

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

30

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1987

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

30. KNJIGA



GEOLOGIJA	LETNIK 1987	30. KNJIGA	Str. 1 do 434	LJUBLJANA 1988
-----------	-------------	------------	---------------	-------------------

115706

GEOLOGIJA

Od leta 1978 dalje (21. knjiga) izhaja GEOLOGIJA dvakrat na leto, v juniju (1. del) in decembru (2. del), da bi imeli avtorji možnost hitreje objaviti svoja dela. Slovenska besedila je lektoriral prof. *Milan Pritekelj*, za zapise v drugih jezikih odgovarjajo avtorji sami. Povzetke in druga besedila v angleškem jeziku je opravil prof. dr. *Simon Pirc*

Izdajatelj: Geološki zavod in Slovensko geološko društvo Ljubljana

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

Uredniški odbor: *S. Buser, M. Drovenik, M. Iskra, D. Kuščer, A. Nosan, M. Pleničar*
in *L. Žlebnik*

Naklada 1000 izvodov

Letna naročnina: 5000 din

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 2, leta 1988

Financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

From 1978 (Volume 21), GEOLOGIJA appears biannually, in June (Part 1) and December (Part 2), to advance our publishing activity by a more rapid printing of the submitted papers. The text in Slovene were corrected by Professor *Milan Pritekelj*. Responsible for text in other languages are the authors themselves. Abstracts and other texts in English were translated by *Simon Pirc*

Published in Ljubljana by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

Editorial Board: *S. Buser, M. Drovenik, M. Iskra, D. Kuščer, A. Nosan, M. Pleničar*
and *L. Žlebnik*

Subscription price: \$17 per year

Printed by Tiskarna Ljudske pravice Ljubljana, Kopitarjeva 2 in 1988

13-01-1989



098900159

100211

VSEBINA – CONTENTS

Paleontologija – Paleontology

<i>Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T.</i>	
Krinoidi iz titonijsko-valanginijskih plasti vzhodno od Vrsnika (Julijske Alpe)	5
Crinoids from Tithonian-Valanginian beds east of Vrsnik (Julian Alps)	13
<i>Riedel, P. & Senowbari-Daryan, B.</i>	
<i>Amblysiphonella gradinarui</i> n. sp. (Porifera) aus der Obertrias (Lac 1-2) des Vașcău-Plateaus (Rumänien)	23
<i>Amblysiphonella gradinarui</i> n. sp. (Porifera) of Upper Triassic (Lacian 1-2) of the Vașcău-Plateau (Romania)	23

Stratigrafija – Stratigraphy

<i>Brezigar, A., Ogorelec, B., Rijavec, L. & Mioč, P.</i>	
Geološka zgradba predpliocenske podlage Velenjske udorine in okolice	31
Geologic setting of the Pre-Pliocene basis of the Velenje depression and its surroundings	58
<i>Ramovš, A.</i>	
Razvoj karnijske stopnje v vzhodnem delu severnih Julijskih Alp	67
Ausbildung der Karn-Stufe im östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen	76
<i>Ramovš, A.</i>	
<i>Richthofenia lawrenciana</i> (Koninck) (Brachiopoda) in <i>Waagenophyllum indicum</i> (Waagen & Wentzel) (Tetracorallia) skupaj v žažarskem apnencu (zgornji permij)	83
<i>Richthofenia lawrenciana</i> (Koninck) (Brachiopoda) und <i>Waagenophyllum indicum</i> (Waagen & Wentzel) (Tetracorallia) gemeinsam im Žažar-Kalk (Oberperm)	86

Sedimentologija – Sedimentology

<i>Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Stegnar, P., Vrišer, B. & Vukovič, A.</i>	
Recentni sediment Koprškega zaliva	87
The recent sediment of the Bay of Koper (Northern Adriatic)	117
<i>Tunis, G. & Pirini Radrizzani, C.</i>	
Flyschoid deposits of Goriška Brda (Collio) between Soča (Isonzo) River and Idrija (Iudrio) River – facies and paleoenvironments	123
I depositi flyschoidi dei Colli Goriziani (Goriška Brda) tra il fiume Isonzo (Soča) e fiume Iudrio (Idrija) – facies e condizioni paleoecologiche	123
Flišoidni sedimenti iz Goriških Brd med Sočo in Idrijo – faciesi in paleoekološke razmere	123

Petrologija – Petrology

<i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i>	
Granatov peridotit na Pohorju	149
Garnet peridotite from the Pohorje Mountains	164
<i>Pamić, J. J.</i>	
Mladoalpinski alkalijsko-feldspatski graniti (aljaskiti) Požeške gore u Slavoniji	183
Young-Alpine alkali feldspar granites (alaskites) from Mt. Požeška Gora in Slavonia, northern Yugoslavia	200
<i>Lucido, G.</i>	
The importance of clustering phenomena in magmas	207

Geokemija – Geochemistry

<i>Dolenec, T. & Jelen, B.</i>	
Uporaba izotopskih analiz v študiju paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu	219
Application of stable isotope analyses in paleobiological studies of Karnian bivalves from Lesno brdo	229
<i>Dolenec, T., Pezdič, J. & Strmole, D.</i>	
Izotopska sestava kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu	231
Isotopic composition of oxygen in igneous rocks of Pohorje	243

Rudišča – Ore deposits

<i>Drovenik, M. & Pungartnik, M.</i>	
Nastanek cinkovo-svinčevega rudišča Topla in njegove značilnosti	245
Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its particularities	291

Industrijski minerali in kamenine – Industrial minerals and rocks

<i>Stern, J., Brezigar, A., Mišič, M. & Štukovnik, J.</i>	
Nekovinske mineralne surovine na ozemlju Šaleške kotline	315
Nichtmetallische Mineralrohstoffe im Gebiet des Šalek-Beckens	329
<i>Ciglar, K. & Filipič, Š.</i>	
Kremenov pesek in prod Goriškega Prekmurja	333
Quartz sand and gravel from Goričko Prekmurje	333

Premogišča – Coal deposits

<i>Hamrla, M.</i>	
Prispevek h geologiji premogišč zreškega okoliša in uvrstitev njegovih premogov po odsevnosti	343
Contribution to the geology of coal deposits in the Zreče area and reflectance-based ranking of its coals	383

Geofizika – Geophysics

<i>Lapajne, J.</i>	
A simple macroseismic attenuation model	391
Enostaven makroseizmičen atenuacijski model	391
<i>Uran, B. & Živanović, M.</i>	
Geofizikalne raziskave med Gameljnama in Dolskim za ugotavljanje debeline prodnega zasipa	411
<i>Stojanović, K.</i>	
Kosa bušotina i mjerenje brzina	423
Inclined borehole and velocity measurement	423

UDK 56.02:551.762 (234.323.6)=863

Krinoidi iz titonijsko-valanginijskih plasti vzhodno od Vrsnika (Julijske Alpe)

Crinoids from Tithonian-Valanginian beds east of Vrsnik (Julian Alps)

Bogdan Jurkovšek in Tea Kolar-Jurkovšek
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Med rezultati raziskav krinoidov v Julijskih Alpah je poleg rodov *Phyllocrinus*, *Apsidocrinus* in *Balanocrinus* pomembna predvsem najdba majhnega planktonskega krinoida vrste *Saccocoma tenella* (Goldfuss), ki v eni od plasti spodnjega dela titonijsko-valanginijskega apnenca nastopa tako množično, da skupaj z drobnimi aptihi tvori lumakelo.

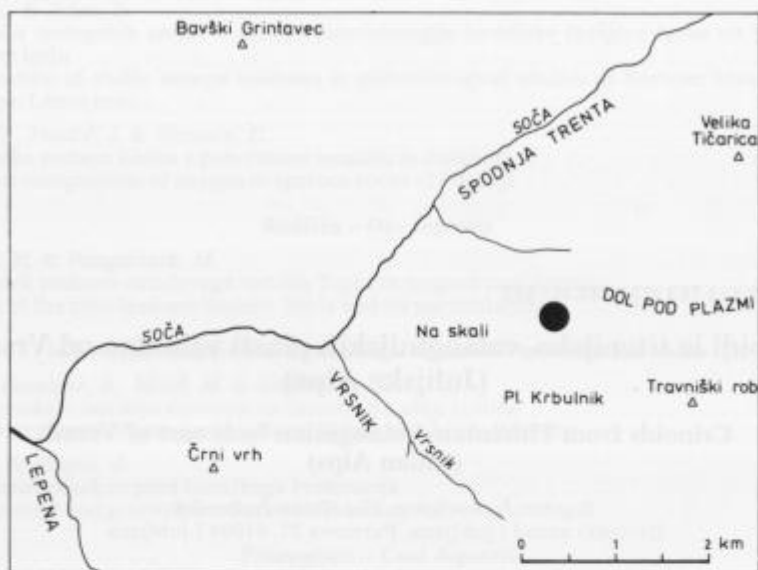
Abstract

In the paper the results of investigations of crinoids in the Julian Alps are presented. Besides the genera *Phyllocrinus*, *Apsidocrinus* and *Balanocrinus* is especially important the finding of the small planktonic crinoid *Saccocoma tenella* (Goldfuss), which occurs in a bed of the lower part of the Tithonian-Valanginian limestone in such abundance that it forms together with tiny aptychi a lumachelle.

Uvod

Sredi monotonih dachsteinskih apnencev izdanjajo vzhodno od Vrsnika pisane jurske in kredne kamnine (sl. 1). Pojavljajo se v tektonskih luskah ob starem prelomu, ki pripada sistemu transkurentnih prelomov. Ob njem je prišlo do gubanja in lokalnega luskanja jurskih in krednih plasti v širši prelomni coni. Raziskovali so jih številni geologi, med katerimi sta jih najpodrobneje opisala Winkler-Hermaden (1936) in Selli (1963). Slednji jih je na pregledni geološki karti v merilu 1:100 000 tudi prostorsko omejil.

Natančno razširjenost jurskih in krednih kamnin na tem prostoru kot tudi številne podatke o njihovi makro- in mikrofosilni združbi pa so dale šele najnovejše raziskave v okviru izdelave osnovne geološke karte SFRJ lista Beljak (Jurkovšek, 1987). Tedaj so bile opravljene številne sedimentološke, mikropaleontološke in makropaleontološke raziskave (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1987).



Sl. 1. Položajna skica najdišča krinoidov v Julijskih Alpah

Fig. 1. Location map of the crinoid collection site in Julian Alps

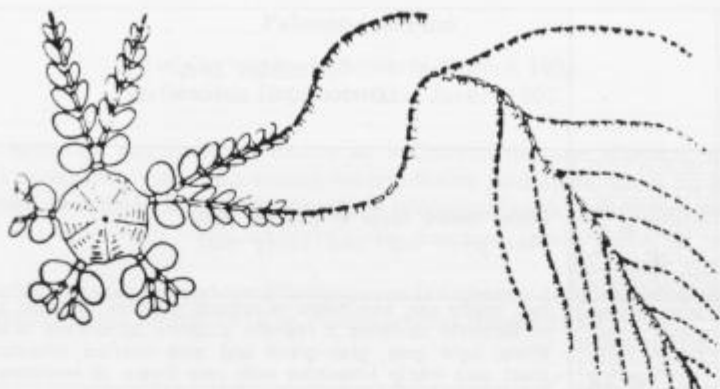
Posebno pozornost smo posvetili mikritnemu ploščastnemu titonijsko-valanginijskemu apnencu, ki leži med liasno-malmskim apnencem in spodnjekrednim laporjem. Poleg številnih vrst kalpionel, radiolarijev, amonitov in aptihov se v njih pojavljajo naravno spreparirani ostanki planktonskih krinoidov iz rodu *Saccocomma*. V eni od plasti spodnjega dela titonijsko-valanginijskega apnenca so njihovi ostanki tako množični, da skupaj z drobnimi aptihi tvorijo lumakelo. V poročilu opisujeva tudi nekatere druge krinoidne rodove, ki sva jih našla nad plastjo s sakokomami.

Mezozojski krinoidi predstavljajo manj poznano in skorajda nepreučeno živalsko skupino pri nas. Zanimivi so predvsem mali planktonski krinoidi, ki so zaradi svoje velike geografske in majhne stratigrafske razširjenosti dobri vodilni fosili. V splošnem so jih paleontologi prezrli, čeprav ti mikrokrinoidi nastopajo v izobilju in so zelo razširjeni v jurskih in krednih plasteh. Kroglaste čaše krinoidov merijo do le nekaj milimetrov in jih nevedeče oko težko opazi; po drugi strani pa so večji od večine mikrofosilov, zato njihovih presekov v zbruskih niso preučevali.

Od vseh malih krinoidov je verjetno še najbolj poznan rod *Saccocomma*, ki je zelo pogosten v zgornjejurskih litografskih plasteh Solenhofna na Bavarskem; od tam so poznane tudi edine rekonstrukcije tega rodu (sl. 2).

Največji problem pri preučevanju krinoidov je dejstvo, da njihovi skeleti, z izjemo čaše, po smrti razpadejo na posamezne elemente. Poskusi z recentnimi komatulidnimi krinoidi so pokazali, da popolni razpad osebka v razburkanem okolju nastopi že v dveh dneh po poginu, medtem ko ga hiter pokop v anaerobnem blatu znatno upočasni (Scott et al., 1977). Prav hiter razpad je vzrok, da so teke ali celotni skeleti roveakrinid redki.

Preiskani krinoidi so shranjeni v zbirki dr. Bogdana Jurkovška, registrirani v Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani. Fosile je narisal in fotografiral Bogdan Jurkovšek.



Sl. 2. Rekonstrukcija vrste *Saccocoma tenella* (Goldfuss) po Jaeklu (v Farinacci & Sirna, 1960)

Fig. 2. Reconstruction of species *Saccocoma tenella* (Goldfuss) after Jaekel (Farinacci & Sirna, 1960)

Stratigrafski pregled

Profil v jurskih in krednih plasteh vzhodno od Vrsnika (v najvišji tektonski luski) pričenja s svetlo sivim oolitnim in mikritnim liasnim apnencem, s korozijskimi votlinami v posameznih plasteh (sl. 3). Od fosilov se v njem pojavljajo ostanki alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), kopuče modro zelenih alg, gastropodi, odlomki školjčnih lupin in redke foraminifere.

Transgresivno na liasnem apnencu leži tanka peščeno-glinena pola, nad njo je plast apnenčeve breče z rdeče rjavim vezivom in plast rožnatega mikritnega apnenca z železovo-manganovimi gomolji, ostanki amonitov, tankolupinskih školjk, radiolarijev in foraminifer. Mikropaleontološke in sedimentološke raziskave teh plasti so pokazale, da gre za kondenzirane zgornjeliasne, doggerske in del malmskih sedimentov. Navzgor sledi menjavanje mikritnega in sparitnega gomoljastega, pretežno rožnato obarvanega apnenca. Le-ta vsebuje v zgornjem delu številne aptihe, redkeje odlomke amonitnih hišic in brahiopode. Te plasti lahko po litoloških značilnostih primerjamo z razvojem »ammonitico rosso«.

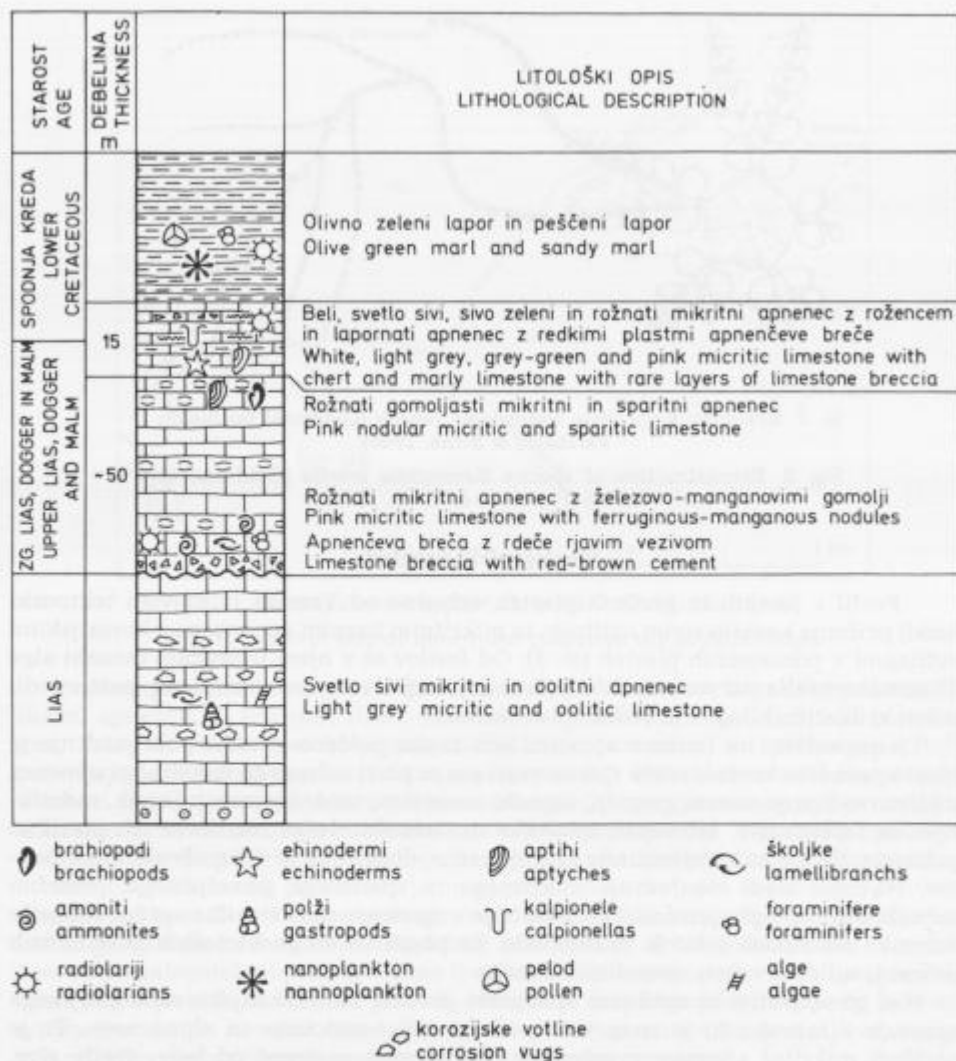
Nad gomoljastim in aptihnim apnencem je okoli 15 m titonijsko-valanginijskega apnenca v razvoju, ki je znan tudi pod imenom »maiolica« in »biancone«. To je ploščast mikritni apnenec z rožencem in lapornat apnenec od bele, svetlo sive, zelenkaste do rožnate barve. V njem so redke plasti apnenčeve breče. Ta del profila je zaradi bogate mikro in makrofosilne združbe najbolj zanimiv. Od mikrofosilov prevladujejo kalpionele in radiolariji, med makrofosili pa so najpogostnejši aptihi amonitov in ostanki krinoidov. Obe skupini sta v posameznih tanjših plasteh spodnjega dela titonijsko-valanginijskega zaporedja kamnotvorni. Poleg značilnega planktonskega rodu *Saccocoma* se v nekaterih plasteh pojavljajo tudi drugi rodovi krinoidov, ostanki lupin in bodic morskih ježkov, vselej pa so prisotni drobni, do centimeter veliki aptihi. Iz teh plasti sva določila naslednje fosile:

Saccocoma tenella (Goldfuss) (sl. 6; tab. 2, sl. 1-10; tab. 3, sl. 1-5)

Balanocrinus sp. (tab. 1, sl. 4)

Apsidocrinus sp.

Phyllocrinus sp. (sl. 5; tab. 1, sl. 1-3)



Sl. 3. Stratigrafsko zaporedje jurskih in krednih plasti vzhodno od Vrsnika

Fig. 3. Columnar section of the Jurassic and Cretaceous succession east of Vrsnik

Profil zaključuje olivno zeleni lapor, ki predstavlja del spodnjekrednega globljevodnega fliša. Lapor vsebuje bogato nanoplanktonsko združbo, številne foraminifere, radiolarije in spore. Fosili kažejo na hauterivijsko-albijsko starost plasti.

Debelina jurskih in krednih plasti je na širšem prostoru različna. Spremenljiva je predvsem debelina titonijsko-valanginijskega zaporedja plasti, ki lahko doseže ponekod v Julijskih Alpah tudi do 250 m (Buser, 1986). V predstavljenem profilu, ki je bil izmerjen tik nad nahajališčem opisane makrofavne, titonijsko-valanginijske plasti verjetno ne presegajo 15 m.

Paleontološki del

Red Cyrtocrinida Sieverts-Doreck 1952
Družina Phyllocrinidae Jaekel 1907

Čašo sestavlja pet radialij, suture so večinoma nejasne. Spodnji del čaše je koničen ali zaokrožen, čaša ima visoke interradijalne podaljške, vmes pa ležijo male artikulacijske površine za ramena. Pecelj je običajno tanek, kolumnali so visoki in cilindrični, na zunanjem robu artikulacijske površine imajo radialno razporejene krenule.

V to družino uvrščamo rodove *Phyllocrinus* D'Orbigny 1850, *Apsidocrinus* Jaekel 1907, *Pyramidocrinus* Remeš 1912 in *Psalidocrinus* Remeš 1913.

Rod *Phyllocrinus* d'Orbigny 1850

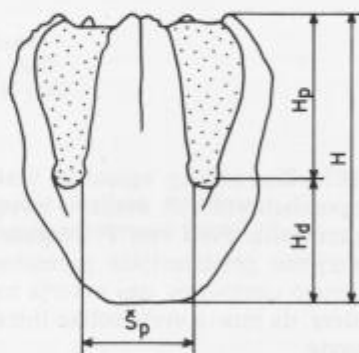
Nizki in hemisferični čaši dajejo interradijalni procesusi značilno obliko. Interradijalni procesusi so trikotni, artikulacijske površine za ramena so majhne (sl. 4.).

Razširjenost: Srednja jura-spodnja kreča Evrope (Avstrija, Čehoslovaška, Francija, Švica, Italija, Madžarska, Romunija), Sovjetska zveza (Krim).

Sl. 4. Merjeni parametri čaše rodu *Phyllocrinus* d'Orbigny

H – celotna višina procesusa, H_d – višina dorsalnega dela čaše, H_p – višina procesusa, S_p – širina interradijalnega procesusa (po Zittu, 1978)

Fig. 4. Measurements of *Phyllocrinus* d'Orbigny cup
H – total height of the cup, H_d – height of dorsal part of the cup, H_p – height of interradial process, S_p – width of interradial process (After Zitt, 1978)



Phyllocrinus sp.

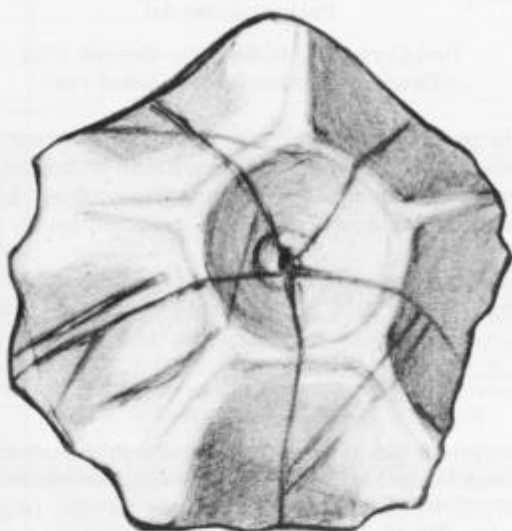
Sl. 5; tab. 1, sl. 1–3

Material: Nekaj deset čaš v belem mikritnem apnencu (BJ 1069).

Opis: Čaše so majhne in nizke, obris peterokoten z bolj ali manj jasnimi zarezi. Interradijalni procesusi so trikotni. Suture med radialijami so vidne, artikulacijske površine za ramena od ventralne votline ločuje močnejši greben. Ventralna votlina je ozka in globoka. Faseta za pecelj pokriva skoraj vso aboralno stran.

Primerjava: Določevanje najdenih čaš je dokaj težavno ne toliko zaradi mehanskih poškodb, ki se kažejo v odlomljenih interradijalnih procesusih (tab. 1. sl. 1–3), marveč zato, ker vsi ležijo v apnencu in jih ni mogoče opazovati s treh strani. Naslednjo težavo predstavljajo le mladostne in nezrele razvojne stopnje primerkov.

Poleg omenjenih težav je potrebno pripisati tudi ugotovitve Pisere in Dzika (1979, 823–825), ki sta preučevala material iz Rogoznika na Poljskem, od koder je l.



Sl. 5 – Fig. 5

Phyllocrinus sp. BJ 1069, 20 ×
Čaša odraslega primerka, bazalno
Cup of mature specimen, basal view

1876 Zareczny opisal tri vrste, in sicer *P. stellaris*, *P. elegans* in *P. minutus*. Pri opombah vrste *P. stellaris* navajata, da v svojem materialu nista našla primerkov preostalih dveh vrst *P. elegans* in *P. minutus* ter po njunem mnenju ti dve vrsti verjetno predstavljata juvenilne oblike drugih poznanih vrst rodu *Phyllocrinus*. Drugo ugotovitev ista avtorja navajata pri opombah vrste *P. belbekensis* Arendt, in sicer, da ima ta vrsta veliko intrapopulacijsko variabilnost, kot je ugotovil že avtor te vrste.

Najdene primerke lahko primerjamo z vrstama *P. stellaris* in *P. belbekensis*. Zaradi mlajših razvojnih stopenj primerkov in nemogočega opazovanja s treh smeri ter verjetne velike variabilnosti vrst rodu našim primerkom ni mogoče ugotoviti vrstne pripadnosti.

Razširjenost: Vrsti *P. stellaris* in *P. belbekensis* sta Pisera in Dzik (1979) opisala iz plasti spodnjega in srednjega titonija Poljske.

Red Roveacrinida Sieverts-Doreck 1952

Družina Saccocomidae D'Orbigny 1852

Nepecljati artikulati imajo teko sestavljeno iz petih velikih radialij, petih zelo malih bazalij in drobcenega centrala. Ramena so vitka ali manjkajo in nimajo cirov.

Družina obsega poddružino Saccocomina d'Orbigny 1852 (z rodovoma *Saccocomia* Agassiz 1836 in *Applinocrinus* Peck 1973) in *Pseudosaccocominae* Patruilius 1956.

Rod *Saccocoma* Agassiz 1836

Radialije in central zapirajo veliko sferoidalno votlino. Vsaka radialija (sl. 6) podpira vitko rame, ki se cepi na drugem primibrahju, približno na petnajstem sekundibrahju se oddeli ramul. Ramuli se izmenjujejo na vsakem tretjem brahiju. Brahiji so cilindrični ali razpotegnjeni; primaksil in proksimalni sekundibrahi imajo parne peresaste izrastke.

Razširjenost: Zgornja jura-spodnja kreda srednje Evrope, Severne Afrike, Kube.

Saccocoma tenella (Goldfuss) 1831

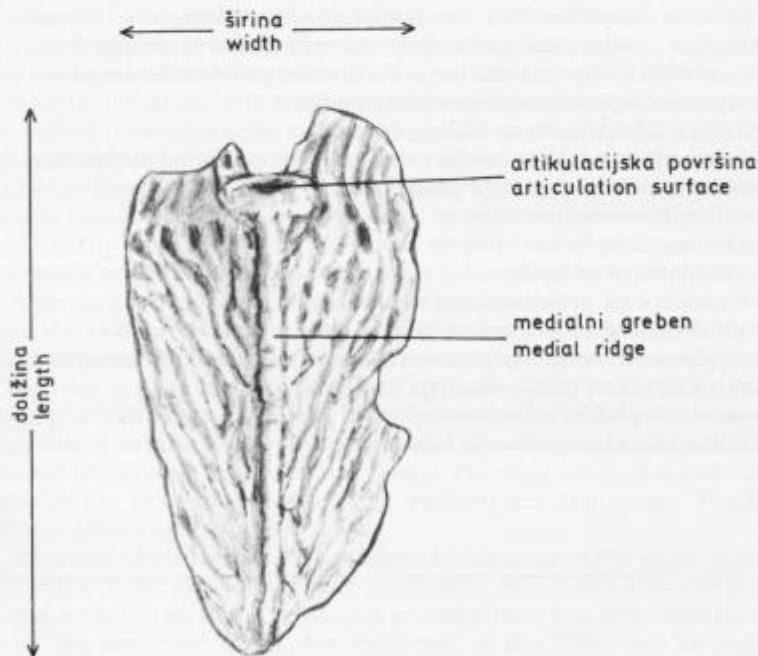
Sl. 6; tab. 2, sl. 1–10; tab. 3, sl. 1–5

1960 *Saccocoma tenella* Goldfuss – Verniory, 250–251, Pl.-fig. 1–9.

1979 *Saccocoma tenella* Goldfuss – Pisera & Dzik, 810–811, Fig. 3, Pl. 1, Fig. 8–9, Pl. 2, Fig. 1–7, Pl. 3, Fig. 1–3.

1980 *Saccocoma tenella* (Goldfuss) – Holzer & Poltnig, 207, 209, 211, 215, Abb. 2, Taf. 1–3.

Material: Več plošč apnenca z eno čašo, številnimi radialijami, brahialijami in pinulami (BJ 1038).



Sl. 6 – Fig. 6

Saccocoma tenella (Goldfuss). BJ 1038, 20 ×
Radialna plošča
Radial plate

Opis: Radialne ploščice so tanke, na zunanji površini poteka značilni medialni greben. Zgornji del tega grebena je razširjen in tam je artikulacijska ploskev za rame. Zunanja površina radialij je pokrita z različno mrežasto strukturo. Brahialije nosijo značilne obsežne parne izrastke – »Schwimmlplatten«, kot jih je imenoval že Jaekel (Pisera & Dzik, 1979). Masivni osrednji del brahialij (telo) je včasih ornamenteran, pogosto tako kot radialije. Na površini pinul so ohranjene bradavičaste izbočline.

Primerjava: Glede na zunanjo skulpturo je Verniory (1960) pri vrsti *S. tenella* ločil tri tipe radialij; najdeni primerki iz Slovenije ustrezajo tipoma A in B.

S. tenella (Goldfuss) se od *S. quenstedti* Verniory razlikuje po trnih, ki izraščajo na zgornjem delu medialnega elementa; z vrsto *S. pectinata* Goldfuss pa so razlike nejasne, kar omenjata tudi Pisera in Dzik (1979).

Razširjenost: Vrsta *S. tenella* je bila doslej opisana iz zgornje-jurskih plasti Nemčije (Holzer & Poltnig, 1980), kimmeridgija Provanse, Francija (Verniory, 1960), plasti spodnjega do srednjega titonija Karpatov na Poljskem (Pisera & Dzik, 1979) in v kimmeridgijsko-spodnjegotitonijskem apnencu Vzhodnih Karavank v Avstriji (Holzer & Poltnig, 1980).

Razlaga uporabljenih strokovnih izrazov

aksilarija – brahialija, ki podpira dve ramenski veji
bazalija – ploščica čaše krinoida v vencu tik pod radialijami
brahij, *brahialija* – vsaka ploščica ramena nad radialijami razen pinul
brahitaksis – niz brahialij med aksilarijo do distalnega odrastka ramena
cir – nerazvejan podaljšek na zgornjem delu peclja
central – ploščica teke brez cirov znotraj bazalij
kolumnal – posamezna ploščica peclja razen cirov in koreninskih struktur
krona – celotno krinoidno telo brez peclja
pelma – pecelj in korenina krinoida
pinula – tanka, nerazcepljena vejica na ramenu
primaksil – aksilarni primibrah
primibrah – ploščica na proksimalnem delu ramena
radialija – ploščica v zgornjem vencu čaše
ramul – razcepljena ali nerazcepljena manjša veja na ramenu (razen pinule)
sekundibrah – katerakoli plošča drugega brahitaksisa
taksis – linearni niz ploščic v kateremkoli delu krone
teka – krinoidno telo razen pelme in ramen

Crinoids from Tithonian-Valanginian beds east of Vrsnik (Julian Alps)

Summary

Within the extension of monotonous Dachstein limestones east of Vrsnik variegated Jurassic and Cretaceous beds crop out (Fig. 1). They appear in tectonic nappes along an old fault which belongs to a system of transcurrent faults. Along it, in the wider fault zone, occurred folding and local imbrication of Jurassic and Cretaceous beds. These beds were studied by numerous geologists, among whom they were described in most detail by Winkler-Hermaden (1936) and Selli (1963). The latter also presented them on the geological sketch-map on the scale 1:100 000.

The exact extension of Jurassic and Cretaceous beds in the area, as well as numerous data on their macro- and microfossil associations were presented in the recent studies in the frame of elaboration of the Basic geological map of SFR Yugoslavia, sheet Beljak (Jurkovšek, 1987). In this work numerous sedimentological, micropaleontological and macropaleontological investigations were made (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1987).

The profile in Jurassic and Cretaceous beds east of Vrsnik (in the highest tectonical nappe) starts with light grey oolitic and micritic Liassic limestone with corrosion vugs in certain layers (Fig. 3). The rock includes remains of algae *Thaumaporella parvovesiculifera* (Raineri), agglomerations of blue-green algae, gastropods, fragments of lamellibranch valves and rare foraminifers.

