Kot smo že nekajkrat zapisali, so v jedru teh klastov izmed bakrovih sulfidov najpogostnejši rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit, sledita pa bornitna lupina in nato halkopiritna skorja. V jedru rudišča (slika 2B) so prav tako najpogostnejši bakrovi sulfidi z večjimi količinami bakra, obdaja ga ruda z bornitom in halkopiritom, v večjih razdaljah pa je prisoten izmed bakrovih rudnih mineralov praktično le halkopirit. Rudišče kaže nedvomno neko stopnjo conarnosti, ki se manifestira v diferencirani razvrstitvi glavnih bakrovih sulfidov. Menim, da ti dve dejstvi potrjujeta vpliv podtalnice oziroma diagenetskih procesov pri končnem formiranju rudnega telesa Novo okno.

Contribution to the Knowledge of the Ore Clasts from the Novo okno Orebody in the Bor Copper deposit

Summary

In the Bor copper deposit, Eastern Serbia which was discovered in 1903, up to date about twenty very large and large, as well as relatively smaller orebodies have been found. Stockwork and metasomatic orebodies are situated in a several kilometers long, NW-SE striking hydrothermally altered zone which lies in the hanging wall of the so-called Bor fault. Hydrothermal solutions following this fault, have strongly altered the Upper Cretaceous andesites and their pyroclastic equivalents. The main alterations are silicification, kaolinization, pyritization, alunitization and chloritization. About 4 km to the north of Bor in an other hydrothermally altered zone of the same extension the large porphyry copper deposit Veliki Krivelj is situated. Upper Cretaceous andesites and their pyroclasts were there mainly biotitized, kaolinized and sericitized.

The Novo okno ("New Shaft") orebody which was discovered in 1978 (Mišković, 1989) is situated in the southern part of Bor copper deposit. It occurs close to the mentioned hydrothermally altered zone in the Upper Cretaceous andesitic pyroclasts which show practically no hydrothermal alteration. The orebody consists of various ore and andesitic clasts. There is no doubt that this orebody is associated with the Upper Cretaceous volcanic activity; ore and andesitic clasts have been ejected during synchronous volcanic eruptions.

The ore clasts from the Novo okno orebody differ somewhat in mineral composition from the ore clasts which have been found in the Upper Cretaceous andesitic pyroclasts in the region of the Bor copper deposit (Drovenik, 1961, 1966), but have a similar mineral composition as the copper ore in different orebodies in the hydrothermally altered zone of the Bor copper deposit. Location of the Novo okno orebody in the immediate vicinity of these orebodies, and similarity of the mineral composition allow the supposition that the mentioned orebodies originated at the same time as the Novo okno orebody, consenquently during the Upper Cretaceous igneous activity. This hypothesis, however, is contradicted by several facts, which shall be discussed at an other occasion. In the frame of the present contribution only the characteristics of ore clasts from the Novo okno orebody will be considered. But before they shall be interpreted, let us resume what is known about similar ore clasts which have been found during geological exploration in the region of the Bor copper deposit.

In the fresh Upper Cretaceous andesitic volcanic breccias of the first and of the second volcanic phases up to 1966 about 100 ore clasts with copper sulfides have been identified (Drovenik, 1961, 1966, 1968). They are more or less spherical and from 1 cm to 30 cm large. About 40 of them have been studied in detail. There exist no published data that at a later period additional investigations of mentioned clasts have been carried out.

The most interesting locality in the andesitic pyroclasts of the first volcanic phase was on the northern slope of Čoka Bare, a little hill about 4.5 km W from Bor. Ore clasts have been found also in the Ujova reka valley and on the eastern slope of Kriveljski kamen, a hill about 4.5 km NW from Bor. Andesitic breccias of the second volcanic phase contain such clasts NW of Brestovačka banja and SE of Brestovac.

During detailed investigations the rich sulfide clasts without any indication of metasomatic replacement of andesite by copper sulfides, as well as hydrothermally altered andesite clasts impregnated by copper sulfides have been distinguished. Sulfide clasts consist of pyrite, which originated from ionic and colloidal solutions, as well as of hematite, chalcopyrite, bornite, digenite and chalcocite in various proportions. It should be noted that rich sulfide clasts contain considerable quantities of gold in native state and silver. A specimen with 42.61 % Cu contained 105.6 g/t Au and 544.8 g/t Ag. Andesitic clasts with sulfide impregnations were kaolinized, albitized, sericitized, chloritized and prehnitized, and they contain irregular grains of pyrite, hematite, bornite, digenite and chalcocite.

On the basis of the geologic structure of the localities of ore clasts, the mode of copper mineralization, as well as hydrothermal alterations of andesitic clasts with disseminated sulfide grains the conclusion was reached (Drovenik, 1966) that the ore clasts represent most probably parts of copper ore veins and their somewhat altered and mineralized wall rock. They originated as fracture filling during the Upper Cretaceous andesitic volcanism, and were destroyed during a subsequent volcanic eruption. Together with andesitic clasts also ore clasts were deposited in the pyroclastic material. This interpretation led to the conclusion that the copper mineralization in the Timok eruptive area of Eastern Serbia started already during the Upper Cretaceous igneous activity (Drovenik, 1966). At the same time and by similar processes originated also the Novo okno orebody, which was described by Mišković in his unpublished doctor thesis (1989).

The economically quite important and from the genetic point of view unusual Novo okno orebody is situated in the sequence of Upper Cretaceous andesitic pyroclasts which include sporadically also relatively thin beds of grey and red marly pelites. In the course of systematic explorations with drilling from the surface and with underground workings it was demonstrated that this orebody originated in a shallow depression in the flanc of a volcano (Mišković, 1989). Its bottom is today about 320 m below the surface. The orebody strikes generally E-W, is about 470 m long and on a average 100 m to 120 m, exceptionaly 200 m wide and it extends vertically from +35.3 m to +110 m.

The andesitic pyroclastic rock in the immediate neighbourhood involve four series of grey and red marly pelites, which have been by Mišković (1989) denoted with Roman numerals I, II, III and IV. The geologic cross section shows that the grey and red marly pelites of the series I represent the basement of the orebody. They are overlain by andesitic tuffs with pyrite grains, and in the most westerly part by fine-grained hornblende andesite breccias, which include fragments and grains of pyrite, subordinately also of chalcopyrite. The orebody itself is composed in the base of an interrupted bed of hornblende andesite breccia with ore clasts of the mineral assemblage B, as designated by Mišković (in the further text ore clasts B). Follows the biotite (hornblende) andesite breccia, here and there also hornblende andesite breccia with ore clasts of mineral assemblage A (ore clasts A), to a minor degree also with ore clasts B. This breccia is overlain with hornblende andesite breccia rich in ore clasts B, and locally with argillitized andesite in which fine-grained hornblende andesite breccias as well as fragments of pyrite and chalcopyrite are included. A larger surface belong to the fine-grained hornblende andesite breccia with fragments and grains of pyrite, subordinately also of chalcopyrite. The sequence terminates with andesite tuffs including pyrite grains.

The pelite series II lies over the series I and is with it more or less concordant. The

lower part is composed of grey and red marly pelites which alternate upwards with andesitic tuffs containing pyrite grains, and with fine-grained hornblende andesite breccia which includes fragments and grains of pyrite and in minor degree also of chalcopyrite.

The series III and IV of grey and red marly pelites are situated between the series II and the present surface.

The Novo okno orebody comprises consequently besides various andesitic also the ore clasts, as well as sulfide fragments and grains. Ore clasts are economically the most important. They are represented, as just stated, by ore clasts A and by ore clasts B which differ by their position in the orebody, their size, their structure and by the share of the main copper minerals.

The round and spheroidal ore clasts A occur in the central part of the orebody. Their size ranges mostly between 50 cm and 150 cm, while some blocks attain even 50 m^3. They are of massive structure and fine-grained texture; their interior is unrelated to their outer shape. The predominant ore mineral is pyrite which deposited from ionic and from colloidal solutions. The most common copper sulfides are covellite, chalcocite and digenite. In minor quantities and in traces are present marcasite, enargite, luzonite, tetrahedrite, tennantite, electrum, native gold, galena, sphalerite, bornite and chalcopyrite. Some clasts show cavities of size mainly 5 mm to 60 mm with crystals of ore and gangue minerals. The ore from the central part of the orebody averages 9 g/t Au and 5.4 g/t Ag (Mišković 1989).

The ore clast B, which are also round and spheroidal, occur in the ore beds below and above the central part of the orebody, and in minor quantity also in the central part itself, mixed with the ore clasts A. Most of ore clasts B are 5 cm to 20 cm in diameter (Mišković, 1989). They are of fine-grained texture and concentric internal structure.

The most common minerals are bornite, chalcopyrite and pyrite, and in lesser amount chalcocite. Marcasite, luzonite, enargite, tennantite, galena, digenite and native gold have been identified too. The presence and arrangement of bornite, chalcopyrite and chalcocite in individual ore clasts is related to their size. The core of clasts with diameter over 10 cm consists mainly of chalcocite and to a lesser degree of bornite. The core is surrounded by the bornite shell which passes over into the chalcopyrite crust. In smaller clasts the bornite core is rimmed by chalcopyrite crust. The most common copper sulfide in clasts with a diameter below 2 cm, in fragments as well as in grains is chalcopyrite.

According to their structure and distribution of ore minerals the ore clasts A are "normal", i.e. such as could be expected if the volcanic eruption had disintegrated and ejected blocks, clasts and fragments of an orebody which originated in a volcano. Unusual are, however, the ore clasts B with their concentric internal structure and with the differentiated arrangement of main copper minerals.

In the attainable literature I could not find any reference of a single orebody where the explosively ejected ore clasts became concentrated in economic quantities. I also could not get any information on pyroclastic rocks that contain ore clasts with the characteristics of the ore clasts B. This is true also for those volcanogenic massive sulfide deposits in which the ore beds were partly disintegrated and ore clasts incorporated in the pyroclastic rocks, as for example the famous Japanese Kuroko deposits.

Since Mišković in his dissertation (1989) did not explaine the mentioned characteristics of ore clasts B, I have microscopically examined in detail the speci-

mens which I collected in the mine in 1984, and received from Miss Heda Kočevar, who collected them in 1985, for what I am very grateful to her.

Of the larger clasts with the chalcocite-bornite-chalcopyrite association, which show macroscopically, especially on the polished surface, the chalcocite core, bornite shell and chalcopyrite crust, I closely examined only segments. Other somewhat smaller clasts show bornite core with larger or smaller quantity of chalcopyrite and chalcopyrite crust. A very conspicuous characteristics of all these samples is the congruity of their concentric internal structure with their outer shape. The ore clasts with diameters smaller than 2 cm contain of the copper minerals practically only chalcopyrite.

Detailed microscopic investigations have demonstrated that in the primary orebody in the volcano, or at least in its part from which our ore clasts are derived, covellite was the earliest ore mineral. From ionic and to a lesser extent also from colloidal solutions afterwards pyrite was deposited. In this way during the first stage of mineralization covellite, covellite-pyrite and pyrite-covellite ore originated, which contained in minor quantity or in traces several other ore as well as gangue minerals. By the intergrowth of covellite sheets with pyrite or gangue minerals, particularly with quartz, originated textures which permit to recognize subsequent replacements of covellite sheets by younger copper sulfides. Pyrite and quartz, which surrounded covellite sheets, were namely during the metasomatic replacement more stable than covellite, and have therefore preserved their shapes.

In the second phase of mineralization covellite was replaced by rhombic chalcocite and digenite. The latter was subsequently in part converted to "lamellar chalcocite". In this way often partial or total pseudomorphs of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite after covellite developed. Since in the investigated polished sections no sign of any metasomatic replacement of andesite or andesitic tuff by copper minerals or by pyrite was observed, I believe that the ore minerals were deposited in one, or in several open spaces.

During subsequent volcanic activity the ore body disintegrated. Clasts with covellite, covellite-pyrite and pyrite-covellite ore, as well as clasts which consisted predominantly or entirely of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite (considering only the major copper minerals) have been deposited together with different andesitic clasts in a shallow depression, where the Novo okno orebody progressively originated. The prevailing amount of ore clasts in the central part of the Novo okno orebody, consequently the ore clasts A, have in my opinion, the same texture, structure and mineral composition as the primary orebody which originated within the volcano. As it has been demonstrated, this is, however, not valid for the ore clasts B which occur in the beds below and above the central part of the orebody and subordinately also in the central part itself. The ore clasts B have the same fine-grained texture as ore clasts A, but they are of concentric internal structure and they contain as chief copper ore minerals bornite and chalcopyrite instead of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite.

I believe that the concentric internal structure, as well as bornite and chalcopyrite did not originate in the primary orebody within the volcano. It is difficult to imagine that this orebody contained also ore with concentric internal structure, except in the case of innumerable ore concretions with such a structure. During the eruption, however, such concretions should have been broken to pieces. In the Novo okno orebody their rounded clasts should have been found, as have been found rounded clasts od various andesites, but their concentric internal structure should not have

been related with their outer shape. However, just the congruity of concentric internal structure with their outer shape is the most conspicuous, and at the same time also the most significant characteristic of the ore clasts B, which indicates that the mentioned structure could not arise before the ore clasts have been ultimately shaped and deposited at the place, where the Novo okno orebody formed.

Results of microscopic investigations, particularly the textural relationship between rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite which occur in the core on one side, and bornite that occurs in some samples in core and in others in the shell, as well as chalcopyrite which is in the crust on the other side indicate that ore clasts B should have been primarily of the same mineral composition as ore clasts A. In examined clasts rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite exhibit pseudomorphs after covellite. Bornite replaces all three mentioned copper sulfides; in the case when the covellite sheets were surrounded by pyrite or gangue, their original shape is still very well preserved. Chalcopyrite, which is in the paragenesis the youngest ore mineral, replaced bornite. The former covellite sheets are therefore in the crust of the clasts completely transformed in chalcopyrite.

When summarizing the collected data, the conclusion can be reached that the concentric internal structure as well as the differentiated distribution of copper sulfides in the ore clasts B did not originate until the Novo okno orebody was affected by diagenesis. The dominant role during diagenetic processes was played, of course, by the ground water which dissolved sulfide grains and dust dispersed in the unconsolidated pyroclastic material. Owing to the fact that pyrite is more soluble than chalcocite or covellite, the ground water became enriched in iron. Depending upon anions present, as well as upon Eh and pH the corresponding complex iron ions were formed.

In this connection I would like to point out that the copper ore deposits underwent after their forming quite often two kinds of alteration – oxidation and cementation. During the oxidation the percolating meteoric water caused in the oxidized zone the decomposition of copper sulfides with generation of several chemical species, among them also of $CuSO_4$. In dependence of the environment secondary copper minerals, as for instance malachite, azurite, cuprite and chrysocolla originated. If the descendent water carrying $CuSO_4$ reached deeper levels of the deposit in the cementation (secondary sulfide) zone, owing to replacement of pyrite and of copper sulfides with lesser amount of copper, chalcocite, and covellite which contain more copper crystallized.

It is, however, not so well known that in some copper deposit also the processes of reverse cementation may have taken place. In these cases, due to the predominant pyrite in the ore, descending water could be enriched in iron. By the reaction of such water with ore metasomatic processes could lead to impoverishment of copper, and bornite, for example, could have been replaced by chalcopyrite. I believe that the internal concentric structure of the ore clasts B and partial or even complete transformation of primary copper sulfides to bornite as well as chalcopyrite originated just thanks to reverse cementation, which took place in the Novo okno orebody during the diagenesis.

Ore clasts composed in addition to pyrite also of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite were affected by the ground water which carried complex iron ions. First these three copper sulfides were partly (in larger clasts) or entirely (in smaller clasts) replaced by bornite (Cu_5FeS_4 contains 63.3 % Cu), and then bornite was partly (in smaller clasts) or entirely (in ore fragments and sulfide grains)

replaced by chalcopyrite ($CuFeS_2$ contains 34.57 % Cu). In this way the concentric internal structure of the ore clasts B was formed.

It has been stated befor that the ore clasts A are situated in the central part of the Novo okno orebody, and the ore clasts B mainly in the beds below and above it. Such distribution of the two kinds of clasts could be explained by lower porosity in the central part of the orebody, or by a change in chemical composition of the ground water. Because of metasomatic reactions between ground water enriched with iron ions and copper sulfides in the ore clasts B the relation among iron and copper ions may have changed, and the reverse cementation in the central part of the orebody was no more possible. Therefore the ore clasts A retained the mineral composition of the primary orebody situated within the volcano.

And finally, I consider that significant similarity in the structure as well as in the distribution of main copper ore minerals exists between the larger ore clasts B and the Novo okno orebody on the whole. As explained before, larger ore clasts B definitely show well expressed zoning which is displayed by the concentric internal structure: the core with rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite is succeeded by the bornite shell, which is rimmed by chalcocite crust. The cross section of the Novo okno orebody shows practically the same zonation. In its central part rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite", digenite as well as covellite are the major copper ore minerals. Below and above the central part bornite and chalcopyrite are predominating. At a greater distance, however, the chalcopyrite is the principal, if not the unique ore mineral.

Since I explained that the zonation of the larger ore clasts B is a consequence of the diagenetic processes, the conclusion can be reached that the similar zonation of the entire Novo okno orebody originated by the action of the same processes.

Literatura

Berry, L. G. & Thompson, R. M. 1962, X-Ray Powder Data for Ore Minerals. The Peacock Atlas. The Geological Society of America, Memoir *85*, New York.

Drovenik, M. 1961, Geološko-petrološka študija širše okolice rudnika Bor (vzhodna Srbija). Doktorska disertacija, Ljubljana.

Drovenik, M. 1966, Mineralni sastav i geneza odlomaka sa bakarnim sulfidima iz piroklastičnih stena šire okoline rudnika Bor. Rudarsko-metalurški zbornik, št. *4*, Ljubljana.

Drovenik, M. 1968, Razvoj magmatskih in piroklastičnih kamenin v okolici bakrovega rudišča Bor. Geologija *11*, 5–127, Ljubljana.

Hashiguchi, H. 1983, Penecontemporaneous Deformation of Kuroko Ore at Kosaka Mine, Akita, Japan. In: Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, 167–183, New Haven.

Kuroda, H. 1983, Geologic Characterictics and Formation Environments of the Furutobe and Matsuki Kuroko Deposits, Akita Prefecture, Northeast Japan. In: Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, 149–183, New Haven.

Mišković, V. 1989, Geneza ležišta bakra »Novo okno« i metalogenetska korelacija sa rudoklastima u borskom reonu – Istočna Srbija. Doktorska disertacija, Beograd.