The Liassic limestone is transgressively overlain, just above a thin sandy-clayey sheet, by the layer of limestone breccia with red-brown cement, followed by the bed of pink micritic limestone with ferruginous-manganous nodules, remains of ammonites, thin-valved lamellibranchs, radiolarians and foraminifers. Micropaleontological and sedimentological studies of these beds indicate this to be the condensation of Upper Liassic, Dogger and a part of Malm beds. Upwards follows an interbedding of micritic and sparitic brecciated and nodular limestone of prevailing pink color. The rock contains in the upper part numerous aptychi and rare fragments of tests of ammonites and brachipods. These beds in the column can be lithologically compared to the "Ammonitico rosso" development.

Above the nodular limestone and limestone with aptychi occur about 15 m of Tithonian-Valanginian limestone which is known under terms "maiolica" and "biancone". The rock is platy micritic limestone with chert and marly limestone of white, light grey, greenish to pink color. In it occur rare layers of limestone breccia.

The profile is terminated by olive green marl which represents a part of deposition of the Lower Cretaceous deeper marine flysch. The marl contains a rich nannoplanktonic association, numerous foraminifers, radiolarians and spores. Fossils indicate Hauterivian-Albian age of beds.

The thickness of Jurassic and Cretaceous beds varies in the wider region, especially that of the Tithonian-Valanginian succession, which can attain in places in the Julian Alps even 100 m. In the presented profile which was measured just above the locality of the described fauna, the thickness of the Tithonian-Valanginian beds probably does not exceed 15 m.

Most of attention in the study was dedicated to the Tithonian-Valanginian limestone which lies between the Liassic-Malm limestone and the Lower Cretaceous marl. Next to numerous species of calpionellas, radiolarians, ammonites and aptychi

occur in it naturally weathered out remains of planktonic crinoids of genus *Saccocoma*. In one of the layers of the lower part of the Tithonian-Valanginian limestone its remains are so numerous that they form together with tiny aptychi a lumachelle. In the paper also certain other crinoids are described which were found in the limestone of the same age above the layer with saccocomas.

The following fossils were determined:

Saccocoma tenella (Goldfuss) (Fig. 6; Pl. 2, Fig. 1-10; Pl. 3, Fig. 1-5)

Balanocrinus sp. (Pl. 1, Fig. 4)

Apsidocrinus sp.

Phyllocrinus sp. (Fig. 5; Pl. 1, Fig. 1-3)

The Mesozoic crinoids represent a less known and almost unstudied animal group in this country. Interesting above all are the small planktonic crinoids which can serve as excellent guide fossils due to their wide geographic and limited stratigraphic extension. They have been generally overlooked by paleontologists, although these microcrinoids are abundant, and very well represented in Jurassic and Cretaceous beds. Spherical cups of crinoids measure only up to a few millimeters, and they are not easily detected by an untrained eye; on the other side, they are larger than the majority of microfossils, and therefore they were not studied in thin sections.

The best known of all small crinoids is probably the genus *Saccocoma* which is very frequent in the Upper Liassic lithographic beds of Solenhofen in Bavaria; from there are known also the only reconstructions of this genus (Fig. 2).

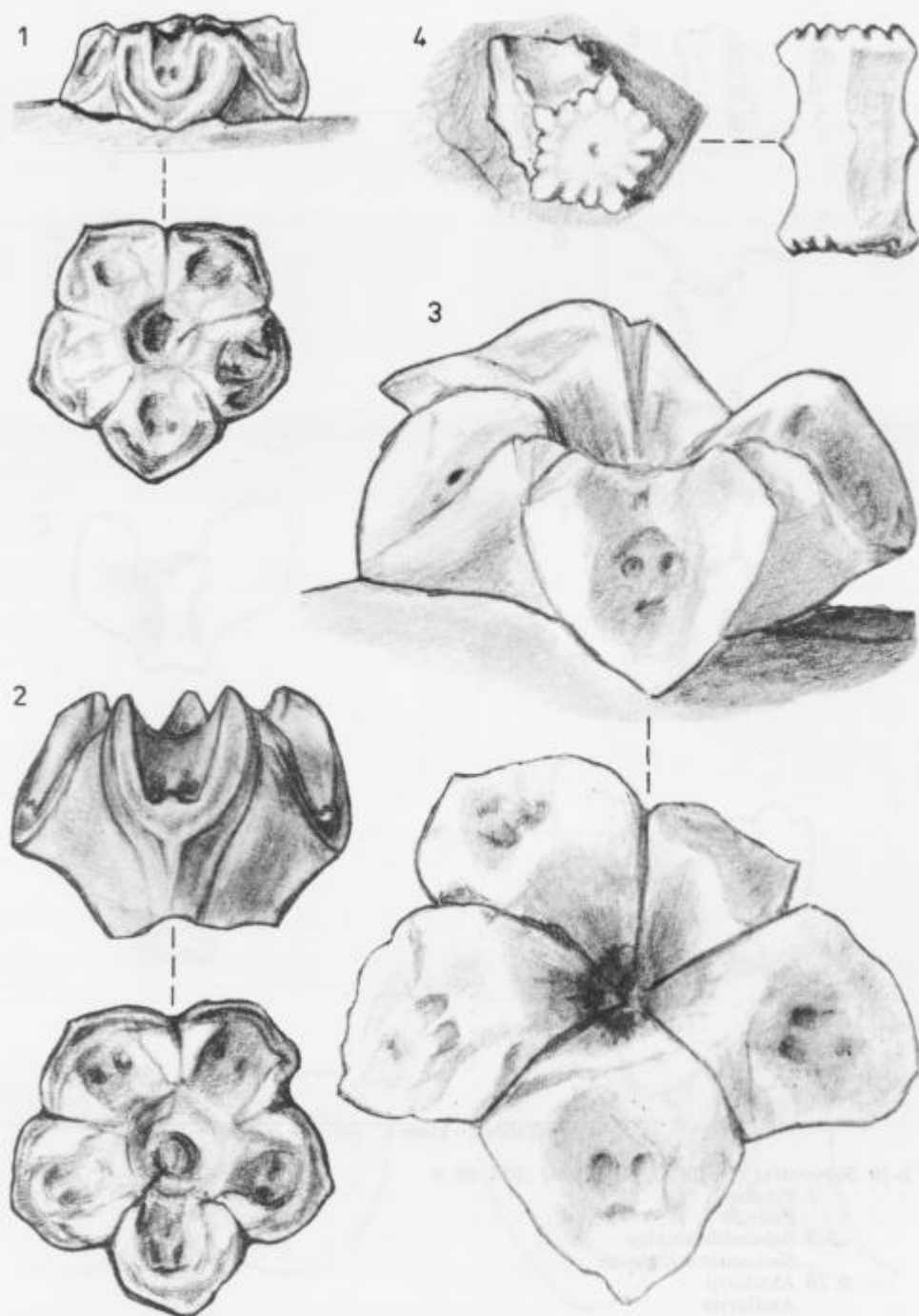
At Vrsnik also a somewhat damaged cup, 5.7 mm in diameter, of species *Saccocoma tenella* (Goldfuss) was found in a lumachelle consisting prevalingly of radiolarians and brachials of saccocomas. The species *S. tenella*, which has been presently for the first time determined in Yugoslavia, was found until now in Upper Jurassic beds of Germany (Holzer and Polting, 1980), in Kimmeridgian of Provence in France (Verniory, 1960), in beds of Lower to Middle Tithonian in Carpathians of Poland (Pisera and Dzik, 1979), and in Kimmeridgian-Lower Tithonian limestone of the Austrian part of the Eastern Karavanke Mountains (Holzer and Polting, 1980).

Literatura

- Buser, S. 1986, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine). Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.
- Farinacci, A. & Sirna, G. 1960, Livelli a *Saccocoma* nel Malm dell'Umbria e della Sicilia. Boll. Soc. Geol. It. LXXIX/1; 59–88, Roma.
- Holzer, H.-L. & Poltnig, W. 1980, Erster Nachweis einer Radialplatten-Fossilagerstätte der Schwebcrinoida *Saccocoma* im oberostalpinen Malm (Ostkarawanken, Kärnten). Carinthia II 170/90, 201–216, Klagenfurt.
- Jurkovšek, B. 1987, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač listov Beljak in Pontebba. Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1987, Aptihi. *Proteus* 49/7, 247–250, Ljubljana.
- Pisera, A. & Dzik, J. 1979, Tithonian crinoids from Rogoznik (Pieniny Klippen Belt, Poland) and their evolutionary relationship. *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 805–849, Basel.
- Scott, R. W., Root, S. A., Tenery, J. H. & Nestell, M. 1977, Morphology of the Cretaceous microcrinoid *Poecilocrinus* (Roveacrinidae). *J. Paleont.* 51/2, 343–349, Tulsa.
- Selli, R. 1963, Schema geologica delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *G. Geol., Ser. 2a*, 30, 1–136, Bologna.
- Verniory, R. 1960, Presence (et varietes) de *Saccocoma tenella* Goldfuss a Talloires (Haute-Savoie). *Arch. Sci.* 13, 250–257, Geneve.
- Winkler-Hermaden, A. 1936, Geologische Studien in den inneren Julischen Alpen. *Zbl. Min. Geol. Pal. Abt. B*, 54–63, Stuttgart.
- Zitt, J. 1978, *Phyllocrinus* d'Orbigny, 1850 (Crinoidea, Cyrtocrinida) from the Lower Cretaceous of Stramberk (Czechoslovakia). *Čas. miner. geol.* 23/1, 39–112, Praha.

Tabla 1 – Plate 1

- 1–3 *Phyllocrinus* sp. BJ 1069, 20 ×
 1, 2 Čaši juvenilnih primerkov, lateralno, oralno
 Cups of juvenile specimens, lateral, oral view
 4 *Balanocrinus* sp. BJ 1069, 20 ×
 Kolumnal
 Columnal



**Tabla 2 – Plate 2**

1–10 *Saccocoma tenella* (Goldfuss). BJ 1038, 20 ×

1 Pinula

Pinnule

2–8 Sekundibrachialije

Secundibrachials

9, 10 Aksilariji

Axillaries

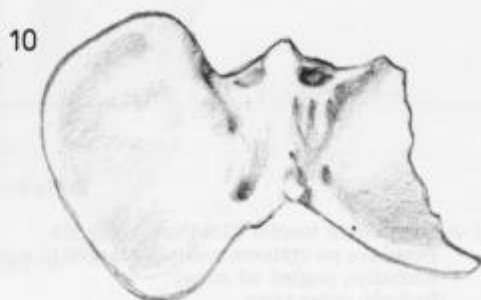
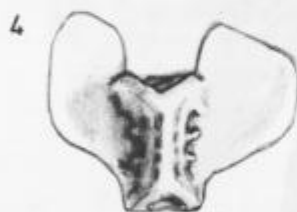




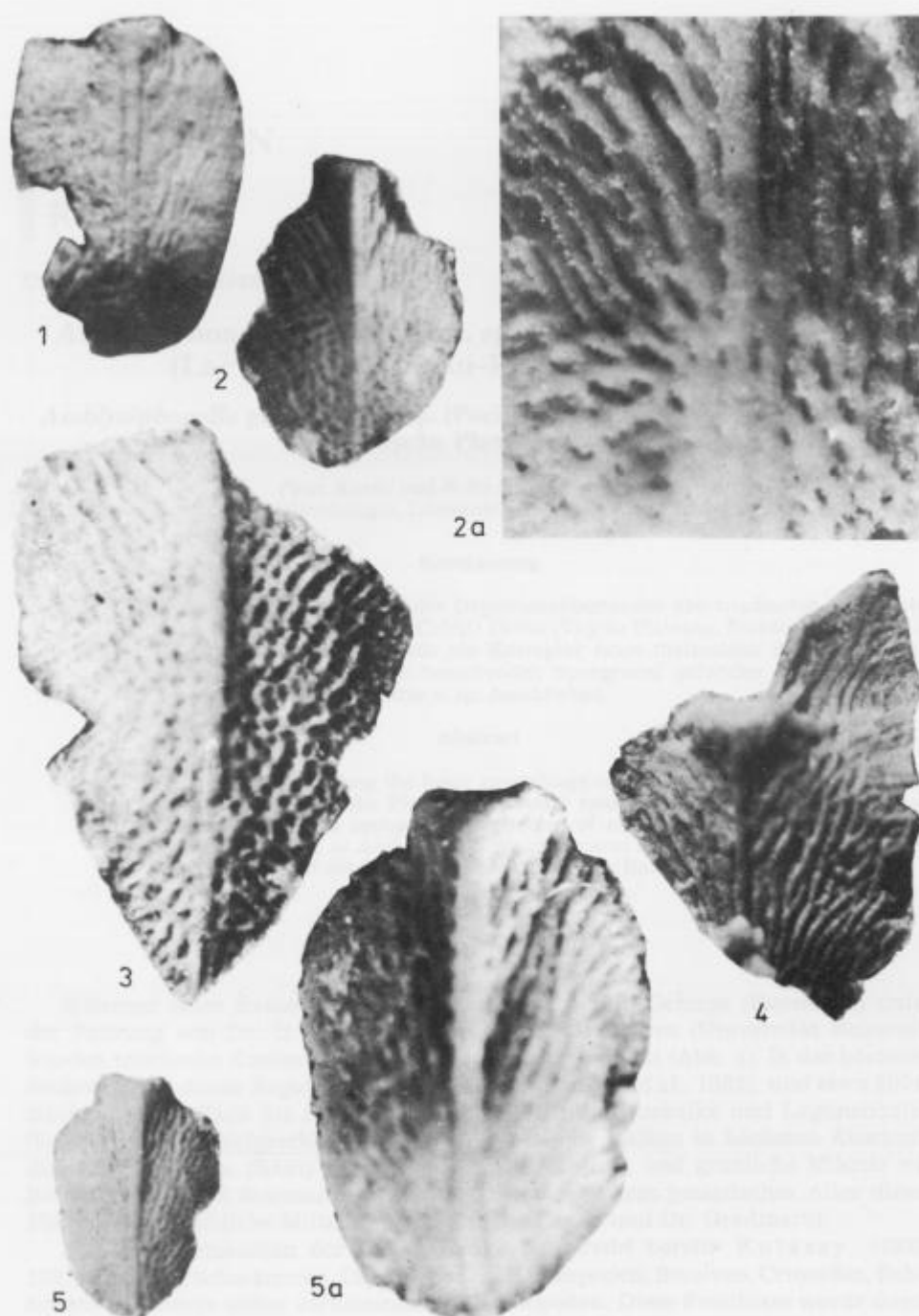
Tabla 3 – Plate 3

1–5 *Saccocoma tenella* (Goldfuss). BJ 1038

Povečave po vrstnem redu – Enlarged in succession 18 ×, 10 ×, 30 ×, 23 ×, 20 ×, 10 ×, 22 ×

Radialije, pogled od zunaj

Radials, outer view



Research Project:
**EVOLUTION
of
REEFS**

UDK 562.02.551.761(498)=40

***Amblysiphonella gradinarui* n. sp. (Porifera) aus der Obertrias
(Lac 1-2) des Vășcău-Plateaus (Rumänien)**

***Amblysiphonella gradinarui* n. sp. (Porifera) of Upper Triassic (Lacian 1-2)
of the Vășcău Plateau (Romania)**

Peter Riedel und Baba Senowbari-Daryan

Institut für Paläontologie, Loewenichstr. 28, D-8520 Erlangen, BRD

Kurzfassung

Bei der Untersuchung des Organismenbestandes obertriadischer Riffschuttkalke (Dachsteinkalke) der Colești Decke (Vășcău Plateaus, Rumänien) am Negaia-Hügel bei Cimp-Moți wurde ein Exemplar eines thalamiden Schwammes mit einem aus ca. 200 Tubuli bestehenden Spongocoel gefunden. Dieser wird als *Amblysiphonella gradinarui* n. sp. beschrieben.

Abstract

While investigating the fossil assemblage of Upper Triassic limestones of the Colești Nappe (Vășcău Plateau, Romania) near Cimp-Moți, a thalamid sponge characterized by a spongocoel consisting of about 200 tubes was found. The species described as *Amblysiphonella gradinarui* n. sp. occurs in Upper Triassic (Lacian 1-2) reef detritus limestones (Dachstein limestones).

Einleitung

Während einer Exkursion in das westliche Apuseni-Gebirge (Rumänien) unter der Führung von Dr. O. Dragastan und Dr. E. Gradinaru (Universität Bukarest) wurden triadische Karbonate des Vășcău-Plateaus besucht (Abb. 1). In der höchsten deckeneinheit dieser Region, der Colești-Decke (Panin et al., 1982), sind etwa 600 m mächtige, vom Karn bis zum Rhät reichende Riffdetrituskalke und Lagunenkalke (Dachsteinkalke) aufgeschlossen. In den loferitische Kalken in höchsten Abschnitt dieser Schichtfolge (Rhät) rissen Spalten auf, die rote und grünliche Mikrite mit Brachiopoden und Belemniten enthalten. Sie belegen ein jurassisches Alter dieser Füllungen (schriftliche Mitteilung von Dr. Dragastan und Dr. Gradinaru).

Aus Dachsteinkalken der Colești-Decke beschreibt bereits Kutassy, (1928, 1937) Korallen, Schwämme, Cephalopoden, Gastropoden, Bivalven, Crinoiden, Echinoiden und einige selten vorkommende Brachiopoden. Diese Fossiliste wurde durch Bleahu et al. (1972) und Planin et al. (1982) erweitert.

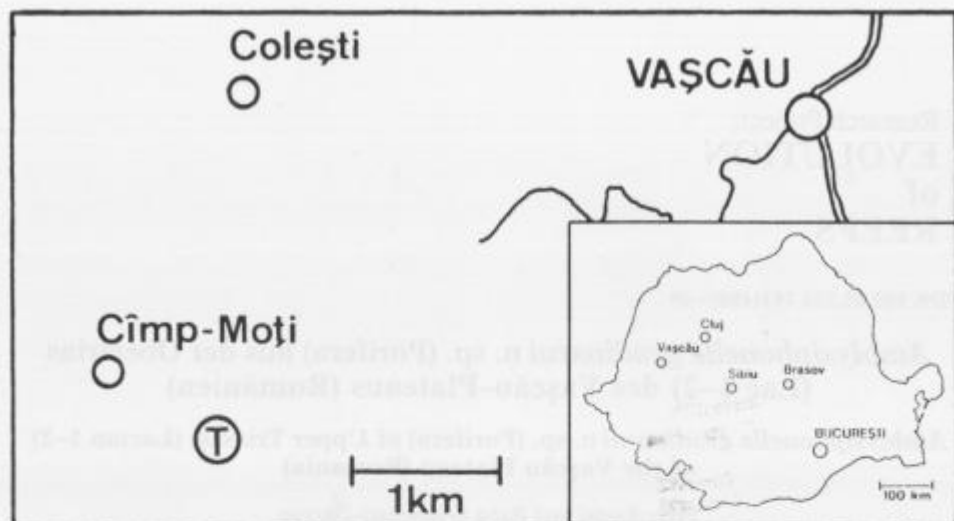


Abb. 1. Lageskizze (T = Typlokalität)

Bei unserer Geländebegehung fand Dr. Gradinaru in rudistischen Riffschuttkal-
ken mit fleckenhaften feindetrithischen Arealen und Korallenstöcken in situ einen
segmentierten Schwamm (*Amblysiphonella*), mit einem aus ca. 200 Tubuli bestehen-
den Spongocoel; durch dieses Merkmal ist dieser Schwamm von allen *Amblysiphonella*-
Arten unterschieden. Durch Ammoniten (*Pararcestes*; Bestimmung Dr. L. Kry-
styn, Paläontologisches Institut, Univ. Wien) ist ein Alter von Lac 1–2 (Unterstes Nor,
Obertrias) gesichert.

Paläontologische Beschreibung

Stamm **Porifera** Grant 1872

Klasse **Calcispongia?** De Blainville 1834

Ordnung »**Sphinctozoa**« Steinmann 1882

Superfamilie **Porata** Seilacher 1961

Familie **Sebargasiidae** Girty 1908

Gattung *Amblysiphonella* Steinmann 1882

Typische Art: *Amblysiphonella barroisi* Steinmann 1882

Amblysiphonella gradinarui n. sp.

Derivatio nominis: nach Dr. Gradinaru (Univ. Bukarest).

Holotypus: Exemplar Taf. 1/1–3.

Locus typicus: SE-Fuß des Negaia-Hügels, südöstlich von Cîmp-Moți
(Abb. 1).

Stratum typicum: Dachsteinkalke, Nor, Lac 1–2.

Material: 1 körperlich erhaltenes Exemplar, von dem 1 Dünnschliff, 2 Ansch-
liffe und 1 Abguß angefertigt wurden.

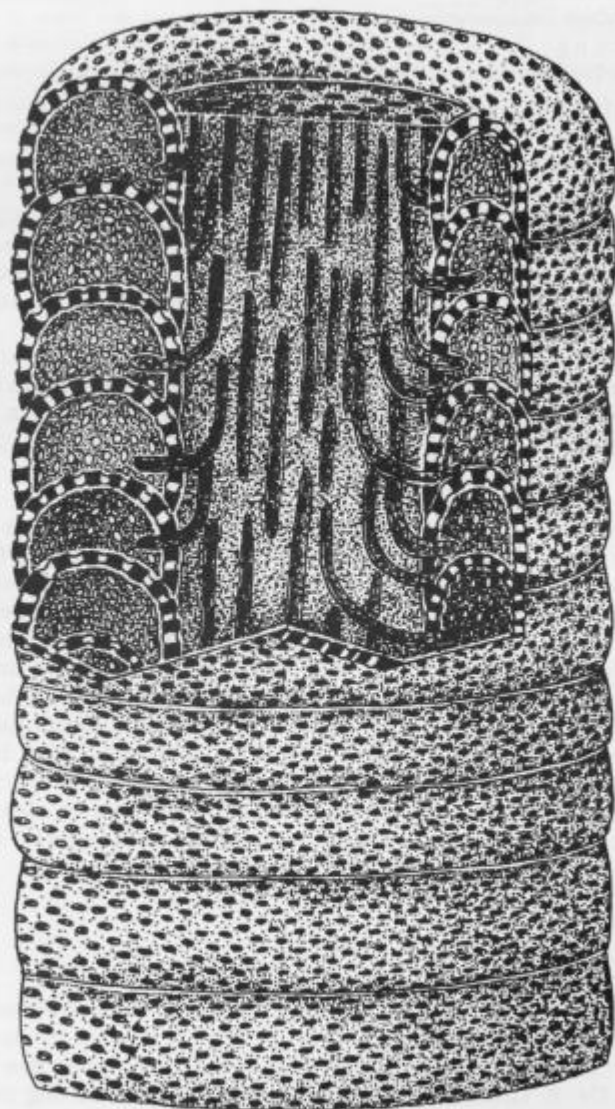


Abb. 2. Rekonstruktion von *Amblysiphonella gradinarui* n. sp. Die perforierten Ringkammern bilden einen zylindrischen Schwammkörper, dessen Spongocoel aus ca. 200 Tuben besteht (Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden nur 30 Tuben dargestellt!). Die Tuben beginnen an den Apoporen, können jedoch auch durch diese in die Kammern reichen. Der Durchmesser des Schwammes beträgt 2,5 cm

Aufbewahrung: Das Belegmaterial ist am Institut für Paläontologie, Universität Erlangen unter den Nummern 25A15/1-5 hinterlegt.

Diagnose: *Amblysiphonella* mit zahlreichen (ca. 200) parallel zur Längsachse verlaufenden Tuben im Spongocoel.

Beschreibung: Das Bruchstück des zylindrischen Schwammes ist 5,5 cm lang und hat 2,5 cm Durchmesser. Die Höhe der perforierten Ringkammern schwankt zwischen 0,2–0,4–0,6 cm, ihre Breite zwischen 0,6 und 0,9 cm. Die Wanddicke beträgt sowohl an der Außenseite und als auch zum Spongocoel hin 1,3 mm, kann jedoch selten 1,8 mm erreichen. Die Kammerdecken sind in der Regel dünner und werden nur 0,6 mm dick. Im 1,5 cm weiten Spongocoel verlaufen parallel zur Längsachse des Schwammes ca. 200 Tuben, deren Innendurchmesser 0,2–0,25–0,3 mm beträgt. Die Tuben haben ihren Ausgangspunkt an den Apoporen und laufen dann zum Osculum, so daß dieses in der Aufsicht wie eine Siebplatte erscheint. Selten reichen die Tuben auch in die Kammern hinein. Abb. 2 zeigt eine Rekonstruktion von *Amblysiphonella gradinarui* n. sp.

Bemerkung: *Amblysiphonella* ist eine der langlebigsten Gattungen unter den thalamiden Schwämmen. Die Gattung tritt möglicherweise bereits im Kambrium auf (?*Amblysiphonella parvula* Pickett & Jell 1983) und kommt bis zum Ende der Obertrias weltweit vor. Über 40 Arten dieser Gattung wurden bis jetzt beschrieben (Senowbari-Daryan & di Stefano, 1988), wobei die meisten aus dem Perm bekannt sind.

Amblysiphonellen mit mehreren Tubuli kommen auch im Perm des Djebel Tebaga (Tunesien) vor (Material Senowbari-Daryan), jedoch wurde keine Art gefunden, die mehr als ein halbes Dutzend Kanäle besitzt. Die permischen Amblysiphonellen mit Tuben sind außerdem durch andere Merkmale (z. B. verzweigte Poren, Individuendurchmesser höchstens 1,5 cm) von dieser triadischen Art zu unterscheiden.

Amblysiphonella gradinarui n. sp. unterscheidet sich von allen anderen *Amblysiphonella*-Arten durch den Besitz eines Spongocoels mit zahlreichen Tuben. Die ursprünglich als *Amblysiphonella (Tetraproctosia) peruana* Rauff aus dem Nor von Nevado de Acrotanbo (Peru) beschriebene Art hat nur vier Tuben im Spongocoel. Dieser Schwamm ist aufgrund der Tubuli im Spongocoel, der morphometrischen Merkmale und dem Vorkommen eines tubulären Skelettes in den Kammern zu *Polytholosa complicata* Rauff zu stellen (vergleiche Seilacher, 1961: 759–760) und mit der neuen *Amblysiphonella*-Art nicht vergleichbar.

Dank

Diese Arbeit stellt einen Beitrag zu dem vom der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekt »Evolution von Riffen« (F1 42/49-2) dar. Wir danken Herrn Prof. Dr. E. Flügel für die Durchsicht des Manuskriptes, den Herren Dr. O. Dragastan und Dr. E. Gradinaru (Univ. Bukarest) für die Führung im Gelände und Herrn Dr. L. Krystyn (Univ. Wien) für Fossilbestimmungen.

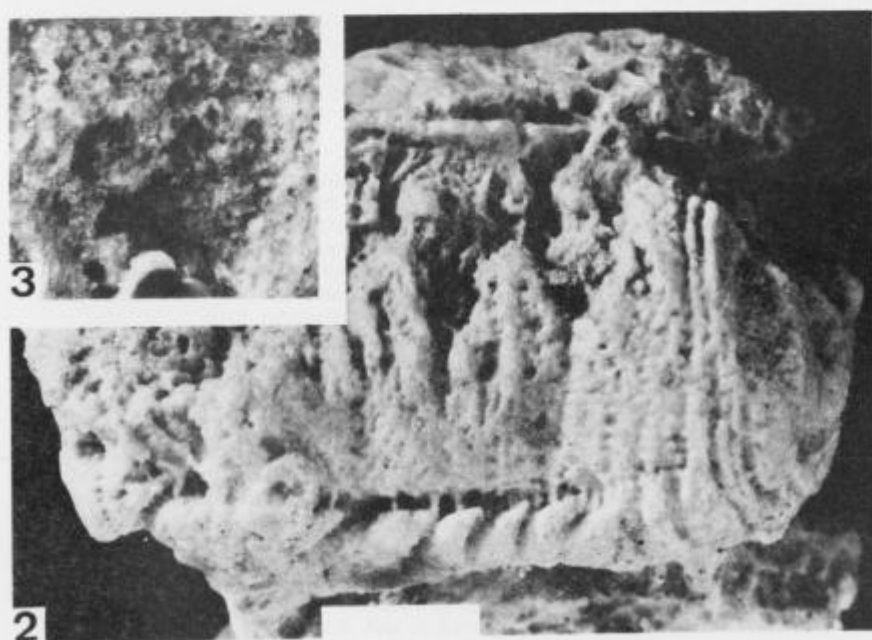
Literatur

- Bleahu, M., Tomescu, C. & Panin, S. 1972, Contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Vașcău. – D. S. Inst. geol. geofiz., 58/3, București.
- Kutassy, A. 1928, Die Ausbildung der Trias im Moma-Gebirge. – Zentralb. Min., Geol. u. Paläont., 1928, Abt. B. 320–325, Stuttgart.
- Kutassy, A. 1937, Triadische Faunen aus dem Bihor-Gebirge, I. Teil Gastropoden. – Geol. Hung. Ser. paleont., 13, 15–80, Budapest.
- Panin, S., Bleahu, M., Tomescu, C., Mirăuță, E. & Ștefănescu, M. 1982, Structure of the Vașcău-Plateau. – D. S. Inst. geol. geofiz., 67/5, 109–124, București.
- Pickett, J. & Jell, P. A. 1983, Middle Cambrian sphinctozoa (Porifera) from New South Wales. – Mem. Ass. Australas. Paleontols, 1, 85–92, Sydney.
- Seilacher, A. 1961, Die Sphinctozoa, eine Gruppe fossiler Kalkschwämme. – Akad. Wiss. Lit., math. – naturwiss. Kl., 1961/10, 721–790, Mainz.
- Senowbari-Daryan, B. & di Stefano, P. 1988, *Amblysiphonella maxima* n. sp., a new sponge from Upper Triassic reefs in Sicily. – Boll. Soc. Paleont. Ital., Modena (im Druck).

Tafel 1

Amblysiphonella gradinarui n. sp.

- 1 Der polierter Längsschnitt durch die Hälfte des Schwammes zeigt das Spongocoel und die perforierten Kammern. In der linken unteren Bildecke sind die Tuben des Spongocoels angeschnitten.
Proben-Nr. 25A15/2, Maßstab 1 cm
- 2 Gesamtansicht. Im unteren Teil des Bildes sieht man die Kammern und die Apoporen in Steinkernerhaltung. Am rechten Bildrand (=Basis des Schwammes) sind die Tuben des Spongocoels zu erkennen.
Proben-Nr. 25A15/1, Maßstab 1 cm
- 3 Die Vergrößerung des Spongocoels zeigt die Tuben in der Aufsicht.
Proben-Nr. 25A15/3, Bildhöhe 1 cm



UDK 551.761.782:551.24(497.12)=863

Geološka zgradba predpliocenske podlage Velenjske udorine in okolice

Geologic setting of the Pre-Pliocene basis of the Velenje depression and its surroundings

Aleksander Brezigar, Bojan Ogorelec, Lija Rijavec in Pero Mioč
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Obravnavano ozemlje je razdeljeno na tektonske enote: Podgorsko-vitanjski tektonski jarek, Velunjski nariv, Osrednje Karavanke, Južne Karavanke, Velenjska udorina in Gorenjsko-šostanjski blok. Velenjska udorina je neotektonskega nastanka. Ima obliko kotanje, ki je razpotegnjena v smeri severozahod-jugovzhod. V podlagi severne tretjine udorine nastopajo triadne plasti Južnih Karavank, v južnem delu pa oligomiocenske in miocenske plasti. Značilnosti triadnih plasti smo preiskali na področju Gabrke-Ležen. Nastopajo skitijske, anizijske in srednje- do zgornjetriadne plasti, pri čemer prevladujejo karbonatne kamnine. Oligomiocenske in miocenske plasti pa so sestavljene iz lapornih in peščenih glin, peščenjakov, laporjev in piroklastičnih kamnin, ki jih spremljata andezit in dacit.

Abstract

Geological investigations center on the basement of the Velenje structural depression as well as on the set-up of its surroundings. Several tectonic units combine in the structure of the wider area: the Podgorje-Vitanje graben, the Velunja overthrust appertaining to the large unit of the northern Karavanke Mountains, the central Karavanke Mountains, the southern Karavanke Mountains, the Velenje depression proper, and the Gorenje-Šostanj block. The Velenje depression is of neotectonic formation. The bottom of the elongated through extends in NW-SE direction. The northern flank of the depression - involving about one third of its total crosscut length - exhibits the Triassic makeup of the Karavanke Mountains, whereas the southern two thirds consist of the Oligo-Miocene and Miocene strata. The features of the Triassic Karavanke have been investigated at the locality Gabrke-Ležen. Taking part in the structure are the Scythian, Anisian and the Upper Triassic beds, all of them represented by prevailingly calcareous rocks. The Oligo-Miocene and Miocene beds consist of marly clays, sandy clays, sandstones and marls, in places of andesites and dacites, accompanied by pyroclastics as well.

Prispevek Geološka zgradba predpliocenske podlage Velenjske udorine in okolice je bil podan na simpoziju o geologiji Šaleške kotline v Titovem Velenju leta 1983. Izvleček referata je pod istim naslovom izšel v Geološkem zborniku 3, 1983, Odsek za geologijo, Ljubljana, v celoti pa naj bi izšel v Geološkem zborniku 6. Ker ta kasneje ni izšel, objavljamo celoto šele sedaj. Prispevek podaja stanje raziskav v letu 1983 in ga kasneje nismo bistveno spreminjali.

Uvod

Obravnavano ozemlje leži v severni Sloveniji in zajema del Karavank ter severovzhodni podaljšek Savinjskih Alp. Na sredini je Šaleška dolina ali Šaleška kotlina, geološko označena tudi kot Velenjska udorina. V pliocenskih plasteh Šaleške doline je debel premogov sloj, ki ga izkorišča Rudnik lignita Velenje. Področje je zanimivo tudi zaradi drugih rudarskih dejavnosti. Pri Puharjih so kopali svinec in cink (Iskra, 1969; Drovenik et al., 1980, 57), pri Hrastovcu pod cerkvijo Sv. Bric rjavi premog (Mali et al., 1975; Rolle, 1857, 448), v bližini Sv. Brica severno od Titovega Velenja na področju vitanjske sideritne formacije pa železovo rudo (Berce, 1956, 240). Po dolini poteka termalna črta Topolšica-Dobrna (Teller, 1898a, 5). V Topolšici je temperatura vode od 28 °C do 31 °C, v Dobrni pa 36 °C in več (Nosan, 1973, 12 in 13). Tod se nahajajo tudi nekovinske mineralne surovine (Škerlj, 1979).

Na ozemlju velenjskega premogišča potekajo od leta 1980 obsežna dela, ki zajemajo strukturne, hidrogeološke, geomehanske in rudarske preiskave s spremljajočim vrtnjem. S temi preiskavami želijo določiti pogoje, ki bodo dovoljevali odkopavati premog pod vodonosnimi plastmi. Večina strukturnih raziskav je bila končana leta 1982, medtem ko preostale še nadaljujejo.

Strukturne raziskave so bile usmerjene na predpliocensko podlago udorine in na pliocenske in pleistocenske zasipe. V tej razpravi podajamo le geološki pregled podlage in tistega dela obrobja, ki je neposredno vplival na razmere v udorini. Zajemamo ozemlje daleč na sever od izvira rečice Velunje do Šaleške doline na sredini in do bližnjega južnega obrobja doline. Geološko je to izredno pisano ozemlje, ki ga delimo na več tektonskih enot. Razmere obravnavamo po tektonskih enotah, pri čemer povzemamo osnove po tolmaču za list Slovenj Gradec (Mioč, 1978).

Terenske regionalno-geološke raziskave sta opravila P. Mioč in M. Žnidarčič. Sedimentološki razvoj triadne podlage je opisal B. Ogorelec, razvoj in delitev terciarja pa L. Rijavec. Z regionalno-geološkimi dognanji in izsledki vrtnj v udorini je regionalno geološke raziskave dopolnil A. Brezigar. Podal je še geološke razmere na področju Velenjske udorine, dodatek o tektoniki področja, slike 1-4 in pripravil prispevek za objavo.

Dosedanje raziskave

Aleksander Brezigar

Šaleško dolino in okolico preiskujejo geologi že okrog 150 let. V tem poglavju se omejujemo le na najpomembnejše prispevke.

Najstarejši geološki opis je podal Keferstein leta 1829. Opisal je svetlo zelene debeložrnate peščenjake z glavkonitom pri Topolšici (cf. Rolle, 1860, 8) in jih označil za flišno formacijo. Vulkanite pri Velenju je imenoval trahit (cf. Stache, 1874, 239). Istega leta je Studer (1829) opisal laporaste drobnožrnate peščenjake in laporje južno od Velenja in jih primerjal s švicarsko molaso. Vendar na strani 760 pripominja, da Kefersteinova flišna formacija ni enaka njegovi molasi. Rolle (1860, 8) je kasneje pojasnil, da je Keferstein pravzaprav opisoval zgornjeterciarni lapor z velikimi kosi gnajsa. Danes bi polemiko dopolnili s tem, da je Keferstein opisoval kvartarne zasipe z velikimi granitnimi in tonalitnimi odlomki, Studer pa spodnjemiocenski govši lapor in peščenjak. Vulkanske kamnine pri Šoštanju omenja leta 1835 še Boué (cf. Rolle, 1857, 404).

Pomembnejši raziskovalci pred letom 1914 so bili Morlot, Rolle, Teller, Zollikofer, Stache, Stur in Hoernes.

Morlot je leta 1853 uvedel pojma »eocenska formacija« in »eocenske metaforne kamnine« ali »metamorfne kamnine Spodnje Štajerske«. V »eocensko formacijo« je uvrstil gornjegrajske sklade in plasti okrog Socke, med »eocenske metamorfne kamnine« pa vitanjsko sideritno formacijo ter dioritni (danes andezitni) tuf (cf. Rolle, 1857, 405).

Rolle (1857 in 1860) je to osnovno delitev še dopolnil. V »eocensko formacijo« je uvrstil apnence z numuliti pri Sv. Florjanu zahodno od Šoštanja, dalje diorit, dioritni tuf, tufski konglomerat pri Velenju in Šoštanju in premogonosne soteške plasti. Soteškim plastem je prištel tudi laporaste skrilavce nad numulitnimi apnenci pri Sv. Florjanu (Rolle, 1860, 14) – torej današnje morsko glino sivico – in premogova ležišča znotraj »Vitanjskega apnenega gorovja« (»Weitensteiner Kalkgebirges«), kamor spada tudi »črni premog« (»Glanzkohle«) Zgornjih Škal, to je v današnjem Hrastovcu pri Titovem Velenju. Dalje je v »eocensko formacijo« uvrstil litotamnijske apnenice (»Nulliporenkalk«) z ostrejami in pektinidi pri Velenju in Dobrni. Iz razpredelnice (Rolle, 1860, 23) je razvidno, da je z eocenom mislil tedanji zgornji eocen ali oligocen, danes znan kot oligomiocen (egerij), litotamnijske apnenice pa je opredelil kot spodnjemiocenske.

Globočnino pri Zavodnjah je Rolle opisal kot gnajs, triadne plasti na severnem obrobju Šaleške doline pri Hudi Luknji in ob Sopoti pa kot anizijski apnenec (»Guttensteiner Kalk«). Uvedel je tudi pojem »vitanjska železova formacija« (»Weitensteiner Eisenerzformation«), danes znan kot vitanjska sideritna formacija, s katerim je nadomestil Morlotove »eocenske metamorfne kamnine«. To formacijo sestavljajo karbonski ziljski apnenci in dolomiti (»Gailthaler Kalk und Dolomit«, drugod tudi »Bergkalk«) s sideritnimi čoki, dalje kremenovi konglomerati, imenovani »brečko«, in kremenovi peščenjaki, imenovani »škripauc«. Črne apnenice z belimi žilami, krinoidi in brahiopodi je Rolle (1857, 424 in 425) imenoval »Schnüralkalk«. Kamnine železove formacije danes uvrščamo v karbon in permij. Formacijo je opisal pri Sv. Bricu severno od Titovega Velenja.

Zollikofer (1861/1862, 334) deli eocensko formacijo na eocenske soteške plasti in tufske kamnine ter na neogenske morske litotamnijske koralne apnenice in litotamnijske apnenice peščenjake z briozoji. Podrobnejše členitve ne navajamo.

Zelo pomembno delo je geološki zemljevid, list Mozirje (Teller, 1898b), v merilu 1 : 75 000 in spremljajoči tolmač (Teller, 1898a). Teller je opustil mnoge starejše izraze in uvedel nove. Kot najstarejše je opisal paleozojske zelene skrilavce z diabazom in diabaznim tufom, ki jih je Rolle opisoval še kot ziljske plasti. Danes so te plasti znane pod imenom štalensko-gorska serija. Posebej je ločil zelene glinaste skrilavce in subgrauvako ter omenil, da je po petrografskih značilnostih podobna grödenskim peščenjakom. Opisane kamnine ležijo na skrajnem severozahodnem delu obravnavanega ozemlja. Namesto o karbonskih ziljskih apnencih govori o fusulin-skih apnencih. Triadne plasti deli na spodnjetriadne werfenske plasti, anizijske školkovite apnenice in dolomite (»Muschelkalk«) in ladinjske rudonosne apnenice (»Erzführender Kalk«). Zadnje omenja kot sinonim za wettersteinske apnenice.

Eocenske formacije Teller ne omenja več. Kot najstarejše terciarne plasti navaja oligocenske gornjegrajske sklade, ribje skrilavce z Brdc ter okoninsko brečo. *Locus typicus* teh plasti leži izven obravnavanega ozemlja, pač pa se tod pojavljajo njihovi ekvivalenti. Kot ekvivalent gornjegrajskih skladov omenja nuliporne apnenice pri vasi Klanec severno od Dobrne; to so klanške plasti. Zanje je značilna prisotnost

numulitov, koral, ehinodermov, briozojev, pektinid in ostrej. Teller (1898a, 74) piše tudi o več erozijskih krpah teh skladov pod hribom Skorno in pri Sv. Florjanu zahodno od Šoštanja.

Sledijo oligocenske soteške plasti s premogom, katerim je prišel, podobno kot pred njim Rolle, premogonosne plasti pri Sv. Bricu (Hrastovec), današnje ivniške plasti na severu ter druge sotoške premogonosne plasti, ki ležijo izven obravnavanega ozemlja.

V miocen je Teller uvrstil dobrnski morski lapor severno in zahodno od Dobrne. V njem so foraminifere, ostanki školjk in polžev, mahovnjaki in korale. Miocenski je tudi dobrnski tufski peščenjak vzhodno od Velenja, katerega je vzporejal z govškim peščenjakom. Posebej omenja morski lapor s področja tufov, torej današnjo morško sivico. Leta 1873 je Drasche ugotovil, da je v okolici Velenja andezitni in ne dioritni tuf (cf. Teller, 1898a, 102). Zato govori Teller o andezitnem tufu in o andezitu kot predornini. Na 161. strani pripominja, da sta lahko ponekod bolj kislja in da lahko prehajata v dacit oziroma dacitni tuf. Kot najmlajše miocenske plasti omenja lito-tamnijske apnenice pri Velenju (Sv. Martin). Tudi v njih so pektinide in ostreje.

V Osrednjih Karavankah je opisal granit s paralelno teksturo in tonalitni gnajs ali tonalit s paralelno teksturo. Med njima nastopajo filit in kristalasti skrilavci.

Od tektonskih smeri je poznal vitanjski prelom s smerjo Belavski vrh-Kozjak-Vitanje in šoštanski prelom s smerjo Šoštanj-Vojnik (Teller, 1898a, 4 in 5). Oba se združita zahodno od Belavskega vrha.

Stache (1874), Stur (1864, 1871) in Hoernes (1903) obravnavajo širša področja in le deloma posegajo v okolico Šaleške doline. Povzemajo najpomembnejše ugotovitve predhodnikov. Med letoma 1914 in 1945 je raziskovanje zamrlo. Po letu 1945 pa so se raziskovalci usmerili predvsem na posamezne litostratigrafske člene. Tako je mladopaleozojske sklade vitanjskega niza oziroma Rollejeve železove formacije obdelal Ramovš (1960). Na podlagi mikrofavne jih je ločil v zgornjekarbonske in spodnje – ter srednjejpermjske. Hinterlechner-Ravnik in Pleničar (1967) sta obdelala smrekovski andezit in njegov tuf. Na podlagi foraminiferne mikrofavne iz lapornih plasti med tufom sta ju uvrstila v srednji oligocen. Vulkanske kamnine sta našla le južno od Smrekovca in Šaleške kotline, zato sta ta vulkanizem označila kot značilnost Savinjskih Alp. Tellerjev vitanjski prelom sta preimenovala v smrekovski prelom.

Opis soteških skladov in primerjavo njihovih številnih nahajališč je podal Kuščer (1967). Faninger (1976) ter Faninger in Štrucl (1978) pa sta obdelala granitni in tonalitni pas Centralnih Karavank. Granitni intruziv sta označila kot varistični, tonalitni pa kot alpidski.

Razvoj magmatizma v Vzhodnih Karavankah je obdelal Mioč (1972). Podal je tudi litostratigrafsko primerjavo med Savskimi gubami, Južnimi Karavankami in širšim jugoslovanskim prostorom ter Južne Karavanke uvrstil v geotektonsko enoto savskega nariva (Mioč, 1981, 545).

Regionalno tektonsko zgradbo je prikazal Premru (1976). Razen smrekovskega in šoštanskega preloma navaja še ormoški in ljutomerski prelom. Oba se pričneta v Velenjski udorini in se proti vzhodu vlečeta do labotskega preloma, kjer se lomita ter se nadaljujeta v severovzhodno Slovenijo. Vse štiri prelome je Premru uvrstil v 7. neotektonsko fazo s transkurentnim značajem prelomov.

Zvezni geološki zavod Beograd je izdal osnovno geološko karto SFRJ, list Slovenj Gradec, v merilu 1:100 000 (Mioč & Žnidarčič, 1976) in tolmač k tej karti (Mioč, 1978). Zemljevid zajema skoraj celotno obravnavano ozemlje razen skraj-

nega zahodnega dela. Na njem so paleozojski zeleni skrilavci z diabazi obravnavani kot štalenskogorska serija, kamnine vitanjskega niza pa so revidirane glede na novejša spoznanja. Enako velja za zgornjepermjski apnenec in dolomit z galenitom in sfaleritom ter za keratofir pri Puharjih. Triadne plasti so razdeljene na skitijski dolomit, apnenec in klastite, na anizijski sivi plastoviti dolomit in ladinijski kristalasti dolomit ter apnenec. Ladinijski apnenec je uvrščen v langobardsko in cordevolsko podstopnjo.

Severozahodno od Šoštanja je v omenjenem zemljevidu narisani erozijski ostanek debelokristalastega zgornjekrednega apnenca. Od terciarnih plasti je opisan srednjeoligocenski sivi apnenec jugovzhodno od Vinske gore, ki je morda ekvivalent gornjegrajskih plasti, na območju Paškega Kozjaka pa srednjeoligocenski sljudnati lapor. V srednji oligocen (rupelij) je uvrščen tudi sivi morski peščeni lapor oziroma morska sivica. Smrekovške plasti, kamor spadajo andezitni tuf, tufit in vulkanska breča, so opisane kot oligocenske, medtem ko sta dacit in dacitni tuf ob neposrednem južnem robu Velenjske udorine označena kot miocenska, verjetno helvetijska. V helvetij so uvrščene ivniške plasti (konglomerat, peščenjak in lapor) ob zgornjem toku Velunje. Enake starosti sta peščenjak in peščeni lapor v vzhodnem podaljšku Šaleške doline. Peščeni apnenec z litotamnijami vzhodno od Velenja je označen kot tortonijski.

Poleg smrekovškega in šoštanjskega omenja Mioč (1978, 52) še topolški in dobrniški prelom. Topolški prelom poteka ob južnem robu pogorja Lom, dobrniški pa ob južnem robu Vinske gore in se ob zahodnem robu Ljubele priključi smrekovškemu prelomu.

O podlagi Velenjske udorine v ožjem pomenu je malo objavljenega. Omenimo naj le geološke prereze (Rolle, 1857, 465; 1860, 13 in 20), v katerih sta pri Topolšici prikazana ziljski apnenec in dolomit, na jugu pa eocenska formacija (apnenec, lapor in dioritni tuf). Pri Škalah je prikazan anizijski dolomit, na jugu pa eocenski lapor in dioritni tuf. Riedl (1887, 141) ugotavlja v vrtini I/1875 na globini 175,9 m soteški peščenjak, kar kasneje navaja še mnogo avtorjev. Ta peščenjak danes uvrščamo v miocen-eggenburgij.

Geološka zgradba širšega področja

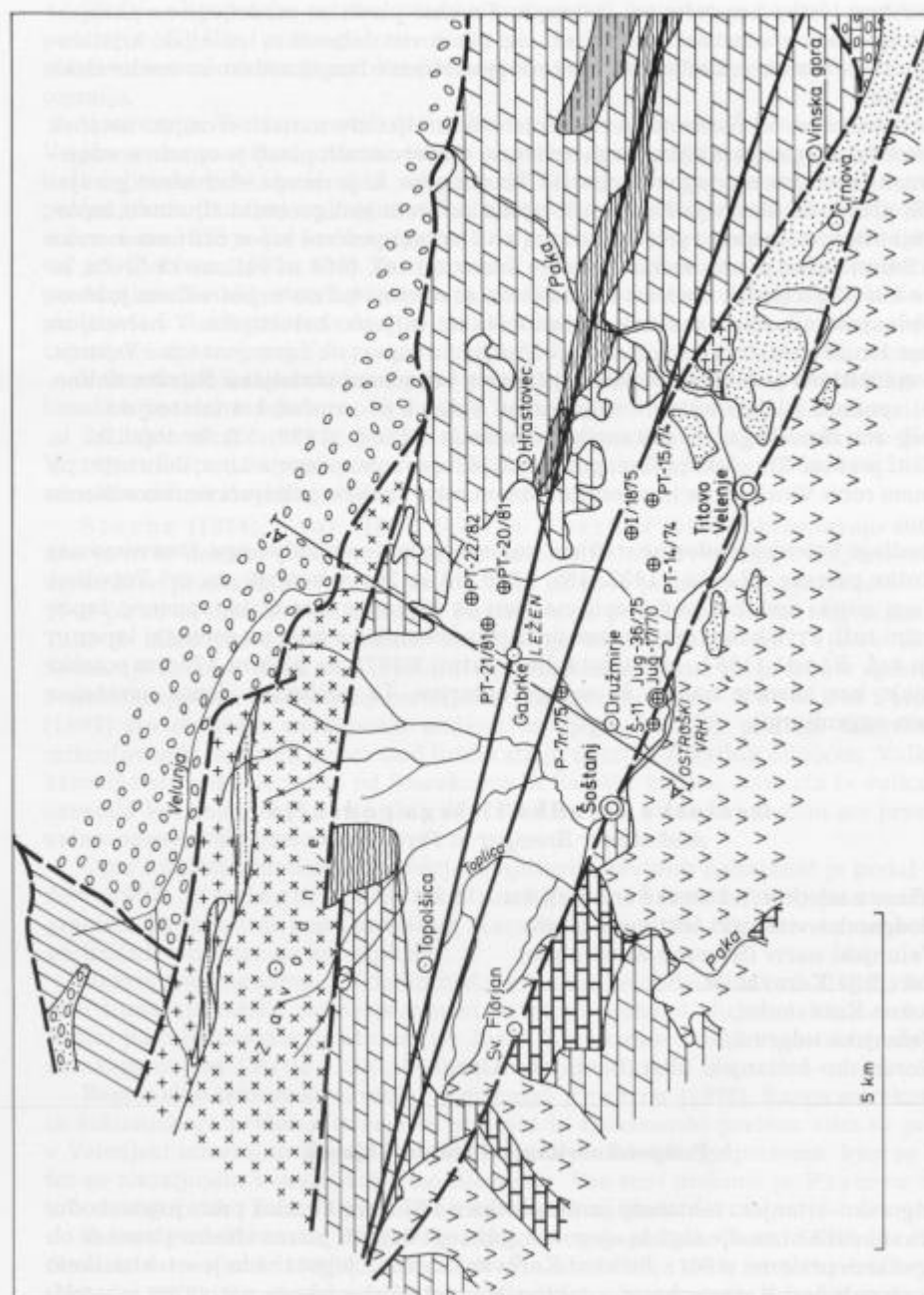
Aleksander Brezigar in Pero Mioč

Ločimo naslednje tektonske enote (slika 1 in 2):

1. Podgorsko-vitanjski tektonski jarek,
2. Velunjski nariv (Severne Karavanke),
3. Osrednje Karavanke,
4. Južne Karavanke,
5. Velenjska udorina,
6. Gorenjsko-šoštanjski blok (Savinjske Alpe).

1. Podgorsko-vitanjski tektonski jarek

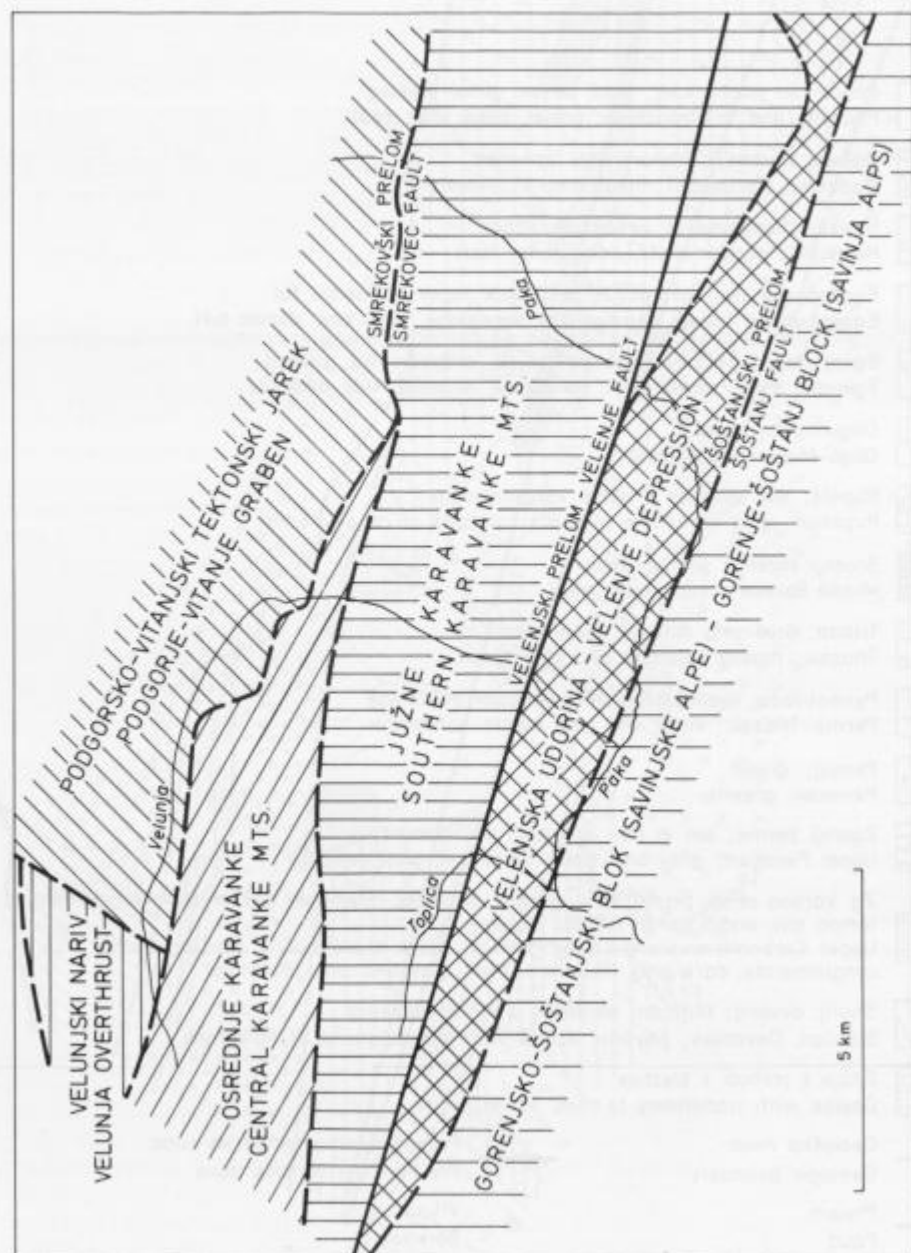
Podgorsko-vitanjski tektonski jarek poteka od Slovenj Gradca proti jugovzhodu. Na obravnavano območje sega le njegov najjužnejši del. Na južnovzhodni strani se ob smrekovškem prelomu stika z Južnimi Karavankami. Na jugozahodu je v tektonskem stiku z Osrednjimi Karavankami, s tektonsko enoto Velunjskega nariva pa je v tek-



Sl. 1. Geološka karta Šaleške doline in okolice

Fig. 1. Geologic map of the Šalek valley and its surroundings





Sl. 2. Tektonske enote
Fig. 2. Tectonic units

tonskih stikih različnega značaja. Kamnine iz tega jarka so za področje Šaleške doline pomembne le posredno. Velunja jih namreč erodira in prenaša v Šaleško dolino, domnevno pa so bile ugotovljene tudi v pliokvartarnih peskih velenjske skladovnice npr. v sredini severnega dela doline.

Jarek gradijo helvetijske ivniške plasti (slika 3a). Njihova starost je določena po primerjavi s podobnimi usedlinami na avstrijskem Štajerskem (Kollmann, 1965). V spodnjem delu nastopajo konglomerati in sljudnati peščenjaki, v zgornjem laporji. Spodnji del ima fluvioterestrični značaj, navzgor je prehod v brakični in morski facies. Barva kamnin se spreminja od sive do zelenkaste in sivo rjave, konglomerati pa so rumenkasti in rdečkasti, kar je odvisno od stopnje preperelosti. Prodniki in peščena zrna so večinoma iz magmatskih in metamorfnih kamnin. V morskem laporju so foraminifere *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Bigenerina robusta* Brady, *Cyclogyra polygyra* (Reuss), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny) in druge.

2. Velunjski nariv (Severne Karavanke)

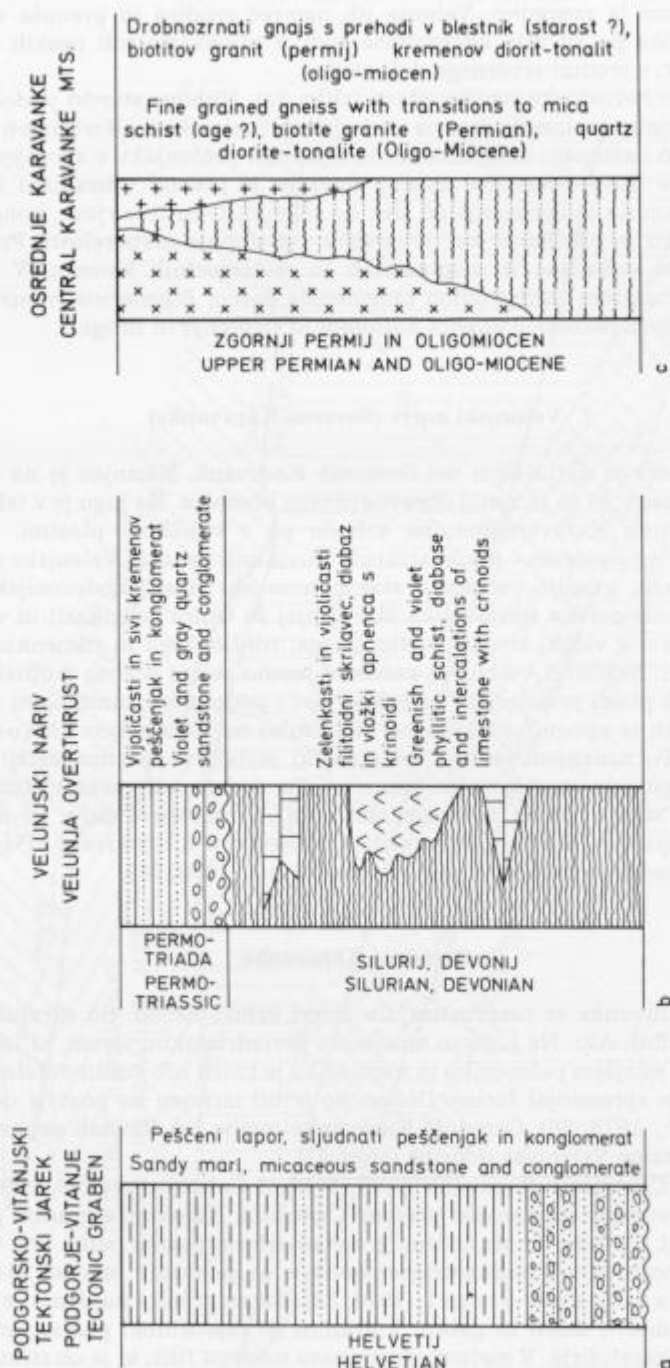
Velunjski nariv je najjužnejši del Severnih Karavank. Narinjen je na severneje ležeče triadne plasti, ki so že zunaj obravnavanega območja. Na jugu je v tektonskem stiku z Osrednjimi Karavankami, na vzhodu pa z ivniškimi plastmi. Kamnine Velunjskega nariva najdemo v pliokvartarnih fluvialnih nanosih Velenjske udornine.

Velunjski nariv gradijo večinoma staropaleozojski silurijskodedonijski skladi, znani kot štalenskogorska serija (slika 3b). V njej so temni zelenkasti in vijoličasti filitoidni skrilavci z vložki sivega, svetlo sivega, rdečkastega in rumenkastega apnenca s krinoidi. Skrilavci vsebujejo ponekod temno zeleni diabaz z ofitsko strukturo. Starost teh plasti je določena po primerjavi s podobnimi kamninami v Avstriji in po konodontih iz apnenih vložkov pri Remšniku na Kobanskem (Mioč & Ramovš, 1973). Po zunanjem videzu, mineraloški sestavi in marmorizaciji apnenca spadajo med regionalno metamorfne kamnine. Prevladuje anhimetamorfna sotpnja, spodnji del pa sega v facies zelenega skrilavca. V najvišjem delu, ki ni povsod ohranjen, nastopa vijoličasti in sivi skrilavi meljavec s subgrauvako. Po analogiji s sosednjimi območji je uvrščen v permotrias (Mioč, 1978, 27).

3. Osrednje Karavanke

Osrednje Karavanke se razprostirajo v smeri vzhod-zahod. So skrajni vzhodni podaljšek Vzhodnih Alp. Na jugu so omejene s periadriatskim šivom, ki loči Alpe od Dinaridov. V mlajšem paleozoiku in mezozoiku je tvoril rob kontinentalnega šelfa, ob katerem se je spreminjal facies. Dokončno je bil izrinjen na površje do sredine miocena (Mioč, 1978, 50). Osrednje Karavanke mejijo pri Ravnah neposredno na pliokvartarne zasipe Velenjske udorine (slika 7).

Severni rob Centralnih Karavank tvori reverzni Čofatijev prelom, južni rob pa strmi in rahlo reverzni smrekovski prelom. Centralne Karavanke gradita granit na severu in tonalit na jugu, ki sta ločena z metamorfnim pasom (slika 3c). Granit je variscen permotriasen. Radiometrične meritve so pokazale starost 244 do 216 milijonov let (Faninger & Štručl, 1978, 82). Razen granita najdemo še granodiorit, kremenov diorit, diorit in gabro. V granitu so zajeti bloki gnajsa, amfibolita, diabaza in metakeratofirja. V metamorfnem pasu nastopa filit, ki je ob stiku z grani-



Sl. 3. Geološki stolpci
Fig. 3. Geological columns

tom pogosto spremenjen v kordieritni skrilavec. Zahodno od raziskanega območja nstopata tudi drobnnozrnati gnajs in amfibolit. Metamorfni pas je z granitom pretežno v tektonskem stiku, le redko v primarnem. V tektonskem stiku je tudi s tonalitom. Tonalit je alpinske oligomiocenske starosti. Nastal je pred 29 do 28 milijoni let (Faninger & Štručl, 1978, 82). Ima značilno planparalelno teksturo, ki je izražena z menjavo pasov femičnih in saličnih mineralov.

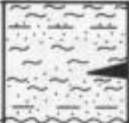
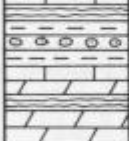
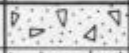
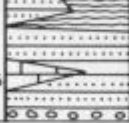
4. Južne Karavanke

Južne Karavanke tvorijo severni rob Velenjske udorine in severni del njene podlage. Gradijo jih mladopaleozojske luske, mezozojski triadni kompleks in tericarne plasti (slika 4). V tolmaču k listu Slovenj Gradec (Mioč, 1978) so razdeljene na tri geološko tektonske enote. Severno leži paška sinklinala, ki je zgrajena iz triadnih plasti. Vleče se od Paškega Kozjaka do Velenjske udorine. Sem spadata Ljubela in Vodemla. Na sredini so mladopaleozojske luske, npr. pri Hrastovcu ali na Vrhovskem vrhu. Tretja enota je neposredno severno obrobje Velenjsko-dobrniške udorine, kamor je uvrščena tudi gora Lom severozahodno od Topolšice; zgrajeno je predvsem iz triadnih plasti. Za vzhodni del Južni Karavank omenjena delitev ustreza, medtem ko je zahodni del, npr. pogorje Lom, v litostratigrafskem pogledu bolj podoben enoti paške sinklinala, kot severnemu obrobju Velenjske udorine. Ker sta z novjšimi raziskavami tudi topolški prelom in dobrniški prelom razvrščena kot preloma II. reda, raziskave severnega obrobja udorine, predvsem njegovega zahodnega dela, pa se še nadaljujejo, tukaj Južnih Karavank ne delimo na manjše geotektonske enote. Južne Karavanke segajo torej od smrekovskega preloma na severu do velenjskega preloma na jugu. Oba preloma imata subvertikalen značaj, celotno področje pa kaže tendenco narivanja proti jugu.