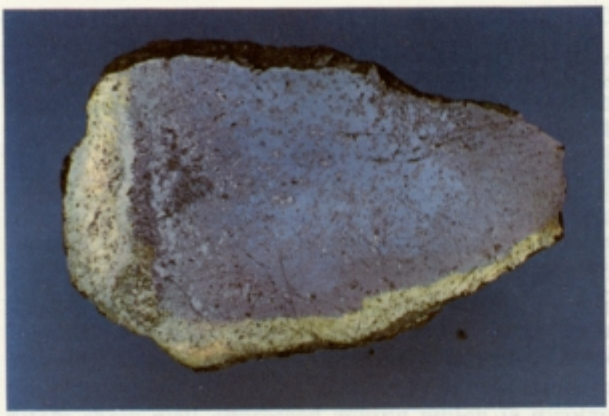
Ramdohr, P. 1975, Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.

Sawkins, F. J. 1984, Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.

Thurlow, J. G., Swanson, E. A. & Strong, D. F. 1975, Geology and Lithogeochemistry of the Buchans Polimetallic Sulfide Deposits, Newfoundland. Economic Geology *70*, 130–144, Lancaster.

Yui, S. & Ishitoya, K. 1983, Some Textures of the Ores from the Ezuri Kuroko Deposits, Akita Prefecture, Japan. In: Economic Geology Monograph 5, The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, 224–230, New Haven.

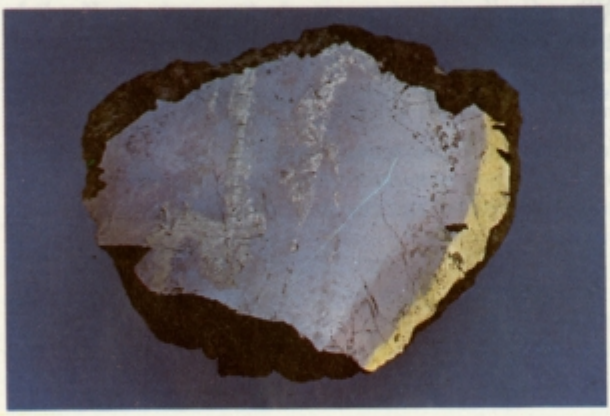
Tabla 1 – Plate 1



Sl. 1. – Fig. 1

Del rudnega klasta B. V jedru so rombični halkozin »lamelarni halkozin« in digenit. Spodaj in levo sta bornitna lupina in halkopiritna skorja. Vzorec je dolg 8,5 cm

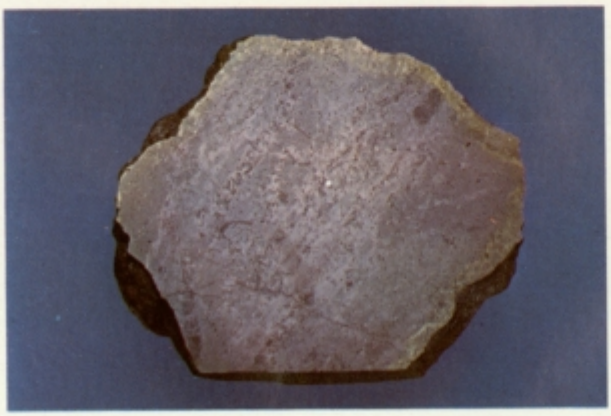
Segment of ore clast B. Core includes rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite. On the bottom and left are bornite shell and chalcopyrite crust. The specimen is 8,5 cm long



Sl. 2 – Fig. 2

Del rudnega klasta B. Jedro iz rombičnega halkozina, »lamelarnega halkozina« in digenita vsebuje nagubane piritne lamine. Desno je najprej bornitna lupina in nato halkopiritna skorja. Vzorec je dolg 9 cm

Segment of ore clast B. Core of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite includes folded pyrite laminas. On the right is surrounded by bornite shell and by chalcopyrite crust. The specimen is 9 cm long



Sl. 3 – Fig. 3

Del rudnega klasta B. Bornitno jedro vsebuje levo in desno več zelo drobnozrnatega pirita, zato je tam barva temnejša. Jedro obdaja halkopiritna skorja. Vzorec je širok 8 cm

Segment of ore clast B. Bornite core includes left and right very fine-grained pyrite, therefore the colour there is somewhat darker. Note the chalcopyrite crust. The specimen is 8 cm wide

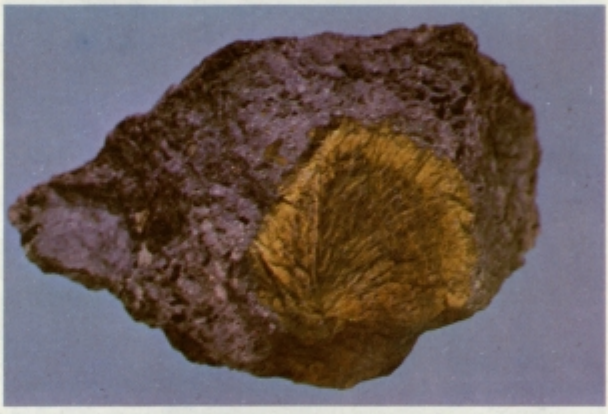
Tabla 2 – Plate 2



Sl. 1 – Fig. 1

Polovica rudnega klasta B. Bornitno jedro (spodaj sredina) prehaja postopoma v halkopiritno skorjo. Levo je zelo drobnozrnati pirit, zato je tam barva temnejša. Vzorec je širok 7,5 cm

Half of the ore clast B. Bornite core passes progressively into chalcopyrite crust. Very fine-grained pyrite to the left induces darker colour. The specimen is 7.5 cm wide



Sl. 2 – Fig. 2

Andezitska vulkanska breča vsebuje rudni klast B z bornitnim jedrom in halkopiritno skorjo. V breči so še sulfidni drobci. Vzorec je dolg 10 cm

Andesitic volcanic breccia with ore clast B showing bornite core and chalcopyrite crust. The specimen is 10 cm long

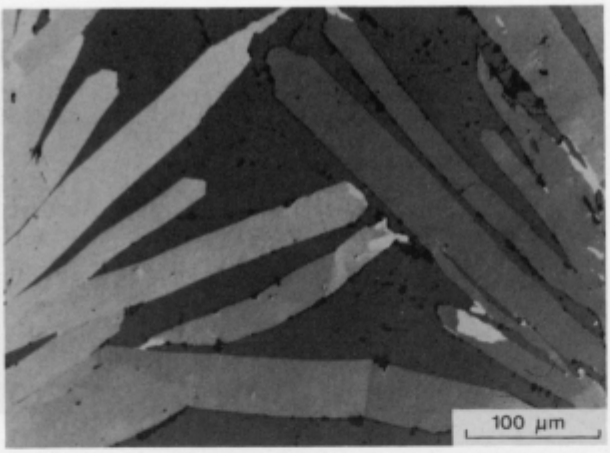


Sl. 3 – Fig. 3

Andezitska vulkanska breča z manjšim rudnim klastom B, ki vsebuje izmed bakrovih mineralov le halkopirit. Prisotni so tudi sulfidni drobci in zrna. Vzorec je dolg 11 cm

Andesitic volcanic breccia with smaller ore clast B which contains chalcopyrite as unique copper mineral. Sulfide fragments and grains are also present. The specimen is 11 cm long

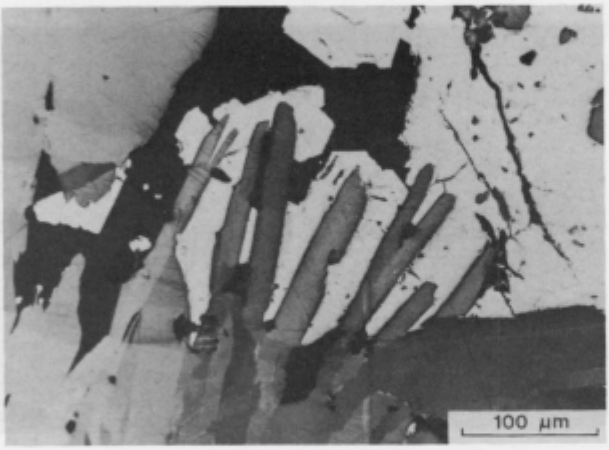
Tabla 3 – Plate 3



Sl. 1 – Fig. 1

Zelo lepo razviti covellinski lističi so obdani z mlajšim, kremenom. Odsevna polarizirana svetloba

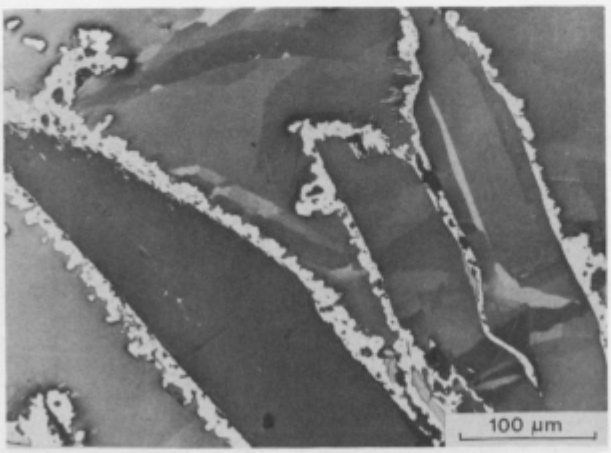
Very well developed covellite sheets surrounded by younger quartz. Reflected palarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Covellinski lističi so obdani z mlajšim piritom. Odsevna polarizirana svetloba

Covellite sheets surrounded by younger pyrite. Reflected polarized light

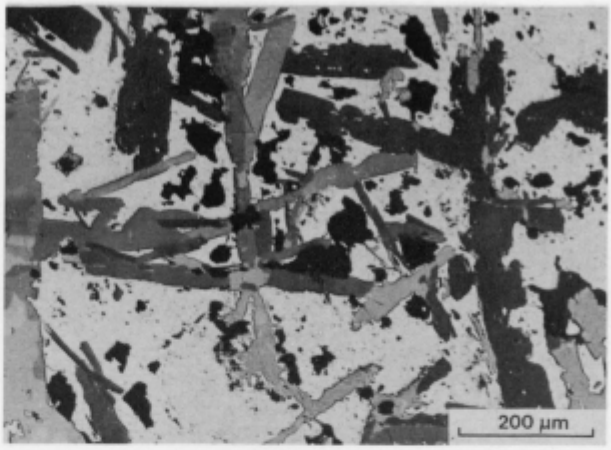


Sl. 3 – Fig. 3

Tanke piritne skorje ob covellinskih lističih. Odsevna polarizirana svetloba

Thin pyrite rims along covellite sheets. Reflected polarized light

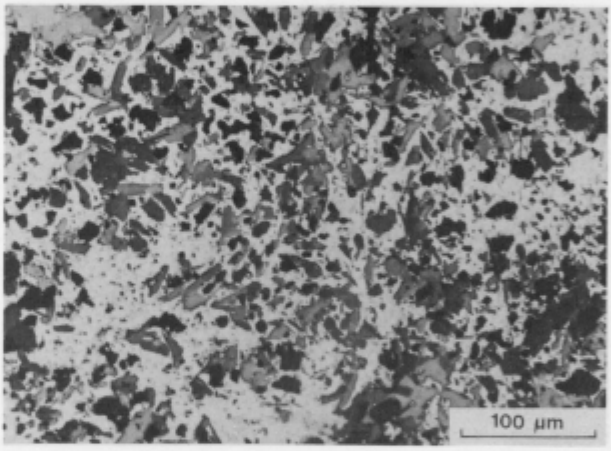
Tabla 4 – Plate 4



Sl. 1 – Fig. 1

Covellinski lističi »plavajo« v piritu. Odsevna polarizirana svetloba

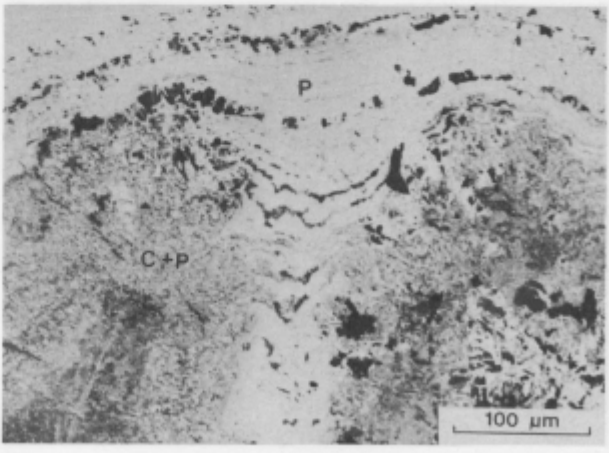
Sheets of covellite "floating" in pyrite. Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Drobnozrnata covellinsko-piritna osnova. Odsevna polarizirana svetloba

Fine-grained covellite-pyrite groundmass. Reflected polarized light

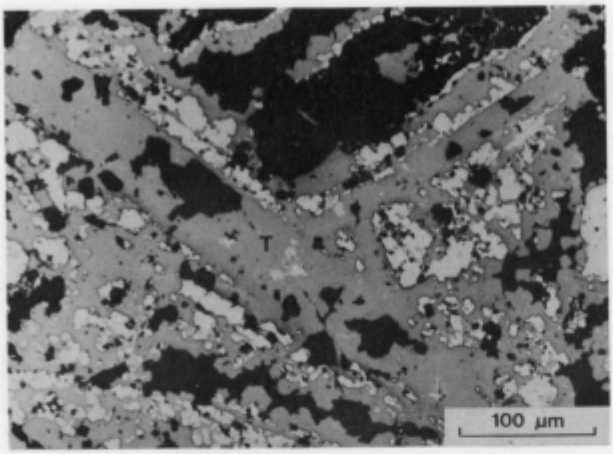


Sl. 3 – Fig. 3

Zelo majhna covellinska in piritna zrna (C+P) ter skorjasti pirit (P). Odsevna polarizirana svetloba

Tiny covellite and pyrite grains (C+P), as well as pyrite with colloform bands (P). Reflected polarized light

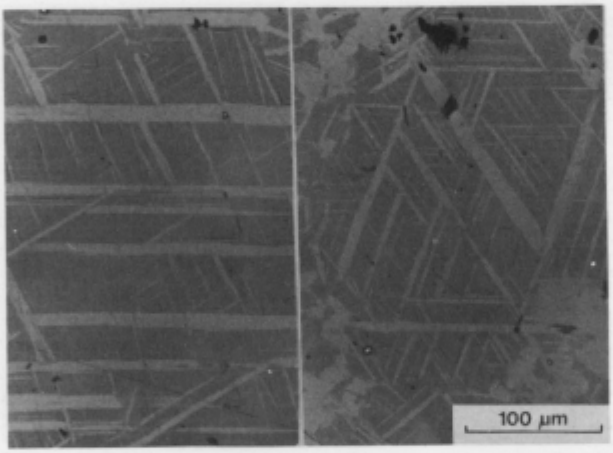
Tabla 5 – Plate 5



Sl. 1 – Fig. 1

Tennantit (T) nadomešča covellinske lističe. Belo je pirit in temno sivo kremen. Odsevna polarizirana svetloba

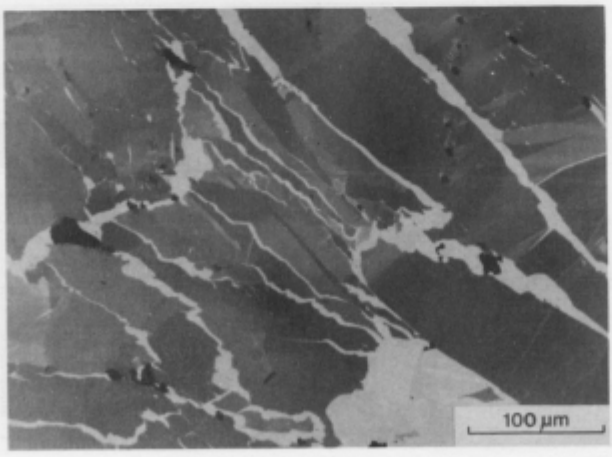
Tennantite (T) replaces covellite sheets. Note pyrite (white) and quartz (dark grey). Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Dva značilna preseka »lamelarnega halkozina«. Osnovo gradi digenit, lamele pa rombični halkozin. Ni jedkano! Odsevna polarizirana svetloba

Two characteristic sections of "lamellar chalcocite". Groundmass belongs to digenite, and lamellas to rhombic chalcocite. Unetched! Reflected polarized light

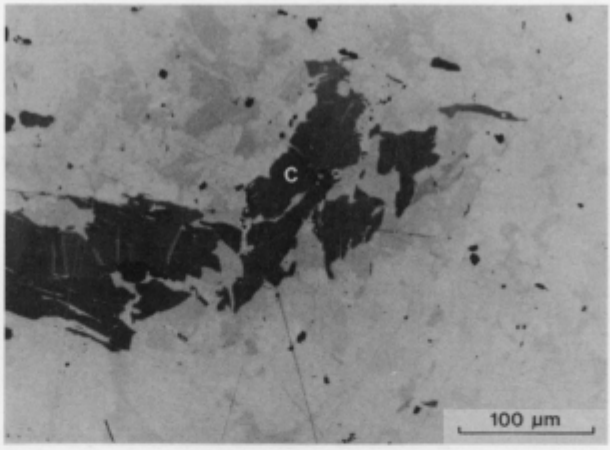


Sl. 3 – Fig. 3

Filmi rombičnega halkozina in digenita med covellinskimi lističi. Odsevna polarizirana svetloba

Films of rhombic chalcocite and digenite between covellite sheets. Reflected polarized light

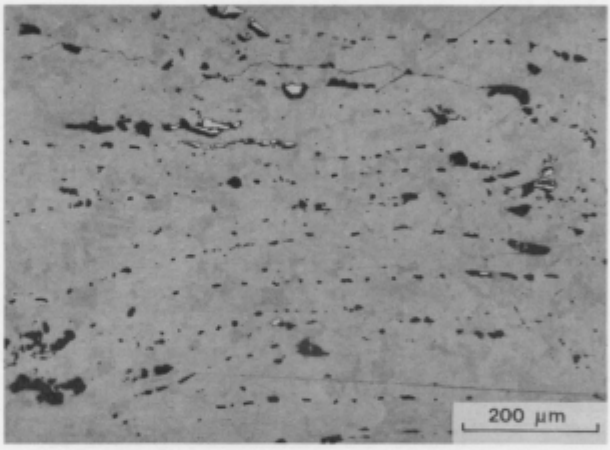
Tabla 6 – Plate 6



Sl. 1. – Fig. 1

Korodirani ostanki covellinskih lističev (C) v osnovi iz rombičnega in »lamelarnega halkozina« ter digenita. Odsevna polarizirana svetloba