Mladopaleozojske luske (Ramovš, 1960) so znane tudi pod imenom vitanjski niz (»Weintensteiner Zug«, Stache, 1874) ali železova oziroma sideritna formacija. Vlečejo se ob večji, prečno večkrat pretrgani in premaknjeni tektonski coni z glavno smerjo vzhod-zahod oziroma nekoliko proti jugovzhodu. Pri Vrhovskem vrhu na zahodnem obrobju udorine nastopijo tudi kot samostojna tektonska gruda, ki je razkosana s prelomi vzhod-zahod in severozahod-jugovzhod, torej tudi s prelomi dinarske smeri. Južno od Topolšice so bile luske navrtane globoko pod triadnimi plastmi. Nasploh so tektonsko izredno pregnetene. Gradijo jih zgornjekarbonski, spodnjepermjski in srednjepermjski skladi.

Zgornjekarbonski skladi pripadajo vrhnjemu delu javorniških skladov (Ramovš, 1960, 206) ter jih uvrščamo v gželijsko in orenburgijsko stopnjo. Sestavljajo jih kremenov konglomerat in peščenjak, nekaj pa je tudi temnega glinastega skrilavca. Pojavljajo se še leče temnega mikritnega apnenca s fuzulinidami. Del teh plasti sega verjetno še v spodnji permij. Najdene so bile *Rugosofusulina alpina* (Schellwien), *Quasifusulina longissima* Möller in druge foraminifere.

Spodnjepermjski in srednjepermjski skladi so z zgornjekarbonskimi povsod v tektonskem stiku. Ramovš (1960) jih je označil kot spodnjepermjske rotnoveške in srednjepermjske trogkofelske sklade, omenja pa tudi trbiško brečo. Kot rotnoveške je opisal večinoma neskladovite, redkeje ploščaste temno sive in črne psevdoschwagerinske apnenice, ki so prepredeni z belimi kalcitnimi žilami, ter mejne plasti, ki jih gradijo brečasti konglomeratni apnenci z glineno-skrilavimi vložki. K trogkofelskim skladom uvršča svetel in rožnat organogen apnenec. Na obravnavanem ozemlju

PLIOCEN IN VILLAFRANCIJ PLIOCENE AND VILLAFRANCHIAN		Prod, pesek, glina, glinovec, premog Gravel, sand, clay, claystone, coal
MIOCEN MIOCENE		Sljudnati peščenjak, konglomerat, sljudnati lapor Micaceous sandstone, conglomerate and micaceous marl
SREDNJI EOCEN? MIDDLE EOCENE?		Sljudnati lapor, peščenjak, meljevec, premog Micaceous marl, sandstone, siltstone, coal
SREDNJA DO ZGORNJA TRIADA MIDDLE AND UPPER TRIASSIC		Kristalasti masivni dolomit in apnenec, vložki meljastega skrilavca; spodaj tudi diabaz in diabazni tuf, keratofir ter keratofirski tuf Crystalline massive dolomite and limestone, intercalations of silty shale; in the lower part also diabase and its tuff, keratophyre and its tuff
ANIZIJ ANISIAN		Plastoviti in laminirani dolomit Stratified and laminated dolomite
SKITIJ SCYTHIAN		Sivi dolomit, peščeni vijoličasti skrilavec, sivi ploščasti apnenec, lapor, oolitni dolomit Gray dolomite, sandy violet shale, gray stratified limestone, marl, oolitic dolomite
SR. PERMIJ MD. PERMIAN		Breča z rdečim vezivom Breccia with red cement
SP. PERMIJ LOWER PERMIAN		Svetlo sivi in rožnati apnenec, konglomerat, peščenjak in skrilavec Light gray and pink limestone, conglomerate, sandstone and shale
ZGORNJI KARBON UPPER CARBONIFEROUS		Črni glinasti skrilavec, kremenov peščenjak in konglo- merat, vložki apnenca s fuzulinidami Black shale, quartz sandstone and conglomerate, intercalations of limestone with fusulinids

Sl. 4. Geološki stolpec Južnih Karavank

Fig. 4. Geological column of southern Karavanke Mountains

je razvit tako temno sivi masivni in ploščati mikritni rotnoveški apnenec s kalcitnimi žilami kot neskladoviti kristalasti svetlo sivi, beli in rožnati trogkofelski apnenec. Razvit je tudi klastični facies v obliki kremenovih konglomeratov, peščenjakov in glinastih skrilavcev, ki je podoben onemu iz zgornjega karbona. Brez fosilnih ostankov ju ni mogoče ločiti. V apnencih nastopa bogata fusulinidna favna *Quasifusulina tenuissima* (Schellwien), *Pseudofusulina* sp., *Binella* sp. in druge.

Pri Hudem mlinu vzhodno od Pake je trbiška breča srednjepermijske starosti. Podobno kot drugod v Karavankah so v njej kosi trogkofelskega apnenca in drobci kremena povezani z rdečkastim glinasto-limonitnim vezivom.

Največje področje sestavljajo triadne kamnine. Ločimo skitijske, anizijske in srednje- do zgornjetriadne plasti. V ladinijsko stopnjo uvrščamo redke vulkanske kamnine.

V spodnjem delu skitijskih skladov imamo svetlo sivi do svetlo rumenksti plastoviti dolomit, ki je pogosto zdrobljen in milonitiziran. Vmes so vložki rdeče vijoličaste peščenega skrilavca. Navzgor slede sivi ploščati do tenkoplastoviti apnenci in laporji s kalcitnimi žilami. Apnenci in laporji so lahko tudi rdečkaste, rumenkaste, zelene ali rjave barve. Značilni horizont je rdečkast ali siv oolitni dolomit. Tudi v njem najdemo vijoličaste peščene skrilavce z različno množino sljude. Na vzhodnem obrobju Velenjske udorine so pogosti zelenkasti laporasti skrilavci. V skitijskih plasteh je foraminiferna mikrofavna in ostanki ter odtisi školjk, med drugimi *Myophoria* sp.

K anizijskim plastem prištevamo sivi plastnati ali masivni dolomit, ki je drobno- do srednjezrnat in ponekod laminiran. Redkejši je neskladoviti kristalasti apnenec, na primer na Paškem Kozjaku, kjer je bila najdena *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič.

V ladinijsko stopnjo uvrščamo diabaz, diabazni tuf in keratofir. Diabaz in diabazni tuf pa tudi tufit, glinovec in roženec se pojavljajo na severnem pobočju Paškega Kozjaka. Diabaz je temno zelen, na površini preperel, masiven in ima ofitsko strukturo. Tuf in tufit sta zelenkasta do rdeče vijolična ter se menjavata z glinovcem in rdečim rožencem. Karatofir se pojavlja na južni strani Paškega Kozjaka v ozkem pasu, potekajočem v smeri vzhod-zahod. Je drobno- do srednjezrnat in zelenkaste do svetlo rjave barve.

V srednje- do zgornjetriadnih plasteh so ladinijske in zgornjetriadne karbonatne kamnine, ki pa jih težko razločujemo. Fosilni ostanki so navadno prekristalizirani in nedoločljivi, zato te kamnine obravnavamo skupaj. V spodnjem delu nastopa masivni dolomit svetlo sive barve s srednjekristalasto strukturo. Navzgor prehaja v kristalasti apnenec. Apnenec je ponekod plastovit in temnejše barve. Starost je določena z dazikladacejami in foraminiferami *Diplopora annulata* Schafhäutl, *Physoporella* sp., *Trochammina* sp. in drugimi.

Mioč (1978, 32), in Brezigar s sodelavci (1983b, 17) navajajo pri Stanovšku zgornjekredni grebenski apnenec. Sedimentološke in paleontološke preiskave tega apnenca so pokazale, da gre za srednje- do zgornjetriadni apnenec. Krednih plasti na tem področju Južnih Karavank ni.

V terciar smo uvrstili premogonosne plasti pri Hrastovcu, andezitne izlive ob smrekovškem prelomu pri potoku Strmina in erozijske ostanke domnevno miocen-skih klastitov. Del Južnih Karavank prekrivajo tudi pliocenski in pleistocenski zasipi Šaleške doline.

Za Južne Karavanke je značilen sladkovodni facies nekdanjih »soteških plasti«. Izraz »soteške plasti« danes ne ustreza več (Cimerman, 1979, 66). Klasično najdišče pri Socki je namreč uvrščeno v helvetij (Mioč, 1978, 36), premog zagorskih rudnikov v sladkovodni oligocen-rupelij (Kuščer, 1967, 44), morski razvoj oligocena – »sivica« pa v zgornji del rupelija in egerij (Cimerman, 1979, 67). »Soteške plasti« v Južnih Karavankah pa tukaj domnevno uvrščamo v eocen, zato je ta izraz popolnoma neprikladen. Sem spada sladkovodni premogonosni razvoj pri Hrastovcu oziroma pod cerkvijo Sv. Bric neposredno nad Šaleško dolino. Te plasti pa so tudi

drugod v Južnih Karavankah. Pri Hrastovcu so vnetene med mladopaleozojske luske in triadne plasti. Razvite so kot sljudnati lapor sive, sivo rjave in oranžne barve. Ponekod vsebuje precej peščene komponente in prehaja v laporasti peščenjak. V laporju nastopa rjavi premog različne debeline, večinoma v obliki tankih pol. Ponekod najdemo makrofavno, ki je znana pod imenom »favna s Sv. Brica«. Gre za polže in školjke *Pyrgulifera gradata* Rolle, *Paludina styriaca* Rolle, *Unio lignitaris* Rolle, *Congeria styriaca* Rolle, *Cyrena lignitaria* Rolle in *Cyrena subtellinoides* Rolle (Hoernes, 1892, 281). Nastopajo še številni rastlinski ostanki. Litološko podobne plasti pri Javorniškem rovtu nad Jesenicami so srednjeeocenske (Mikuž, 1979), skupen jim je polž *Pyrgulifera gradata*.

Južno od smrekovškega preloma, v zgornjem delu potoka Strmina pri Mazeju severno od Topolšice, nastopajo ob prelomu s smerjo severozahod-jugovzhod majhne andezitne krpe. Gre za andezitno predornino, ki je na zahodu zunaj obravnavanega ozemlja v bližini smrekovškega preloma pogosta in je nastala v egeriju med smrekovskim vulkanizmom. Andezit je tektonsko zelo zdrobljen in spremenjen. Je zelene in sivo zelene barve z značilno porfirsko strukturo. Majhno nahajališče je razdeljeno na tri krpe. Andezit ni značilen za Južne Karavanke, kajti vzhodno od tod se na površini ne pojavi več.

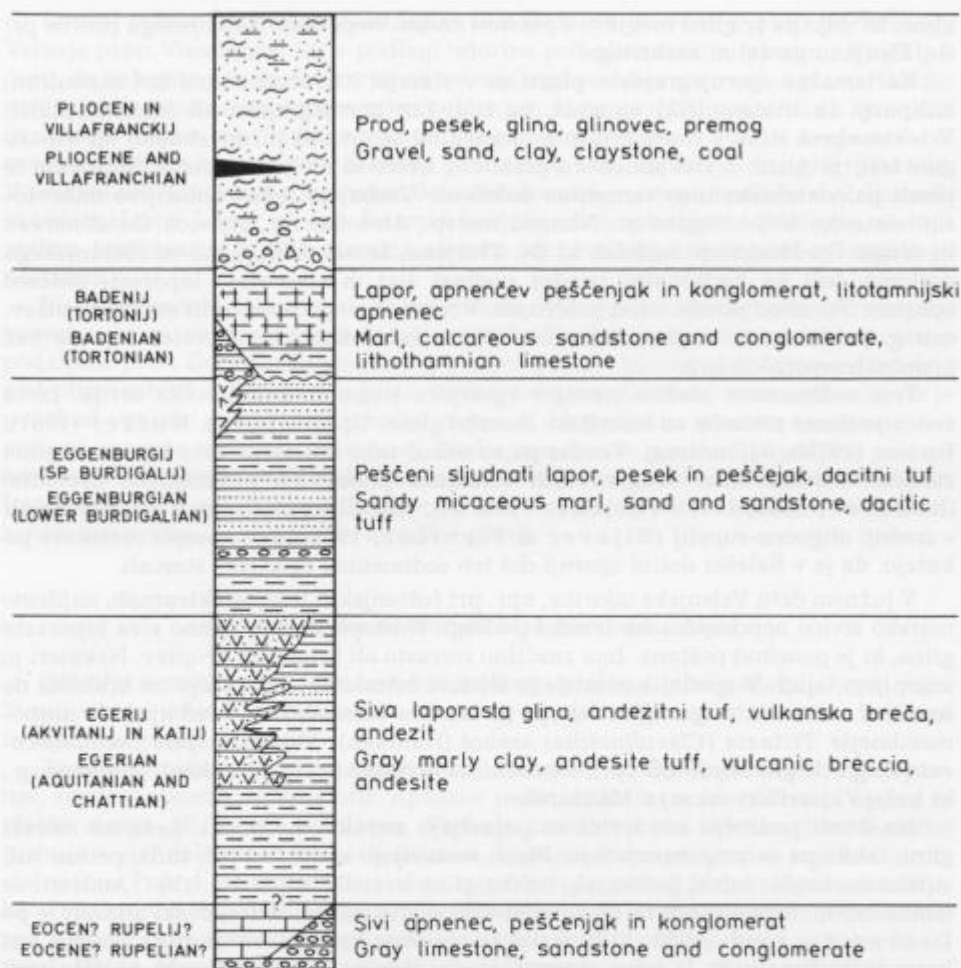
Na triadne kamnine ob severozahodnem robu Šaleške doline nalegajo domnevne miocenske plasti. Pri geotermalnih vrtalnih delih v Topolšici so navrtali nekaj deset metrov debelo skladovnico rjavo rumenih debelozrnatih peščenjakov s sljudo in s plastmi sivega konglomerata ter sivo rjavega glinovca (Brezigar, 1985/86). Starost teh kamnin je vprašljiva. V Južnih Karavankah okrog Šaleške doline so ohranjeni tudi precej veliki in številni erozijski ostanki pliocenskih in villafranckijskih peščenih meljev in rumenih ter sivo zelenih glin. Takšni so npr. ostanki pri Škalskih Cirkovcah.

5. Velenjska udorina

Obravnavano ozemlje je del večje Velenjsko-dobrnjske udorine. Omejeno je z velenjskim prelomom na severu in šoštanjskim prelomom na jugu. Zasnovane udorine so nastale v štajerski orogenetski fazi. Tedaj so se ob splošnem dvigovanju ozemlja na egerijsko in eggenburgijsko podlago usedli badenijski litotamnijski apnenci. Karavanke severno od velenjskega preloma so bile tedaj že na kopnem. Ob koncu badenija pa se je morje umaknilo.

V kopnem obdobju v atiški orogenetski fazi oziroma v spodnjem pliocenu je bil erodiran velik del miocenskih usedlin. Zaradi gubanja in narivanja so ponekod badenijski sedimenti nad eggenburgijskimi, drugje pa so kot luske vrinjeni v egerijske in eggenburgijske plasti. Udorina se je začela pogrezati konec srednjega pliocena, v rodijski tektonski fazi, kajti zgornje-pliocenske plasti z gotovostjo dokažemo šele v krovni premoga (Brezigar et al., 1983a, 31). Vrtine skozi pliocenske premogonosne plasti so dalje pokazale, da se je udorina ugrezala še skozi ves zgornji pliocen do villafranckija, ko se je umirila.

Velenjsko udorino gradijo srednjeoligocenski, oligomiocenski, miocenski in pliocenski skladi (slika 5). Večina vrtin kljub veliki globini terciarnih plasti ni prevrtala. Prevrtalo jih je le nekaj vrtin blizu šoštanjkega preloma pri šoštanjkih termoelektrarnah in zahodno od Šoštanja. Te so šle skozi egerijsko sivico in zastale v triadnih ali zgornjpermjskih kamninah. Zanimiv je podatek, da smo zahodno od



Sl. 5. Geološki stolpec Velenjske udorine

Fig. 5. Geological column of Velenje depression

Šoštanja pri tovarni usnja našli triadne in zgornjepermijske kamnine vrinjene kot nekaj deset metrov debele luske v morski egerijski kiscelski glini oziroma sivici. Sodimo, da so predterciarne plasti Velenjske udorine podobne ali enake tistim iz Gorenjsko-šoštanjskega bloka in jih opisujemo v okviru te enote.

Srednjemu oligocenu – rupeliju prištevamo Tellerjevo okoninsko brečo in gornjegrajske ekvivalente. Okoninsko brečo oziroma bazalni konglomerat najdemo ob useku ceste pod cerkvijo Sv. Florjan. Tvorijo ga karbonatni prodniki, ki so povezani z rdečim glinastim ali boksitnim vezivom. Neposredno na triadnem dolo-mitu na severnem pobočju griča s to cerkvijo pa ležita sivi laporasti peščenjak in peščeni lapor s pektinidi. Lapor v bližini preide v sivo in temno sivo egerijsko morsko

glino, še višje pa se glina menjava s plastmi andezitnega tufa. Sklenjenega profila pri Sv. Florjanu pa žal ni razkritega.

Karbonatne »gornjegrajske« plasti so v starejši literaturi znane kot numulitni, nulični in litotamniški apneneci, pa tudi kot gornjegrajske ali klanške plasti. V tektonskem stiku s triadnimi in miocenskimi sedimenti južnovzhodno od Vinske gore leži rjavkasti in sivi apnenec s prehodi v brečo in z vložki laporja. Starostne te plasti paleontološko niso zanesljivo določene. Vsebujejo težko določljive mikrofosilne ostanke *Amphistegina* sp., *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., Bryozoa, Corallinaceae in druge. Pri Mostnarju nedaleč od Sv. Florjana, že nekoliko južno od šoštanjskega preloma, leži na karbonatni triadni podlagi sivi in sivo rjavi laporasti peščen apnenec. Ponekod preide v sivi peščenjak. V njem je mogoče razločiti ostanke polžev, ostrig, pektenov in majhne numulite. Južno od šoštanjskega preloma je še več podobnih erozijskih krp.

Tem sedimentom sledita navzgor egerijska sivica in smrekovska serija. Izraz sivica je danes sinonim za kiscelsko morsko glino. Uporabljajo ga Kuščer (1967), Buser (1979b, 32) in drugi. Vendar pa so nekoč tako imenovali sive laporaste gline različne starosti, med drugimi tudi velenjsko pliocensko premogovno krovino (Rakovec, 1933, 174; Pleničar, 1956, 57). Kiscelsko sivico so v celoti uvrščali v srednji oligocen-rupelij (Rijavec & Pleničar, 1976, 284), novejša raziskave pa kažejo, da je v Šaleški dolini zgornji del teh sedimentov egerijske starosti.

V južnem delu Velenjske udorine, npr. pri šoštanjskih termoelektrarnah, najdemo morsko sivico neposredno na triadni podlagi. Nastopa siva in temno siva laporasta glina, ki je ponekod peščena. Ima značilno iverasto ali kroglasto krojitev. Nekateri jo imenujejo lapor. V spodnjih plasteh so sledovi ostrakodov, ki kažejo na brakični do limnični nastanek, v zgornjem delu pa so številne foraminifere. Med njimi so najpomembnejše *Tritaxia* (*Clavulinoides*) *szaboi* (Hantken), *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn, *V. gladius* (Phillippi), *Lenticulina arcuatostriata* (Hantken), *Almaena* sp., ki kažejo kiscelski razvoj z Madžarske.

Na istem področju kot sivica se pojavljajo smrekovske plasti. Leže na morski glini, lahko pa se z njo menjavajo. Plasti sestavljajo andezitni tuf, tufit, pelitni tuf, vulkanska breča, tufski peščenjak, tufska glina in redki andezitni izlivi. Andeziti so temno zeleni, druge kamnine pa so zelene do svetlo zelene. Smrekovski andezit je po Droveniku s sod. (1980, 120) nastal iz podobne kremenovo dioritne magme kot karavanški tonalit in je torej skrepenela predornina iste magme, ki je dala tudi globočnino tonalit. Vsedenje smrekovskih plasti je potekalo pod morjem. Vulkansko delovanje je bilo aktivno od zgornjega oligocena do spodnjega miocena, torej v egeriju.

V podlagi udorine zahodno od Šoštanja je bil navrtan dacitni tuf, ki se pojavi tudi na površini okrog Sv. Florjana (pri Mostnarju). Površinski izdanki dacitnega tufa so sicer znani južno od šoštanjskega preloma južnozahodno od Titovega Velenja in so tam uvrščeni v miocen. Podrobneje jih obravnavamo v okviru enote Gorenjsko-šoštanjskega bloka.

Po egeriju se je sedimentacija nadaljevala brez prekinitve v eggenburgij (spodnji burdigalij). Nastali so peščenjak in peščeni sljudnati lapor ter glavkonitni peščenjak. Teller (1898a, 96) je lapor imenoval dobrnski morski lapor, peščenjak pa dobrnski tufski peščenjak. Iz njegove geološke karte v merilu 1:75 000, list Mozirje, je razvidno, da je med miocenski morski lapor uvrstil tudi egerijsko sivico. Vse te izraze uporabljajo še danes (cf. Buser, 1979b, 33; Iskra, 1976, 254). Buser ugotavlja, da je glavkonitni peščenjak časovni ekvivalent zgornjega dela govških plasti.

Govški peščenjak in dobrnski lapor nastopata na površini v pasu od Titovega Velenja proti Vinski gori ter v podlagi udorine pod pliocenskimi plastmi. Ni izključeno, da nalegata ponekod severno od velenjskega preloma na triadne plasti. Govški peščenjak je svetlo zelen in sivo zelen peščenjak, ki na površini prepereva v rjavo sivi in oranžni peščenjak. Redke so plasti konglomerata. Kremenova in druga zrna so vezana s kalcitnim vezivom. Številna je makrofavna, največ je ostrig in pektinid. V peščenjaku, predvsem v zgornjem delu skladovnice, nastopa temneje sivi sljudnati in peščeni lapor. Lapor vsebuje foraminifere *Glandulina laevigata* d'Orbigny, *Bathysiphon taurinensis*, *Siphonodosaria elegans* idr. Peščenjak in lapor sta morskega nastanka.

Sledi sedimentacijska vrzel, nakar imamo litotamnijski badenijski (tortonijski) apnenec, ki ga najdemo samo na ožjem področju Velenjske udorine in na njenem podaljšku proti Dobrni. Na površini je razkrit pri Sv. Martinu pri Titovem Velenju, pod pliocenskimi sedimenti pa je na sredini udorine. Z vrtanji smo ugotovili, da je ponekod vgneten v egerijsko morsko sivico. K badenijskim plastem uvrščamo sivi peščeni apnenec z gomolji litotamnij. Med apnencem se ponekod pojavljata peščeni lapor in slabo vezani peščenjak. Razen litotamnij so v apnencu moluski, briozoji in foraminifere. Ožje področje Velenjske udorine zapolnjujejo pliocenske in villafrancijske terestrične, močvirske in limnične plasti.

6. Gorenjsko-šoštanjski blok (Savinjske Alpe)

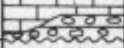
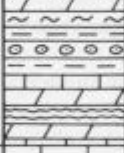
Ozemlje se razprostira južno od šoštanjkega preloma in se nadaljuje proti jugu. Tvorijo ga tri večje litostratigrafske enote: zgornjepermijske plasti, triadne kamnine in terciarne plasti (slika 6).

Zgornjepermijske plasti se razprostirajo zahodno od Šoštanja. Gradijo jih apnenec, skrilavi apnenec in keratofir. Apnenec je črn, mikritni in biomikritni. V njem so vložki sivega ali črnega skrilavca. Vsebuje značilne bele kalcitne žile. Navzdol prehaja v sivi dolomit in brečasti dolomit, ki je pri Puharjih oruden z galenitom in sfaleritom. Pojavljajo se tudi izlivi sivo zelenkastega, precej preperelega keratofirja, katerega starost in položaj nista popolnoma jasna, vendar sklepamo, da je prav tako zgornjepermijske starosti. V apnencu nastopajo fosili *Codonofusiella extensa* Skinner & Wilde, *Hemigordiopsis renzi* Reichel, *Permocalculus* cf. *fragilis* (Piz), *Gymnocodium bellerophonis* (Rothpletz) in *Vermiporella nipponica* Endo.

Razvoj triadnih plasti je podoben tistemu v Karavankah. To so skitijske, anizijske in srednje- do zgornjetriadne plasti.

Terciarnne plasti se pri Andražu začno z okoninskimi konglomerati, ki preidejo navzgor v gornjegrajske plasti, to je v grebenske svetlo sive apnenec s koralami in drugimi fosilnimi ostanki. Uvrščene so v rupelij (Buser, 1979b, 31). Navzgor prehajajo v morsko glino – sivico. Morska glina nastopa tudi na velikem delu obravnavanega ozemlja južno od šoštanjkega preloma in se menjava s plastmi smrekovske serije. Južno od šoštanjkega preloma nastopajo še eggenburgijski sljudni laporji. Te kamnine smo že opisali v okviru tektonske enote Velenjske udorine.

Pojavljajo se tudi izdanki dacitnega tufa in dacita. Dacit je svetlo zelene in svetlo sive barve s porfirsko strukturo. Na zraku oksidira in postane rumeno rjav. Najbolj znana je lokacija južnozahodno od Titovega Velenja. V tolmaču za list Slovenj Gradec (Mioč, 1978) so te plasti uvrščene v miocen brez natančnejše opredelitve.

EGGENBURGIJ (SP. BURDIGALIJ) EGGENBURGIAN (LOWER BURDIGALIAN)		Peščeni sljudnati lapor z vložki dacita Sandy micaceous marl with dacite
EGERIJ (AKVITANIJ IN KATIJ) EGERIAN (AQUITANIAN AND CHATTIAN)		Siva laporasta glina in andezitni tuf, vulkanska breča, andezit Gray marly clay and andesite tuff, volcanic breccia, andesite
EOCEN? RUPELIJ? EOCENE? RUPELIAN?		Sivi apnenec, konglomerat Gray limestone, conglomerate
SREDNJA DO ZGORNJA TRIADA MIDDLE AND UPPER TRIASSIC		Kristalasti dolomit in apnenec, redki vključki keratofirskega tufa Crystalline dolomite and limestone, rare inclusions of Reratophyre tuff
ANIZIJ ANISIAN		Plastoviti in laminirani dolomit Stratified and laminated dolomite
SKITIJ SCYTHIAN		Sivi dolomit, peščeni vijoličasti glinasti skrilavec, sivi ploščasti apnenec, peščeni lapor, oolitni dolomit Gray dolomite, sandy violet shale, gray stratified limestone, sandy marl, oolitic dolomite
ZGORNJI PERMIJ UPPER PERMIAN		Sivi apnenec, dolomit in črni glinasti skrilavec, keratofir Gray limestone, dolomite and black shale, keratophyre

Sl. 6. Geološki stolpec Gorenjsko-šoštanjkega bloka

Fig. 6. Geological column of Gorenje-Šoštanj block

Hinterlechner-Ravnik in Pleničar (1967, 222 in 235) ter Drovenik s sodelavci (1980, 119), v nasprotju s tem navajajo, da tudi dacit in dacitni tuf nastopata v oligocenskih sedimentih, da sta torej iste starosti kot andezitni tuf oziroma da gre za petrografske različice istega vulkanskega žarišča.

Predpliocenska podlaga Velenjske udorine

Morfološke značilnosti

Aleksander Brezigar

Velenjska udorina je raztegnjena v smeri severozahod-jugovzhod in ima obliko podolgovate kotanje. Dolga je okrog 11 km in široka največ 4 km. Morfološke značilnosti so prikazane na sliki 7. Dno so dosegle številne vrtine, vendar ne v njenem najglobljem delu. Vzhodni del je prikazan na podlagi dovolj velikega števila podatkov, zahodni pa le na podlagi nekaj točk. Slika 8 prikazuje prečni prerez približno preko sredine udorine. Razmere v podlagi je mogoče razbrati še iz številnih prerezov v članku Premogova plast Rudnika lignita Velenje (Brezigar, 1985/86).

Pobočja Karavank se spuščajo proti sredini udorine pod različnimi nagibi. Ozemlje je zelo razgibano. Razberemo lahko več jarkov in grebenov. Izrazit jarek se vleče od sredine kotanje do zahodnega roba badenijskega litotamnijskega grebena ter se nato nadaljuje proti severovzhodu do Lazišča in Hrastovca. Drug izrazit jarek poteka od Raven vzhodno od Vrhovskega vrha v smeri proti jugovzhodu do Gutenbihlja. Izrazit je greben Turn-Podveršnik, ki se nadaljuje pod pliocenskimi plastmi, ter greben na področju Gabrk.

Računamo, da je kotanja globoka okrog 1100 do 1200 m. Tako leži najgloblja točka na nadmorski višini okrog -700 do -800 m. Od sredine proti jugu se dno spet dviguje. Dvig je bolj ali manj enakomeren do južnega krila, drugod pa do podaljška tektonske cone šoštanjkega preloma, kjer se začne stopničasto dvigovati. Na južnem krilu potekajo številne tektonske diskontinuitete II. in III. reda in je enakomerno dvigovanje podlage prekinjeno. Tektonsko sta prelomljena tako podlaga kot premogova pliocenska plast. Na južni strani pride podlaga na površino na nadmorski višini okrog 370 m.

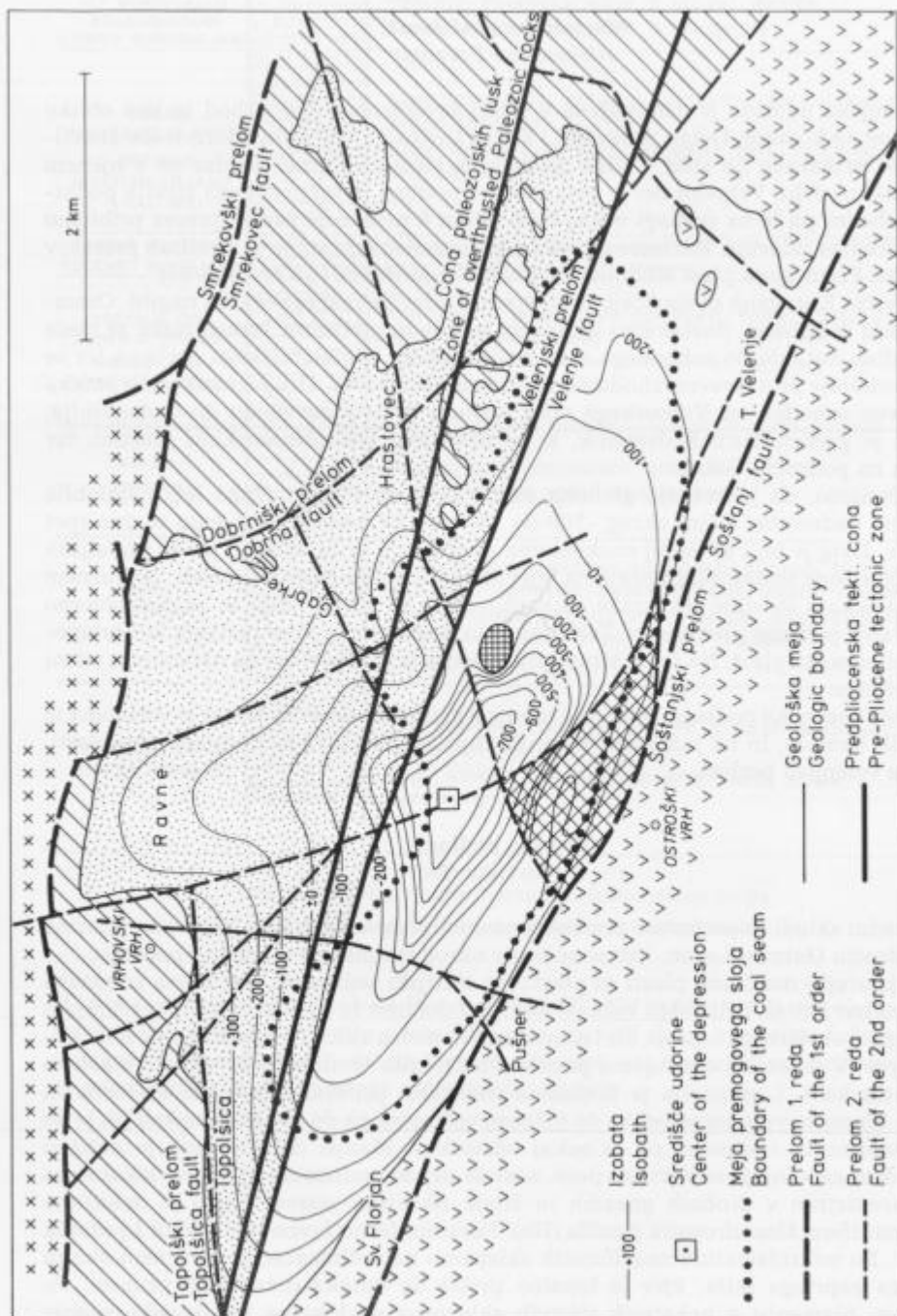
Predpliocensko podlago Velenjske udorine delimo na severni del, ki je večinoma iz triadnih kamnin, in na južni del, ki ga gradijo oligomiocenske in miocenske plasti. Loči ju velenjski prelom.

Triadna podlaga

Bojan Ogorelec

Triadni skladi so podrobno preiskani na sredini severnega dela Velenjske udorine na področju Gabrke-Ležen. Vrtine so segle okrog sto metrov v triadno podlago.

Najstarejše dokazane plasti so plastoviti skitijski sedimenti. Večinoma so razviti karbonatno kot sivi ali rahlo rožnati mikritni dolomit in apnenec. Oboje prekinjajo tanke pole skrilavega laporja ali laporastega apnenca rumene, rjavkaste in zelenkaste barve. V dolomitu opazujemo ponekod neizrazito laminacijo in satasto teksturo (»rauhwacka«). Laminacija je posledica detritične primesi, predvsem kremena in sljude. Kremenova zrna so velika do 0,3 mm, večinoma pa do 50 µm. Ponekod jih je do 10 % vsebnosti, večinoma pa le nekaj odstotkov. Manjši del kremena je avtigen – ponekod zapolnjuje medzrnske pore, nastale pri dolomitizaciji apnenca, lokalno pa je koncentriran v drobnih gnezdih in žilah. Skitijska starost plasti je dokazana s foraminifero *Meandrospira pusilla* (Ho). Foraminiferno favno je določila Ljudmila Šribar. Po mikrofacialnih značilnostih sklepamo na sedimentacijo v mirnem okolju plitvega zaprtega šelfa, kjer je lokalno prišlo do dotoka detritičnih primesi. Po piritnem pigmentu v nekaterih vzorcih sklepamo na lokalne redukcijske pogoje



Sl. 7. Podlaga velenjske udorine

Fig. 7. The basement of the Velenje depression

sedimentacije. Na bolj razgibano okolje kažejo le plasti rožnatega oolitnega dolomita, ponekod s školjčnimi lupinami, ki so se odlagale v medplimskih kanalih in deltah in so značilni litološki člen skitijske skladovnice na celotnem ozemlju Južnih Alp in Dinaridov. Rdečkasta barva kamnine je posledica hematitnega pigmenta, koncentriranega v oolitnih ovogh.

Preiskali smo tudi dva vzorca zelenega skrilavca. Mineraloška rentgenska preiskava (interpretacije rentgenogramov je izvedel Miha Mišič) vzorca PT-20/81 iz globine 447 metrov je pokazala naslednjo sestavo: illit, Mg-klorit, kremen, dolomit, plagioklaz in siderit. Tudi analiza vzorca J. V. 2309/II iz globine 135 m je pokazala podobno sestavo (kremen, dolomit, illit, klorit, siderit, geothit in pirit), vendar za ta vzorec skitijska starost ni zanesljivo dokazana.

Anizijske plasti so razvite dolomitno. Po strukturi prevladuje čisti biomikritni dolomit sive, svetlo sive in temno sive barve z več kot 98 % karbonata. Dolomit je makroskopsko homogen, gost in večinoma brez opazne poroznosti. Preprežajo ga kalcitne žile in stilolitni šivi. V nekaterih vzorcih oziroma plasteh so vidne stromatolitna tekstura in izsušitvene pore. Oboje je značilno za sedimentacijo v pribrežnem, litoralnem okolju plitvega šelfa, kjer so bili ugodni pogoji za razvoj modrozelenih alg in za zgodnjediagenetsko dolomitizacijo karbonatnega sedimenta. Med fosili so najpogostejše foraminifere *Meandrospira dinarica* in *Glomospirella* sp., redkeje so zastopane *Glomospira* sp., *Earlandia* sp., *Meandrospira* cf. *deformata* Selej, *Glomospira sinensis* Ho, *Glomospirella* cf. *irregularis* (Moeller). Dobimo še odlomke ehinodermov, školjčne lupine in ostrakode. Kot alokema komponenta so pogostni drobni mikritni peleti. Energijski indeks preiskanih vzorcev je zelo nizek, kar kaže na mirne pogoje sedimentacije.

Mnogo teže kot skitijske in anizijske plasti so razpoznavne ladinijske in zgornje-triadne kamnine. Z veliko verjetnostjo sklepamo na dolomit norijsko-retijske starosti (vrtina PT-21/81 na globini 330–370 metrov). V gostem biomikritnem in biopelmikritnem dolomitu olivno sive barve so med foraminiferami zastopane *Triasina* sp., *Involutina* sp., *Nodosaria* sp. in *Ophthalmidium* sp. Mikrofacialno je dolomit, ekvivalent glavnega dolomita, kakršnega poznamo iz širšega prostora Posavskih gub in Savinjskih Alp. Posamezni vzorci iz omenjenega intervala kažejo neizrazito stroma-



Večinoma oligomiocensko in miocensko obrobje
Mostly Oligo-Miocene and Miocene periphery



Večinoma triadno obrobje
Mostly Triassic periphery



Tonalitno obrobje
Tonalite periphery



Badenijski (tortonijski) litotamnijski apnenec v podlagi
Badenian (Tortonian) basis of lithothamnian limestone



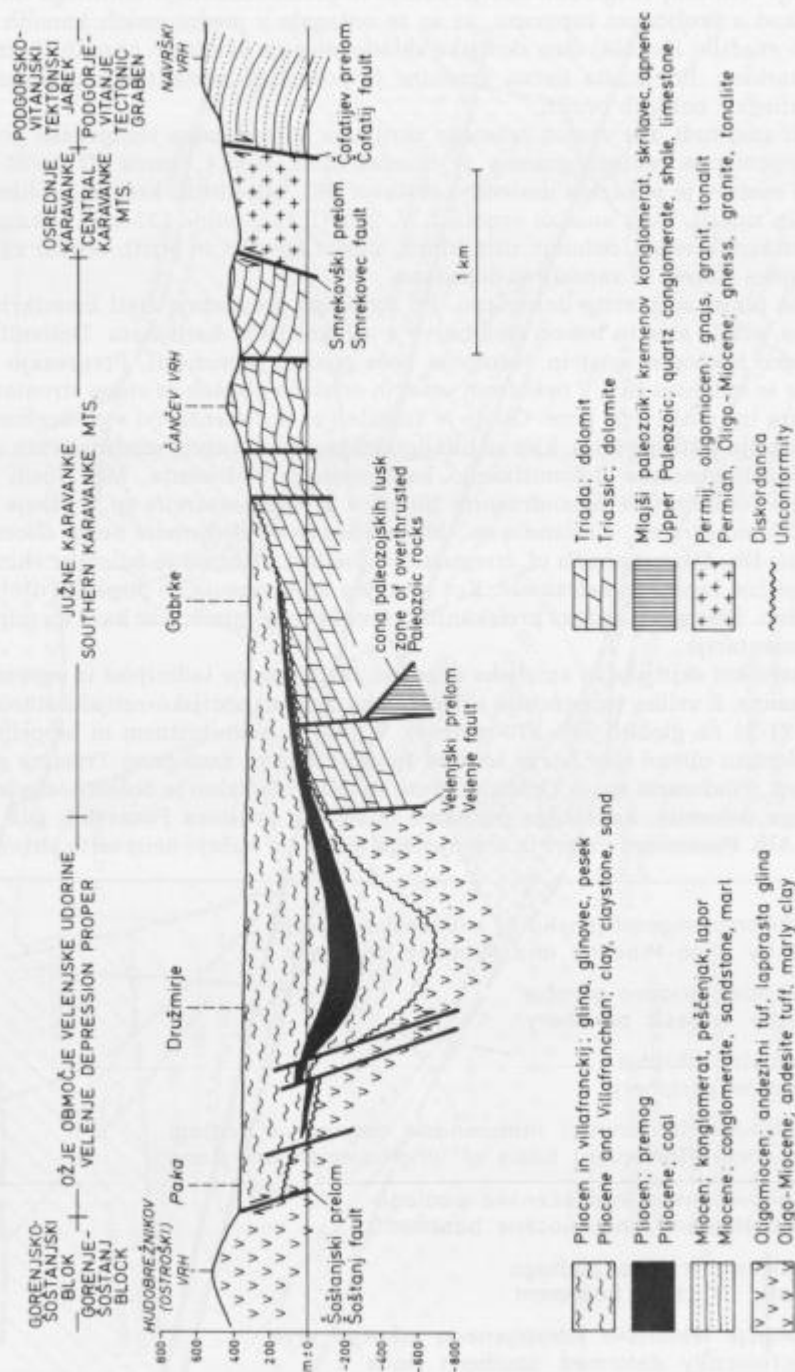
Oligomiocenska in miocenska podlaga
Oligo-Miocene and Miocene basement



Večinoma triadna podlaga
Mostly Triassic basement



Območje tektonsko zdrobljenega južnega krila
Tectonically deformed southern flank



Sl. 8. Geološki presek skozi Velenjsko udorino

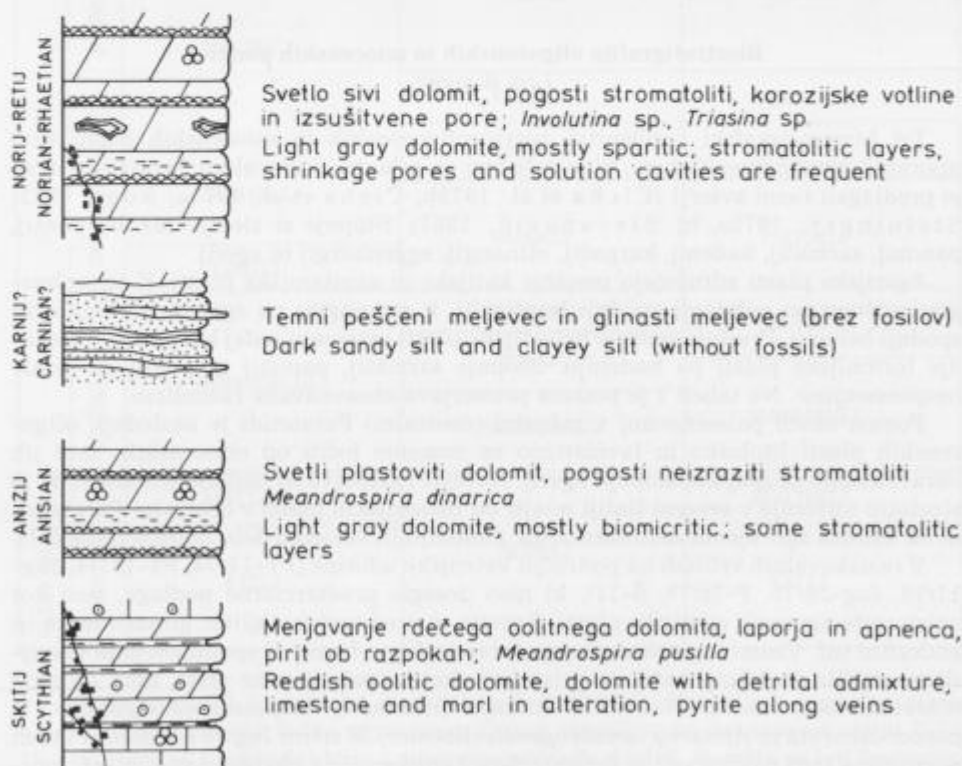
Fig. 8. Geologic cross-section across Velenje depression

tolitno teksturo in izsušitvene pore. Dobimo še preseke mikrogastropodov, školjčne lupinice in lupinice ostrakodov. Jedro vrtin je preprejeno s kalcitnimi žilicami, je precej kaverno, barva pa se spreminja od svetlo sive do skoraj črne. Ponekod nastopajo piritne prevleke, nastale v kasni diagenezi.

Starosti vseh vzorcev zrnatega dolomita ne moremo ugotoviti, ker je v njih primarna struktura kamnine zaradi rekristalizacije in dolomitizacije zabrisana.

V vrtini PT-22/82 nastopa še temno sivi mikrosparitni dolomit, ki vsebuje okrog 30–40 % detritičnega kremenca z 20–300 µm velikimi, zelo slabo zaobljenimi zrni. Njegova starost ni jasna. V dolomitu je vložek črnega laporastega skrilavca z naslednjo mineralno sestavo: kremen, illit, kaolinit, kalcit, dolomit, mikroklin, siderit, pirit, goethit, plagioklaz in rogovača, delež karbonatov pa znaša 14,2 %. Na sliki 9 – glej niže – smo te kamnine označili kot domnevno karnijske.

Globoke vrtine z opisanega področja so pokazale precej zamotano tektonsko zgradbo s številnimi prelomi, narivi in inverznimi legami. Posebno nazorno je to vidno v vrtini PT-21/81, kjer leže s fosili dokazane skitijske plasti nad zgornjetriadnim dolomitom, ta pa je v globini 360 m spet narinjen na spodnjetriadni dolomit. Paleozojskih in mlajših (jurskih in krednih) plasti v teh vrtinah nismo našli.



Sl. 9. Shematski prikaz litostratigrafskih enot v podlagi Velenjske udorine na področju Gabrke-Ležen

Fig. 9. Schematic presentation of lithostratigraphic units in the basement of the Velenje structural depression in the Gabrke-Ležen area

V splošnem so vse karbonatne kamnine, ne glede na starost ali litološko sestavo, preprejene s sistemom tektonskih žil in gnezd. Ob prelomnih conah so tudi tektonsko zdrobljene in milonitizirane. Cement v žilah je diagenetski kalcit.

Osnovni kriteriji za določevanje starosti litostratigrafskih enot triadne podlage, če kamnina ni pojasnjena s fosili (slika 9), so naslednji:

V skitijskem zaporedju je pisana sestava kamnin od glinastega skrilavca do laporastega apnenca, apnenca in dolomita. Pisane so tudi barve kamnin. Značilni so različni rdečkastega oolitnega dolomita ter detritična primes drobnostnastega kremenca in sljude.

Anizijski dolomit je bolj homogen in gost kot skitijski in je brez detritične komponente.

Norijsko-retijski dolomit (glavni dolomit) je nastal v enakem sedimentacijskem okolju kot anizijski, vendar se od njega loči po debelejših zrnih, močnejši rekristaliziranosti, pogosto ima saharoidni izgled. Tudi teksture, značilne za litoralno okolje (npr. izsušitvene pore, stromatolitni laminiti), so večje kot v anizijskem, kar je splošna značilnost za glavni dolomit.

Na tablah 1 in 2 je upodobljenih nekaj značilnih triadnih kamnin.

Biostratigrafija oligocenskih in miocenskih plasti

Lija Rijavec

Pri biostratigrafski razčlenitvi zgornjeoligocenskih in miocenskih plasti smo uporabili novo nomenklaturu, ki je veljavna za zahodno (centralno) Paratetido in so jo predlagali razni avtorji (Čiĥa et al., 1975b; Čiĥa et al., 1975a; Rögl, 1975; Steininger, 1975a, b; Stevanović, 1951). Stopnje si sledijo takole: pontij, panonij, sarmatij, badenij, karpatij, ottangij, eggenburgij in egerij.

Egerijske plasti združujejo prejšnje katijske in akvitanijske plasti. K eggenburgiju prištevamo nekdanji spodnji burdigalij, k ottangiju pa zgornji burdigalij in spodnji helvetij. Prejšnje zgornje helvetijske plasti ustrezajo sedaj karpatiju, dosedanje tortonijske plasti pa badeniju. Stopnje sarmatij, panonij in pontij so ostale nespremenjene. Na tabeli 1 je podana primerjava obravnavane razdelitve.

Pomen novih poimenovanj v zahodni (centralni) Paratetidi je naslednji: oligocenskih plasti litološko in favnistično ne moremo ločiti od miocenskih, zato jih obravnavamo skupaj kot stopnjo egerij. Novejše raziskave so nadalje pokazale, da je stratotip tortonija v severni Italiji mlajši od badenijskih plasti v centralni Paratetidi in da ustreza zgornjemu delu sarmatija, panoniju in večjemu delu pontija (tabela 1).

V raziskovalnih vrtnah na področju Velenjske udorine (PT-14/74, PT-15/74, Jug-17/70, Jug-36/75, P-7r/75, Š-11), ki niso dosegle predterciarne podlage, smo kot najstarejše ugotovili egerijske plasti. Razvite so predvsem kot glina, glinasti lapor in andezitni tuf. Vzorci laporja vsebujejo foraminiferno favno. V spodnjem delu egerijskega profila (nekdanji kati) so prisotne nekatere paleogenske vrste, npr. *Tritaxia* (*Clavulinoides*) *szabo*, *Planularia kubinyii* (Hantken), *Vaginulinopsis gladius*, *V. pseudodecorata* in *Almaena osnabrugensis* (Roemer). V vrtni Jug 36 na globini 112 m je značilna tudi najdba velike foraminifere *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) cf. *morgani* Lemoine & R. Douvillé. Ta vrsta se prvič pojavi v zgornjem delu spodnjega egerija in nastopa tudi drugod v Sloveniji, in sicer na Orleku pri Zagorju ob Savi, pri Buču v Tuhinjski dolini, v vrtni Tekačevo-1/75 zahodno od Rogaške Slatine in v vrtni Rc-1/79 severno od Rogatca.

Tabela 1. Biostratigrafska razdelitev zgornjeoligocenskih in miocenskih plasti v Mediteranu in centralni Paratetidi (Steininger & Rögl, 1979)

Table 1. Biostratigraphic subdivision of Upper Oligocene and Miocene beds in Mediterranean and in central Paratethys (Steininger & Rögl, 1979)

Epoha		Kronostratigrafska razdelitev Chronostratigraphic subdivision				
		Mediteran	Centralna Paratetida Central Paratethys	Stopnja po starem Old name of stage		
PLIOCEN	ZGORNJI	PIACENZIJ	ROMANIJ	LEVANTIJ		
	SPODNJI	ZANCLIJ	DACIJ	DACIJ		
MIOCEN	ZGORNJI	MESINIJ	PONTIJ	PONTIJ		
		TORTONIJ			PANONIJ	PANONIJ
		SREDNJI	SERAVALIJ	SARMATIJ	SARMATIJ (s. Suess)	
	LANGIJ		BADENIJ	TORTONIJ		
	SPODNJI	BURDIGALIJ	KARPATIJ	HELVETIJ		
			OTTNANGIJ	BURDIGALIJ		
			EGGENBURGIJ			
		AKVITANIJ	EGERIJ	AKVITANIJ		
	OLIGOCEN	ZGORNJI		KATIJ	KATIJ	

Egerijske plasti so morske, kar dokazujejo foraminifere. Slede eggenburgijske plasti, ki jih v vrtinah težko ugotovimo. Dokaj zanesljivo so dokazane v vrtini P-7r/75. Odložene so konkordantno na zgornjeegerijskih plasteh. Razvite so kot drobnozrnati peščenjak, peščen lapor in pesek. Vsebujejo precej siromašno foraminiferno favno. Določili smo naslednje oblike: *Bathysiphon taurinensis*, *Bathysiphon* sp., *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp., *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek), *Cibicides* sp. in *Melonis* sp.

Eggenburgijske plasti so ugotovljene tudi ob vseku glavne ceste T. Velenje–Celje pri Črnovi vzhodno od Titovega Velenja. Razvite so kot glina, ki je mestoma laporasta, peščeni sljudnati lapor in glavkonitni peščenjak. V glini in laporju so foraminifere *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Marginulina* cf. *behmi* Reus, *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek), *Florilus* sp. in *Melonis* sp. Poleg foraminifer so iglice morskih ježkov in gob. Tudi eggenburgijske plasti so morske.

Sledi večja vrzel v sedimentaciji. Manjkajo namreč otnangijske in karpatijske plasti. Sedimentacija se je ponovno pričela v spodnjem badeniju, ki je dokazan v vrtini PT-14/74, in še v nekaterih drugih vrtinah. V vrtini PT-14/74 nastopajo badenijske plasti v globini od 429 m do 558 m. Dokazane so s foraminiferami *Orbulina* sp., *Marginulinopsis pedum* (d'Orbigny), *Lenticulina ariminensis* (d'Orbigny), *Uvigerina* cf. *semiornata* d'Orbigny, *Martinottiella communis* (d'Orbigny) in *Amphimorphina hauerina* Neugeboren. Rod *Orbulina* je za te plasti značilen, zlasti pri profilih, kjer imamo tudi karpatijske plasti. Slednje so po mikrofavni zelo podobne badenijskim plastem. Foraminifere *Lenticulina ariminensis*, *Uvigerina* cf. *semiornata*, *Marginulinopsis pedum* in *Amphimorphina hauerina* so znane iz spodnjebadenijskih plasti na območju zahodne (centralne) Paratetide. Našli smo jih tudi v zahodnih Slovenskih goricah, na Kozjanskem in v laški sinklinali.

Kljub precejšnjemu številu raziskovalnih vrtin je biostratigrafski profil oligocenskih in miocenskih plasti še vedno nepopoln. Vrtine namreč niso dosegle predterciarne podlage, raziskave pa še dodatno ovirajo zapletene tektonske razmere.

Tektonika

Aleksander Brezigar

Na obravnavanem področju se križata alpski in dinarski tektonski vpliv. Še danes ni zamrla polemika, kaj uvrstiti v Alpe in kaj v Dinaride. Sikošek (1958, 264; 1971, 9) uvršča Karavanke v Alpsko-dinarsko mejno cono, Savinjske Alpe pa med Dinaride. Tudi Grubić (1980, 21) opisuje Karavanke kot mejno ozemlje med Dinaridi in Vzhodnimi Alpami in dodaja, da to ozemlje razlamlja sistem prelomov. Nekateri dajejo v Vzhodne Alpe vse ozemlje do Ljubljanske kotline in podaljška prečne strukture Zagreb–Blatno jezero (Arsovski, 1976, 27), drugi imajo to področje za Alpsko-dinarsko prehodno področje (Pamić, 1975, 128). Raziskave na ozemlju lista Celje kažejo, da je treba Južne Karavanke s Konjiško goro vred uvrstiti med Dinaride (Buser, 1979b, 74). Meja med Alpami in Dinaridi je tako na južnem robu periadriatskega šiva ali na smrekovškem prelomu (Tollmann, 1977, 17), čemur pritrjujejo tudi naša opazovanja. Tudi v Južnih Karavankah torej opazujemo dinarske tektonske smeri.

Meja med Savinjskimi Alpami in Karavankami poteka v zemljepisnem pogledu po Šaleški dolini. Buser (1979a) uvršča vse ozemlje do podaljška donaškega preloma pri Letušu v Južne Karavanke. Nasprotno temu pa postavljata Hinterlechner-Ravnik in Pleničar (1967, 222) to mejo na smrekovski in šoštanski prelom, pri čemer imata kamnine smrekovške eruptivne dobe za značilnost Savinjskih Alp. Ker je danes znano, da najdemo kamnine smrekovške serije do velenjskega preloma v podlagi Šaleške doline, bi torej po tem kriteriju potekala meja med gorovjema po sredini doline. Takšno mejo so zagovarjali geologi že prej (Rakovec, 1956, 74).

V Velenjski udorini in okolici ločujemo prelome prvega, drugega in tretjega reda. Glede na nepoškodovanost pliocenskih plasti ločujemo tudi dve predpliocenski tektonski coni (slika 1).

Preloma I. reda sta neotektonska smrekovski in šoštanjski prelom. Združita se zahodno od Belavskega vrha. Podaljšek proti zahodu je smrekovski prelom. Ta je subvertikalni reverzni prelom z vpadom blago proti jugu. Šoštanjski prelom je stopničasti prelom s povprečnim vpadom 75° proti severo-severovzhodu (slika 8).

Približno na sredini udorine poteka jasna tektonska črta – velenjski prelom. Ob njem so triadne plasti v subvertikalnem in reverznem stiku z egerijsko sivico ter s plastmi smrekovške serije. Ob velenjskem prelomu je več raziskovalnih vrtin iz nekaj deset metrov triadnih plasti prišlo v egerijsko sivico, kar podkrepljuje misel o reverznosti tega preloma. Da je precej strm, pa sodimo po vrtinah severno od njega, ki kljub precejšnji globini v energijsko sivico niso prišle. Velenjski prelom v zgornjem pliocenu Velenjske udorine ni bil aktiven, ker nad njim zgornjepliocenske plasti niso tektonsko prizadete. Malenkostne tektonske motnje lahko interpretiramo kot relaksacijske. Nepomembnost delovanja te cone v zgornjem pliocenu kaže tudi primerjava s šoštanjskim prelomom, ob katerem je celotni relativni skok globok več sto metrov. Velenjski prelom bi lahko v regionalnem pogledu enačili z ormoškim prelomom (Premru, 1976, 226 in 237). Vendar obstaja pomislek, saj je bil ormoški prelom po Premruju v zgornjem pliocenu še aktiven. Velenjski prelom se na vzhodu ob južnem pobočju Vinske gore združi oziroma je pretrgan z dobrniškim prelomom. Proti vzhodu ga lahko sledimo še do labotskega preloma, pri čemer je večkrat razkosan in neotektonsko presekan. Po splošnih regionalno-geoloških razmerah vzhodno od labotskega preloma (Zvezni geološki zavod, 1970) domnevamo, da so tudi tam morske egerijske plasti proti severu omejene z ločnico, ki spet poteka po ormoškem prelomu.

Za predpliocensko tektonsko cono imamo tudi cono luskanja mladopaleozojskih lusk. Premru je na tem mestu prikazal ljutomerski prelom, za kar pa veljajo podobni pomisleki kot pri velenjskem prelomu. Ta cona je še bolj neizrazita in še bolj razkosana kot velenjski prelom.

Prelom I. reda ob severnem robu Centralnih Karavank je Čofatijev prelom. Je reverzen in strm z vpadom 70° – 85° proti jugozahodu. Ob taki predstavitvi izgubita pomen topolški in dobrniški prelom, zadnji le v svojem severozahodnem podaljšku. Zato ju imamo za preloma II. reda. Prelomi II. reda so še številni drugi, ki jih ne imenujemo s krajevnimi imeni. Potekajo v smeri severozahod-jugovzhod in jugozahod-severovzhod. Ob nekaterih je prelomljena ali povita tudi velenjska premogovna plast. Imajo neotektonski značaj. Med dva taka preloma je vključeno tektonsko področje, imenovano južno krilo (slika 7). V njem opazujemo v premoгу kot v prihrbinah tektonske skoke relativne višine več deset metrov.

Prelomov tretjega reda je zelo veliko in so kratki, vendar pa pomembni za izkoriščanje premoga, tektonsko področje južnega krila je z njimi na gosto razkosano. Potekajo v vseh smereh, vendar so najpomembnejše dinarska severozahod-jugovzhod, prečna nanjo severovzhod-jugozahod, ter smer šoštanjskega preloma zahodseverozahod-vzhodjugovzhod.

Povzeli bi, da je področje Velenjske udorine in okolice tako litološko kot tektonsko zelo pestro. Najpomembnejši geološki pojav je periadriatski šiv in osrednje Karavanke. Te so sredi miocena že prodrle na površje in jih kasneje morje ni več zalilo. Orogenetske sile so jih vztrajno dvigovale, atmosferske sile pa erodirale. Kot posledica njihove erozije so najprej nastale ivniške plasti in kasneje zgornjepliocenski ter villafrankijski debeložrnati zasipi Velenjske udorine. Osrednje Karavanke so predstavljale tudi izvorni pas narivnih korenov, od koder so potovali narivi proti severu na Centralne Alpe, kjer imajo smer W–E, in proti jugu na Dinaride, kjer je

njihova smer NW-SE (Drovenik et al., 1980, 117). Severno od Osrednjih Karavank so torej kamnine velunjskega nariva narinjene proti severu, južno od njih pa Južne Karavanke proti jugu. Po Mioču (1978, 50) je namreč subtektonska enota paške sinklinale (Paški Kozjak, Ljubela, Vodemla) narinjena proti jugu na južno ležeče triadne plasti. Mogoče je opazovati narivne ploskve z nagibom teh ploskev približno proti severu, kjer so npr. karbonski kremenovi konglomerati narinjeni na spodnjetriadne rdečkaste in rumenkaste glinaste skrilavce (ob cesti Titovo Velenje-Hrastovec). Večina narivanja v Južnih Karavankah se je dogajala pred odložitvijo litotamnijskih badenijskih apnencev (Buser, 1979a, 16), vendar so naše raziskave pokazale, da je narivanje in luskanje potekalo tudi kasneje, saj so pri Titovem Velenju badenijski litotamnijski apnenci ugotovljeni v egerijski sivici.

V širšem pogledu je Velenjska udorina ugreznjena med smrekovskim in šoštanjskim prelomom (sliki 7 in 8). Vendar velja ugotoviti, da se je ozemlje severno od smrekovskega preloma dvigovalo, južno od tega preloma pri dvigovanju zaostajalo, ozemlje na jugu ob šoštanjskem prelomu pa se je ugrezalo oziroma je pri splošnem orogenetskem dvigovanju zelo zaostajalo. Ugrezal se je torej predvsem del južno od velenjskega preloma, v tem prispevku imenovan ožje področje Velenjske udorine. Kot kažejo raziskave premoga, se je še najbolj ugreznil prav južni del ožjega področja Velenjske udorine tik ob šoštanjskem prelomu. Na nastanek udorine so torej najbolj vplivale Osrednje Karavanke s svojim dvigovanjem in šoštanjski prelom, ob katerem se je Šaleška dolina ugrezala oziroma pri orogenetskem dvigovanju relativno zelo zaostala.

Geologic setting of the Pre-Pliocene basis of the Velenje depression and its surroundings

Introduction

The Velenje depression is situated in the central part of northern Slovenia. The discussed area includes a part of the Karavanke Mountains and the northeastern outliers of the Savinja (Kamnik) Alps, both encompassing the Šalek valley.

The Pliocene beds of the Šalek valley harbor a thick seam of lignite which is being exploited in the Velenje colliery.

Previous investigations

Aleksander Brezigar

About 150 years ago, the geologists began to investigate the Velenje area. It was Keferstein in 1829 (cf. Rolle, 1860, 8) who provided its first geologic description. The most known investigators until 1914 were Morlot (cf. Rolle, 1857, 405), Rolle (1857 and 1860) and Teller (1898). Between 1914 and 1945, geological exploration stagnated. After 1945, the investigators concentrated mostly on partial lithostratigraphic problems. In 1976 appeared the regional geologic map at 1 : 100,000 scale, sheet Slovenj Gradec, edited by Mioč and Žnidarčič. Explanations to the map were issued two years later (Mioč, 1978).

Geologic description of the geotectonic units

Aleksander Brežigar and Pero Mioč

Six tectonic units can be distinguished in the area (Figs. 1 and 2). They are as follows.

The Podgorje-Vitanje tectonic depression is built up by the Helvetian Ivnik (Eibiswald) beds which consist of conglomerates, micaceous sandstones and marls (Fig. 3a).

The Velunja overthrust is a part of the greater tectonic unit of the northern Karavanke Mountains. It consists of Silurian-Devonian strata represented mostly by dark green and violet phyllitic schists with intercalations of crinoid limestone. Violet and gray quartz sandstones of Permo-Triassic age can also be found in places (Fig. 3b).

The central Karavanke Mountains, a constituent part of the Periadriatic lineament, extend as an elongated belt from the neighboring Austria. Its northern part is composed of granite and the southern one of tonalite, with a narrow metamorphic layer in between. Granite is of Variscan age, whereas tonalite resulted from the Alpine Oligo-Miocene magmatism (Fig. 3c).

The southern Karavanke Mountains are built up by young Paleozoic overthrusts, consisting mainly of quartz sandstones and conglomerates with intercalations of dark grey shales and lenses of limestone with fusulinids. Taking part in tectonic nappes are also white of pink crystalline limestones belonging to the Lower Permian. Near Hudimlin occur erosional remnants of the red Trbiž (Tarvisio) breccia. The greatest part of this tectonic unit consists of Triassic rocks, among them of Scythian clastic and carbonate beds, the Anisian stratified and massive dolomite, and the Middle to Upper Triassic crystalline dolomite and limestone with intercalations of marly schists. In the southern Karavanke Mountains there are preserved, in places, the Middle Eocene fresh-water marls and sandstones with floral remains and intercalations of coal. The Oligo-Miocene andesites are found in some tectonic zones near the Smrekovec fault. The Miocene and the Pliocene Villafranchian strata are typical for the Velenje depression proper (Fig. 4).

The Velenje depression proper is situated between the Šoštanj fault and a near parallel tectonic line, the Velenje fault, this being an inverse tectonic contact of Triassic rocks with Oligo-Miocene beds. In the extension of the Velenje depression towards Dobrna near Vinska gora occurs the Oligocene (Rupelian) gray limestone with intercalations of conglomerates. Widespread in the area is the Oligo-Miocene (Egerian) sandy and marly clay, locally called »sivica« grey clay, as well as the Oligo-Miocene Smrekovec beds consisting of andesite, andesite tuff and tuffaceous clays and breccia. There are also the Lower Miocene (Burdigalian) sandy micaceous marls of Dobrna, and glauconitic sandstones with quartz grains of Govce. The Middle Miocene (Badenian) marine marl and sandy lithothamnian limestones follow upwards. The Pliocene and Villafranchian (Plio-Quaternary) beds with lignite are bound to the narrow center of the Velenje depression (Fig. 5).