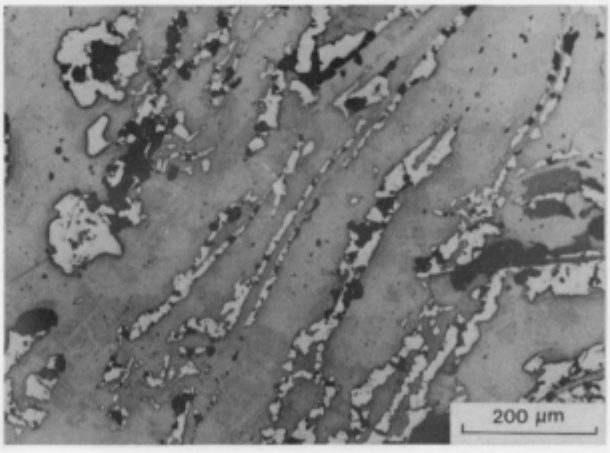
Corroded remnants of covellite sheets (C) in the groundmass of rhombic and "lamellar chalcocite", as well as of digenite. Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Popolna psevdomorfoza rombičnega in »lamelarnega halkozina« ter digenita po covellinskih lističih. Nekdanje meje med njimi označujejo zelo majhne pore. Prisotna so posamezna piritna zrna (belo). Odsevna polarizirana svetloba

Complete pseudomorphs of rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite after covellite sheets. Their former boundaries indicated by tiny pores. Note some pyrite grains (white). Reflected polarized light

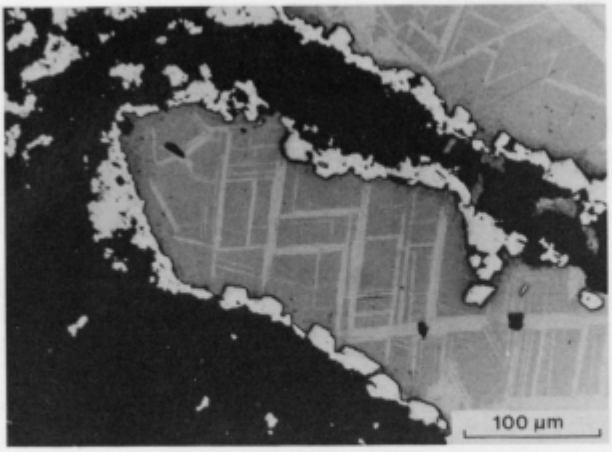


Sl. 3 – Fig. 3

Razvrstitev piritnih zrn kaže oblike nekdanjih covellinskih lističev, ki so bili povsem spremenjeni v rombični in »lamelarni halkozin« ter v digenit. Odsevna polarizirana svetloba

Arrangement of pyrite grains shows the shapes of former covellite sheets which have been completely replaced by rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite. Reflected polarized light

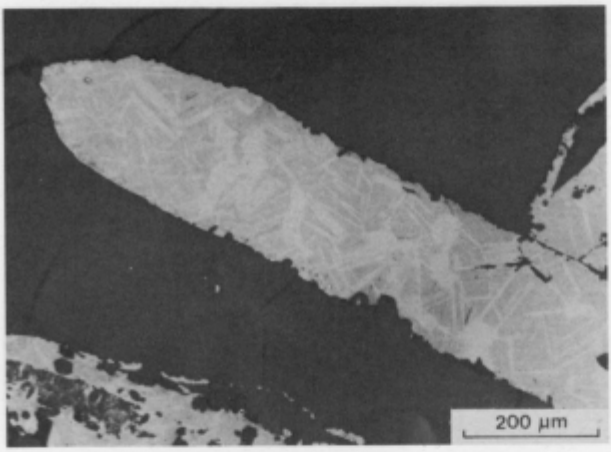
Tabla 7 – Plate 7



Sl. 1 – Fig. 1

Lepo razvit covellinski listič je obrastla piritna skorja, nato pa ga je nadomestil »lamelarni halkozin«. Ni jedkano! Odsevna polarizirana svetloba.

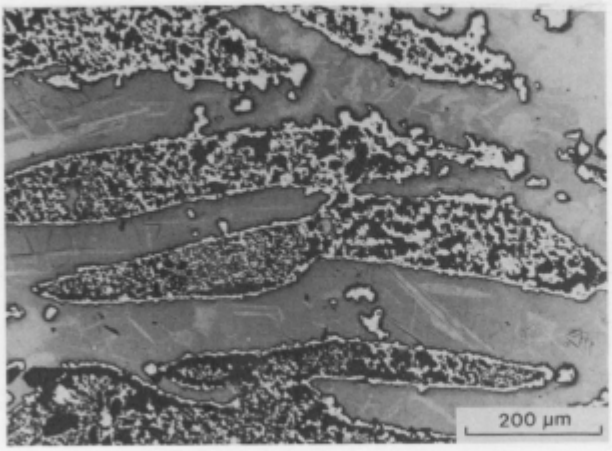
Well developed covellite sheet was overgrown with pyrite rim and later replaced by "lamellar chalcocite". Unetched! Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razvit covellinski listič je najprej obdal kremen, nato pa ga je nadomestil »lamelarni halkozin«. Ni jedkano! Odsevna polarizirana svetloba

Well developed covellite sheet was first surrounded by quartz and then replaced with "lamellar chalcocite". Unetched! Reflected polarized light

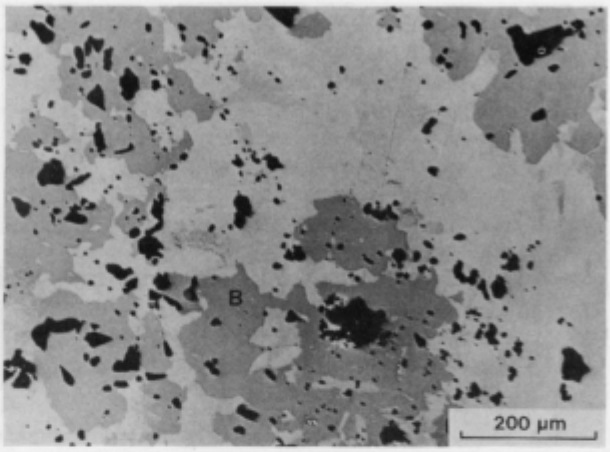


Sl. 3 – Fig. 3

Covellinski lističi so bili obdani z drobnozrnatim agregatom kremena in pirita ter nato nadomeščeni z »lamelarnim halkozinom«. Ni jedkano! Odsevna polarizirana svetloba

Covellite sheets surrounded with fine-grained aggregate of pyrite and quartz were later replaced by "lamellar chalcocite". Unetched! Reflected polarized light

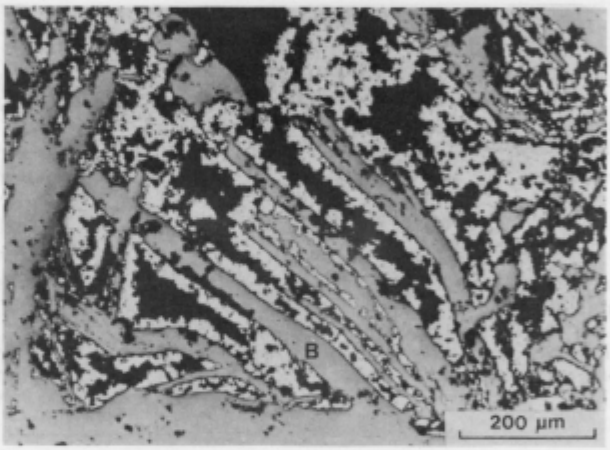
Tabla 8 – Plate 8



Sl. 1 – Fig. 1

Bornit (B) nadomešča rombični halkozin, »lamelarni halkozin« in digenit ob majhnih porah. Odsevna polarizirana svetloba

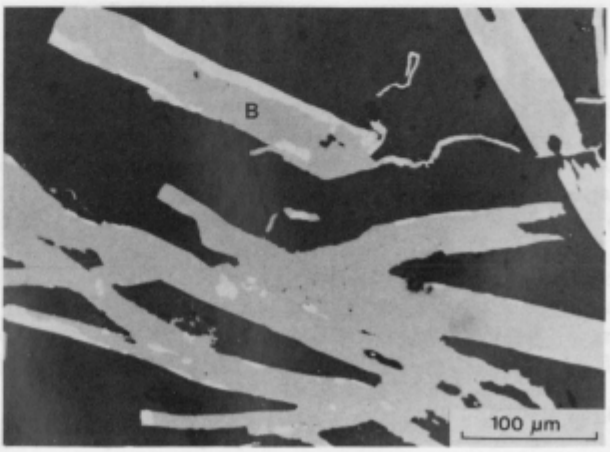
Bornite (B) replaces rhombic chalcocite, "lamellar chalcocite" and digenite along tiny pores. Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Prvotni covellinski lističi, obraščeni s piritom, so sedaj bornit (B). Odsevna polarizirana svetloba

Former covellite sheets rimmed by pyrite are now bornite (B). Reflected polarized light

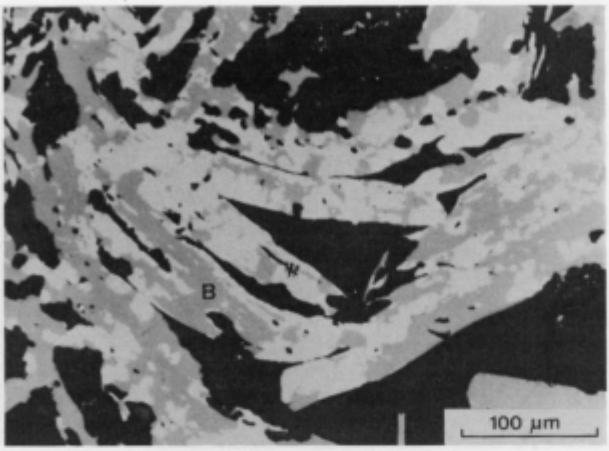


Sl. 3 – Fig. 3

Prvotni covellinski lističi so sedaj bornit (B). Tega ob robovih nadomešča mlajši halkopirit (belo). Odsevna polarizirana svetloba

Former covellite sheet are now bornite (B), which is replaced along borders by younger chalcopyrite (white). Reflected polarized light

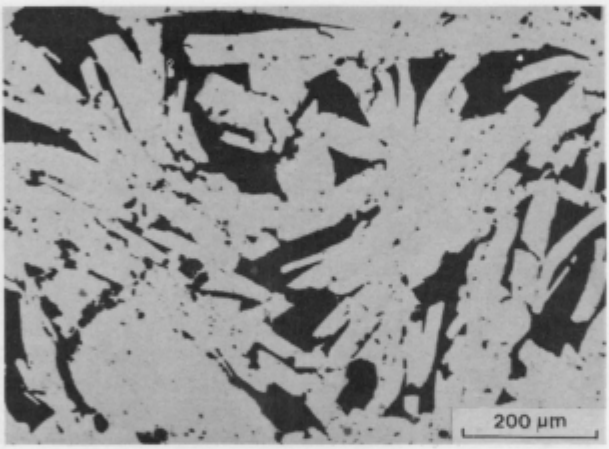
Tabla 9 – Plate 9



Sl. 1 – Fig. 1

Halkopirit (belo) se nepravilno vrašča v bornit (B), ki gradi nekdanje covellinske lističe. Odsevna polarizirana svetloba

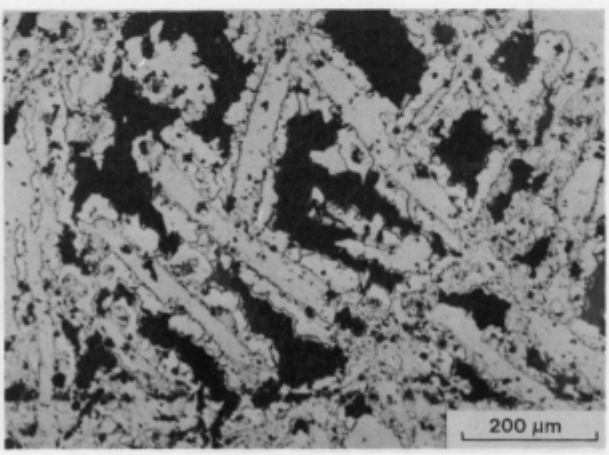
Chalcopyrite (white) grows irregularly into bornite (B), which built up former covellite sheets. Reflected polarized light



Sl. 2 – Fig. 2

Nekdanji covellinski lističi so povsem spremenjeni v halkopirit. Temno sivo je kremen. Odsevna polarizirana svetloba

Former covellite sheets are entirely altered to chalcopyrite. Dark grey is quartz. Reflected polarized light



Sl. 3 – Fig. 3

Piritni robovi ob nekdanjih covellinskih lističih, ki so sedaj halkopirit. Temno sivo je kremen. Odsevna polarizirana svetloba

Pyrite rims along former covellite sheets, which are now chalcopyrite. Dark grey is quartz. Reflected polarized light

GEOLOGIJA *35*, 319–328 (1992), Ljubljana

UDK 556.332.34:551.44(497.12)=863

Hidrogeološke raziskave zaledja izvira Šumetac ob Kolpi

Hydrogeological investigations of the resurgence Šumetac on the river Kolpa and its tributary area

Dušan Novak & Janez Rogelj
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V okviru hidrogeoloških raziskav za nadomestitev zajetja pitne vode Dolski potok z izvirom Šumetac smo opravili tudi barvanje ponikalnic v zaledju.

Obarvali smo dva potoka, ki ponikujeta na južnem obrobju Šibja, vzpetine med Mozljem in Knežjo Lipo. Obarvana voda se je po enajstih oziroma treh dneh znova pojavila v izviru Šumetac ob Kolpi.

Abstract

Within the frame of hydrogeological investigations for the substitution of water supply plant Dolski potok dye tests have been made on two of the sinking brooks.

The brooks sinking at the southern borderland of Šibje hill between Mozelj and Knežja Lipa have been color traced. The dyed water reappeared in the resurgence of Šumetac on the river Kolpa after eleven resp. three days.

Uvod

Zajetje pitne vode v Dolu ob Kolpi napaja vodovodni sistem Dol–Predgrad–Radence. Zajet je eden izmed stranskih pritokov Dolskega potoka. Vode ne primanjkuje, pač pa se njena kakovost stalno poslabšuje. Raziskave v okviru zaščite tega vodnega vira (Geološki zavod Ljubljana) in raziskave za oskrbo Bele krajine s pitno vodo (Inštitut za raziskovanje Krasa) so okvirno omejile vodozbirno območje tega zajetja. Ugotovljeno je bilo, da se celotna Poljanska dolina s Koprivnikom odceja v izvire Dolskega potoka.

Izvir Šumetac* je eden izmed večjih izvirov, ki odmakajo ozemlje južno od Kočevja med Brodom na Kolpi in Poljansko dolino. Od Kostela navzdol se vrste na levem bregu Kolpe: Kotnice pri Žagi, bruhalnik Kobilina jama pri Lobiču, Grgljev in Žlebanski studenec pri Grglju, izvir Bilpa, pri Vrtu izviri Šajsbinkerl, Curpaherl,

* Ime Šimetac je zabeleženo še na topografski karti 1:25.000, ki jo je izdal VGI leta 1939. V Krajevnem leksikonu Slovenije, II, 1971, je že uveljavljeno ime Šumetac.

Sušac in Šumetac. Pri Lazah so Žnidarjev studenec, Mihelčičev studenec in Mrzli izvir ter izvir pri Stoparjevem mlinu. Zadnji so izviri Dolskega potoka na Dolu. Nekateri od teh presihajo ali pa so ob nizkih vodah neznatni. Med večje in stalne štejemo le Kotnice, Bilpo, Šumetac in Dolski potok.

Glede na sedimente v izviru in izvirnih jamah sodimo, da se v Kotnico stekajo vode z območja Kočevske Reke (Novak, 1969). Izvir Bilpa odvaja vode kočevske Rinže. Barvanje leta 1956 ob nizki vodi (Novak, 1987) in ono iz leta 1988 ob srednji vodi je dalo jasne podatke, da se v ta izvir odmaka le območje Rinže (Habič, 1988; Habič et al., 1990). Barvanje vode v Koprivniku je pokazalo, da se voda pojavi v Dolskem potoku (Habič, 1988). Voda s Koprivnika se je pojavila po 12 dneh, iz Rinže pri Livoldu pa po 17 dneh.

Pri teh sledenjih je bil Šumetac neobarvan. Podatki so omogočili sklepanje, da imajo izviri ob Kolpi vsak svoje ločeno zaledje in da se vode med seboj ne mešajo. Podzemeljski tokovi so, kot kaže, razmeroma strnjeni.

V okviru raziskav za izboljšanje preskrbe z vodo na tem območju smo kot najugodnejši vodni vir izločili Šumetac.

Po dosedanjih redkih meritvah sodijo, da ima glede na nizek pretok, zgolj 40 l/s, Šumetac zaledja okoli 13 km², in to v južnem pobočju Šibja med Mozljem in Knežjo Lipo (Habič, 1988).

Obširno območje Graščice in Kozjice odmakajo izviri pri Lazah, deloma izviri Dolskega potoka, del vode pa se verjetno izteka tudi v razpršenih izvirih ob sami Kolpi.

Geološka slika

Šibje je po podatkih Osnovne geološke karte, lista Delnice (Savič & Dozet, 1985), masiv, zgrajen iz paleozojskih in srednje ter zgornjetriadnih kamnin, ki so ob prelomih pogledale izpod zgornjetriadnega dolomita in so nanj od severa narinjeni kredni in jurski apnenec in dolomit.

Proti jugu, proti Kolpi, sledita v normalnem zaporedju triadni in jurski dolomit. Ob in na njima leži kredni apnenec. Sem in tja so plasti posameznih kamnin ob reverznih prelomih premaknjene in s prelomi v smeri sever–jug razsekane v bloke.

Suhe doline in podolja

V zelo zakraselem reliefu zasledimo nekaj suhih podolij in bolj zakraselih območij. Smer »predkraške« Rinže na zahodni strani domnevamo skozi Dolgo vas in mimo Livolda do pod Mozlja, kjer so zadnji, le ob visoki vodi aktivni požiralniki. Podolje poteka južno od Mozlja skozi Duboke jame mimo Ferderba do Ferdrenga, kjer se razširi in zavije proti jugu.