The Gorenje-Šoštanj block belongs to the outlier of the Savinja Alps. The oldest member is a gray and black Upper Permian limestone intercalated with gray and black shale. Lower, Middle and Middle to Upper Triassic rocks follow, which resemble the beds in the southern Karavanke Mountains. There are also the Oligo-Miocene Smrekovec beds and the marly clay called »sivica«, both occurring also in the Velenje depression proper. The uppermost part of the sequence are Lower Miocene sandy micaceous marls with dacite, and beds of dacitic tuffs (Fig. 6).

Pre-Pliocene basis of the Velenje depression

Morphologic description

Aleksander Brezigar

A number of boreholes penetrated the basis of the Velenje depression. The depression is about 11 km long and 4 km wide, its trough-like form elongated in the NW-SE direction. Morphologic characteristics are shown in Figure 7, and a cross-section, roughly across the middle of the depression, in Figure 8.

The slopes of the southern Karavanke Mountains descend toward the center of the depression under variable angles. Its basis is here about 1,100 to 1,200 m deep, the southern limb rising evenly until it meets the prolongation of the Šoštanj fault. Further on, the rise is stepwise.

The Pre-Pliocene basis can be separated into a northern part, consisting mostly of Triassic rocks, and a southern one, consisting of Oligo-Miocene and Miocene beds. The two parts are separated by the Velenje fault.

Triassic rocks

Bojan Ogorelec

The Triassic rocks of the Velenje depression have been thoroughly investigated in drill cores from the Gabrke-Ležen district. The rocks have been studied from the lithological, paleontological and sedimentological point of view in order to reveal their environmental characteristics, and to enable the stratigraphic and the tectonic correlations between boreholes (Fig. 9 and pls. 1 and 2).

The oldest rocks are of Scythian age. A gray dolomite prevails over limestone, both containing up to 10 per cent of detrital admixture of fine grained quartz and mica. There are intercalations of marly layers in the rocks. The pinkish and reddish oolitic dolomite is the most characteristic lithological unit of the Scythian series, its colour occasioned by disseminated hematite.

The Anisian beds are represented by dolomites only, mostly of biomicritic texture. Fine laminated stromatolitic layers are discernible in places, indicating a littoral environment of deposition. The Anisian age of the succession is proved by the foraminifer *Meandrospira dinarica* (determined by L. Šribar).

The Middle and the Upper Triassic rocks are difficult to subdivide. The paleontological data (foraminifers *Involutina* sp. and *Triasina* sp.) point to the Norian-Rhaetian stage (the »Haupt-Dolomit«). Represented are thick beds of gray sparry dolomite with frequent stromatolitic layers, and biomicritic dolomites with shrinkage pores and solution cavities. Intervals of silty sandstone and slate might belong to the Carnian age, since they are lithologically comparable with the Carnian rocks of the Karavanke Mountains.

The Triassic carbonate sequence in the basis of the Velenje depression was tectonically affected by numerous faults and overthrusts. The inverse position of beds would indicate a rather strong tectonic activity during, or preceding, the formation of the Velenje depression.

Biostratigraphy of the Oligocene and Miocene beds

Lija Rijavec

The basis of the Velenje depression proper is formed by the Oligo-Miocene and Miocene beds, which are in turn overlain by Plio-Quaternary sediments. A new nomenclature, valid for the Paratethyan region, was applied in biostratigraphic analysis (Cicha et al., 1975b, a; Rögl, 1975; Steininger, 1975a, b; Stevanović, 1951).

The oldest Tertiary beds belong henceforth to the Egerian, that is to the Aquitanian and Chattian, the first evidenced by foraminifers, and the second devoid of them. The Eggenburgian beds (Lower Burdigalian) follow. They have been found near Črnova village east from Titovo Velenje, and in the borehole PT-14/74. A stratigraphic gap follows, since the Ottnangian and the Carpathian beds (Lower and Upper Helvetian) are missing. The sedimentation resumed in the Badenian (Tortonian) which is evidenced by typical foraminiferal fauna found near Šalek and in borehole PT-14/74.

Tectonics

Aleksander Brezigar

The Alpine and the Dinaric tectonic directions interfere in the discussed area. The boundary between the Alpides and the Dinarides is the Periadriatic lineament. The boundary between the Savinja Alps and the Karavanke Mountains passes in the middle of the Šalek valley and corresponds to the Velenje fault. In this region faults of the 1st, 2nd and 3rd order can be distinguished. Regarding the degree of tectonic affectedness of the Pliocene beds filling the Velenje depression, two Pre-Pliocene tectonic stages are evident (Fig. 1).

The Smrekovec and the Šoštanj faults are 1st order faults, the first a subvertical reverse fault dipping south, and the second a step fault dipping on the average 75° north-northeast (Fig. 8). Along the northern flank of the central Karavanke Mountains there is the Čofatij fault, a high-angle reverse fault dipping southwest.

There are two Pre-Pliocene tectonic zones of the first order: the reverse Velenje fault and the area of the Paleozoic overthrusts.

The Topolšica and the Dobrna faults (Fig. 7) are ranked as faults of the 2nd order. There are numerous other nameless faults belonging to this category, running in the NW-SE and SW-NE directions, all of them of neotectonic origin.

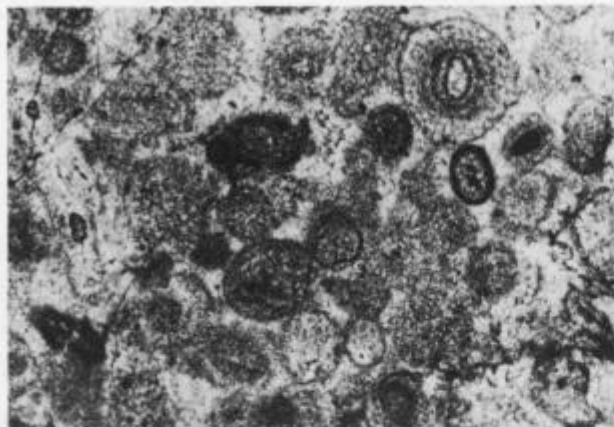
Faults of the 3rd order encompass a great number of faults of short extension and low significance.

Literatura

- Arsovski, M. 1976, Problemi neotektonike SFR Jugoslavije. 8. jug. geol. kongres, 3, 21–36, Ljubljana.
- Berce, B. 1956, Pregled železnih nahajališč LR Slovenije. Prvi jug. geol. kongres, 235–259, Ljubljana.
- Brezigar, A. 1985/86, Premogova plast Rudnika lignita Velenje. *Geologija*, 28/29, 319–335, Ljubljana.
- Brezigar, A., Šercelj, A., Velkoverh, F., Vrhovšek, D. & Kosi, G. 1983a, Paleontološke raziskave pliokvartarne skladovnice Velenjske udorine. *Geol. zbornik*, 3, 31–33, Ljubljana.
- Brezigar, A., Mioč, P., Rijavec, L. & Ogorelec, B. 1983b, Geološka zgradba predpliocenske podlage Velenjske udorine in okolice. *Geol. zbornik*, 3, 17–20, Ljubljana.
- Buser, S. 1979a, Paleogeografski razvoj osrednjega dela vzhodne Slovenije pred odložitvijo neogenskih plasti. – IV god. znan. skup. prim. geol., geof. i geokem. znan. sav. za naftu JAZU. Zbornik radova, serija A, 7, 71–83, Zagreb.
- Buser, S. 1979b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Celje. Zvezni geološki zavod Beograd, 1–72, Beograd.
- Buser, S. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt). Zvezni geološki zavod Beograd, 1–62, Beograd.
- Cicha, I., Seneš, J. & Steininger, F. F. 1975a, Karpatian. Stratotypes Mediterr. Neogene Stages. *Comm. Mediterr. Neogene Stratigr.*, 2, 93–100, Bratislava.
- Cicha, I., Papp, A., Seneš, J. & Steininger, F. F. 1975b, Badenian. Stratotypes Mediterr. Neogene Stages. *Comm. Mediterr. Neogene Stratigr.*, 2, 43–49, Bratislava.
- Cimerman, F. 1979, Oligocene beds in Slovenia. 16th Europ. Micropal. Coll., 65–70, Ljubljana.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. *Geologija*, 23/1, 1–157, Ljubljana.
- Faninger, E. 1976, Karavanski tonalit. *Geologija*, 19, 153–210, Ljubljana.
- Faninger, E. & Štručl, I. 1978, Plutonic emplacement in the Eastern Karavanke Alps. *Geologija*, 21/1, 81–87, Ljubljana.
- Grubić, A. 1980, Yugoslavia. An Outline of Geology of Yugoslavia. 26th Internat. Geol. Congr., Nat. Comm. Min. Res. Yug., 15, 5–49, Paris, Beograd.
- Hinčlerlechner-Ravnik, A. & Pleničar, M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. *Geologija*, 10, 219–237, Ljubljana.
- Hoernes, R. 1892, Die Kohlenablagerungen von Radersdorf, Stranitzen und Lubnitzergraben bei Röttschach und von St. Briz bei Wöllan in Untersteiermark. *Mitt. nat.-wiss. Ver. Steiermark*, 29, 275–295, Graz.
- Hoernes, R. 1903, Bau und Bild der Ebenen Österreichs. Bd. IV. Verlag von F. Tempsky, Verlag von G. Freytag, Wien, Leipzig.
- Iskra, M. 1969, Geološka starost rudonosnih plasti v Puharju. *Geologija*, 12, 161–164, Ljubljana.
- Iskra, M. 1976, O pireičkem vulkanizmu. *Geologija*, 19, 251–257, Ljubljana.
- Kollmann, K. 1965, Jungtertiär in Steierischen Becken. *Mitt. Geol. Ges.* 57/2, 479–632, Wien.
- Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. *Geologija*, 10, 5–85, Ljubljana.
- Mali, L., Pipuš, D. & Scher, A. 1975, 100 let Rudnika lignita Velenje. REK, ob stoletnici TOZD RLV, Velenje.
- Mikuž, V. 1979, Srednjeeocenski moluski iz Lepene. *Geologija*, 22/2, 189–224, Ljubljana.
- Mioč, P. 1972, Geološki razvoj magmatizma v Vzhodnih Karavankah. VII. kongr. geol. SFRJ, 2, 223–232, Zagreb.
- Mioč, P. 1978, Tolmač za list Slovenj Gradec. Zvezni geološki zavod, 1–74, Beograd.
- Mioč, P. 1981, Tektonski odnosi savske navlake prema susjednim jedinicama u Sloveniji te njena veza sa širim jugoslovenskim područjem. *Nafta*, 32/11, 543–548, Zagreb.
- Mioč, P. & Ramovš, A. 1973, Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak-Gebirge (Postruck), westlich von Maribor (Zentral-alpen). *Bull. sci. Cons. Acad. Sci. Yugosl.*, A, 18/7–9, 135–136, Zagreb.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ, list Slovenj Gradec, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Nosan, A. 1973, Terminalni in mineralni vrelci v Sloveniji. *Geologija*, 16, 5–81, Ljubljana.

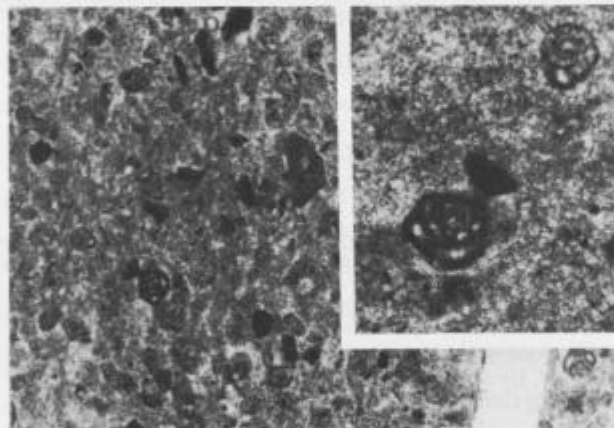
- Pamić, J. 1975, Velike poprečne frakture (transformni rasjedi?) u unutarnjim Dinaridima. II. god. znan. skup. sek. za prim. geol., geof. i geokem. znan. sav. za naftu JAZU. Zbornik radova, serija A., 5, 126–137, Zagreb.
- Pleničar, M. 1956, Razvoj pliocena v Sloveniji. Prvi jug. geol. kongr., 55–58, Ljubljana.
- Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija, 19, 211–249, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1933, Vodnik po zbirkah narodnega muzeja v Ljubljani. Geološko-paleontološki oddelek. Narodni muzej v Ljubljani, 119–185, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jug. geol. kongr., 73–83, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1960, Razvoj mlajših paleozojskih skladov v vitanjskem nizu. Geologija, 6, 170–234, Ljubljana.
- Riedl, E. 1887, Der Lignit des Schallthales. Öster. Zeitschr. Berg.-Hüttenw., 35, 12, 141–146, Wien.
- Rijavec, L. & Pleničar, M. 1976, Nove ugotovitve o neogenu Slovenije. 8. jug. geol. kongr., 2, 283–290, Ljubljana.
- Rögl, F. 1975, Otnangian. Stratotypes Mediterr. Neogene Stages. Comm. Mediterr. Neogene Stratigr., 2, 101–120, Bratislava.
- Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark. Jb. Geol. R.-A., 8, 403–465, Wien.
- Rolle, F. 1860, Die Lignit Ablagerung des Beckens von Schönstein in Unter-Steiermark und ihre Fossilien. Nebst einem Anhang die Pflanzenreste der Lignit – Ablagerung von Schönstein von F. Unger. Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.-naturw., Kl., 41, 7–55, Wien.
- Sikošek, B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih južnih Alpa. Zbor. radova, Geol. inst. »Jovan Zujović«, 10, 247–266, Beograd.
- Sikošek, B. 1971, Tolmač geološke karte SFRJ, 1:500 000. Zvezni geološki zavod, 1–33, Beograd.
- Stache, G. 1874, Die Paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. Geol. R. A., 24, 135–274, tab. 1–8, Wien.
- Steininger, F. F. 1975a, Egerian. Stratotypes Mediterr. Neogene Stages. Comm. Mediterr. Neogene Stratigr., 2, 71–81, Bratislava.
- Steininger, F. F. 1975b, Eggenburgian. Stratotypes Mediterr. Neogene Stages. Comm. Mediterr. Neogene Stratigr., 2, 83–91, Bratislava.
- Steininger, F. F. & Rögl, F. 1979, The Paratethys History, A Contribution towards the Neogene Geodynamics of the Alpine Orogene (an Abstract). Ann. Geol. Pays Hellén., Tome hors Sér., 3, 1153–1165, Athens.
- Stevanović, P. M. 1951, Donji pliocen Srbije i susjednih oblasti. Pos. izd. Srp. akad. nauk, 1–292, Beograd.
- Studer, T. 1829, Ueber die Gebirgs-Verhältnisse am südöstlichen Rande der Alpen-Kette. Leonhard's Zeitschr. Min., 23/2, 730–778, Heidelberg.
- Stur, D. 1864, Bemerkungen über die Geologie von Unter-Steiermark. Jb. Geol. R. A., 14, 439–444, Wien.
- Stur, D. 1871, Geologie der Steiermark. Geogn.-mont. Verein. Steiermark, Graz.
- Škerlj, J. 1979, Kremenov konglomerat v Paki pri Velenju. Geologija, 22/2, 337–339, Ljubljana.
- Teller, F. 1898a, Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg an der Sann., Geol. R. A., 1–170, Wien.
- Teller, F., 1898b, Geologische Spezialkarte. Blatt Prassberg an der Sann 1:75 000, Geol. R. A., Wien.
- Tollmann, A. 1977, Die Bruchtektonik Österreichs in Satellitenbild. N. Jb. Geol. Pal. Abh., 153/1, 1–27, Stuttgart.
- Zollhofer, T. 1861/1862, Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Theiles von Unter-Steiermark. Jb. Geol. R. A., 12/3, 310–366, Wien.
- Zvezni geološki zavod, 1970, Geološka karta SFRJ, 1:500 000, Beograd.

Tabla 1 – Plate 1



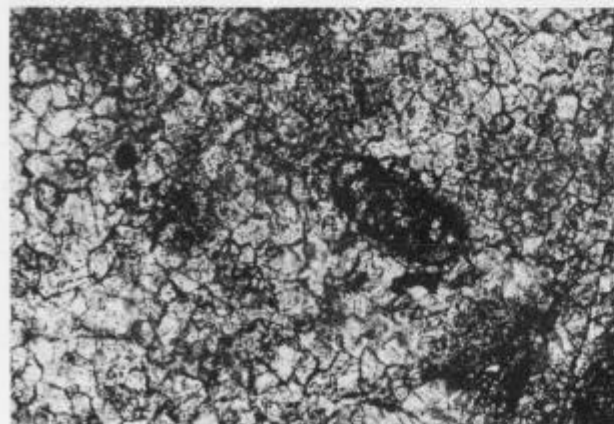
Sl. 1. Sparitni dolomit z ohranjeno prvotno oolitno strukturo. Skitijske plasti, vrtina PT-21/81, 268 m, 15 x pov.

Fig. 1. Sparry dolomite with preserved primary oolitic texture. Scythian series, borehole PT-21/81, 268 m, 15 x



Sl. 2. Biopelmikritni dolomit s foraminifero *Meandrospira pusilla*. Skitijske plasti, vrtina PT 21/81, 379 m; levo 15 x pov., desno detajl s foraminifero 40 x pov.

Fig. 2. Biopelmicritic limestone with foraminifer *Meandrospira pusilla*. Scythian series, borehole PT 21/81, 379 m. Left 15 x, right detail with foraminifer 40 x



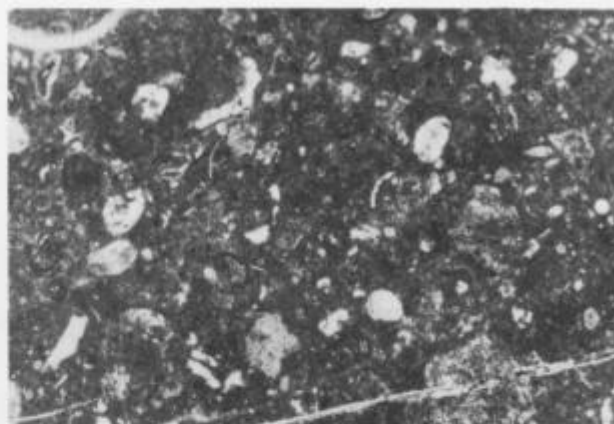
Sl. 3. Sparitni dolomit s foraminifero *Glomospirella cf. irregularis*. Anizične plasti, vrtina P-7r/75, 540 m, 65 x pov.

Fig. 3. Sparry dolomite with foraminifer *Glomospirella cf. irregularis*. Anisian stage, borehole P-7r/75, 540 mm, 65 x

Tabla 2 – Plate 2

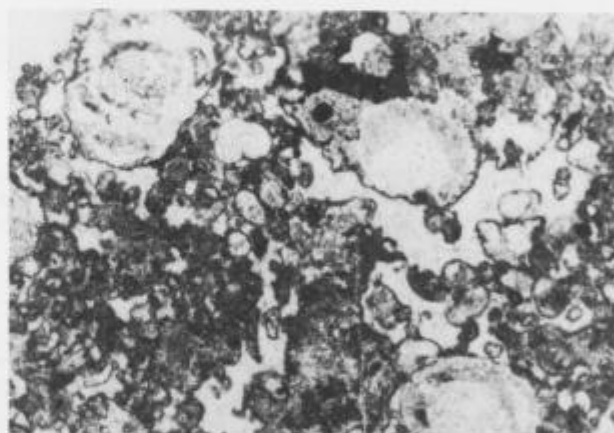
Sl. 1. Biomicritni dolomit z redkimi rekristaliziranimi foraminiferami. Zgornji ladinij-norij, vrtina PT-21/81, 330 m, 15 x pov.

Fig. 1. Biomicritic dolomite with some recrystallized foraminifers. Upper Ladinian-Norian stage, borehole PT-21/81, 330 m, 15 x



Sl. 2. Biointramicritni dolomit z rekristaliziranimi foraminiferami in izsušitvenimi porami. Zgornji karnij-norij, vrtina PT-21/81, 347 m, 15 x pov.

Fig. 2. Biointramicritic dolomite with recrystallized foraminifers and shrinkage pores. Upper Carnian-Norian stage, borehole PT-21/81, 347 m, 15 x



Sl. 3. Mikritni dolomit z neizrazito stromatolitno teksturo in izsušitvenimi porami (puščica kaže geopetalno teksturo z internim mikritom). Zgornja triada, vrtina PT-21/81, 371 m, 15 x pov.

Fig. 3. Micritic dolomite with nonexpressive stromatolitic structure and shrinkage pores (arrow – geopetal structure with internal micrite). Upper Triassic, borehole PT-21/81, 371 m, 15 x



UDK 551.761:56 (234.323.6)=863

Razvoj karnijske stopnje v vzhodnem delu severnih Julijskih Alp

Ausbildung der Karn-Stufe im östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen

Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo Univerze Edvarda Kardelja
v Ljubljani, Aškerčeva 12, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

V vzhodnem delu severnih Julijskih Alp prevladuje v karnijski stopnji do okoli 500 m debeli, pretežno plastnati, deloma tudi grebenski razorski apnenec, ki je starostni ekvivalent tisovškega apnenca v zahodnih Karpatih in avstrijskih Severnih Alpah.

Kurzfassung

Im östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen überwiegt im Karn der bis etwa 500 m mächtiger meist gut gebankter Razor-Kalk, der durch verschiedene patch reefs unterbrochen wird. Der Razor-Kalk stellt ein Altersäquivalent des Tisovec-Kalkes dar.

Uvod

V letih od 1978 do 1986 sem na pobudo in s pomočjo Tehniškega muzeja Železarne Jesenice in Železarne Jesenice, s pomočjo Republiške raziskovalne skupnosti in Kulturne skupnosti občine Jesenice opravil biostratigrafske raziskave v severnih Julijskih Alpah.

V prejšnjih letih so bile že obdelane karbonske in permijske plasti in njihova favna ter flora pa tudi večina triasnih biostratigrafskih členov. Ugotovitve so bile večinoma tudi že objavljene v domačih in tujih geoloških revijah, ena razprava pa je še v tisku.

Temeljita raziskovanja in pomembne ugotovitve so bistveno spremenile poznavanje biostratigrafskega razvoja Julijskih Alp in dale pomemben prispevek k popolnejšemu poznavanju mlajšepaleozojske in triasne biostratigrafije v alpskem prostoru sploh. Ostalo pa je še nekaj nerešenih problemov, ki so jih nakazale šele nove biostratigrafske ugotovitve. Enemu od njih je posvečena ta razprava.

Vsem zgoraj imenovanim, ki so mi omogočili obsežne terenske in kabinetne raziskave, se toplo zahvaljujem. Korale, spongijske in spongiomorfe je obdelala dr. Dragica Turnšek – tudi njej lepa hvala.

Problematika

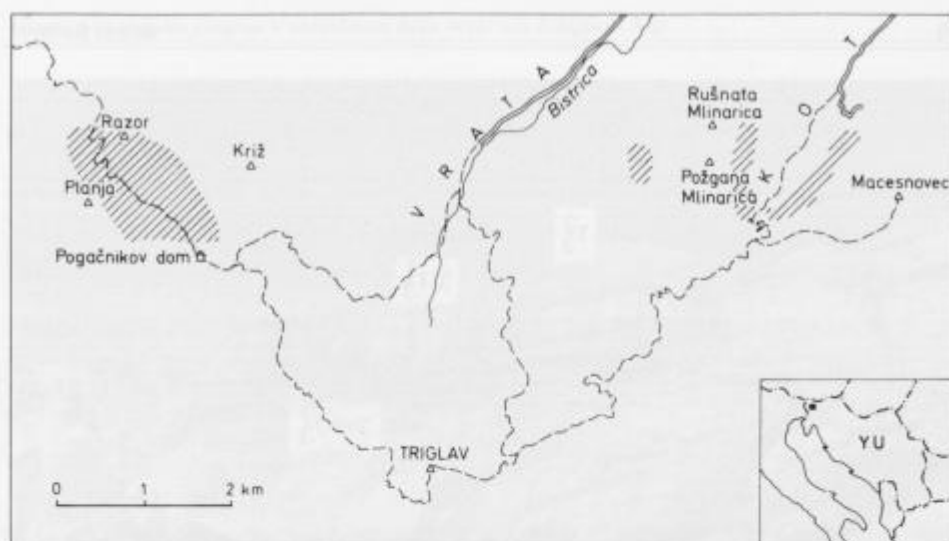
Po ugotovitvi zgornjekarnijskih ploščastih in plastnatih apnencev z amoniti hallstattskega tipa na majhni polici okoli 90 m pod vrhom Razorja (2601 m) (*Discoptropites plinii* oziroma *Gonionotites italicus* podcona, Ramovš, 1986) je postalo jasno, da ne morejo biti konkordantno pod vrhnjim tuvalom ležeči skladnati apnenici norijski dachsteinski apnenec, kamor smo jih doslej uvrščali (Petersova rokopisna geološka karta lista Bovec; Gortani et al, 1954; Ramovš, 1983, 326). Ti apnenici morajo biti starejši, čeprav imajo na zunaj značilnosti dachsteinskega apnenca in glede na položaj so lahko samo karnijske starosti. Da bi rešil ta problem, sem podrobno raziskal stratigrafske razmere med Pogačnikovim domom, Razorjem in Planjo. Nadalje sem preiskal še stratigrafske razmere na zahodnem pobočju Požgane Mlinarice in na zahodnem vznožju Macesnoveca. Raziskave so prinesle naslednje ugotovitve.

Biostratigrafski razvoj

V visokogorskem svetu z nedostopnimi stenami so bile v glavnem mogoče raziskave le ob turistični poti, ki pelje od Pogačnikovega doma proti prevalu med Razorjem in Planjo in nato naprej proti vrhu Razorja (sl. 1). V tem profilu pa se zrcali celoten razvoj od najstarejših odkritih karnijskih plasti do zgornjekarnijskega amonitnega horizonta; njegova debelina znaša okoli 500 m. Ker ležijo na celotnem Razorju in Planji skladi zelo položno in so v enostavnem tektonskem položaju, je bilo mogoče slediti razvoj skladnatega in vmesnega grebenskega apnenca od spodnjega do vrhnjega dela skladovnice. Spodnja meja ni jasna in ni paleontološko dokumentirana. Razmere na terenu kažejo, da prelom loči karnijski masiv Razorja in Planje z okolico od norijsko/retijske skladovnice dachsteinskega apnenca Kriškega roba, Križa, Dovškega Gamsoveca in ozemlja vzhodno od tam. Prelom poteka od bližine Pogačnikovega doma čez Kriške pode proti severu skozi meliščno zajedo vzhodno od Turna in Malega Razorja v Krnico. Ob njem je bil dvignjen zahodni, karnijski del.

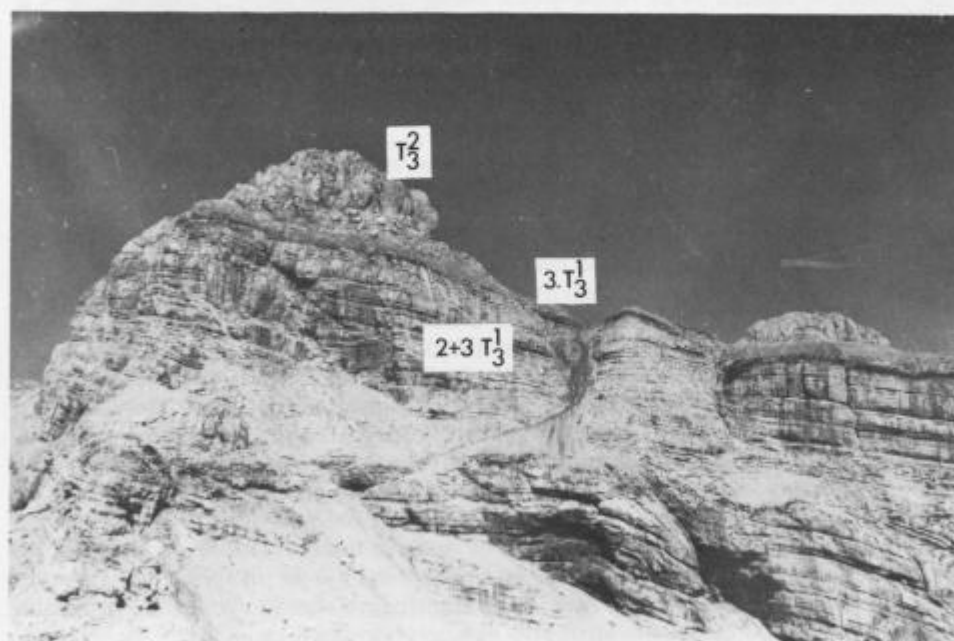
V skladovnici karnijskega apnenca prevladuje debeloskladnati svetlo sivi do rjavkasti mikritni apnenec, ki pogostokrat prehaja v trombolitni, onkolitni in psevdookolitni apnenec. Skladnati apnenec v spodnjem in srednjem delu deloma prehaja v grebenski biolititni apnenec in ima v zajedi med Razorjem, njegovim podaljškom proti jugu v Vrh žlebičev ter Planjo največji obseg (sl. 2, 3 in 4). Grebenski razvoj je tudi dosti zanimivejši kot enolični skladnati apnenec.

Slabo skladnati in pretežno mikritni apnenec že v spodnjem delu prehaja v biolitit, ki je lepo razgaljen na strmem skalnem pobočju, čez katerega pelje pot od Pogačnikovega doma proti Razorju. Tam je pot zavarovana s klini in vrvmi. Grebenski apnenec sestoji iz manjših »patch« grebenov, v katerih so deloma tesno drug ob drugem stoječi koraliti, obraščeni s spongiostromatnimi skorjami. Posebno v višini 2060 m je v nekaj metrov dolgem in okoli meter debelem grebenu pravi koralni »patch« greben z vrsto *Margarosmilia* sp. (tab. 1, sl. 1). Druge so med koralami tudi



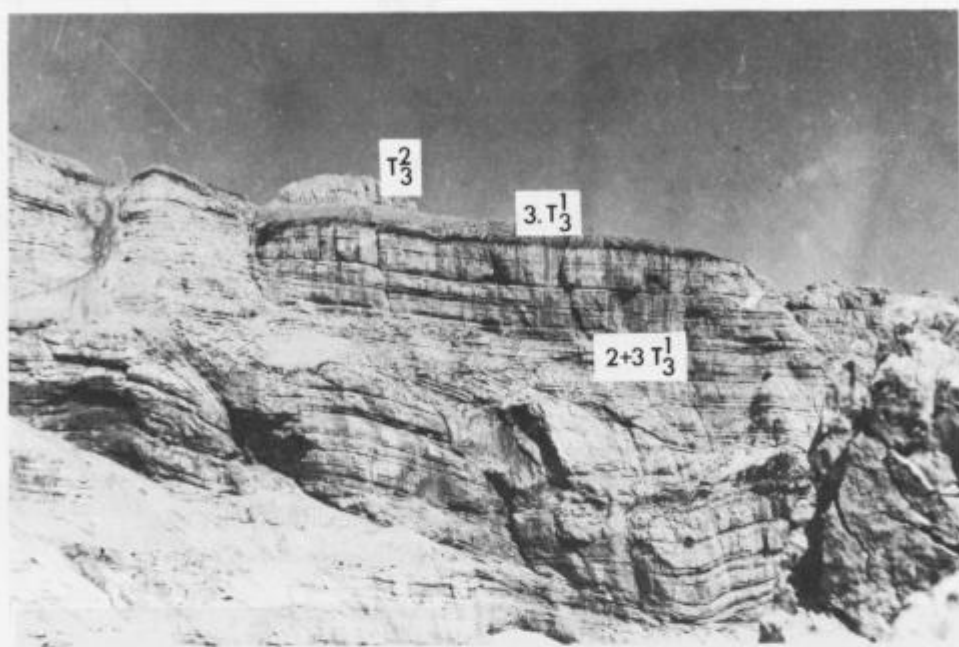
Sl. 1. Položajna skica razorskega apnenca v severnih Julijskih Alpah

Abb. 1. Lage des Razor-Kalkes in den nördlichen Julischen Alpen



Sl. 2. Razor z razorskim karnijskim apnencem v spodnjem delu ($2+3 T_3^1$), vrhnjim tuvalom (anatropitno področje) v srednjem, nekaj metrov debelom pasu ($3 T_3^1$) in spodnenorijskim, pretežno grebenskim apnencem na vrhu (T_3^2). Foto A. Ramovš

Abb. 2. Der Razor-Berg mit dem karnischen Razor-Kalk im unteren Teil ($2+3 T_3^1$), dem obersten Tuval (Anatropites-Bereich) im mittleren, einige Meter mächtigem Abschnitt ($3 T_3^1$) und dem unter-norischen überwiegend massigen Riffkalk auf dem Gipfel (T_3^2). Foto A. Ramovš



Sl. 3. Južnovzhodno nadaljevanje Razorja z enakimi stratigrafskimi členi kot na sl. 2. Foto A. Ramovš

Abb. 3. Südöstliche Fortsetzung des Razor-Berges mit denselben stratigraphischen Schichtgliedern wie Abb. 2. Foto A. Ramovš

spongije, med njimi vrsta *Ceotinella mirunae* Pantić. Korale in spongije so obraščene s spongiostromatnimi skorjastimi tvorbami. Med grebeni je bioklastični detritični apnenec, v katerem so deloma tesno naloženi drobci koral, spongijski in apnenčevih alg. Različno veliki drobci so deloma obdani s skorjastimi biogenimi tvorbami. Slabo ohranjene dazikladaceje morda pripadajo rodu *Andrusoporella* (*Andrusoporella*? *fusani* Bystricky). V pismu mi sporoča dr. B. Sokač, da splošni pregled materiala z algami kaže na karnij. Celotni videz materiala se zdi B. Sokaču zelo blizu materialu Bystrickega, ki ga je uvrstil v obdobje zgornji jul/tuval. Za pregled alginega materiala in za mnenje se kolegi B. Sokaču toplo zahvaljujem. V bioklastičnem apnencu so tudi hišice polžev, ki so v nekaterih delih apnenca kar pogostne.