Druga suha dolina je ob stari cesti od Rajndola proti Knežji Lipi. Nadaljuje se po Spodnjeloški dolini v smeri proti jugu, od Vidma pa se tej dolini priključi nekdanji »pritok«. Omeniti kaže še široko Poljansko dolino med Predgradom in Brezovico, kjer se iztekata podolji od Nemške Loke in izpod Svetlega Potoka ob severnem in severovzhodnem robu Šibja.

Zelo zakrasela cona poteka od Jam pri Rajndolu proti jugu proti Lapinjam in je ločena od spodnjeloške doline s hrbtom preko kot 598-584-515 do vrha 562 pri Turnu. Vsa ta podolja so tudi tektonsko pogojena. Bodisi kemična, bodisi mehanska erozija

je bila ob prelomnicah znatno močnejša kot v bolj oddaljeni in manj razpokani okolici. Vsekakor je težko dokazovati, da so to doline nekdanjih predkraških vodnih tokov. Tudi Habič (1988) meni, da »starejše fluvialne in mlajše kraške oblike niso dovolj zanesljive za dokazovanje smeri podzemeljskega odtoka in ne omogočajo podmen o resničnih podzemskih zvezah«. Glede na lokalne razmere pa se sklep, da so to smeri podzemeljskega toka, ponuja kar sam. Te smeri so bolj razpokane in bolj zakrasele ter s tem tudi bolj prepustne glede na sosednja, tektonsko manj prizadeta območja.

Barvanje

V požiralnik v Jamah (Jazbina) smo jeseni 1990 vlili 5 kg raztopljenega uranina. Barva se je v koncentraciji, vidni s prostim očesom, pojavila po enajstih dneh v izviru Šumetac; vode so takrat upadale.

Pol leta kasneje smo z 10 kg rhodamina obarvali potok, ki je izginjal v požiralnik na zahodnem robu Knežje Lipe. V rupe je ponikovalo okoli 2 l/s vode. Barva se je po dobrih treh dneh v močni koncentraciji pojavila prav tako v Šumetcu.

	m n.m	dan	izvir	m n.m	čas (dni)	L km	hm	v cm/s
Požiralnik v Jamah	518	12. 11. 90	Šumetac	199	11	8	319	0,8
Potok Knežja Lipa	520	8. 4. 91	Šumetac	199	3	6,1	311	2,2

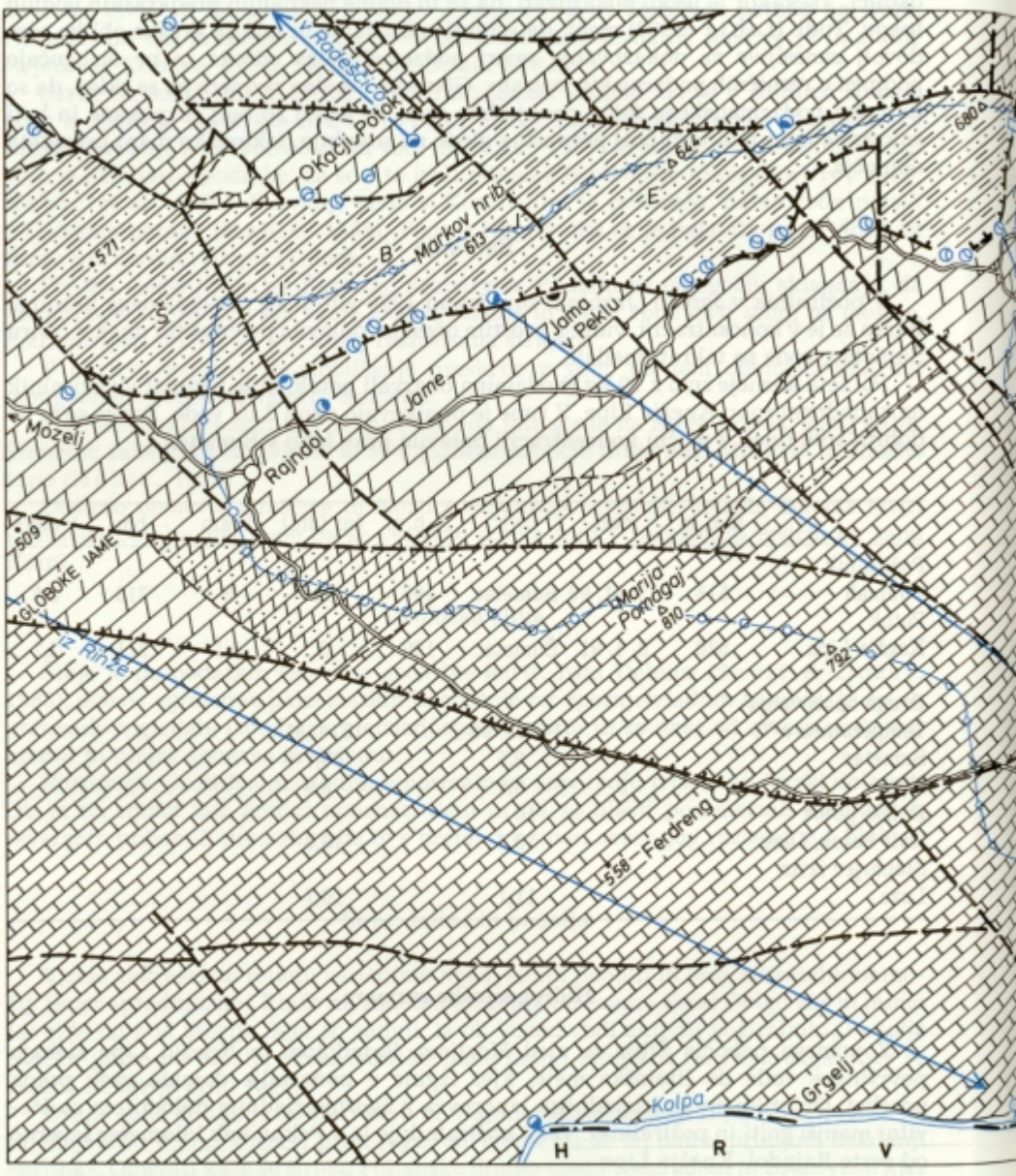
Druga opazovanja		
Temperatura v °C	14. 12. 90	15. 4. 91
Šumetac	9,5	10,7
Bilpa	8,9	8,9
Dolski potok	10	
Izvir Potok, Laze	10,4	10,0
Stoparjev izvir, Laze	11,1	10,7

Hidrogeološke razmere

Z južnega pobočja Šibja se med Mozljem, Rajndolom in Knežjo Lipo stekajo površinske vode do litološke meje, kjer izgine v podzemlje domala vsak potok posebej. Ob stiku spodnjetriadnega laporovca z zgornjetriadnim dolomitom so številni manjši golti in požiralniki. Večji požiralnik je le v Peklu, kak kilometer severno od ceste Rajndol–Knežja Lipa.

Prvi potok je Pohle, ki ponikuje ob cesti z Mozlja v Kočarje. Do požiralnikov priteče le še ob deževju, sicer vodo izgublja že višje ob strugi.

Naslednji večji potok ponikuje le še ob višji vodi na severnem robu kamnoloma pod Mozljem. Tudi ta ponikuje večinoma že nekaj sto metrov pred zadnjimi požiralniki.



Sl. 1. Geološka karta območja Šumetca (Savić & Dozet, 1985)

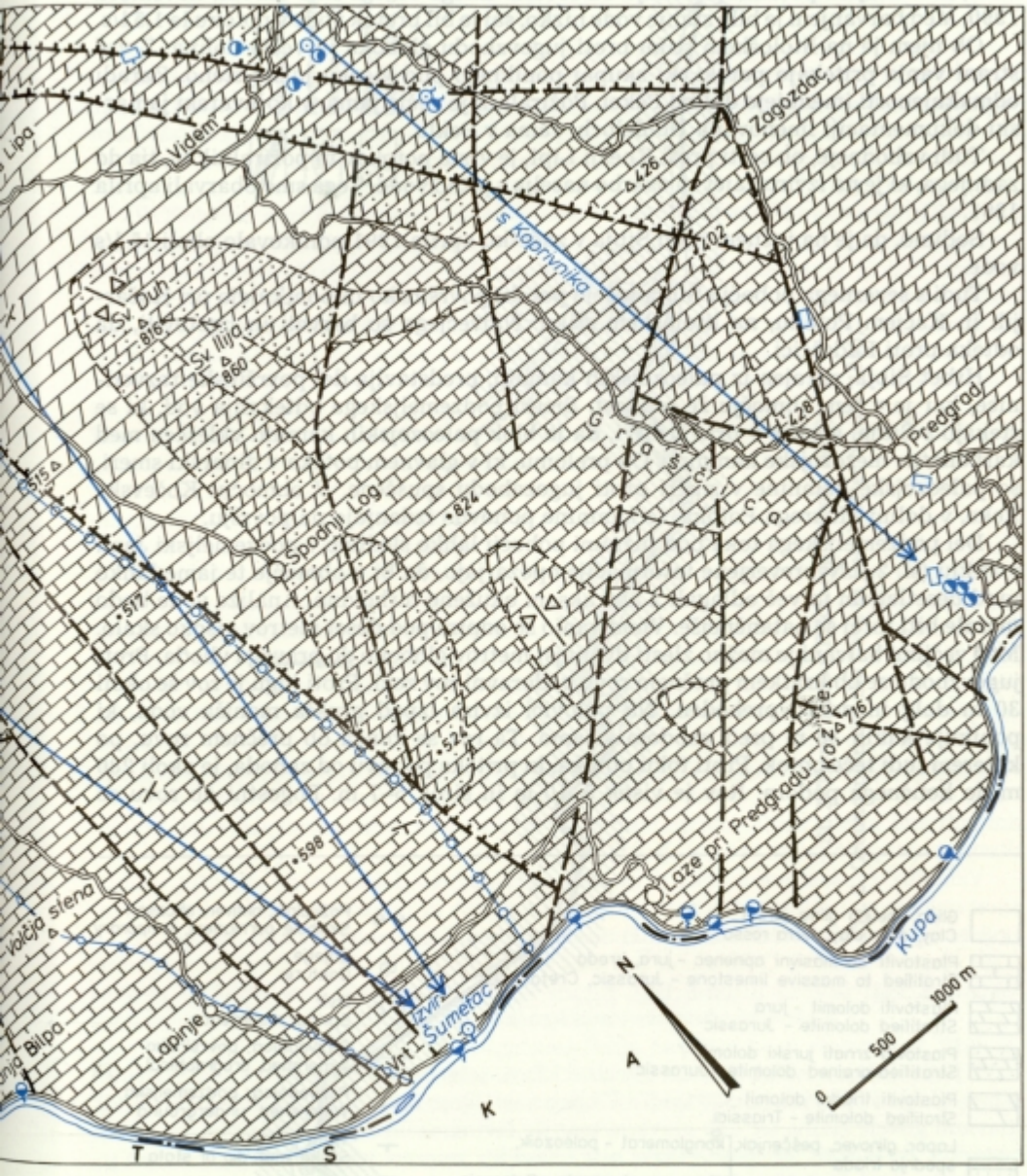


Fig. 1. Geological map of Šumetac area (Savić & Dozet, 1985)

Med Rajndolom in Knežjo Lipo je v območju Jam nekaj vrtač, kjer ponikujejo vode, ki v krajših potokih pritekajo od severa. Enega od teh smo barvali novembra 1990. Med barvanjem je bilo stanje vode nizko, saj je bil pretok vode v potoku le 1,5 l/s.

Ob njem je na litološkem stiku proti jugovzhodu globoka in večja dolina. Z več strani vanjo pritekajo potoki, ki skupaj poniknejo pod visoko južno steno. Zaradi odmaknjenosti imenujejo dolino Pekel. Požiralnik je večja jama, v kočevarski jamarski dokumentaciji imenovana Höhleloch, Jama v Peklu.

Tudi vzhodneje, ob cesti proti Knežji Lipi, je vrsta potokov in požiralnikov, tja do zadnjega, ki je na izviru zajet za oskrbo naselja s pitno vodo. Tega smo obarvali aprila 1991.

Sodimo, da je na južnem robu Šibja v začetku aprila 1991 ponikovalo okoli 15 l/s vode.

Tudi s severnega pobočja Šibja tečejo potoki površinsko in ponikujejo pri Kočarjih in Kačjem Potoku, na litološkem stiku. Največjega so barvali in ugotovili, da odteka proti Radeščici.

Hrbet Šibja, zgrajen iz paleozojskih kamnin, predstavlja del površinske razvodnice, kar je v tem območju že redkost. Smeri podzemeljskega odtekanja vod, ki se stekajo s Šibja, govore v prid trditvi, da je blok paleozojskih kamnin vkleščen med karbonatne mezozojske kamnine. Ob prelomu, ki v glavnem poteka v dinarski smeri, so paleozojske kamnine v smeri proti jugozahodu spuščene. V območju Kočevske Reke, v dolini Mokrega Potoka, te kamnine ponovno izdanjajo na površju.

Del podzemeljskega toka pod južnimi pobočji lahko sledimo v podzemeljski Jami v Peklu (sl. 2.). Nepreverjene informacije opozarjajo, da bi v območje te jame lahko pred desetletjem in več odlagali z antraksom okuženo mrhovino. Analize vode bodo morale biti torej še natančnejše. Vhod vanjo se odpira pod deset metrov visoko skalo. Med večjimi balvani je možno zlesti dvanajst metrov globoko do pravega vhoda. Proti jugovzhodu se ob kratkem prečnem rovu vodoravni rov zoži. Proti jugu je rov še okoli 30 m dolg in dobro prehoden. Na polovici izvira izpod grušča manjša voda, ki ponikuje kakih 30 m pred vhodom v jamo. Ta rov se konča ob prečnem rovu, po katerem tudi teče potok. Proti toku potoka, ki priteka po rovu od zahoda, je okoli 280 m do končnega podora. Rov je visok 5–10 m in širok 5–7 m. Pogostni ob rovu so

Glina, meljna glina, jerina
Clay, silty clay, terra rossa

Plastoviti do masivni apnenec - jura, kreda
Stratified to massive limestone - Jurassic, Cretaceous

Plastoviti dolomit - jura
Stratified dolomite - Jurassic

Plastoviti zrnati jurski dolomit
Stratified grained dolomite - Jurassic

Plastoviti triadni dolomit
Stratified dolomite - Triassic

Lapor, glinovec, peščenjak, konglomerat - paleozoik, spodnja triada
Marl, claystone, shale, sandstone, conglomerate - Paleozoic, Lower Triassic

Geološka meja
Geological boundary

Ugotovljene podzemeljske vodne zveze
Determined underground water connections

Požiralnik, aktiven, občasen
Sinkhole, permanent, temporary

Zajetje
Capture

Izvir
Spring, resurgence

Razvodnica, površinska
Watershed, orographical

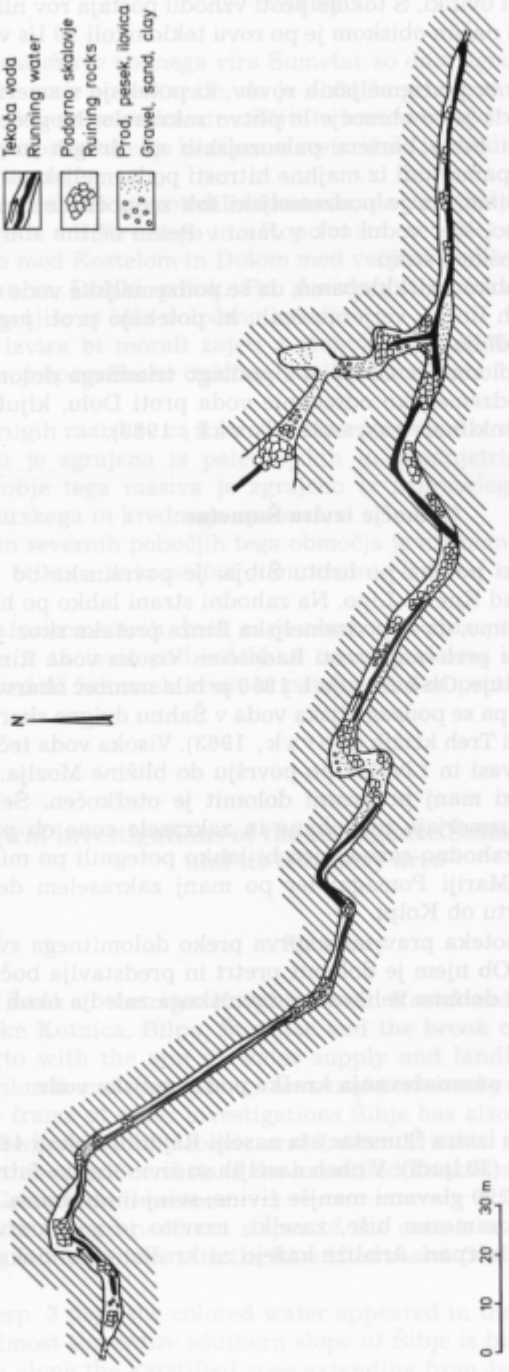
Razvodnica, podzemeljska
Watershed, underground

Vpad plasti
Strike and dip of stata

Sinklinala
Syncline

Prelom
Fault

Nariv
Thrust



Sl. 2. Tloris Jame v Peklu (po Novak, 1955)

Fig. 2. Ground-plane of the Cave in Pekel (after Novak, 1955)

manjši podori in kolenasti ovinki. S tokom proti vzhodu postaja rov nižji. Po 50 m se strop spusti do vode. Med našim obiskom je po rovu teklo okoli 10 l/s vode (Novak, 1955).

Relativno majhen strmec podzemeljskih rovov, ki potekajo v smeri proti jugu in jugovzhodu, daje slutiti, da je to območje le plitvo zakraselo. Mogoče je tudi, da je blizu pod vodnim tokom talna bariera paleozojskih ali drugih manj prepustnih kamnin. Na to lahko sklepamo tudi iz majhne hitrosti podzemeljskega pretakanja iz požiralnika Jazbina. Sodimo, da je podzemeljski tok najpočasnejši v odseku med Rajndolom in Knežjo Lipo, kjer vodni tok v Jami v Peklu očitno zbira prenikajoče vode ob prepustnem litološkem stiku.

Iz geološke situacije lahko tudi sklepamo, da se podzemeljske vode drže razpokanih con vzdolž tektonskih linij – verjetno onih, ki potekajo proti jugu ali pa onih vzdolž spodnjeloškega podolja.

Sinklinala jurskega dolomita v Graščici s podlago triadnega dolomita je možna bariera, ki preprečuje podzemeljsko odtekanje voda proti Dolu, kljub temu, da so mlajše kamnine v jedru sinklinale zakrasele (Novak, 1960).

Območje izvira Šumetac

Severna razvodnica, ki poteka po hrbtu Šibja, je površinska od kote 590 nad Rajndolom do kote 580 nad Knežjo Lipo. Na zahodni strani lahko po hidrogeoloških možnostih pretakanja sodimo, da se podzemeljska Rinža pretaka skozi Šahen, kjer je ob visoki vodi možno tudi prelivanje proti Radeščici. Visoka voda Rinže to ozemlje napolni in se tu tudi zadržuje. Ob barvanju l. 1956 je bila namreč obarvana tudi voda bližnje Jame v Šahnu. Da pa se podzemeljska voda v Šahnu dvigne skoraj do površja, smo ugotovili v Breznu Pri Treh križih (Novak, 1963). Visoka voda teče po dolomitnih plasteh mimo Dolge vasi in Livolda po površju do bližine Mozlja, kajti hitrejši podzemeljski pretok skozi manj prepustni dolomit je otežkočen. Šele v apnencu zatem podzemeljski tok usmerjajo razpokane in zakrasele cone ob prelomih proti Bilpi. Severozahodno in zahodno razvodnico bi lahko potegnili po milonitiziranem dolomitnem svetu proti Mariji Pomagaj ter po manj zakraselem delu na Volčjo Steno–Lapinje in proti Vrtu ob Kolpi.

Vzhodna razvodnica poteka prav tako sprva preko dolomitnega sveta in vzdolž spodnjeloškega preloma. Ob njem je dolomit pretrt in predstavlja bočno bariero za podzemeljske vode. S tem dobimo velikost padavinskega zaledja okoli 16 km².

Možnosti onesnaževanja kraške podzemeljske vode

V padavinskem zaledju izvira Šumetac sta naselji Rajndol z okoli 46 prebivalci in Knežja Lipa s 6 družinami (30 ljudi). V obeh naseljih so živinorejske farme z okoli 280 glavami goveje živine ter 290 glavami manjše živine, svinj in drobnice. Na vmesnem ozemlju, do Kolpe, so posamezne hiše, zaselki, razvito je gozdarstvo, vendar je dandanes gozd že močno izčrpan. Analize kažejo za kraško vodo dokaj zadovoljivo kakovost vode.

Sklep

Dosedanje raziskave vodnega vira Šumetac so dale ugodne rezultate. Sanitarno-kemične analize vode so pokazale, da je voda še primerna za preskrbo prebivalcev s pitno vodo, s tem da se vodni vir zaščiti in onesnaževalci sanirajo. Pri tem je treba upoštevati, da pripada zaledje kraškemu svetu in da je to edini vodni vir v dolini, ki je relativno še primeren.

Dosedanje raziskave so potrdile domnevo, da se zaledje izvira med Mozljem in Knežjo Lipo, vode s Kočevskega in s Koprivnika, ne odtekajo v Šumetac.

Ob Kolpi so med Kostelom in Dolom med večjimi na levem bregu, izviri Kotnice, Bilpa, Šumetac in Dolski potok. Pri dosedanjih raziskavah je ostajal Šumetac neobarvan in zanj še ni bilo določeno zaledje.

Vodo tega izvira bi morali zajeti z globoko vrtino. Na ta način bi se deloma izognili vplivu pripovršinske zakraselosti in zmanjšala bi se kalnost ob visokih vodah.

V okviru drugih raziskav za lokacijo deponije odpadkov smo pregledali Šibje. To je vzpetina, ki je zgrajena iz paleozojskih in spodnjetriadnih skladov, pretežno klastitov. Obrobje tega masiva je zgrajeno iz zakraselega triadnega in jurskega dolomita ter jurskega in krednega apnenca.

Na južnih in severnih pobočjih tega območja je niz manjših in večjih potokov, ki ponikujejo na stiku z zakraselimi kamninami. Dva od njih na južni strani smo obarvali.

Po enajstih oziroma treh dneh se je obarvana voda pojavila v izviru Šumetac. Sodimo, da se v ta izvir podzemeljsko odmaka skoraj vse južno pobočje Šibja, najverjetneje vzdolž zakrasele cone, ki poteka od Jam proti Lapinju.

Hydrogeological investigations of the resurgence Šumetac on the river Kolpa and its tributary area

Summary

On the left bank of the river Kolpa between Kostel and Dol occur several major resurgences like Kotnica, Bilpa, Šumetac and the brook of Dol. The research performed hitherto with the aim of water supply and landfill proved that Šumetac remained uncolored and its tributary area undetermined yet.

Within the frame of other investigations Šibje has also been researched. This is a hilly area composed of Paleozoic and Lower Triassic mostly clastic rocks. The borderland of this massif consists of the karstified Triassic and Jurassic dolomite and Jurassic and Cretaceous limestone.

On the southern and northern slopes of the area is a series of minor or major brooks sinking at the contact with the karstified rocks. On two of them dye tests have been made.

After 11 resp. 3 days the colored water appeared in the Šumetac resurgence. To our opinion almost the entire southern slope of Šibje is being drained undeground, most probably along the karstified zone extending from Jame toward Lapinje.

Literatura

Habič, P. 1988, Sledenje voda v zaledju Dobličice. Arhiv IZRK ZRC SAZU, Postojna.

Habič, P., Kogovšek, J., Bricelj, M., & Zupan, M. 1990, Izviri Dobličice in njihovo širše kraško zaledje. Acta carsologica, SAZU, *19*, 5–100. Ljubljana.

Novak, D. 1955, Nekaj o jamah iz okolice Mozlja na Kočevskem. Speleolog, *3*/3-4, 17–20, Zagreb.

Novak, D. 1960, Veliki Zjod. Proteus, *23*/2, 50–51, Ljubljana.

Novak, D. 1963, Brezni pri Treh križih. Naše jame, *4*, 23–25, Ljubljana.

Novak, D. 1969, Izvir Kotnice in njegovo hidrografsko zaledje. Varstvo narave, *6*, 25–36, Ljubljana.

Novak, D. 1987, Podzemeljski vodni tokovi na Dolenjskem. Dolenjski kras *2*, JK Vinko Pederšič–Batreja, 23–27, Novo mesto.

Savić, D. & Dozet, S. 1985, Tolmač lista Delnice. Osnovna geološka karta 1:100 000, Beograd.

GEOLOGIJA 35, 329–336 (1992), Ljubljana

UDK 556.332:551.44:502(497.12)=863

Avtocesta Razdrto–Divača–Sežana in njen vpliv na podzemeljske vode na Krasu

The Highway Razdrto–Divača–Sežana and its Influence upon the Groundwater on Kras (Karst)

Dušan Novak
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Bodoča avtocesta Razdrto–Divača–Sežana bo prečkala območje intenzivne zakraselosti in ožje območje podzemeljskega toka Notranjske Reke.

Kraška podzemeljska voda se iz različnih smeri steka proti izvirom Timave pri Nabrežini in proti črpališču Kraškega vodovoda pri Brestovici.

Vplivi z območja avtoceste lahko dosežejo izvire Timave v okoli enajstih dneh. Zato je potrebno v projektu predvideti ustrezno zaščito, da ne bi prišlo do onesnaženja kraške podzemeljske vode.

Abstract

The future highway Razdrto–Divača–Sežana will cross the area of intense karstification and the narrow district of the underground course of the Notranjska Reka.

The karstic groundwater flows from various directions towards the Timava near Nabrežina and towards the pumping station of the Kras Water Supply System at Brestovica.

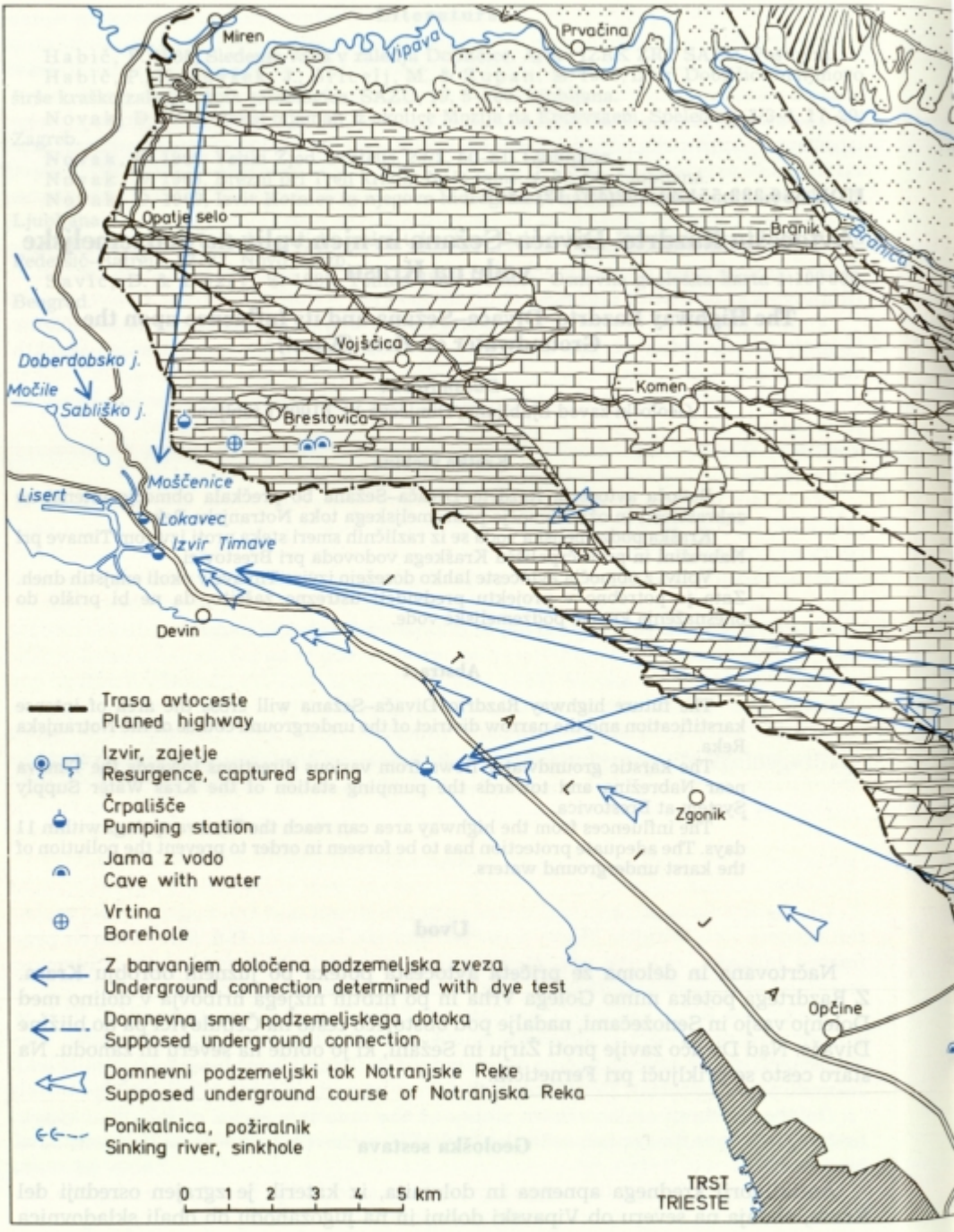
The influences from the highway area can reach the Timava springs within 11 days. The adequate protection has to be forseen in order to prevent the pollution of the karst underground waters.

Uvod

Načrtovana in deloma že pričeta avtocesta poteka po južnem obrobju Krasa. Z Razdrtega poteka mimo Golega Vrha in po hrbtih nižjega hribovja v dolino med Dolenjo vasjo in Senožečami, nadalje pod obstoječo cesto na Čebulovici pa do bližine Divače. Nad Divačo zavije proti Žirju in Sežani, ki jo obide na severu in zahodu. Na staro cesto se priključi pri Fernetičih.

Geološka sestava

Antiklinorij krednega apnenca in dolomita, iz katerih je zgrajen osrednji del Krasa, obdaja na severu ob Vipavski dolini in na jugozahodu ob obali skladovnica terciarnega foraminifernega in lapornatega ter ploščastega apnenca in fliša (Buser,



Sl. 1. Hidrogeološka karta Krasa
(po osnovni geološki karti 1:100000, list Postojna, 1967; list Gorica, 1968)

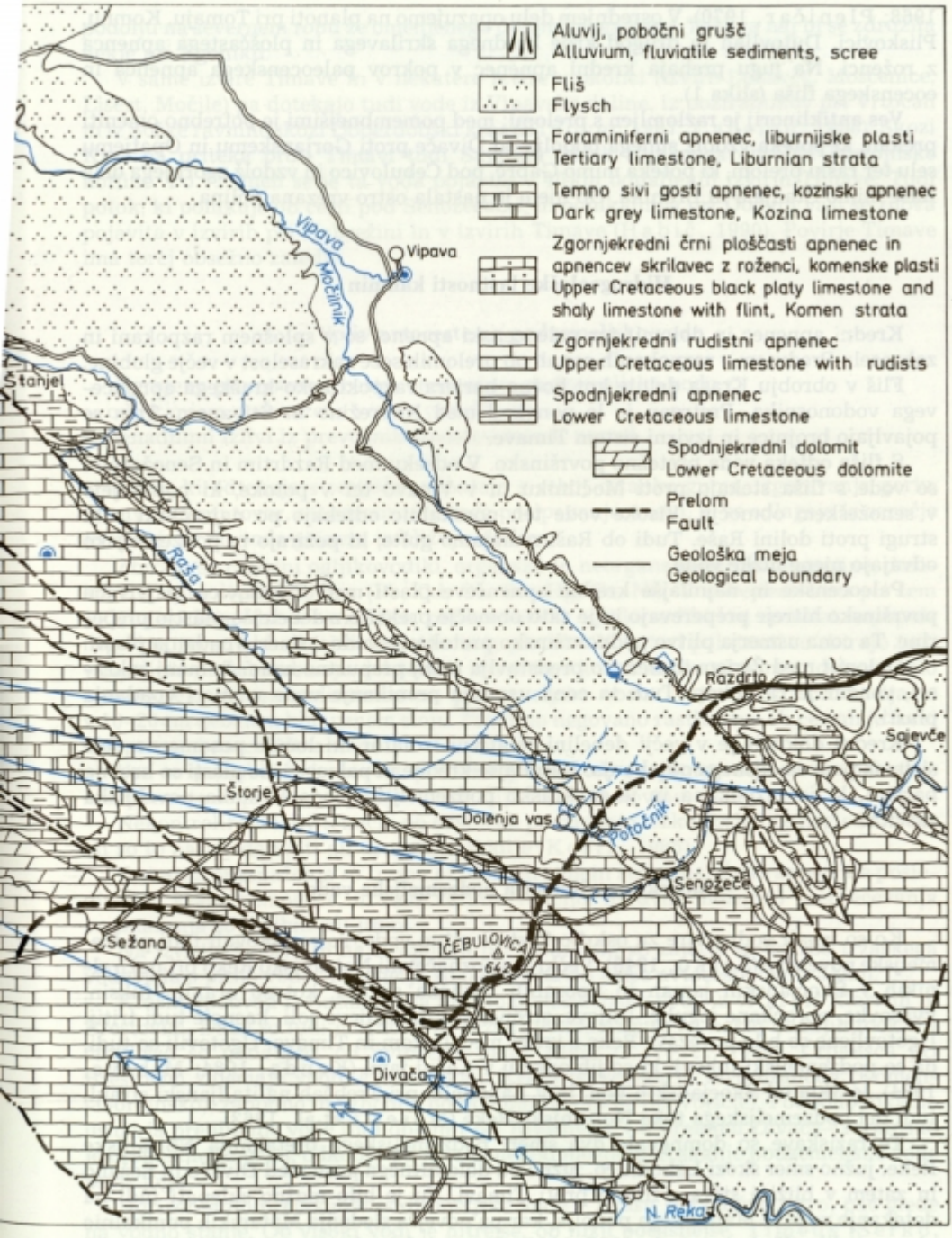


Fig. 1. Hydrogeological map of Kras
(after geological map 1:100 000, sheet Postojna, 1967; sheet Gorica, 1968)

1968; Pleničar, 1970). V osrednjem delu opazujemo na planoti pri Tomaju, Komnu, Pliskovici, Dutovljah in drugod krpe krednega skrilavega in ploščastega apnenca z roženci. Na jugu prehaja kredni apnenec v pokrov paleocenskega apnenca in eocenskega fliša (slika 1).

Ves antiklinorij je razlomljen s prelomi; med pomembnejšimi je potrebno omeniti prelom, ki poteka vzdolž suhega podolja od Divače proti Gorjanskemu in Opatjemu selu ter raški prelom, ki poteka mimo Gabrč, pod Čebulovico in vzdolž zgornjega dela Raše mimo Štanjela in Branika. Ob njem je nastala ostro vrezana dolina.

Hidrogeološke lastnosti kamnin

Kredni apnenec in dolomit ter paleocenski apnenci so v splošnem razpokani in zakraseli. Predvsem v razpokanih conah ob prelomih seže zakraselost v večje globine.

Fliš v obrobju Krasa deluje kot bočna bariera razpoklinsko-kraškega apnenčevega vodonosnika. Pretrgan je le ponekod med Nabrežino in Štivanom. Tam se pojavljajo brojnice in izvirni sistem Timave.

S fliša odteka voda pretežno površinsko. V odseku med Razdrtim in Senožečami se vode s fliša stekajo proti Močilniku in v Vipavo ter v potoke, ki ponikujejo v senožeškem območju. Visoke vode teh ponikalnic odtekajo po največkrat suhi strugi proti dolini Raše. Tudi ob Raši nahajamo golte, ki požirajo in podzemeljsko odvajajo njene nizke vode.

Paleocenske in najmlajše kredne apnenčeve plasti med Čebulovico in Divačo površinsko hitreje preperevajo in je zato območje prekrito z debelejšo plastjo preperine. Ta cona usmerja plitvo podpovršinsko pretakanje vode v smeri vpadanja plasti.

Dolomit med Žirjem in Sežano predstavlja manj prepustno cono. Je manj zakrasel, vendar je razpokan. Tudi ta cona usmerja prenikanje vode v smeri vpadanja plasti.

Kredni dolomit je v večji debelini relativni izolator, ki ločuje posamezne dele sistema podzemeljskega odtekanja. Najmlajše kredne in paleocenske plasti so krovna bariera, ki je razpokana in je za kraško podzemeljsko vodo le slaba površinska zaščita.