Planinska pot se s skalnega pobočja spusti na melišče, nad njim pa se spet pokaže na površje grebenski apnenec. Ob poti je razkrit manjši »patch« greben, ki ga sestavljajo pretežno korale retiofilijskega tipa, spremljajo pa jih spongije, med njimi tudi *Thaumastocoelia cassiana* Steinmann, apnenčeve alge in ramenonožci. Fosilni ostanki imajo slabo ohranjeno strukturo in niso podrobneje določljivi.

Navzgor ob poti se nato kar vrste manjši grebeni, ki pa jih večji del zakriva melišče. V višini 2180 m je koralno-spongijski »patch« greben, sestojč iz vejnatih koral, nečlenkastih spongijskih (*Thaumastocoelia cassiana*), debelolupinastih polžev in ostankov iglokožcev.

Malo nad tem grebenom je majhen »patch« greben z zelo lepo koralno gručo retiofilijskega tipa, vendar iz nje ni bilo mogoče dobiti primerkov. Ob robu koralnega



Sl. 4. Skica Razorja in Planje s karnijskim skladnatim razorskim apnencem (a), grebenskim razorskim apnencem (b) in melišči (c). Nad razorskim apnencem ležita konkordantno vrhnjetuvalski apnenec (anatropitno področje) in spodnjenorijski apnenec

Abb. 4. Skizze des Razor- und der Planja-Berges mit gut gebanktem karnischen Razor-Kalk (a) und dem Razor-Riffkalk (b); der Gehängeschutt ist mit c dargestellt. Oberhalb des Razor-Kalkes folgen noch das oberste Tuval (Anatropites-Bereich) und der unternorische Kalk

grebena so močno obraščeni prekrystaljeni fosilni ostanki, verjetno spongije, med primarnimi grebenotvornimi organizmi pa leži drobnnozrnat bioklastični detritogeni apnenec s posamičnimi foraminiferami (*Trochammina* sp.) in problematičnimi organizmi. V posameznih delih grebena je tudi tu kamnotvorna *?Thaumastocoelia cassiana*.

Podoben razvoj se pojavlja tudi naprej ob poti navzgor. V višini okoli 2220 m so v trombolitni mikrofaciji tudi dazikladaceje. B. Sokač meni, da je vmes mogoče tudi vrsta iz rodu *Andrusoporella*. Apnenčevo blato deloma povezujejo številne spongiostromatne skorjaste tvorbe. Med spongijski je tudi vrsta *Ceotinelia mirunae* (tab. 1, sl. 2) in *Uvanella* sp. (tab. 2, sl. 1). Spongijski inozoji zapolnjujejo v posameznih delih grebena do okoli 60 % njegove mase. Tudi tu je deloma kamnotvorna *?Thaumastocoelia cassiana*. Pojavljajo se še značilne velike kroglaste cevaste oblike z nejasno oblikovanimi ozkimi obodi nepravilnih oblik. V obodih ni koncentriranih spongiostromatnih ali onkoidnih oblik.

Nekoliko višje (2230 m) sestavlja »patch« greben *Cylicopsis* sp. (tab. 2, sl. 2), ki je na debelo obraščen s ? hetetidnimi skorjami, med njimi pa so tudi sesilne foraminifere. Med koraliti vežejo spongiostromatne skorje apnenčevo blato in organogeni

detritus in so pomemben sekundarni tvorec grebenov, ali pa sami brez koral ustvarjajo posamezne dele grebenov. Tudi tu je značilna trombolitna mikrofacija; razmerna veliki tromboliti leže nepravilno v drobnostni detritogeni osnovi, med njimi pa so tudi velike cevaste tvorbe z nepravilnimi črnimi gostimi ovoji. Vmes se pojavlja tudi *Pycnoporidium* sp. Pogostne so nadalje spongiostromatne skorje tipa B (po Wurmu, 1982, 221–222), na njih pa sesilne foraminifere in problematični organizmi.

V višini okoli 2250 m je značilen cidarisni apnenec s številnimi kijastimi bodicami rodu *Cidaris*. Ob njem so posamične debele korale, ki jih v širokih pasovih ovijajo spongiostromatne skorje. Tam sestavljajo majhen »patch« greben prevladujoče apnenčeve nečlenkaste spongijske prav tako obdane s spongiostromatnimi skorjami. Spongijske so tu zelo podobne rodu *Balatonina* in morda mu tudi res pripadajo.

V višini 2310 m je koralni biolitit z vrstama *Elyastraea* sp. in *Margarosmilium* sp.; koralite obdajajo spongiostromatne skorje. Nekoliko više je razgaljen koralni biolitit z novo vrsto rodu *Retiophyllia*, ki je na debelo obdana s spongiostromatnimi skorjami. Korale spremljajo kalcispongijske in solenoporacejske.

Malo pod prevalom med Razorom in Planjo zginje koralni biolitit in na prevalu je plastnati svetlo sivi apnenec. Apnenec je deloma mikriten, deloma tromboliten s posamičnimi dazikladacijami in solenoporacijami. Trombolite običajno obraščajo onkoidni ovoji. V trombolitnem apnencu je večkrat struktura ptičjega očesa.

Nad prevalom med Razorom in Planjo prevladuje ob poti po južni strani na Razor debeloskladnati apnenec z meter pa tudi več kot meter debelimi skladi, med katerimi se večkrat pojavljajo tanjše plasti. Apnenec je večinoma mikriten, deloma pa se medenj vključujejo neenakomerno debeli pasovi in nepravilne leče ali samo nepravilni vključki onkolitnega in trombolitnega apnenca (tab. 3, sl. 2). Onkoidi so različno veliki v posameznih pasovih in lečah, posebno veliki pa so malo nad potjo še v bližini prevala in tam se od njih luščijo posamezni ovoji. Onkoidni apnenec je skupaj z mikritnim apnencem tudi v debelem skladu nad meliščem, kjer steza pripelje k steni in se nato po ozkem kuloarju in melišču vzpenja strmo navzgor. Med onkoidi so tu in tam posamične hišice debelolupinastih polžev. Precej jih je v metrske skladu okoli 2430 m visoko.

V debelih skladih marsikje opazujemo prehode v biohermske tvorbe, v spodnjem delu vzhodnega Razorjevega ostenja pa celo prevladuje masivni apnenec.

Približno 2430 m visoko se vriva med sivi skladnati apnenec okoli 10 m debela skladovnica rjavkasto rožnatega ploščatega mikritnega apnenca, sedimenta nekoliko globljega morja. V vzorcu iz spodnjega dela so bili najdeni konodonti vrste *Neogondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov, ribje luske rodu *Nurella*, ribji zobci, spikule spongijske, v vzorcu iz zgornjega dela pa konodont *Epigondolella nodosa*, ribji zobčki, redki holoturijski skleriti in ostanki lebdečih krinoidov. Značilno je, da v nobenem od teh vzorcev ni bilo kamenih jeder foraminifer, ki so izredno številne v vrhnjetuvalskih ploščatih mikritnih apnencih pod vrhom Razorja. Konodontni vrsti v zgornjem delu razorske apnenčeve skladovnice dokazujeta že zgornji del karnijske stopnje, in sicer že mlajši taval.

Do vrha skladovnice je nato svetlo sivi, deloma skoraj beli skladnati apnenec, deloma mikriten, deloma onkoliten. V najvišjem skladu svetlo sivega mikritnega apnenca niso bili najdeni nobeni konodontni elementi.

Konkordantno nad tem vrhnjim skladom svetlo sivega apnenca leži okoli osem metrov ploščatega temno sivega in rjavkastega vrhnjetuvalskega apnenca hallstatt-ske amonitne facije, ki zaključuje karnijski razvoj v tem delu Julijskih Alp (Ramovš, 1986, 134–135).

Med skladnatim karnijskim apnencem je na območju Razorja najzanimivejši onkolitni in trombolitni facalni razvoj. Najbolj podrobno ju je mogoče opazovati nad potjo malo naprej od prevala med Razorjem in Planjo v smeri na Razor. Tam se menjava v 1,5 m debelem skladu osem onkolitnih pasov, ki so debeli po okoli pet centimetrov; v drugih skladih tam okoli pa so onkolitni pasovi in leče debeli po 10 do 15 cm. Niti na spodnji niti na zgornji meji onkolitnih pasov in leč pa ni ostrega prehoda med mikritnim apnencem in onkolitom oziroma trombolitom. Nikjer tudi ni bil ugotovljen onkolit ali trombolit v celem skladu.

Z Razorja in Planje (razen vrhov, ki sta iz grebenskega norijskega dachsteinskega apnenca) se razorski apnenec nadaljuje proti zahodu, proti Mlinarici, kjer je tudi precej grebenskega apnenca. V razu zahodno od Turna so v višini 2200 m v »patch« grebenu grebenotvorne vejnate korale, obraščene s spongiostromatnimi skorjami. Med svetlo sivim mikritnim apnencem se tudi tamkaj pojavlja onkolit. V zahodnem ostenju Planje je pod ploščastim in skladnatim rjavkastim zgornjetuvalskim apnencem nekaj skladnatega tuvalskega apnenca, pod njim pa takoj tuvalski in julski grebenski apnenec; slednji prehaja navzdol – najbrž neprekinjeno – v grebenski cordevolski apnenec. Iz navpičnih sten pa mi za to podmeno ni bilo mogoče dobiti tudi paleontoloških dokazov.

Biološke značilnosti razorskega apnenca in razlike med cordevolskim in dachsteinskim apnencem

V razorskem grebenskem apnencu pripadajo primarni grebenotvorni organizmi pretežno vejnatim koralam tekozmilijskega tipa in večina tamkajšnjih »patch« grebenov je koralnih. Večinoma vsepovsod so koraliti močno obraščeni s spongiostromatnimi skorjami, ki so drugotni grebenotvorni organizmi. Glede na prevladujoče korale v grebenskem razorskem apnencu je le-ta zelo podoben spodnjekarnijskemu cordevolskemu apnencu v severnih Julijskih Alpah (Ramovš & Turnšek, 1984).

Ugotovljene korale v razorskem apnencu se razlikujejo od koral v cordevolskem grebenskem apnencu severnih Julijskih Alp kakor tudi od koral v norijskem grebenskem dachsteinskem apnencu, čeprav obstajajo neke filogenetske zveze, ki pa jih bo treba šele natančno sistematično preučiti.

Med spongijami ni več značilne vrste *Balatonina kochi* Vinassa de Regny, ki je zelo pogostna v cordevolskem apnencu in deloma tam celo kamnotvorna. Prav tako med spongijami ni več vrste *Follicatena cautica* Ott, zelo redka je *Dictyocoelia manon manon* (Münster), pač pa so v razorskem apnencu pogostne druge nečlenkaste spongije, ki deloma same sestavljajo skupaj s spongiostromatnimi skorjami spongijске »buildups«.

Spongiostromatne skorjaste tvorbe so bistveni sekundarni grebenotvorci, v glavnem precej pogostnejši kot so v norijskem grebenskem dachsteinskem apnencu.

Nikjer v razorskem apnencu ni bil najden *Cheilosporites tirolensis* Wöhner, ki se pojavlja v spodnjenorijskem grebenu na Rušnati Mlinarici, v Kotu, na Begunjščici, v Bohinjski Bistrici, na Jelovici in zagotovo še drugod.

Nikjer ni bil ugotovljen apnenec mirnejšega dela platforme s kamnotvorno monokulturno vrsto *Diplopore annulata* Schafhäutl, ki je zelo pogostna in velikokrat kamnotvorna v spodnjem karniju (cordevolski dobi) v severnih Julijskih Alpah (Rjavina, Mežakla, Črna gora in druge). V julsko-tuvalskem apnencu Razorja in okolice pa so slabo ohranjene dazikladaceje, ki morda pripadajo rodu *Andrusopo-*

rella; splošni pregled materiala z dazikladacejami in primerjava z materialom J. Bystrickega kažeta na zgornji jul/tuval (pismeno sporočilo B. Sokača).

V razorskem apnencu je značilen cidarisni apnenec, ki ga ni nikjer v cordevolskem in norijskem grebenskem apnencu.

Tubiphytes je tu izredno redek, medtem ko je zelo pogosten in deloma celo kamnotvoren v grebenskem cordevolskem apnencu.

V skladnem razorskem apnencu manjkajo stromatoliti, ki so zelo značilni v skladnem dachsteinskem apnencu. Iz stromatolita so deloma večmetrski skladi, na primer v Triglavski severni steni, ali pa se stromatolit menjava z mikritnim apnencem oziroma z apnenčevim oolitom.

Značilno je tudi, da nikjer v razorskem apnencu ni megalodontidnih školjk, ki so številne v skladnem dachsteinskem apnencu, na primer severno od Križa (2409 m), to je vzhodno od Razorja.

Stratigrafski in biološki razvoj med Pogačnikovim domom, Razorjem in Planjo ter sosesčino dokazujeta svojevrstni razvoj julske in tuvalske podstopnje nad cordevolskim grebenskim apnencem. V okoli 500 m debeli skladovnici prevladuje plastnati mikritni, onkolitni in trombolitni apnenec, ki ga predvsem v spodnjem in srednjem delu vedno znova prekinjajo grebenske tvorbe: večji in manjši koralni, spongijski in koralno spongijski »patch« grebeni s pomembnimi spongiostromatnimi skorjastimi tvorbami kot sekundarnimi tvorci grebenov. Takšen razvoj doslej v Sloveniji še ni bil znan in se bistveno loči od rabeljskega razvoja v okolici Rablja, tamarskega razvoja v Tamarju in drugeje v jugoslovanskem delu zahodnih Julijskih Alp, od zahodnokaravanškega razvoja ter od razvoja v okolici Idrije. Zato za ta formacijski oziroma facialni razvoj ujamam nov pojem **razorski apnenec**.

Primerjava razorskega apnenca s tisoškim apnencem

Julijskemu razvoju je v grebenskem apnencu zelo podoben razvoj v zahodnih Karpatih s koralami, školjkami in evinospongijami, ki ga je Kollárová-Andrušová poimenovala po mestu Tisovec tisoški apnenec (1960, 106). To je karnijski grebenski apnenec.

Lein in Zapfe (1971, 136) sta ugotovila karnijski tisoški apnenec v Mürztaler-skih Alpah in predstavila tamkajšnji razvoj. Tamkaj ni značilnih koralnih grebenov Julijskih Alp, pač pa razvoj karakterizirajo cidarisni apneneci, lumakelni horizont in onkoidne pole (ibid. Abb. 2).

Dullo s sodelavci (1987, 528–530) pišejo o facialnih tipih tisoškega apnenca (biolititna, predgrebenska in lagunska facija) v Severnih apneniških Alpah. V biolititu je značilna množica grebenotvorcev in biogenih »Anlagerungsgefügen«, pelsparitni in v zaščitnih področjih pelmikritni sediment s facialno diagnostičnimi mikro-problematikami. Med grebenotvorci tam prevladujejo morske gobe (Sphinctozoa), nato apnenčeve alge in tubifiti. Hidrozoji, korale in briozoji so tam zelo redki, prav tako je zelo malo foraminifer. Filamentne alge pa so veliko prispevale k stabilizaciji grebenskega ogrodka kot epifiti na morskih gobah. Tubifiti so tam celo kamnotvorni. *Radiomura cautica* in *Ladinella porata* sta značilni za tamkajšnji razvoj.

Dosedaj ugotovljeni razvoji karnijskega tisoškega apnenca se ne skladajo povsem s razvojem v Julijskih Alpah, zato je upravičen nov stratigrafski pojem **razorski apnenec** za svojstveno razviti karnijski razvoj v vzhodnih Julijskih Alpah, ki pa je starostni ekvivalent tisoškega apnenca.

Problematika v zvezi z razorskim apnencem

Ugotovitev razorskega apnenca v okolici Razorja in Planje odpira problem, koliko je pravzaprav v osrednjih Julijskih Alpah pravega norijskega dachsteinskega apnenca in koliko je karnijskega razorskega apnenca. Nove ugotovitve tudi kažejo, da se je v osrednjih Julijskih Alpah, to je vzhodno od mojstrovške dislokacije karbo-natna sedimentacija nadaljevala od začetka cordevolske dobe neprekinjeno skozi vso karnijsko in še naprej v norijsko dobo. Rast grebenov se je iz cordevolske dobe s krajšimi in daljšimi prekinitvami nadaljevala skoraj do kraja karnijske dobe, ko jo je prekinila globljemorska sedimentacija cefalopodnih apnencev hallstattskega razvoja. Grebenska sedimentacija spodnjega norija se je nadaljevala kmalu po koncu karnijske dobe.

Nova dognanja načenjajo tudi vprašanje razvoja in starosti debele apnenčeve mase, predvsem neskladnatih apnencev v Kamniških in Savinjskih Alpah. Na novi geološki karti lista Ljubljana v merilu 1:100 000 (Premru, 1983) in na novi geološki karti lista Ravne na Koroškem v merilu 1:100 000 (Mioč, Žnidarčič & Jerše, 1982) so vsi tamkajšnji apnenci označeni le kot srednje- in zgornjetriasni apnenci.

Stratigrafske razmere na zahodnem pobočju Požgane Mlinarice

V karnijskem delu na zahodnem pobočju Požgane Mlinarice prevladuje debeloskladnat belkast, deloma gost mikritni apnenec, med katerega se vrivajo neravni pasovi apnenčevega onkolita. Meje med onkolitom in mikritnim apnencem niso nikjer ravne. Onkoidi dosežejo velikost enega centimetra, med njimi pa so v kamnini tudi posamični polži. Značaj skladnatega apnenca je prav takšen kot na Razorju. V tem profilu pa ni opaziti manjših ali večjih »patch« grebenov, kar kaže, da so se takratni sedimentacijski pogoji lateralno spreminjali že na manjše razdalje.

Stratigrafske razmere na zahodnem pobočju Macenovca

Razločne stratigrafske razmere v zgornjem delu tuvalske podstopnje kaže profil po razu od zasutega Jozelnovega rovta v zahodno pobočje Macenovca. V višini 1160 m se tamkaj konča plastnati julski in verjetno še spodnjetuvalski dolomit, na katerem leži konkordantno skladnati apnenec razorskega tipa. Menjavajo se skladi, debeli čez dva metra, s plastmi, debelimi do 30 do 50 cm. Med mikritnim apnencem se pojavljajo tudi nepravilni vložki onkolitnega apnenca. V apnencu se ponekod pojavljajo ostanki iglokožcev. Tudi v tem razvoju ni sledov grebenskega apnenca. Razorski apnenec doseže v tem profilu debelino okoli 140 m. Tudi tu leži nad njim vrhnjetuvalski rjavkasti mikritni apnenec, ki mu navzgor sledi najprej okoli 10 skladnatega norijskega dachsteinskega apnenca, nato pa grebenski dachsteinski apnenec.

Stratigrafske razmere v Kotu kažejo v tuvalski dobi podoben razvoj kot na Razorju v zgornjem delu skladovnice, le da je debelina apnenca pod Macenovcem precej manjša. Nad Kotom manjkajo grebenski apnenci. Ugotovitve dokazujejo precejšnje spreminjanje morskega dna na karbonatni platformi.

Ausbildung der Karn-Stufe im östlichen Teil der nördlichen Julischen Alpen

Zusammenfassung

Im Gebiet des Razor-Berges (2601 m), des Planja-Berges (2247 m), der Mlinarice und des Macesnovec-Berges (1927 m) setzte sich die Unterkarn (Cordevol) Karbonat-Sedimentation ununterbrochen durch das ganze Karn hindurch ab und stellt eine besondere Ausbildung dar. In der bis etwa 500 m mächtigen Abfolge überwiegen dick gebankte Mikrit-, Onkolit- und Thrombolit-Kalke, die besonders im unteren und mittleren Abschnitt durch grössere und kleinere Korallen, Spongien- und Korallen Spongien-patch reefs unterbrochen werden. Weiterhin sind auch Cidarid-Kalke charakteristisch. Als sekundäre Riffbildner sind besonders Spongiostromata-Krusten bezeichnend. Diese Ausbildung wurde von den überlagernden Cephalopoden-reichen gut gebankten Kalken der Hallstätterfazies in höchsten Tuval unterbrochen.

Diese Ausbildung der Karn-Stufe (ohne des tiefsten Jul / = Cordevolkalkes und ohne des höchsten Tuvals / = oberer *Anatropites*-Bereich) wird vom Verfasser als Razor-Ausbildung bzw. Razor-Kalk bezeichnet. Der Razor-Kalk stellt ein Altersäquivalent des Tisovec-Kalkes in den Westkarpaten und in den österreichischen Nordalpen dar, jedoch bestehen zwischen beiden lithostratigraphischen Einheiten beträchtliche Unterschiede in der lithologischen Ausbildung und dem Fossilinhalt.

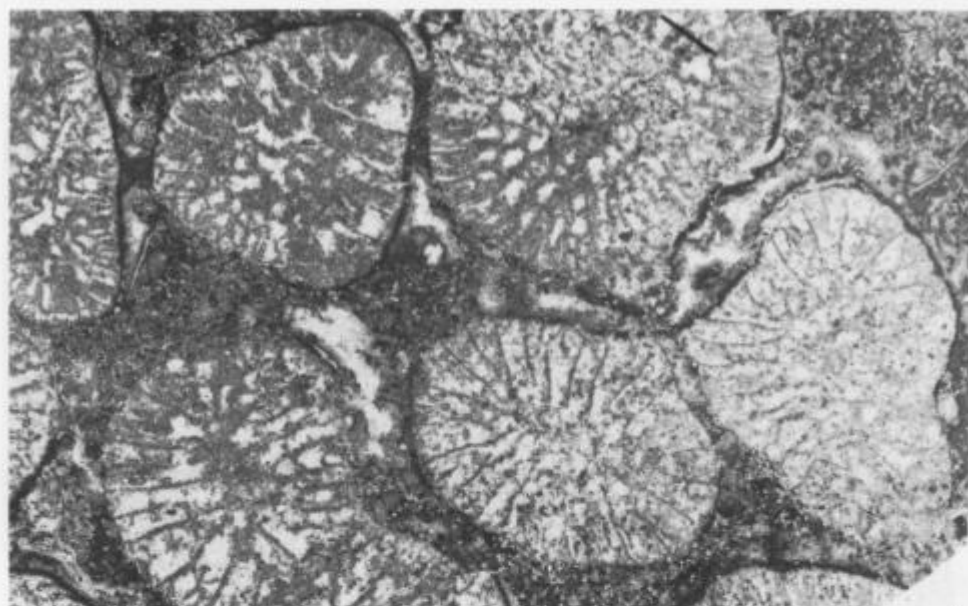
Tabla 1 – Tafel 1

1 Korallen-spongiostromatno biolititna facija z združbo *Margarosmilia* sp. Korallite obdajajo spongiostromatne skorje. »Patch« greben na poti med Pogačnikovim domom in Razorjem v višini 2060 m. Karnij; $\times 3$

Korallen-Spongiostromate-Biolithit-Fazies mit *Margarosmilia* sp. Vergesellschaftung. Die Koralliten sind von Spongiostromate-Krusten umgeben. Patch reef auf dem Weg von der Pogačnik-Alpenhütte bis zum Razor-Berg in Höhe 2060 m. Karn; $\times 3$

2 Spongijsko-spongiostromatna biolititna facija s spongijo *Ceotinellet mirunae* Pantić (desno spodaj). »Patch« greben na poti med Pogačnikovim domom in Razorjem v višini 2220 m. Karnij; $\times 6$

Kalkschwämme-Spongiostromate-Biolithit-Fazies. Rechts unten: *Ceotinellet mirunae* Pantić. Patch reef auf dem Weg von der Pogačnik-Alpenhütte bis zum Razor in Höhe 2220 m. Karn; $\times 6$



1



2



Tabla 2 – Tafel 2

1 Spongijsko-spongiostromatna biolititna facija s spongijo *Uvanella* sp. (levo). Isti »patch« greben kot na tabli 1, sl. 1; $\times 6$

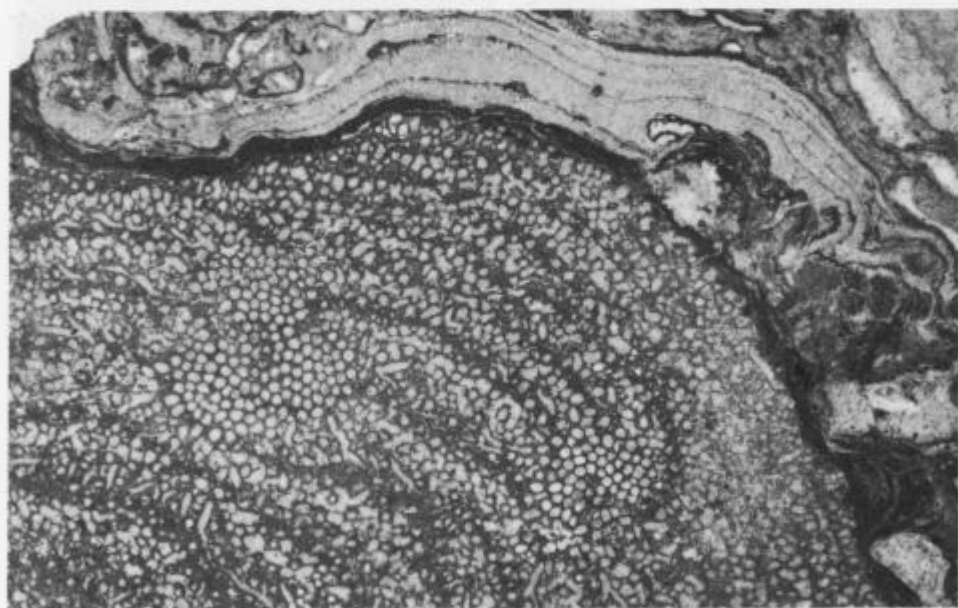
Kalkschwämme-Spongiostromate-Biolithit-Fazies mit dem Kalkschwamm *Uvanella* sp. (links im Bild). Dasselbe patch reef wie Taf. 1, Fig. 1; $\times 6$

2 *Cylicopsis*-?hetetidno-spongiostromatna biolititna facija. »Patch« greben na isti poti v višini 2230 m. Karnij; $\times 3$

Cylicopsis-?Hetetidae-Spongiostromate-Biolithit-Fazies. Patch reef auf demselben Weg wie Taf. 1, die Höhe 2230 m. Karn; $\times 3$



1



2

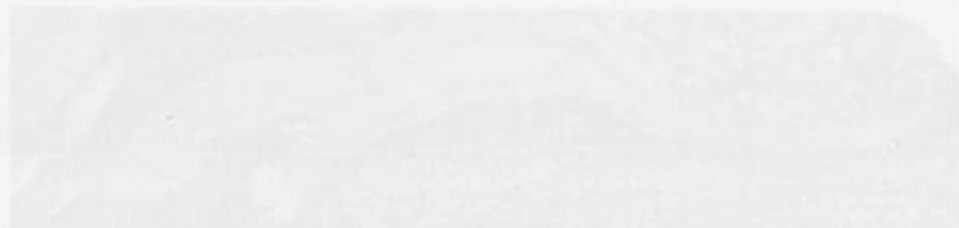


Tabla 3 – Tafel 3

1 Koralno-spongiostromatna biolititna mikrofacija z združbo *Myriophyllum* sp. Koralite obdajajo debele spongiostromatne skorje. Manjši »patch« greben na isti poti kot tab. 1 v višini 2250 m. Karnij; $\times 3$

Korallen-Spongiostromate-Biolithit-Mikrofazies mit *Myriophyllum* sp. Vergesellschaftung. Ein kleines patch reef auf demselben Weg wie Taf. 1, Höhe 2250 m. Karn; $\times 3$

2 Trombolitno-algina facija s posamičnimi dazikladacejami in solenoporacejami. Debeloskladnati apnenec na prevalu med Razorjem in Planjo. Karnij; $\times 6$

Thrombolit-Kalkalgen-Fazies mit vereinzelt Dasycladaceen und Solenoporaceen. Dick gebankter Kalk auf dem Sattel zwischen den Bergen Razor und Planja. Karn; $\times 6$

Vse fotografije zbruskov je napravil M. Grm.

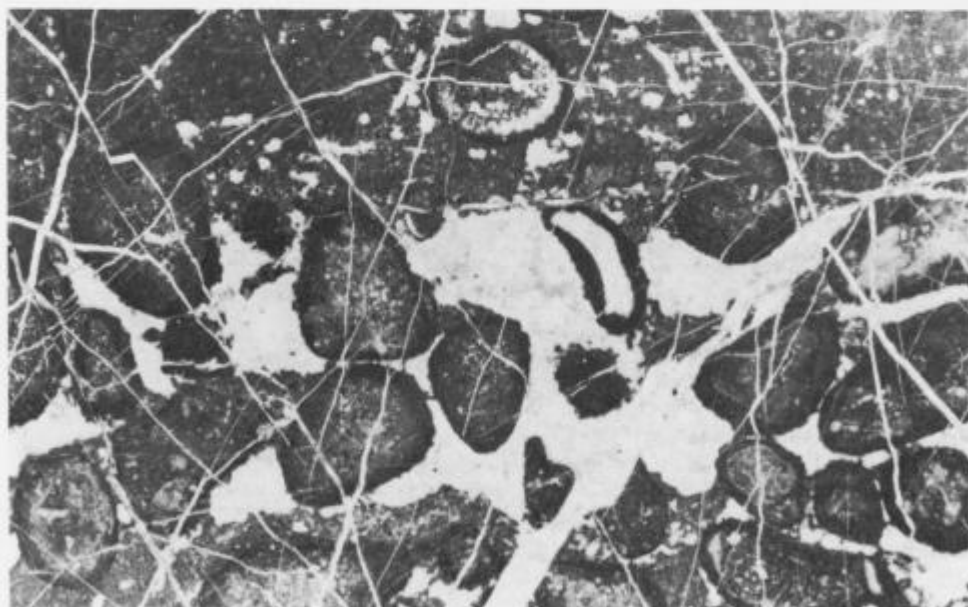
Sämtliche Dünnschliffphotos sind von M. Grm ausgearbeitet worden

Korale in spongije je določila dr. Dragica Turnšek

Die Korallen und Spongien sind von Frau dr. Dragica Turnšek bestimmt worden



1



2

Literatura

- Dullo, W. Chr. Flügel, E., Lein, R., Reidel, P. & Senowbari-Daryan, B. 1987, Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Rifffalken des Boserup-Gipfels (Nördliche Kalkalpen, Oesterreich). – *Jb. Geol. Bundesanst.* 129, 525–543, Wien.
- Gortani, M., Selli, R. & Colbertaldo, D. 1954, Carta geologica della Tre Venezia. Foglio 16 Tarvisio. Scale 1:100 000. Ufficio Idrograf. Magistr. Acque di Venezia, Firenze.
- Kollárová-Andrusovová, V. 1960, Récentes trouvailles d'ammonoidés dans le Trias des Karpates occidentales. – *Geol. Sbor. Slov. akad. vied* 11, 105–110, Bratislava.
- Lein, R. & Zapfe, H. 1971, Ein karnischer Dachsteinkalk mit Pachyodonten in den Müritzaler Alpen, Steiermark. – *Anz. Oesterr. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl.* 108, 133–139, Wien.
- Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, Ravne na Koroškem, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Peters, K., Rokopisna geološka karta lista Bovec, 1:75 000. – *Geol. Reichsanst., Wien.*
- Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ, Ljubljana, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Ramovš, A. 1983, Na Razor, geološko najbolj zanimivo goro v Julijcih. – *Proteus* 45, 323–330, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1986, Paläontologisch bewiesene Karn/Nor-Grenze in den Julischen Alpen. – *Newsl. Strat.* 16, 133–138, Berlin-Stuttgart.
- Ramovš, A. & Turnšek, D. 1984, Lower Carnian reef buildups in the northern Julian Alps (Slovenia, NW Yugoslavia). – *Razprave SAZU, IV. razr.* 25, 161–200, 15 tabl, Ljubljana.
- Wurm, D. 1982, Mikrofazies, Paläontologie, Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes. – *Facies* 6, 203–296, Erlangen.