Raziskave odtekanja podzemeljske vode

Ko so iskali vodne vire za oskrbo Trsta s pitno vodo, so raziskovali tudi podzemeljske povezave (Šerko, 1946). Večkrat so označevali Notranjsko Reko pri požiralnikih v Škocjanskih jamah in uporabili različna sledila, kot so uranin, fuksin, kvasovke, obročkane jegulje, litijeve, stroncijeve in cezijeve soli, kasneje tudi tritij. Ugotovljene so bile povezave Reke z izviri med Trstom in Timavo. Ugotovili so tudi, da so podzemeljski tokovi, ki so jih odkrili v Kačni jami (Kenda, 1984; Mihevc, 1984), le 3 km od Škocjanskih jam, in v Labodnici pri Trebčah na italijanski strani, tudi del podzemeljskega toka Notranjske Reke (Mosetti et al., 1963).

Te raziskave so domnevale dve smeri podzemeljskega pretakanja Notranjske Reke: južno smer skozi Labodnico, južno od dolomitnega pasu med Divačo in Sežano in zatem v bližini stika s flišem proti Timavi. Tu je bilo možno sklepati tudi na dotekanje vode iz Matarskega podolja, kar pa novejša sledenja Matarskih ponikalnic niso potrdila (Krivic et al., 1987, 1989). Severni del toka pa naj bi sledil staremu

podolju na severnem robu že omenjenega dolomitnega pasu. Tokova naj bi se združila nekje pri Zgoniku.

V same izvire Timave in v nekatere izvire v okolici (izvire Lokavec, Moščenice, Lisert, Močile) pa dotekajo tudi vode iz Vipavske doline, iz požiralnikov pri Vrtočah in iz Soške ravnine skozi Doberdobski kras (Bidovec 1967; Cancian, 1988). Skozi Kras pa priteka proti Timavi tudi Sajevški potok z južnega obrobja Postojnske kotline. Po 71 dneh se je ta voda pojavila v 40 km oddaljenih izvirih Timave. Tudi potok, ki ponikuje ob cesti pod Senožečami, in ponikalnica pri Dolenji vasi se znova pojavita v izvirih pri Nabrežini in v izvirih Timave (Habič, 1990). Povirje Timave ima torej obsežno zaledje.

Vpliv avtoceste na podzemeljsko vodo

Zgrajena prometnica, cesta, onesnažuje podzemeljsko vodo z:
- odtekanjem onesnažene vode s cestišča in
- nenadnimi izlivi iz prevoznih sredstev zaradi nesreč.

Vode, ki odtekajo s cestišča, odnašajo s seboj ostanke gume, izgorevanja goriv, maziv, razsuti tovor, sol zaradi zimskega posipavanja, snovi, ki se odlagajo iz ozračja in snovi, ki jih voda prinese iz bližnje okolice.

Zbirajo se različni ogljikovodiki, organske in neorganske ogljikove spojine, dušikove spojine, težke kovine (Pb, Cd, Cu, Sn, Hg, Fe, Ni). V novejšem času pri tem sodelujejo še sredstva za zaščito, polikromatski ogljikovodiki kot rezultat nepopolnega izgorevanja, herbicidi za uničevanje plevela. Nekateri polutanti se zbirajo tudi v rastlinah, ki absorbirajo del težkih kovin in s koreninskim sistemom deloma celo zmanjšujejo pritisk polutantov na podzemeljsko vodo. Največja koncentracija je v 10–20 cm debelem humusnem sloju. Pravilno negovano rastlinstvo ob cestah je torej kar pomembna zaščitna mera.

Vse to poslabšuje kakovost podzemeljskih vod, za pitno vodo pa so nekatere komponente še posebno škodljive, npr. olja in težke kovine.

Nekontrolirani izliv tekočin ob nesrečah povzročajo težke posledice neglede na to, ali so to naftni derivati ali druge kemikalije (Košir, 1985).

Tovrstna onesnaženja so trajna oz. dolgotrajna in strupena. Odstranjevanje posledic je v krasu nemogoče, ni časa za intervencijo, naravne možnosti preprečevanja onesnaženja so majhne ali jih ni.

Na izvirih Timave in na Brojnicah pri Nabrežini so zajetja za oskrbo tržaškega vodovoda s pitno vodo. Ta zajetja so oddaljena od trase avtoceste okoli 34 km.

Kraški vodovod iz Sežane črpa kraško podzemeljsko vodo iz vrtin pri Klaričih in Brestovici. Dane so tudi možnosti za razširitev črpališč še na nekaj bližnjih točk. Ta črpališča so oddaljena od avtoceste okoli 30 km (Krivic, 1980). Črpališča pri Brestovici zajemajo vodo, ki se steka s Krasa od severa in severozahoda (Komen–Gorjansko), zahodno in vzhodno od dolomitne kupole pri Vojščici. Podobno lokalno usmerja prenikanje vode tudi dolomit pri Brestovici. Ob prelomu Divača–Gorjansko je prepustnejša cona, odkoder pa je le ponekod možno pretakanje podzemeljske vode proti jugu.

Horizontalno pretakanje podzemeljske vode v Krasu je različno hitro, pač glede na vodno stanje. Ob visoki vodi je hitrejše, ob nižji počasnejše. Timeus (Šerko, 1946) omenja pri raziskovanju Notranjske Reke hitrosti med 2,8 do 4,5 cm/s, Mo-

setti s sodelavci (1963) pa med 1,4 do 2,4 cm/s. Sajevški potok je tekel do izvirov Timave s hitrostjo 0,6 cm/s (Habič, 1990). Upoštevaje najpogostnejše hitrosti, lahko sklepamo, da bi se onesnaženje pojavilo v izviru Timave že v dobrih enajstih dneh!

Hitro je tudi vertikalno prenikanje. Na Postojnskem krasu so s poskusi dokazali, da bi se onesnaženje v vodnem rovu v globini 100 m pokazalo že v dveh urah. Vodni tokovi na divaškem krasu so v globini okoli 200 m (Kogovšek, 1984).

Glede na dostopne podatke lahko torej sklepamo, da območje avtoceste bolj ali manj vpliva na podzemeljsko vodo Krasa nekako do Gorjanskega in na celotno ožje območje podzemeljske Notranjske Reke.

Sklep

Območje Krasa je zaradi vdiranja škodljivih snovi v podzemlje stalno ogroženo, po prometnicah se odvija nenehen promet. Le z varnostnimi ukrepi ob cestah lahko onesnaženje v večji meri zmanjšamo.

Razpoklinsko-kraški sistem je zelo heterogen. Obstajajo celo bolj prepustne cone z visokim skladiščenjem podzemeljske vode ali drugih tekočin. Spremembe so torej tako v vertikalni kot v horizontalni smeri. Prepustne in zakrasele cone omogočajo intenzivno infiltracijo, voda in tekočine slede najlažjim potem, slede prelomom in razpokam. Investitorju smo zato tudi predlagali, naj ob morebitnem odkritju podzemeljskih jam jamarjem omogoči, da le-te podrobno preiščejo. Pomembne so predvsem jame, v katerih bi odkrili podzemne vodne tokove. Med Razdrtim in Senožečami, kjer poteka trasa po flišu, bo onesnaženje z avtoceste vplivalo najprej na površinske in nato na podzemeljske vode. Do km 2,8 se vode stekajo v Vipavo, do km 6,0 pa proti ponikalnim potokom v Senožeškem podolju. Tja do Čebulovice so možna onesnaženja dotokov v podzemeljsko Notranjsko Reko, dalje pa poteka trasa že kar preko neposrednega območja same podzemeljske Reke.

Take razmere zahtevajo, da je potrebno vso vodo s cestišča in bližnje okolice, kjer so možne nesreče, zbrati in odvesti na varno zunaj zaščitenega območja. Če to ni možno, je potrebno vodo čimbolj prečistiti. To pomeni zanesljivo zbiranje in odvajanje vode z velikih površin in bolj ali manj daleč.

Glede na mednarodne (Richtlinien, 1982) in domače izkušnje predlagamo naslednje ukrepe:

- izdelati je potrebno v celoti neprepustno kanalizacijo,
- možne so rešitve z betonsko zaščitno ograjo, ki omogoča zaprto odvodnjavanje in ne dovoljuje izlivanja zunaj cestišča. Preprečeno mora biti izlivanje zunaj zavarovane cone. Posebna pozornost mora biti posvečena zaščiti pred nesrečami, tekočine in vozila naj se zadržijo na površinah, kjer sta zagotovljeni kanalizacija in izolacija (Margeta et al., 1985),
- transport nevarnih snovi naj se odvija po uveljavljenih predpisih,
- bencinske črpalke v teh območjih naj ne bi bile predvidene, počivališča in parkirni prostori pa morajo biti opremljeni z ustrezno zaščito,
- vzdrževanje objektov mora biti redno.

Seveda pa vse to velja tudi za vse druge prometnice na tem območju, kjer še ni ustrezne zaščite, in za vse urbanizirane površine, kjer še ni zbiranja in čiščenja komunalnih odplak. Tudi s teh površin se onesnažuje podzemeljska voda na Krasu.

The Highway Razdrto–Divača–Sežana and its Influence upon the Groundwater on Kras (Karst)

Summary

Karst is constantly threatened by the harmful substances coming from the traffic surfaces into the underground. Only protective measures along the roads could considerably reduce the pollution.

The fractured karstic system is very heterogeneous. More permeable zones with lower storage and less permeable zones with higher storage of groundwater and other fluids are being discovered. The alterations thus appear in the vertical and horizontal direction. An intense infiltration is enabled by the permeable and karstified zones; water and other fluids are choosing the easiest ways, they are tracing the faults and fractures.

Between Razdrto and Senožeče where the highway line is running on flysch, the pollution from the highway will first affect the surface waters, and the groundwater afterwards. Up to km 2.8 the waters are flowing into the Vipava and to km 6.0 towards the sinking brooks in the Senožeče Valley.

Down to Čebulovica the pollution of the inflows into the undergroundwater course of the Notranjska Reka seems to be possible. Farther the highway line is almost crossing the direct underground river area.

Such conditions require that all the water from the highway area and its nearby surrounding where the accident may happen should be collected and lead away out of the protective zone. Should this not be possible the water has to be thoroughly purified i.e. a reliable accumulation and drainage of water from large road surfaces must be provided.

Considering the international experiences and those acquired in our country the following measures are proposed:

- The construction of the entirely impermeable sewage system;
- The solution, as for example the erection of the concrete protection enclosure enabling the closed drainage and preventing from pouring of dangerous liquids off the roadway, is also possible. One should also prevent the pouring off the protective zone. Special attention must be paid to the protection against the accidents, i.e. fluids and vehicles must be kept at the places where the sewage system and isolation are assured.
- The transport of harmful substances must be performed in accordance with the valid prescriptions.
- In this zone the petrol pumping stations are not forseen, whereas the resting places and parking lots must be furnished with the adequate protection.
- Maintenance of structures must be performed regularly. It is obvious that all above measures apply also for all other roads in this area.

Literatura

Bidovec, F. 1967, The Hydrosystem of Karstic Springs in the Timavo Basin. Hydrology of fractured rocks. Vol *1*, 263–274, AIHS, Louvain.

Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100000, list Gorica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Cancian, G. 1988, Kraška hidrogeologija pri Doberdobu. JK Kraški krti, Doberdob.

Galli, G. & Raino, F. 1990, Da uno studio geochimico isotopico sulle sorgenti del Carso Triestino. II Carso, *19*, 21–26, Gorizia.

Gospodarič, R. 1983, Hydrogeological Features of Some Karst Parts of Slovenia. Hydrogeology of Dinaric Karst, 185–197, Beograd.

Habič, P. 1990, Sledenje kraških voda v Sloveniji. Geogr. vestnik *61*, 3–19, Ljubljana.

Kenda, I. 1984, Višinska izmera Kačne jame. 9. jug. speleol. kongres, 411–416, Zagreb.

Kogovšek, J. 1984, Vertikalno prenikanje vode v matičnem krasu v primerjavi s prenikanjem v Planinski jami. 9. jug. speleol. kongres, 323–328, Zagreb.

Košir, M. 1985, Nevarne snovi vse bolj ogrožajo okolje in ljudi. Obramba in zaščita, *21*, 26–30, Ljubljana.

Krivic, P. 1980, Poročilo o hidrogeoloških raziskavah z osnutkom odloka o varstvenih pasovih vodnih virov pri Brestovici na Krasu. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Krivic, P., Bricelj, M., Trišič, N. & Zupan, M. 1987, Sledenje podzemnih vod v zaledju Rižane (Slovenija, NW Jugoslavija). Acta carsologica, *16*, 83–104.

Krivic, P., Bricelj, M. & Zupan, M. 1989, Podzemne vodne zveze na področju Čičarije in osrednje Istre. Acta carsol. *18*, Ljubljana.

Margeta, J., Dorić, V. & Šestanović, S. 1985, Izvedba odvodnje magistralne ceste u vodozaštitnom području izvorišta u Kršu. Naše Gradjevinarstvo, *39*, 2, 145–151, Zagreb.

Mihevc, A. 1984, Kačna jama. 9. jug. speleol. kongres, 417–422, Zagreb.

Mosetti, F., Ericsson, E., Bidovec, F., Hodošček, K. & Ostanek, L. 1963, Un nuovo contributo alla conoscenza dell' idrologia sotterranea del Timavo. Tecnica Italiana, *28/4*, Milano.

Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta 1:100000, Tolmač za list Postojna. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Richtlinien fur bautechnische Massnahmen an Strassen in Wassergewinnungsgebieten. Forschungsgesellschaft für Strassen und Verkehrswesen, 1982.

Šerko, A. 1946, Barvanje ponikalnic v Sloveniji. Geografski vestnik, *28*, Ljubljana.

Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G. (eds.): **Alpine Tectonics.** 1989, VI+450 str., 25 × 18 cm, vezano, Geological Society & Blackwell Scientific Publications, Oxford, ISBN 0–632–02508–5, 65,00 funtov.

V knjigi je zbranih 23 razširjenih referatov, ki so bili predstavljeni na simpoziju o tektoniki Alp leta 1987 v Londonu. V uvodnem prispevku avtorja Coward in Dietrich nakažeta probleme in kontraverznosti v tektonskih in geodinamičnih interpretacijah nastanka Alp. Drugi avtorji vsak iz svojega zornega kota odgovarjajo na odprta vprašanja, ki sta jih predstavila uvodničarja. Za nas so seveda najzanimivejši prispevki, ki se nanašajo na vlogo Periadriatskega lineamenta in nastanek Južnih Alp.

Schmid s sodelavci (The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps) postavlja Periadriatski lineament v vlogo globokega kompleksnega preloma z desnim horizontalnim ter reverznim zamikom. Desni horizontalni zamik ocenjuje na okoli 300 km. Aktivnost Periadriatskega lineamenta kot desnega horizontalnega preloma je vezana na dolgo obdobje od krede do oligocena. Ta zamik je bil vzrok za kolizijo Jadranske in Evrazijske plošče v Zahodnih Alpah. V obdobju kolizije med kontinentalnimi masami v tem delu Sredozemlja je ob lineamentu prišlo do iztiskanja in narivanja zgornje skorje Avstroalpidskega fragmenta, vsa druga avstroalpidska litosfera pa se je podrinila, tako da danes sestavlja litosfersko korenino v astenosferi. Kot reverzen prelom z vpadom proti severu je bil Periadriatski šiv aktiven predvsem v obdobju narivanja v Južnih Alpah, ki časovno ne sovpada z narivanjem Avstroalpidov proti severu. Zato je gledanje na Periadriatski lineament kot na klasično divergentno cono narivanja napačno. Proti vzhodu se lineament veže na Zagrebški (Balatonski) transformni prelom. V razpravi argumentirano zavrača Tollmanovo interpretacijo vloge Periadriatskega lineamenta, ki jo je v Sloveniji nekoliko spremenjeno prevzel Premru.

D. Roeder (South–Alpine thrusting and trans–Alpine convergence) obravnava narivanje na območju Južnih Alp v celotnem kontekstu konvergentnega stika Evrazijske in Jadranske plošče. H. P. Laubscher (The tectonics of the Southern Alps and Austro–Alpine nappes: a comparsion) išče razlago za navidezno divergentno narivanje ob Periadriatskem šivu. Podobno kot Schmid s sodelavci zavrača interpretacijo Periadriatskega šiva kot klasične izvorne narivne cone (root zone). Poudarja izvor obeh geotektonskih enot na južnem obrobju Tetide, predvsem pa narivanje Avstroalpidov proti severu in Južnih Alp proti jugu v različnih časovnih obdobjih. Poudarja tudi veliko razliko v dolžini narivnih ploskev, ki so na območju Avstroalpidov v povprečju desetkrat daljše kot na območju Južnih Alp. Celotna translacija po narivnih ploskvah, ki izhajajo iz lističnih »detachment« (decollement) prelomov, znaša v Avstroalpidih do več sto kilometrov, v Južnih Alpah in s tem tudi v Sloveniji pa le nekaj deset kilometrov.

St. Mueller (Deep–reaching geodynamic processes in the Alps) na podlagi globoke refleksijske seizmike ugotavlja recentno podrivanje litosfere v Alpah. Narivi, ki jih danes opazujemo v Alpah, sestavljajo le najvišji deli zemeljske skorje, vsa preostala litosfera se že nekaj deset milijonov let »uničuje« ob subdukciji. Sklepa, da je bilo ob procesu subdukcije v Alpah uničene poleg celotne oceanske tudi že okoli 250 kilometrov kontinentalne litosfere.

Eden izmed najboljših poznavalcev centralnega dela Sredozemlja, predvsem problematike v zvezi z Jadransko ploščo, J. E. T. Channell piše v tem zborniku o recentni subdukciji v Jonskem morju in problemu ekstenzije ter ekstremno stanjšane skorje v Tirenskem morju.

V tem kratkem pregledu velja omeniti vsaj še prispevek J. F. Deweya s sodelavci (Kinematics of the Western Mediterranean). V njem se avtor ponovno loteva teme, o kateri je pisal že pred dvema desetletjema. Njegov tekst je bil tedaj prelomen glede na način reševanja problema tektonike Sredozemlja. V pričujočem prispevku se loteva palinspastične rekonstrukcije zahodnega Sredozemlja do Panonskega bazena.

Knjigo končuje K. J. Hsu s prispevkom »Time and place in Alpine orogenesis: the Fermor Lecture«. Tektoniko Alp postavlja v širši kontekst uniformatizma v geologiji. Kritično ovrednoti nekatere pojme (»geosinklinala«, »orogenetska faza«) in išče zanje ustrezne zamenjave in spremembe. Končuje z besedami: »Ne vidim nikakršnega navzkrižja med geologijo Alp kot celote ali kateregakoli posameznega dela in teorijo o tektoniki plošč. Paradoks je navidezen in izključno delo človeka, ki je obseden s paradigmo globalnih sinhronih epizodnih orogenez, kakor so jih predstavili Elie de Beaumont, Dana, Stille in Bucher«. Čas je, da tudi v Sloveniji poiskušamo razvoj našega ozemlja predstaviti kot kontinuiran proces in ne kot epizodne dogodke. Ta knjiga je v tem pomenu lahko dobro vodilo. Knjigo zato priporočam vsem, ki se na kakršenkoli način srečujejo z regionalno geološko zgradbo Slovenije in jo povezujejo s procesi konvergentnega stika med geotektonskimi (mikro)ploščami v Sredozemlju.

Tomaž Verbič

Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock P. L. (eds.): **Continental Extensional Tectonics.** 1987, XII+637 str., 25 × 18 cm, vezano, Geological Society & Blackwell Scientific Publications, Oxford, ISBN 0-632-01605-1, 69,00 funtov.

Knjiga je izbor devetintridesetih najodmevnejših referatov s simpozija na temo kontinentalne ekstenzijske tektonike leta 1985 v Durhamu. Za naš alpidski, kompresivno oblikovani prostor je knjiga kar nekoliko eksotična, saj se nanaša na regionalne deformacije zemeljske skorje zaradi tenzijskih sil.

Od leta 1978, ko je izšlo temeljno delo na to temo izpod peresa D. McKenzieja, do izida pričujoče knjige, je minilo manj kot desetletje. V tem obdobju je to področje geologije doživelo težko zamišljeni razcvet. Predvsem gre ta razcvet pripisati zanimanju naftne industrije, saj so v ekstenzijskih sedimentacijskih bazenih običajno prisotne velike količine nafte in plina.

Prispevki, ki so pravzaprav razširjeni referati, so razdeljeni v pet poglavij. Prvo (Fault Geometry and Associated Processes) je namenjeno teoretičnim izhodiščem razvoja ekstenzijskih bazenov in geometriji normalnih prelomov, ob katerih ti bazeni nastajajo. J. A. Jackson (Active normal faulting and crustal extension) na podlagi seizmoloških podatkov ugotavlja geometrijske značilnosti raztezanja v litosferi. C. E.

Keen (Some important consequences of lithospheric extension) na kratko predstavi pregled možnih posledic raztezanja od sedimentacijskega bazena z nezmanjšano debelino skorje do nastanka oceanske skorje. Konča s sklepom, češ da opazovanja na terenu kažejo na to, da so raziskovalci še daleč od razumevanja vseh procesov v zvezi s kontinentalno ekstenzijo. Opozarja, da je raziskovanje sistema litosfera-astenosfera šele na začetku in da odgovor za različne ekstenzijske modele leži prav v razumevanju tega sistema. Tretji prispevek, ki ga velja omeniti iz uvodnega poglavja, po tematiki nekoliko odstopa od drugih. M. R. Leeder in R. L. Gawthorpe (Sedimentary models for extensionel tilt-block/half-graben basins) razlagata nekatere najpogostnejše sedimentacijske modele, ki nastanejo ob ekstenziji – ob normalnih, običajno lističnih prelomih.

Drugo poglavje se nanaša na ekstenzijo ozemlja Basin and Range v jugozahodnem delu ZDA. To je danes zagotovo najbolje poznano območje kontinentalne ekstenzijske tektonike. V tem poglavju je problematika obdelana iz različnih zornih kotov. Na podlagi globokih seizmičnih refleksijskih profilov je problematiko predstavil R. W. Allmendinger s sodelavci (Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, western United States). V tem članku je detajlno interpretiranih več kot 2000 km globokih seizmičnih profilov iz projekta Consortium for Continental Reflection Profiling (COCORP). Na podlagi rezultatov interpretacije avtorji zagovarjajo nastanek Basin and Range province ob normalnih lističnih prelomih, ki so se razvili nad subhorizontalnimi razmejitvenimi (decoupling) horizonti znotraj skorje, ti pa se združujejo v globlje horizonte na nivoju MOHO ali celo pod njo. G. P. Eaton (Topography and origin of the southern Rocky Mountains and Alvarado Ridge) se ukvarja z relacijami topografija – gravimetrija – MOHO – površinski toplotni pretok na območju južnega dela Skalnega gorovja. P. K. Eddington s sodelavcema (Kinematics of Basin and Range intraplate extension) skuša na podlagi seizmoloških podatkov kvantificirati premike ob normalnih prelomih na Basin and Range območju.

Tretje poglavje (Extension in the NW European Continental Shelf) je namenjeno ekstenziji v Severnem morju. M. J. Chedale s sodelavci (Extensional structures on the western UK continental shelf: a review of evidence from deep seismic profiling) interpretira geodinamični razvoj zahodnega dela Severnega morja na podlagi globokih seizmičnih profilov iz projekta BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate). Tako kot Allmendinger je pozoren predvsem na subhorizontalne razmejitvene cone, ki se nadaljujejo v zgornji skorji kot listrični prelomi. A. Beach s sodelavcama (Extensional tectonics and crustal structure: deep seismic reflection data from the northern North Sea Viking graben) na kratko na podlagi seizmičnih profilov predstavi razvoj verjetno najbolj raziskanega ekstenzijskega bazena v Severnem morju – Vikingškega jarka. F. Zervos (A compilation and regional interpretation of the northern North Sea gravity map) je na podlagi gravitacijskih anomalij prišel do podobnih sklepov kot Beach s sodelavci na podlagi refleksijske seizmike. Tenzijske sile v skorji in z njimi povezani normalni prelomi so rezultat anomalij v zgornjem plašču in astenosferi.

Četrto poglavje (Extension in the Middle East) se nanaša predvsem na ekstenzijo v Rdečem morju. V. Courtillot s sodelavcama (Kinematics of the Sinai triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting) raziskuje evolucijo stičišča treh geotektonskih plošč (Sinajske, Arabske in Afriške) od miocena naprej. V tem prispevku avtorji potrjujejo predvidevanje A. M. Quennella, ki je že leta 1958 nastanek zaliva Elat in Mrtvega morja vezal na močan horizontalen prelom (Dead

Sea Shear). Prav A. M. Quennellu, znanemu raziskovalcu tektonskih problemov predvsem na Bližnjem vzhodu in v vzhodni Afriki, je tudi posvečen ta zbornik. Umrl je namreč le nekaj dni pred simpozijem v Durhamu.

Zadnje poglavje (Extension in Thrust Belts) je namenjeno temi ekstenzije na območjih kompresijsko nagubanih gorstev. Na to temo sta le dva prispevka, saj je do spoznanja osnovnih načel inverzije kompresijske tektonike v ekstenzijsko prišlo šele nedavno. Ekstenzija na konvergentnih stikih geotektonskih plošč je danes še slabo poznana. V enem izmed dveh prispevkov L. H. Royden in B. C. Burchfiel (Thinskined N–S extension within the convergent Himalayan region: gravitational collapse of a Miocene topographic front), ki sta znana kot velika poznavalca razvoja Panonskega bazena, pišeta o ekstenziji zaradi gravitacije, ki je v pliocenu zajela nekatere predele zgornje skorje v osrednji Himalaji. Avtorja na koncu prispevka opozarjata, da bo v prihodnje potrebno več pozornosti nameniti normalnim prelomom tudi v drugih konvergentnih gorskih verigah. Ta problematika pa se že konkretno nanaša tudi na geološko zgradbo našega prostora, predvsem v neogenu. Zbornik bo najbolj zanimal strokovnjake o geotektoniki, regionalni geologiji, še posebno pa bo koristen za tiste, ki se ukvarjajo z različnimi raziskavami sedimentacijskih bazenov.

Tomaž Verbič

Margins: **A Research Initiative for Interdisciplinary Studies of Processes Attending Lithospheric Extension and Convergence.** (Proceedings of a Workshop sponsored by the National Rersearch Council, Beckman Center, Irvine, California, November 20–23, 1988). 1989, X+285 str., 21×28 cm, broširano, National Academy Press, Washington, D. C., ISBN 0-309-04188-0, 37,80 USA.

Publikacija je nastala v času delavnice, ki so jo organizirali Continental Margins Committee (CMC), Ocean Studies Board (OSB), Commission on Physical Sciences, Matematics and Resources in National Research Council (NRC). Namen delavnice, ki je imela vsebino koordinativnega sestanka, je bil določiti raziskovalne okvire in formulirati najbolj pereče probleme o geologiji kontinentalnih robov, ki naj bi pri reševanju imeli največjo težo in s tem tudi prednost pred drugimi. Delo delavnice je potekalo v šestih skupinah, od tega so se tri ukvarjale s pasivnimi, tri pa z aktivnimi kontinentalnimi robovi.

Vsebinsko je knjiga razdeljena na tri dele. Prvi del je uvoden, avtorji pa se v njem ukvarjajo z organizacijo in sistematizacijo raziskav kontinentalnih robov. Konkretno so v tem delu razdeljena in predstavljena področja, s katerimi so se ukvarjale posamezne skupine delavnice. Tako so se skupine v sekciji, ki je obravnavala pasivne robove, ukvarjale z mehaniko ekstenzije in z njo povezanim magmatizmom, sedimentacijskimi modeli in diagenezo na pasivnih robovih. Skupine v sekciji za aktivne kontinentalne robove so največ pozornosti namenile mehaniki in mehanizmu litosferskih plošč, geološkemu razvoju aktivnega kontinentalnega roba in problemu pretoka mase in energije ter kemičnim spremembam na aktivnih kontinentalnih robovih. Cilj skupin je bil v teku delavnice določiti predvsem vsebino najpomembnejšega problema, okvir raziskav o tem problemu in najučinkovitejšo strategijo raziskav.

V drugem delu so zbrana poročila raziskovalnih skupin, ki so oblikovana v skladu z vprašanji, postavljenimi v prvem delu. Prva skupina (Mechanics of rifting and

associated magmatism) se je ukvarjala predvsem s termalno in mehansko evolucijo ekstenzijskih področij. Največ pozornosti so namenili nastanku normalnih lističnih prelomov in s tem povezani stratifikaciji litosfere, mobilnosti in interakciji snovi in energije znotraj sistema skorja-plašč, vertikalnemu transportu magme in medsebojni povezanosti ekstenzije, izostazije, topografije, erozije in sedimentacije na pasivnih kontinentalnih robovih. Predstavljene so bile nekatere raziskovalne metode in konkretni novi projekti v okviru teh metod, ki naj bi v prihodnje dale največ uporabnih podatkov. Med njimi je osrednje mesto zavzemala v današnjem trenutku najperspektivnejša metoda, globoko seizmično refleksijsko profiliranje, ki pod različno patronažo poteka na različnih kontinentalnih robovih.

Druga skupina (Rift and passive margin basins – the sedimentary record) se je ukvarjala predvsem s sedimentacijskimi modeli na pasivnih kontinentalnih robovih. Kot osnovni problem so formulirali razumevanje povezave med dejansko stratigrafijo, procesi, ki pogojujejo stratifikacijo in geološkimi razmerami, ki so spremljale sedimentacijo. Med najperspektivnejšimi metodami so omenili seizmično stratigrafijo.

Tretja skupina v sekciji za pasivne kontinentalne robove (Divergent continental margins – post-rifting internal processes) se je ukvarjala z razumevanjem pretoka fluidov na pasivnih robovih in s tem povezano diagenezo sedimentov.

V sekciji za problematiko aktivnih kontinentalnih robov se je prva skupina (Dynamics of short-term deformation at active margins) ukvarjala predvsem s seizmičnimi deformacijami na aktivnih robovih. S tem v zvezi je kot eden izmed pionirskih tekstov s tega področja omenjen tekst McKenzija iz leta 1972, ki se nanaša tudi na naš prostor. Druga skupina (Geologic evolution of active continental margins) je poskušala čimbolj koncizno formulirati nastanek, premikanje in priraščanje kontinentalne skorje. Zadnja skupina (Mass and chemical transfer) pa je največ časa posvetila pretoku mase znotraj sistema litosfera-astenosfera, kot vprašanju, v katerem leži odgovor oziroma velik del razumevanja življenja konvergentnih kontinentalnih robov.

V tretjem delu publikacije so predstavljeni pogledi posameznih udeležencev na obravnavano problematiko. Če za tekste v drugem delu publikacije velja konsenz vseh sodelujočih v posamezni skupini, pa je ta del izrazito individualen. Tu prihaja do soočenja različnih načinov obravnavanja problemov in različnih metod pri reševanju le-teh. Razumljivo je, da obstajajo med raziskovalci razlike v interpretaciji nakazane problematike, posebno če gre za strokovnjake in strokovne ekipe, ki so na svojem področju v samem svetovnem znanstvenem vrhu, in to sodelujoči na tej delavnici nedvomno so. B. H. Hager (Driving forces: slab subduction and mantle convection) raziskuje razmerje med geoidom kot geometrijskim telesom in konvekcijo v plašču. D. Karig (Initiation of Subduction) išče vzroke za različne modele podrivanja. Zanimajo ga predvsem vzroki za različne vpade Benioffove cone. B. Taylor (Intraoceanic convergent margins) se ukvarja z do sedaj vse preveč zapostavljeno temo intraoceanskih konvergentnih robov. R. von Huene (Collision of seamounts, ridges and continental fragments: their effects on convergent margins) se ukvarja z razmišljanjem o vlogi oceanskih platojev pri konvergentnih stikih. Dva izmed pionirjev sodobnega raziskovanja divergentnih robov litosferskih plošč, J. C. Mutter in B. Wernicke, v tej publikaciji predstavljata pregled razvoja razumevanja geoloških procesov na divergentnih robovih. Opozarjata, da bi bilo razumevanje evolucije divergentnih robov brez podatkov iz globokega seizmičnega profiliranja na bistveno nižjem nivoju. J. S. Watkins (Sequence stratigraphy: the record of tecto-

nism and the global ocean environment) poudarja nujnost razumevanja globalnih evstatičnih nihanj pri razlaganju sedimentacije na kontinentalnih robovih. Poudarja nujnost stalnega dopolnjevanja danes že klasične evstatične krivulje, ki jo je leta 1987 predstavil Haq s sodelavci.

Čeprav se knjiga neposredno ne nanaša na naš prostor, se iz nje lahko naučimo marsikaj uporabnega tudi mi pri svojem konkretnem delu. Predvsem lahko iz takih publikacij dobimo osnovno predstavo o evoluciji in transformaciji našega prostora – od divergentnega in pasivnega roba v mlajšem paleozoiku in mezozoiku do (nekoliko distalnega dela) aktivnega kontinentalnega roba v terciarju. Knjiga je napisana razumljivo in, kar je najvažnejše, problematika robov litosferskih plošč je obravnavana interdisciplinarno. Zato je publikacija zanimiva za učitelje nekaterih geoloških predmetov, dobrodošlo berivo pa je za vsakogar, ki se bolj zanima za tekoče novosti pri raziskavah recentnih litosferskih robov.

Tomaž Verbič

B. D. W. Yardley, W. S. MacKenzie & C. Guilford: **Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen,** 1992, prevod v nemščino po prvi izdaji angleškega izvirnika, 120 strani, 240 barvnih fotografij, trdo vezano, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, ISBN 3-432-25011-8.

Raziskava kamenin na podlagi njihovih zbruskov s petrografskim mikroskopom je osnovna raziskava za vse vrste kamenin. V seriji atlasov raznih vrst kamenin s slikami njihovih zbruskov je ta knjiga namenjena spoznavanju metamorfnih kamenin in njihovih mineralov s petrografskim mikroskopom. Iz izbranih posnetkov zbruskov lahko razberemo, kaj se je z najbolj značilnimi in razširjenimi kameninami dogajalo med metamorfozo. Iz razmer, ki jo kažejo v različnih metamorfnih stopnjah rekristalizirane kamenine, pa lahko sklepamo tudi na metamorfno zgodovino širšega območja.

Različne stopnje metamorfoze se značilno odražajo s spremembo mineralne združbe in strukture kamenine. Mineralne združbe kažejo fizikalno-kemične razmere med rekristalizacijo. Pri tem sta s fizikalnimi razmerami mišljena predvsem temperatura in tlak. V strukturah pa se odraža rekristalizacija in deformacija, vezana na proces metamorfoze. S tega stališča obsega knjiga dva dela:

– V prvem delu so v posameznih poglavjih prikazane značilne mineralne združbe številnih kamenin glede na njihov različni izhodni kemizem in glede na različno doseženo stopnjo metamorfoze.

– V drugem, krajšem delu knjige so prikazane značilne strukture metamorfnih kamenin, zlasti kinematika in razvoj metamorfnega dogodka. Metamorfne mineralne reakcije sicer lahko potekajo statično, večinoma pa so vezane na deformacije. Razen tega metamorfne mineralne reakcije ne potekajo samo med deformacijo, temveč lahko tudi pred njo ali po njej. Potrebno je torej poznati časovno zaporedje rasti kristalov in deformacije. Pojasnila k slikam prvega in drugega dela knjige se dopolnjujejo, kar je v tekstu označeno z referenčnimi številkami.

Kratek, a izčrpen uvod in uvodna pojasnila k posameznim obravnavanim skupinam kamenin (npr. k pelitom) in k posameznim slikam so podana opisno, torej petrografsko. Vendar temelji atlas na teoretičnem učbeniku prvega citiranega avtorja (Yardley: An introduction to metamorphic petrology, 1989, Longman). Po njem so razčlenjene glavne vrste metamorfoz glede na geološko okolje nastajanja. Tudi

poimenovanje kamenin je povzeto po tem učbeniku. Le-to zavisi od narave izhodne kamenine, od prisotnih značilnih metamorfnih mineralov in od strukture kamenine. Posebna imena, ki so tudi opisna, so v metamorfni petrologiji redka, npr. zeleni skrilavci, amfiboliti idr. Zato je poimenovanje metamorfnih kamenin glede na magmatske kamenine relativno preprosto, zelo zapletena pa je mineralogija kamenin. Glede na stopnjo metamorfoze so kamenine razčlenjene po načelu Eskolovega metamorfnega faciesa, ki kaže na fizikalne razmere metamorfne rekristalizacije. Peliti, ki so najbolj razširjeni sedimenti, dajejo z rastočo stopnjo metamorfoze zelo značilne mineralne združbe in strukture (velikost zrn); v atlasu so združeni v facialne skupine oz. serije.

Med opisanimi in prikazanimi strukturami naj omenim velikost zrn in njihovo obliko (npr. porfiroblasti), foliacijo, drobne gube, razmerje med metamorfno kristalizacijo in deformacijo, plastično deformacijo in milonitizacijo, obe izraženi v različnih kameninah, reakcijske robove, relikte, psevdomorfoze in polimorfne spremembe, tako progresivne kot retrogradne.

Knjiga je namenjena študentom in učiteljem geologije-mineralogije, predvsem onim, ki se bavijo s petrologijo metamorfnih kamenin. Knjiga ne more nadomestiti praktičnega dela, vendar je izvrstna pomoč, ker omogoča primerjavo lastnega materiala z onim, ki je prikazan v atlasu. Vsekakor je za mikroskopiranje kakor tudi za razumevanje slik v atlasu potrebno znanje optičnega določanja kameninotvornih mineralov.

Ana Hinterlechner-Ravnik

Hubert Miller: **Abriß der Plattentektonik.** 1992, 149 str., 97 slik med tekstom, 15,5 × 23 cm, broširano. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, ISBN 3–432–99731–0

Koncept premikajočih se togih litosferskih plošč (drift) z izrazito tektonsko aktivnostjo na njihovih robovih je postal eden osnovnih parametrov našega planeta. Isto temo podaja v izčrpni in pregledni obliki tudi ta knjiga. Preden bi preleteli njeno vsebino, je treba omeniti nekaj pomembnih dosežkov in spoznanj, ki so dovedli do nastanka teorije o tektoniki plošč, kakršno poznamo danes.

Da Zemljina površina ne more biti nespremenljiva, je spoznal že Bacon (1620), ko je ugotavljal nenavadno podobnost atlantskih obal Afrike in zahodne Evrope z obalami obeh Amerik. Vendar je prve utemeljene dokaze o stalnem preoblikovanju Zemljine površine predložil znanstvenemu svetu šele Wegener (1924). Predvidel je teorijo gibanja kontinentov, ki plavajo na sicer pasivnem, toda težkem oceanskem materialu. V podporo svoji teoriji je Wegener navajal že omenjeno podobnost obal kontinentov, ki obkrožajo Atlantski ocean, istočasni pojav sedimentov ledenih in medledenih dob v permokarbonu na kontinentih južne poloble ter floristične in favnistične podobnosti na raznih kontinentih med karbonom in juro. Za najboljši dokaz svoje teorije pa je predvideval geodetske meritve položaja dveh kontinentov. Te so uresničljive šele danes s pomočjo satelitske geodezije (SLR = Satellite Laser Ranging) in interferometrije z zelo dolgo bazo (VLBI = Very Long Baseline Interferometry). Še za danes sporen mehanizem gibanja litosferskih plošč pa je Wegener predvideval silo, ki potiska plavajoče Zemljine mase proti obema poloma (Polfluchtkraft).

Wegenerjev sodobnik Barrell je vpeljal pojma litosfere in astenosfere. S tem je že tudi nakazal bistveno razliko med Wegenerjevimi kontinentalnimi »splavi« in neod-

visno od kontinentov in oceanov definiranimi trdimi litosferskimi ploščami. Večji del elementov teorije tektonike plošč je v letih 1960–70 objavila vrsta znanstvenikov. Omenjam le nekatere: Hess in Dietz (razpiranje oceanskega dna = sea-floor-spreading), Vine in Matthews (hipoteza magnetnih anomalij na oceanih), McKenzie in Parker (vpeljala sta pojem plošč), Le Pichon in Morgan (ugotovila sta te plošče) ter Wilson (vrste robov litosferskih plošč).

Vsebina knjige je razdeljena na 11 poglavij. Najbolj izčrpno so obdelane litosferske plošče, strukture na njihovih robovih ter nanje vezan magmatizem. Krajša poglavja so posvečena mikroploščam in nastanku magme skupaj s pojavi »hot spot«-ov in »mantle plume«-ov. Zadnja dva sta bolj znak dinamičnih procesov v notranjosti Zemlje kot pa tektonike plošč. Avtor razloži tudi povezavo procesov orogeneze in geosinklinal s konceptom teorije tektonike plošč. Pregled končuje s pomenom tektonike plošč pri nastajanju rudišč in rudnin ter s kinematiko plošč.

Dokaz relativnega gibanja kontinentov in njihovega gibanja nasproti vrtilni osi Zemlje omogočajo paleomagnetne meritve. Te dopuščajo tudi določitve starosti oceanskega dna. Paleomagnetna časovna skala je znana od kvartarja do srednje jure. Časovno korelacijo so izvedli s paleontološko in izotopsko datacijo.

Začetke lomljenja litosfere predstavljajo razpoke, ki jih označujemo kot jarke ali rifte. Vendar pa ni vedno nujno, da se bodo tam kasneje razvili oceani. Taki zakrneli sistemi so npr. renski jarek ali naftonosne grabenske strukture v Severnem morju. Malo dlje sta v svojem razvoju prišla rdečemorski in vzhodnoafriški sistem. Avtor obdela posebnosti destruktivnih robov plošč, konča pa ta del s transformnimi prelomi in trojnimi stiki plošč. Opisal je tudi vse velike in nekaj manjših litosferskih plošč, pa tudi konfiguracije plošč v paleozoiku in konec predkambrija.

Kakor je razporeditev kontinentov in oceanov sprožila veliko zanimanje raziskovalcev, tako je v nič manjši meri koncept gorotvornosti (orogeneza) poglobil razumevanje oblikovanja Zemljine površine. S stališča tektonike plošč so orogenski dogodki posledica različnih vrst trkov (kolizije) dveh ali več litosferskih plošč. Visoka gorovja med zahodnim Sredozemljem in vzhodno Azijo so posledica trka kontinent-ocean-kontinent, ki je posebno kompliciran na območju Alp, torej tudi na našem ozemlju.

Avtor opozarja na pogosto zmotno mnenje, da so gorovja nastala z gubanjem. Dejansko so se procesi gubanja, narivanja ali nastanek pokrovov dogajali še globoko pod morsko gladino, torej mnogo prej, preden je orogensko območje postalo gorovje zaradi izostatičnega dviganja ob istočasnem delovanju erozije. Izjema so Visoki Andi in Himalaja, kjer velika odebelitev skorje in še vedno trajajoča subdukcija povzročata hitro dviganje.

Robovi kontinentov so često zgrajeni iz večjih ali manjših delov, ki so strukturno, paleomagnetsko, paleobiogeografsko in večkrat tudi paleoklimatsko razlikujejo od preostalega kontinenta, od vseh strani pa so obdani s prelomi. Označujemo jih kot terane (terranes), eksotična ali alohtona območja. Pacifične obale Severne Amerike sestavlja preko 200 teranov, Aljaska je celo 95 % zgrajena iz takih alohtonih kosov ozemlja. Znani primeri alohtonih blokov so tudi Iran, Indija in Tibet.

Posebni primeri, kjer pride do dviganja magme iz Zemljine notranjosti, so znani kot hot spot in mantle plume. V oceanih so klasični primeri za hot spot Hawaii, v naši bližini tudi Kapverdski, Azorski in Kanarski otoki, na kontinentih pa sta taki območji Hoggarja v Sahari in Yellowstone v severni Ameriki. Skupaj je znanih na Zemlji okoli 40 takih struktur. Povezavo med tektoniko plošč in raznimi vrstami geosinklinal podaja avtor v naslednjem poglavju, kjer omenja še obe vrsti sedimentov končne faze orogeneze, fliš in molaso.

Avtor knjige je sam raziskovalec in se ne boji opozoriti bralca tudi na nekatere probleme in šibke točke v teoriji tektonike plošč. To so hot spoti, mantle plumi, eksotični terani in predvsem poreklo pogonskega mehanizma za gibanje litosferskih plošč. Še danes je slišati odpor proti teoriji tektonike plošč, saj so nekdanje »globalne« teorije pojasnile marsikatere probleme. Razna horizontalna gibanja (narivi, krovna zgradba) se dajo s tektoniko plošč razložiti brez težav. Nekdanje teorije (npr. kontrakcija, ekspanzija, oscilacije, undulacije) so te procese minimizirale ali so jih preprosto štele za odvečne. Danes je uveljavljeno mnenje, da so pogonski mehanizem gibanja plošč konvekcijske celice. Vprašanje je, kako globoko segajo te celice, kajti obstajajo neke omejitve. Nerešena je tudi uganka o položaju oceanskega grebena okoli Afrike ob istočasnem obstoju vzhodnoafriškega jarka. Še izrazitejša je ista situacija na Antarktiki. Za take primere ponujajo rešitve zopet stare »dosluženе« teorije (ekspanzija, dvigajoče se strujanje magme pod kontinenti po Ampfererju = Unterströmungstheorie). Treba je poudariti, da je stik litosfere z astenosfero zaradi zmanjšanega trenja med njima nekoliko oslabljen. Zato so razpoke, cone jarkov in subdukcijskih con na površini litosfere odvisne od trenjskega sklopa litosfera-astenosfera.

Vsekakor je še vrsta nerešenih vprašanj in hipotez, toda doslej nobena druga »globalna« teorija ni tako oplemenitila geoloških znanosti kot prav teorija tektonike plošč. Kljub raznovrstnim temam tektonike plošč je avtor na malo straneh zbral zelo veliko informacij in jih na razumljiv način tudi razložil. Vendar bi le omenil dvoje spodrsljajev, ki sem jih opazil pri branju knjige.

Na 12. in 13. strani piše, da Zemljina magnetna os ne sovpada točno z njeno vrtilno osjo, ampak leži njej paralelno v razdalji 15 stopinj od osi vrtenja. Splošno pa je znano, da na Zemljini površini izmerjeno magnetno polje ustreza nekemu fiktivnemu magnetnemu dipolu, ki je premaknjen za okoli 300 km od središča Zemlje, nasproti vrtilni osi je nagnjen za približno 11,5° in prebode površino Zemlje v razdalji povprečno 18 širinskih stopinj od geografskih polov.

Druga netočnost je uporaba pojma metamorfoze tonjenja (Versenkungsmetamorphose = burial metamorphism) na 37. strani, ki je dejansko metamorfoza šibko metamorfnih bazenov. Avtor pa je ta pojem vezal z globoko pogreznjenimi conami subdukcije, kjer coesit res lahko kristalizira.

Knjiga je zelo dober uvod v kinematiko litosferskih plošč in tektonskih procesov, ki se dogajajo na njihovih stikih. Millerjevo delo je priporočljivo za strokovnjake, študente vseh znanosti o Zemlji, pa tudi za laike, ki se zanimajo za geologijo.

Danilo Ravnik

John A. Catt: **Angewandte Quartärgeologie.** Izdaja v nemškem jeziku 1992 (prevod angleškega izvirnika iz 1988, prevajalec Jürgen Ehlers), 358 strani, 129 slik, 14 barvnih fotografij, 31 tabel, broširana, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, ISBN-432-99791-4, 72 DEM.

Originalni naslov knjige: Quarternary Geology for Scientists and Engineers kaže, da knjiga ni namenjena le znanstvenim raziskovalcem kvartarja, ampak tudi inženirskim geologom in hidrologom, ki pri svojem delu pogosto naletijo na kvartarne sedimente in pojave, povezane s poledenitvami v preteklosti. Tem sta namenjeni zadnji dve poglavji (šesto in sedmo), v katerih avtor obravnava metode in načine

izdelave različnih kart kvartarja (litološke, geomorfološke, paleogeografske, paleoekološke in razne namenske karte). Podrobno obravnava metode terenskih in laboratorijskih raziskav, pri čemer posebno nadrobno našteva razne geofizikalne metode in prikazuje način izdelave geomorfološke karte kvartarja z obširno legendo.

V zadnjem poglavju obravnava gospodarski pomen raziskav kvartarnih sedimentov in drugih pojavov, povezanih z nihanji klime v kvartarju. Omenja mineralne surovine, prod, pesek in kovinske minerale v naplavinah. Poleg tega podaja splošen pregled geotehničnih in hidrogeoloških lastnosti kvartarnih sedimentov ter njihovo vlogo pri izvajanju različnih večjih gradbenih posegov.

Na koncu se dotakne še klimatskih sprememb v prihodnosti in njih vpliva na svetovno gospodarstvo. Zaradi povečane vsebnosti CO_2 v ozračju in s tem povezanega učinka tople grede je do leta 2100 pričakovati zvišanje povprečne letne temperature za okrog 4° C. Vsebnost CO_2 v ozračju se je namreč od 260 ppm v začetku holocena povečala na današnjih 340–350 ppm.

V prvih petih poglavjih obravnava avtor klimatska nihanja v kvartarju, s tem povezane procese, ki so se dogajali, in njihov vpliv na nastanek različnih sedimentov, povezanih s poledenitvami in vmesnimi toplimi obdobji. Podrobno opisuje tudi načela in metode stratigrafske razčlenitve kvartarja, posebej geokronološko metodo (določanje absolutne starosti sedimentov).

Zanesljive dokaze za številna velika klimatska nihanja v kvartarju so našli v novejšem času s podrobnimi analizami vsebnosti izotopa ^{18}O v lupinah foraminifer iz izvlečenih jeder globokomorskega mulja v oceanih, nadalje s pelodnimi analizami v debelih jezerskih sedimentih v Grčiji in s podrobnim razčlenjevanjem plasti fosilne prsti v debelih publičnih sedimentih severne Azije. Na osnovi podatkov paleomagnetnih raziskav postavlja avtor začetek pleistocena na 1,61 milijona let, pri čemer pa poudarja, da so se ohladitve in prvi ledeniki pojavili že znatno prej.

Pri presoji vzrokov za poledenitev v pleistocenu se avtor nagiba k astronomski teoriji, ki jo je prvi uporabil Milanković. Pri tem poudarja, da ohladitve niso povzročile samo spremembe v zemeljski orbiti, ampak tudi prehod osončja v predele naše galaksije, ki so zapolnjeni z vesoljskim prahom. To se ponavlja vsakih 250 milijonov let (poledenitve v permokarbonu in prekambriju).

V 2. in 3. poglavju avtor obširno opisuje glacialne, fluvioglacialne in lakustrinske sedimente ter pojave ledeniške, fluviatilne in kraške erozije. Poleg tega podrobno prikazuje procese, ki so vplivali na preperevanje kamenin in na nastanek različnih vrst prsti.

V 4. in 5. poglavju so prikazane metode za natančnejšo stratigrafsko razčlenitev kvartarja. Avtor omenja geokronološko, litostratigrafsko, biostratigrafsko, paleomagnetno in morfostratigrafsko metodo. Posebno podrobno opisuje geokronološko metodo, ki se naslanja na analize različnih izotopov (^{14}C, U izotopi, K/Ar), nadalje termoluminiscenco, varve in paleomagnetizem.

Knjigi je dodan obširen seznam literature, ki bo uporaben za vse raziskovalce kvartarja.

Ljubo Žlebnik

izdelave različnih kart kvartarja (biološke, geomorfološke, paleogeografske, paleoekološke in razne namenske karte). Podrobno obravnava metode terenskih in laboratorijskih raziskav, pri čemer posebno nadrobno našteva razne geofizikalne metode in prikazuje način izdelave geomorfološke karte kvartarja z obširno legendo.

V zadnjem poglavju obravnava gospodarski pomen raziskav kvartarnih sedimentov in drugih pojavov, povezanih z nihanji klime v kvartarju. Omenja mineralne surovine, prod, pesek in kovinske minerale v naplavinah. Poleg tega podaja splošen pregled geotehničnih in hidrogeoloških lastnosti kvartarnih sedimentov ter njihovo vlogo pri izvajanju različnih večjih gradbenih posegov.

Na koncu se dotakne še klimatskih sprememb v prihodnosti in njih vpliva na svetovno gospodarstvo. Zaradi povečane vsebnosti CO_2 v ozračju in s tem povezanega učinka tople grede je do leta 2100 pričakovati zvišanje povprečne letne temperature za okrog 4°C. Vsebnost CO_2 v ozračju se je namreč od 260 ppm v začetku holocena povečala na današnjih 340–350 ppm.

V prvih petih poglavjih obravnava avtor klimatska nihanja v kvartarju, s tem povezane procese, ki so se dogajali, in njihov vpliv na nastanek različnih sedimentov, povezanih z poledenitvami in vmesnimi toplimi obdobji. Podrobno opisuje tudi načela in metode stratigrafske razčlenitve kvartarja, posebej geokronološko metodo (določanje absolutne starosti sedimentov).

Zanesljive dokaze za številna velika klimatska nihanja v kvartarju so našli v novejšem času s podrobnimi analizami vsebnosti izotopa ^{18}O v lupinah foraminifer iz izvlečenih jeder globokomorskega mulja v oceanih, nadalje s podrobnimi analizami v debelih jezerskih sedimentih v Grčiji in s podrobnim razčlenjevanjem plasti fosilne prsti v debelih puhličnih sedimentih severne Azije. Na osnovi podatkov paleomagnetnih raziskav postavlja avtor začetek pleistocena na 1,81 milijonů let, pri čemer poudarja, da so se ohladitve in prvi ledeniki pojavili že znatno prej.

Pri presoji vzrokov za poledenitev v pleistocenu se avtor nagiba k astronomski teoriji, ki jo je prvi uporabil Milanković. Pri tem poudarja, da ohladitve niso povzročile samo spremembe v zemeljski orbiti, ampak tudi prehod ozonija v predele nižje gostote, ki so napolnjeni z vesoljskim prahom. To se ponavlja vsakih 250 milijonov let (ohladitve v permokarbonu in prekambriju).

V 3. in 3. poglavju avtor obširno opisuje glacialne, fluvioglacialne in lakustrinske sedimente ter pojave ledeniške, fluvialitine in kraške erozije. Poleg tega podrobno prikazuje procese, ki so vplivali na prepereavanje kamenin in na nastanek različnih vrst prsti.

V 4. in 5. poglavju so prikazane metode za natančnejšo stratigrafsko razčlenitev kvartarja. Avtor omenja geokronološko, litostratigrafsko, biostratigrafsko, paleomagnetno in morfostratigrafsko metodo. Posebno podrobno opisuje geokronološko metodo, ki sa nanašajo na analize različnih izotopov (^{14}C, U izotopi, K/Ar), nadalje termoluminiscenco, varve in paleomagnetizem.

Knjigi je dodan obširen seznam literature, ki bo dragocen za vse raziskovalce kvartarja.

Ljubo Ilešič