UDK 551.736:562.02 (497.12) = 863

***Richthofenia lawrenciana* (Koninck) (Brachiopoda) in
Waagenophyllum indicum (Waagen & Wentzel) (Tetracorallia)
skupaj v žažarskem apnencu (zgornji permij)**

***Richthofenia lawrenciana* (Koninck) (Brachiopoda) und *Waagenophyllum indicum* (Waagen & Wentzel) (Tetracorallia) gemeinsam im Žažar-Kalk (Oberperm)**

Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, Aškerčeva 12,
61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Pri Žažarju je bil najden kos grebenskega apnenca, v katerem se skupaj pojavljata fiksosésilni brahiopod *Richthofenia lawrenciana* in koral *Waagenophyllum indicum*, značilna fosila v dveh horizontih žažarskega apnenca. Doslej še nista bila nikjer najdena skupaj.

Kurzfassung

Bei der Ortschaft Žažar, westlich von Ljubljana, wurden im losen Kalkstück mehrere Exemplare der fixosessilen Brachiopodenart *Richthofenia lawrenciana* und der Korallenart *Waagenophyllum indicum* gefunden. Beide Fossilien sind charakteristisch für zwei aufeinanderfolgende Horizonte des Žažar-Kalkes und konnten bisher nirgends zusammengefunden werden.

Prejšnje ugotovitve

Pri razčlenitvi zgornjepermijskih skladov v Loških in Polhograjskih hribih sem ločil v apnenčevi seriji skladov s favno kavkaškega in indoarmenskega tipa 6 horizontov z značilnimi fosili in favnističnimi združbami: 1. paleofuzulinski horizont, 2. edmondijski horizont, 3. horizont s tabulatnimi koralami, 4. diktioklostusni horizont (sedaj tiloplektni horizont), 5. rihthofenijski horizont in 6. horizont z *Waagenophyllum indicum* (Ramovš, 1958, 578). V rihthofenijskem horizontu so bili najdeni poleg vrst *Richthofenia lawrenciana* (de Koninck), *R. cf. lawrenciana* in *R. aff. communis* Gemmellaro še brahiopodi *Notothyris minuta minuta* Waagen, *N. minuta elongata* n. subsp. in *Notothyris* sp. ter *Punctospirifer ornatus* (Waagen) in *Spiriferina* sp., briozoj *Stenopora nicholsoni* Waagen et Wentzel in zraven še veliki brizozi. V horizontu z *Waagenophyllum indicum* pa so bili skupaj s foraminiferami osmih

rodov še štiri vrste rodu *Notothyris*, *Punctospirifer ornatus*, *Hemiptychina himalayensis* (Davidson) in *Stenopora nicholsoni* (ibid., str. 580).

Pri takratnih raziskavah nista bila nikjer najdena skupaj značilni brahiopod *Richthofenia lawrenciana* in korala *Waagenophyllum indicum*, čeprav sta bila horizonta z njima odkrita na številnih krajih (ibid., str. 460–479). Horizont s fiksosilnimi richthofenijami, ki je gradil manjše bioherme, je bil najden pri Žazarju, Samiji, med Samijo in Celarji; tam je grebenski apnenec debel v enem najdišču dobre tri metre, v drugem pa okoli šest metrov, pri Žažarskem Gradišču, v okolici Vrzdence in v okolici Mladega vrha. Nad richthofenijskim horizontom ležeča biostroma z *Waagenophyllum indicum*, debela do okoli 20 cm, pa je bila ugotovljena v okolici Žazarja, pri Samiji, med Samijo in Celarji, pri Žažarskem Gradišču, v okolici Vrzdence, v Prelovnikovem grabnu, v okolici Mladega vrha in Koprivnika, na Malenskem vrhu, kasneje pa še v Besniškem borštu. *Waagenophyllum indicum* je bil brez richthofenij najden tudi v okolici Idrije (Mlakar, 1959, 164). Ločitev obeh horizontov je bila upravičena.

Koralno cono z *Waagenophyllum indicum* in brahiopodom *Notothyris* je v zahodni Srbiji ugotovil že Simić (1933, 21), ko je zgornji permij razčlenil na tri cone. Pri novih raziskavah na ozemlju Jadrta je bil tudi tam ugotovljen horizont z richthofenijskimi biohermami, nad katerim leži nekaj metrov apnenca z apnenčevimi algami in pogostno spongijo *Steinmannia* (= *Waagenella*, op. avtorja), ki je značilna za horizont s spongijo *Steinmannia*, nato pa je v profilu s kontinuiranim razvojem horizont z *Waagenophyllum indicum* (Ramovš et al., 1986, 70–79). Tudi na Madžarskem je Heritsch (1944, 49) ločil apnenec z *Waagenophyllum indicum*.

Novo odkritje pri Žazarju

V kamnitem zidu nad starim gasilskim domom zahodno od Žazarja je našel Lojze Jurca z Vrhniko kos temno sivga zgornjepermijskega apnenca. Prepustil mi ga je v obdelavo, za kar se mu lepo zahvaljujem. V kamnitem zidu so zloženi večji in manjši kosi iz neposredne okolice, znotraj obzidja pa sta bila tudi na prvotnem kraju najdena bioherma z richthofenijami in biostroma z *Waagenophyllum indicum*. V najdenem apnenčevem kosu je v življenjskem položaju več koralitov vrste *Waagenophyllum indicum*, ki stoje tesno drug ob drugem. Na enega od koralitov se je prirasel fiksosilni brahiopod vrste *Richthofenia lawrenciana*. Pri rasti v širino je brahiopoda deloma oviral sosednji odrasli koralit in zato je tam brahiopodna lupina nekoliko ožja, kot bi bila pri neovirani rasti in se nad koralitom precej razširi (sl. 1). Razen tega brahiopodnega primerka je na istem kosu še osem drugih brahiopodnih primerkov iste vrste. Richthofenije prostorsko prevladujejo nad koralami. To kaže, da se je v tem primeru pojavila korala *Waagenophyllum indicum* že prej, preden je izginila *Richthofenia* oziroma je bila življenjska doba fiksosilnega brahiopoda podaljšana še v čas koralnega horizonta. Koraliti in fiksosilni brahiopod so skupaj gradili najbrž majhno biohermo. Ta dosedaj menda edina izjema ne more spremeniti razčlenitve zgornjega permija glede omenjenih dveh horizontov, predstavlja pa zanimivo biocenozo fiksosilnega brahiopoda *Richthofenia lawrenciana* in korale *Waagenophyllum indicum*.



Sl. 1. Fiksosilni brahiopod *Richthofenia lawrenciana* (Koninck) in korala *Waagenophyllum indicum* (Waagen & Wentzel) v prostoležečem kosu žažarskega apnenca zahodno od Žažarja. $\times 2$. Foto M. Grm

Abb. 1 Der fixosessile Brachiopode *Richthofenia lawrenciana* (Koninck) und die Koralle *Waagenophyllum indicum* (Waagen & Wentzel) im losen Kalkstück des Žažar-Kalkes westlich von Žažar. $\times 2$. Foto M. Grm

***Richthofenia lawrenciana* (Koninck) (Brachiopoda) und *Waagenophyllum indicum* (Waagen & Wentzel) (Tetracorallia) gemeinsam im Žažar-Kalk (Oberperm)**

Zusammenfassung

Bei der Ortschaft Žažar, westlich von Ljubljana, NW Jugoslawien, wurde ein loses Kalkstück mit mehreren Exemplaren der fixosessilen Brachiopodenart *Richthofenia lawrenciana* und etwa 20 Koralliten der Art *Waagenophyllum indicum* gefunden. Beide Fossilien sind meist noch in Lebensstellung.

Die genannten Arten stellen charakteristische Fossilien für die folgenden zwei aufeinanderliegenden Horizonte der oberpermischen Žažar-Schichten dar: den Horizont mit *Richthofenia lawrenciana* und den darüber liegenden Horizont mit *Waagenophyllum indicum*. Die gleiche Stellung beider Arten zeigt auch die oberpermische Jadar-Ausbildung in Westserbien. Der Brachiopode und die Koralle wurden bis jetzt nirgends zusammen gefunden.

Der neue Fund beweist jedoch, dass der fixosessile Brachiopode *Richthofenia lawrenciana* und die Koralle *Waagenophyllum indicum* selten auch zusammen gelebt haben; hier bauten sie eine kleine Bioherme auf und stellen eine interessante oberpermische Faunengemeinschaft dar. Die Reichweite einer Art oder beider Arten musste grösser gewesen sein.

Literatura

- Heritsch, F. 1944, Permische Korallen aus dem Bükk-Gebirge in Ungarn. Ann. hist. nat. muz. nat. hungarici, Pars Min., Geol., Pal. 37, Budapest.
- Mrakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5, 164–179, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1958, Razvoj zgornjega perma v Loških in Polhograjskih hribih. Razprave IV. razr. SAZU 4, 451–622, Ljubljana.
- Ramovš, A., Pešić, L. & Sremac, J. 1986, Gornjopermske naslage jadarskog područja i njihov položaj u zapadnom Paleotetisu. 11. kongr. geol. Jugosl., 2 Stratigrafija, paleontologija, regionalna geologija, 69–81, Tara.
- Simić, V. 1933, Gornji perm u zapadnoj Srbiji. Rasprave Geol. inst. kr. Jugosl. 1, 1–130, Beograd.

UDK 552.5:551.791.794:549:56.02(497.12)=863

Recentni sediment Koprskega zaliva

The recent sediment of the Bay of Koper (Northern Adriatic)

Bojan Ogorelec¹, Miha Mišič¹, Jadran Faganeli², Peter Stegnar³, Borut Vrišer² in Aleksander Vukovič²

Kratka vsebina

Koprski zaliv je do 20 m globok bazen z omejeno cirkulacijo. Večji del sedimenta pripada glinastemu melju, ki je precej bogat s skeleti foraminifer in s tankolupinskimi mehkužci. Zrnavost sedimenta in delež karbonata, ki se giblje med 20 in 40 %, naraščata proti odprtemu delu zaliva. Ob ustju Rižane se menjavajo rečne, brakične in morske sedimentacijske razmere. Delež C_{org} v vrhnjem sloju sedimenta se giblje med 0,4 in 2,7 % in je v osrednjem delu zaliva višji kot v njegovem odprtem delu. Vsebnosti težkih kovin Cd, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sb in Zn so v mejah geokemičnega ozadja in so istega reda velikosti, kot v vrtni V-6 v sečoveljskih sclinah. Članek podaja tudi oris bentoške združbe v sedimentu in kemične analize pornih vod.

Abstract

The Bay of Koper is a marine basin up to 20 m deep with restricted sea water circulation. Sedimentologically, it is classified as silty clay, rich in foraminiferal and molluscan skeletons. The grain-size and the carbonate content of the sediment, ranging between 20 and 40 %, increase towards the Bay entrance. At the Rižana river mouth the sedimentation conditions change from fluvial to brackish and marine. The C_{org} content in the surficial sediment varies between 0.4 and 2.7 % with the highest values found in the central part of the Bay. The content of the heavy metals Cd, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sb and Zn in surficial sediment is at the same level as found in the geochemical background of the borehole V-6 in the Sečovlje salt marsh. The present paper also presents the results of chemical analyses of pore water and an outline of benthic communities.

Uvod

Predmet predstavljenega dela je recentni sediment Koprskega zaliva – njegove sedimentološke značilnosti, fizikalne in kemijske lastnosti ter porazdelitev bentoške favne in flore v odvisnosti od lastnosti sedimenta.

¹ Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana.

² Morska biološka postaja Piran, Cesta JLA 65, 66330 Piran.

³ Institut Jožef Stefan, Jamova 39, 61000 Ljubljana.

Zbrano gradivo je rezultat interdisciplinarnega dela geologov, kemikov in biologov Geološkega zavoda Ljubljana, Morske biološke postaje iz Pirana in Instituta Jožef Stefan iz Ljubljane v zadnjih nekaj letih. Z njim nadaljujemo sistematične raziskave recentnega sedimenta slovenskega morja. Menimo, da lahko le s pomočjo široko zasnovanega raziskovanja celovito raziskujemo mehanizme sedimentacije ter fizikalno-kemijske in biološke vplive, ki so prisotni v tem procesu. B. Ogorelec in M. Mišič sta raziskovala zrnavost in mineralno sestavo sedimenta ter njegove mikroskopske značilnosti, J. Faganeli suspendirani sediment, geokemijo organske snovi in pornih vod, P. Stegnar geokemijo težkih kovin, B. Vrišer in A. Vuković pa sta prispevala oris bentoške flore in favne tega področja.

Tovrstne raziskave so dosedaj celovito zajemale sediment Piranskega zaliva (Ranke, 1976) in Sečoveljskih solin (Ogorelec et al., 1981), v več študijah pa je podrobno obdelana ožja problematika tega prostora. Geokemijo pornih vod in organsko snov v sedimentu so preučevali Faganeli in sodelavci (1983). Težke kovine v morskem sedimentu in v organizmih so raziskovali Kosta in sodelavci (1978a, 1978b), bentoške združbe v Izolskem in Koprskem zalivu pa Vrišer s sodelavci (1981) in Avčini s sodelavci (1974). Ogorelec in sodelavci (1984) so raziskovali kvartarni sediment v vrtini V-3 v koprski luči.

Dobljeni rezultati iz Koprškega zaliva bodo dopolnili poznavanje morskega sedimenta širšega Tržaškega zaliva. Italijanski del tega zaliva je bil v zadnjih dvajsetih letih predmet intenzivnih raziskav. Rossi in sodelavci (1968) ter Giorggetti s sodelavci (1968) so preučevali morfologijo morskega dna, Brambati (1968) ter Brambati in sodelavci (1983) so raziskovali zrnavost in mineralogijo morskega sedimenta, Macchi (1968) pa njegovo kemijsko sestavo.

Površinski sediment Koprškega zaliva smo vzorčevali na 31 mestih v izbranih profilih s pomočjo sonde profila 3,7 cm (Meischner & Rumohr, 1974). S to metodo smo uspeli dobiti do 50 cm nepoškodovanega jedra, ki smo ga že takoj po odvzemu razdelili na 2, 5 ali 10 cm intervale.

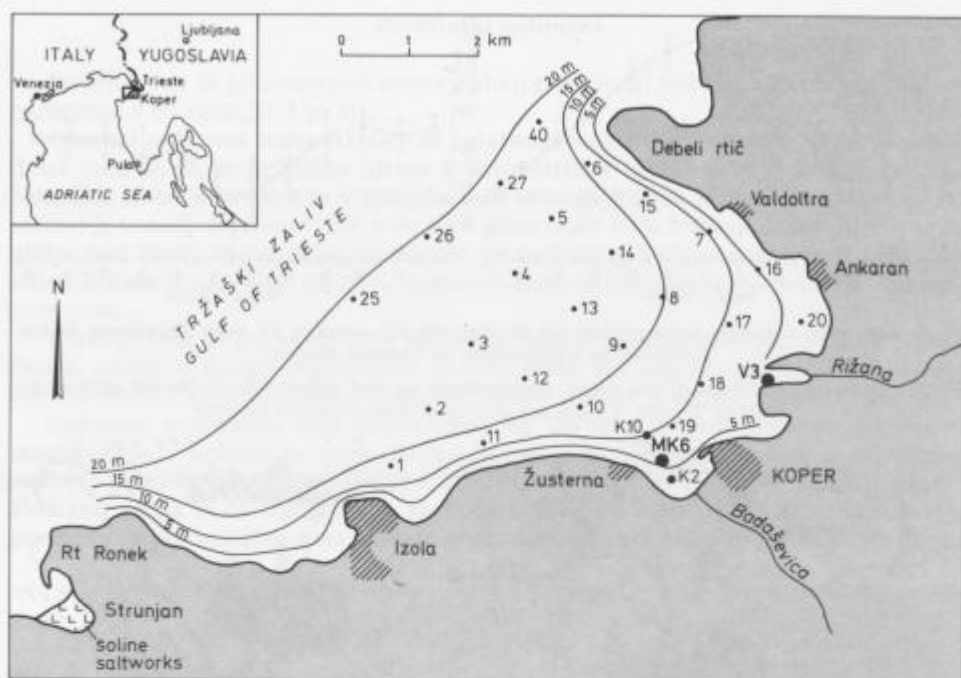
Poleg površinskega sedimenta smo preiskali tudi jedro dveh vrtin, 41 metrov globoke vrtnice V-3 v koprski luči (Ogorelec et al., 1984) in 43 metrov globoke vrtnice MK-6 pred Žusterno.

Bentoške združbe smo podrobno opazovali v profilu pri Debelem rtiču do globine 4 m ter v profilu med Koprom in Izolo do globine 6 m.

Morfologija in hidrografija Koprškega zaliva

Koprski zaliv predstavlja zaprti jugovzhodni del obsežnejšega Tržaškega zaliva in meri okrog 35 km². Na severozahodu se med Izolo in Debelim rtičem odpira v Tržaški zaliv, na vzhodu pa prehaja v dolino Rižane (sl. 1). Koprski zaliv je geomorfološko gledano pravzaprav potopljena široka dolina Rižane, katero je preplavilo morje po zadnji pleistocenski poledenitvi. Po raziskavah van Straatena (1965, 1970) in po podatkih Guilcherja (1969) je bilo celotno ozemlje Severnega Jadrana v pleistocenu namreč kopno in je bila morska gladina 110 do 120 metrov nižja od današnje.

Hidrogeografske značilnosti Koprškega zaliva so podobne kot veljajo za celotni Tržaški zaliv. Kljub dotokom sladkih voda je slanost morja v Tržaškem zalivu običajno v okviru tipičnih morskih razmer in se giblje v površinskem sloju med 33,5 in 37,5 ‰, v sloju pri dnu pa med 37,0 in 38,0 ‰. Opisane razmere se spreminjajo ob povečanem dotoku rečnih voda (pozna pomlad), ko se plast redkejšje vode razprostira



Sl. 1. Koprski zaliv. Batimetrične krivulje in lokacije preiskanih vzorcev

Fig. 1. The Bay of Koper. Bathymetric map and sample locations

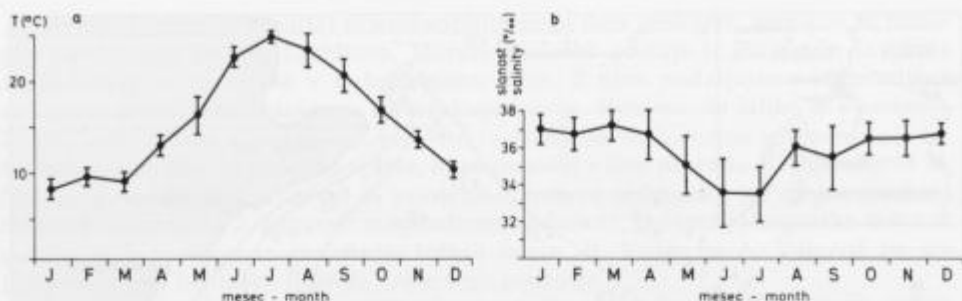
po celotnem področju. Vpliv sladke vode v Koprskem zalivu, ki jo dovajata reka Rižana in potok Badaševica, je običajno neznatn, saj doseže morje že v neposredni bližini izliva Rižane normalno morsko slanost.

Gibanje vodne mase znotraj zaliva je v glavnem pogojeno s plimovanjem in vetrovi, ki pihajo med letom pretežno s sektorja SV-JZ. Pomembna je predvsem burja, ki lahko v nekaj dneh premeša celotni vodni stolpec. Normalne amplitude plime in oseke dosežejo v Kopru 0,5 m, ob dolgotrajnejšem jugu, predvsem novembra in decembra, pa se lahko morska gladina dvigne tudi meter nad normalo.

Značilnosti morja v Tržaškem zalivu so nizke zimske (poprečno 8 °C v februarju) in visoke poletne (poprečno 24 °C v juliju) temperature. Termična stratifikacija v vodnem stolpcu je razvita na pomlad in poleti, proti koncu poletja pa že nastopa izotermija (sl. 2).

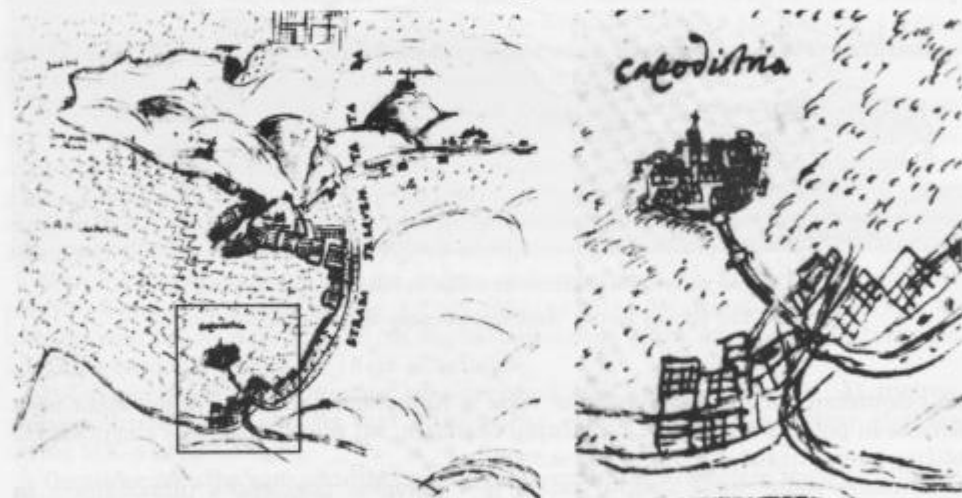
Podmorski relief kaže, da je Koprski zaliv precej ravna, 15 do 20 metrov globoka podvodna ravnica z dokaj strmo obalo, katero grade flišne kamnine. Linija dvajset-metrške globine poteka na profilu med rtičem Ronek in Debelim rtičem (sl. 1).

Iz zgodovinskih virov (Semi, 1975) povzemamo, da je morje še v 17. stoletju segalo bolj v notranjost zaliva. Takratna naselbina Koper je obsegala le otoček, ki je bil povezan s kopnim z umetnim nasipom (sl. 3). Kot zadnji ostanek tega morja je ohranjen le še Škocjanski zaliv na vzhodnem delu koprške luke. Na naplavnih ravnicah Rižane in Badaševice so Benečani uredili obsežna solna polja, ki so bila kasneje opuščena in spremenjena v kmetijske površine.



Sl. 2. Sezonske variacije temperature (a) in slanosti (b) morja v JV delu Tržaškega zaliva. Vrednosti so izpovprečene po vodnem stolpcu

Fig. 2. Seasonal variations of sea water, temperature (a) and salinity (b) in the SE part of the Gulf of Trieste. Values are averaged over seawater column



Sl. 3. Koprski zaliv v 17. stoletju. Desno je lepo vidna koprška naselbina na prvotnem otoku ter razpored solnih polj v notranjosti zaliva. Iz dela: P. Semi (1975)

Fig. 3. The Bay of Koper in 17th century. In the right figure is clearly seen the small island with the settlement of Koper and saltworks in the inner part of the bay

Sedimentološke raziskave

Zrnavost sedimenta smo določili s kombinirano metodo sejanja in areometrije za frakcijo pod $63\mu\text{m}$ (metoda po Atterbergu, 1905). Meje zrnivosti jemljemo po standardnih normah v sedimentologiji (Krumbein, 1936) kot sledi: glina $< 2\mu\text{m}$, melj 2 do $63\mu\text{m}$ in pesek $63\mu\text{m}$ do 2mm .

Mineralno sestavo vzorcev (frakcijo $> 63\mu\text{m}$) smo določili z difraktometrijsko tehniko na rentgenski napravi Philips. Minerale glin smo raziskali z orientiranimi preparati, pripravljenimi s pipetno metodo.

Delež karbonatov smo raziskali s kompleksometrično metodo (Müller, 1964), za posamezno analizo pa smo oddvojili gram suhega in homogeniziranega vzorca frakcije pod $63\mu\text{m}$. Eh smo merili s platinasto elektrodo Ingold.

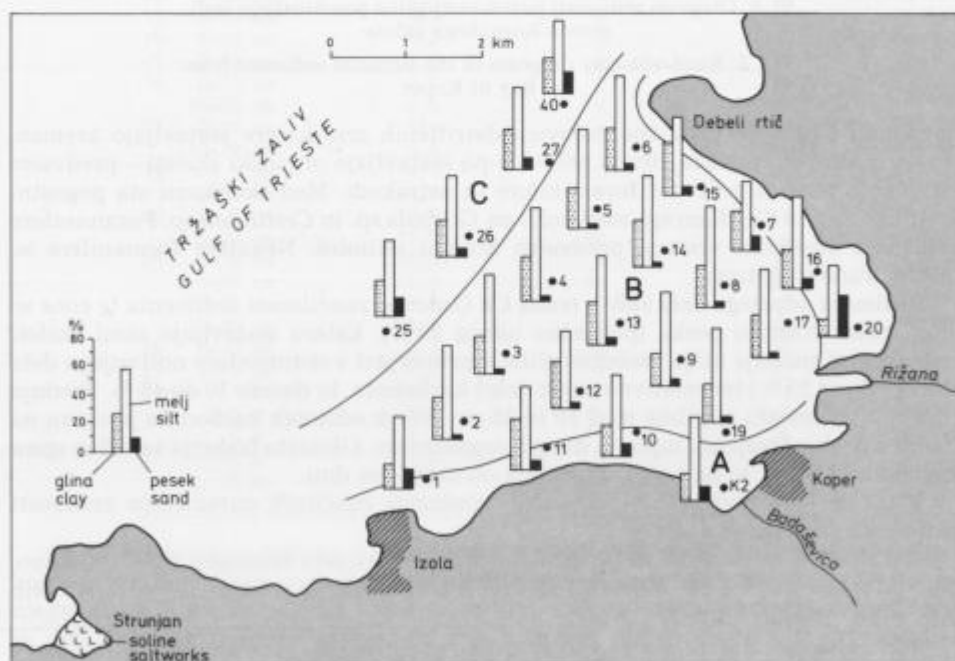
Površinski sediment

Po zrnivosti in po mineralni sestavi lahko površinski sediment Koprskega zaliva razdelimo v tri cone (sl. 4 in 5):

Obrežni sediment (cona A): Gre za relativno ozek pas ob obrežju, širok le nekaj deset metrov, ki se približno ujema z batimetrično krivuljo na globini 5 metrov. Nekoliko širša je ta cona le v predelu med izlivom Rižane in med Ankaranom. Po sestavi je to melj in peščeni melj z do 15 % gline in do 40 % frakcije peska. Mediana se giblje med 35 do 70 μm , delež karbonata pa med 20 in 30 %; v notranjosti zaliva ob izlivu Rižane je celo nižji od 20 %. Izpiranje gline je pogojeno z valovanjem v obrežnem pasu.

Frakcijo nad 63 μm sestavljajo detritični drobcji fliša in apnenca, nadalje lupine školjk, polžev in drugih organizmov, morska trava, les, kepice, bitumna ter v manjši meri še drobcji, ki so produkt civilizacije (opeka, steklo, plastika, beton in slično).

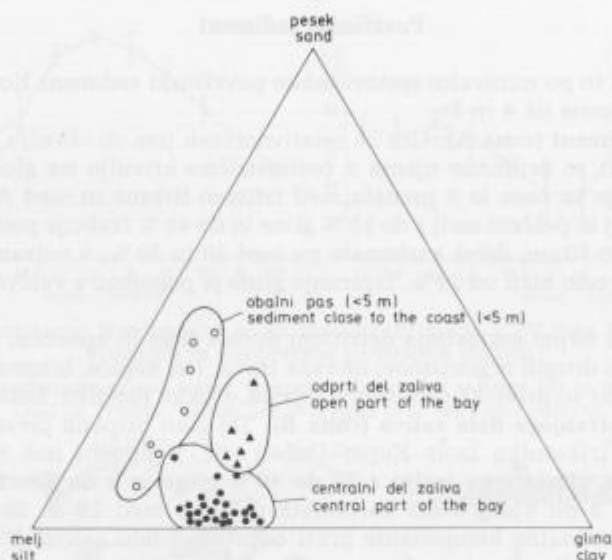
Sediment notranjega dela zaliva (cona B): Tej coni pripada pretežni del Koprskega zaliva v trikotniku Izola–Koper–Debeli rtič. Sediment ima zelo homogeno sestavo; pripada glinastemu melju z 20 do 40 % gline in z do 3 % frakcije peska. Mediana znaša 3 do 6 μm , delež karbonata pa niha med 20 in 30 %. Opazno je povečevanje karbonatne komponente proti odprtemu delu zaliva. V frakciji peska



Sl. 4. Razpored zrnivosti in con površinskega sedimenta v Koprskem zalivu.

A – obrežni sediment, B – sediment notranjega dela zaliva, C – sediment odprtega dela zaliva
Fig. 4. Distribution of grain size of the surfacial sediments and distribution of sediment zones in the Bay of Koper

A – sediment close to the coast, B – sediment in the interior of the bay, C – sediment at the entrance of the bay



Sl. 5. Diagram zrnivosti pesek-melj-glina površinskega sedimenta Koprškega zaliva

Fig. 5. Sand-silt-clay diagram of the surficial sediment from the Bay of Koper

(zrna nad $63\mu\text{m}$) je približno polovica detritičnih zrn, katere sestavljajo kremen, sljuda in drobci apnenca, drugo polovico pa sestavljajo organski skeleti – predvsem školjčne lupine in polži ter foraminifere in ostrakodi. Med školjkami sta pogostni vrsti *Leda* sp. in *Cardium* sp., med polži pa *Gibbula* sp. in *Cerithium* sp. Foraminifere pripadajo številnim vrstam, predvsem družini miliolid. Nekatere foraminifere so inkrustirane s piritom.

Sediment odprtega dela zaliva (cona C): Osnovne značilnosti sedimenta te cone so visok delež frakcije peska (povprečno okrog 20 %), katero sestavljajo sami skeleti organizmov, nadalje nižja vsebnost gline v primerjavi s sedimentom notranjega dela zaliva (okrog 25 %) ter relativno visok delež karbonata, ki doseže 30 do 45 %. Srednja zrnavost sedimenta se giblje med 10 in $35\mu\text{m}$. Visok odstotek karbonata je vezan na številne drobne školjčne lupine in drugih organizmov. Glinasta frakcija se delno spira z morskim tokom, ki teče ob robu zaliva ob morskem dnu.

V tabeli 1 so podane primerjevalne vrednosti značilnih parametrov zrnivosti sedimenta Koprškega zaliva.

Raziskave so pokazale, da je sediment po sestavi zelo homogen tudi z globino, tako po zrnivosti kot po mineralni sestavi. Oba parametra nihata v 5 centimetrskih intervalih v mejah do 15 %.

Mineralogija: Mineraloško kaže Koprski zaliv na enotno »mineralno provinco« oziroma na isto zaledje, od koder je prihajal detritični material. To so flišne plasti Šavrinskega Primorja ter kredno-paleogenski apnenci zahodnega dela Čičarije.

Mineralna sestava je podana v tabeli 2. Najbolj pogost mineral v recentnem sedimentu Koprškega zaliva je **kremen**. Zasledimo ga v vseh frakcijah, njegov delež pa cenimo med 18 in 35 %. Je terigen in izvira iz flišnih plasti okolice. Flišnega izvora so tudi **glinenci**, ki so zastopani z okrog 5 %.

Tabela 1. Primerjalne vrednosti granulometričnih podatkov površinskih vzorcev Koprskega zaliva

Table 1. Grain size for surficial samples of the Bay of Koper

Vzorec Sample	Globina Depth	Frakcija Fraction > 63 μm (%)	Mediana Medium grain size (μm)	Frakcija Fraction < 2 μm (%)
1	0-10 cm	18,4	60	17
2	5-20 cm	1,0	5	32
3	0-10 cm	1,8	6	27
4	5-15 cm	2,5	5	32
5	0-10 cm	2,7	4	30
6	5-15 cm	2,1	5	31
7	0-10 cm	5,6	6	27
	10-15 cm	10,5	8	31
8	0-10 cm	0,5	5	30
	10-20 cm	0,5	4	38
9	0-10 cm	2,4	4	35
	10-15 cm	2,3	4	38
10	0-10 cm	4,2	6	27
	10-15 cm	11,3	6	28
11	0-10 cm	6,1	7	25
12	5-20 cm	1,5	4	34
13	0-10 cm	3,3	5	32
14	5-20 cm	1,2	4	33
15	0-10 cm	1,6	4	38
16	0-10 cm	4,7	6	30
	10-25 cm	2,6	4	37
17	0-10 cm	1,4	4	33
	10-20 cm	0,6	3	40
19	0- 5 cm	4,1	5	28
	5-10 cm	4,6	6	26
20	0- 5 cm	32,3	40	11
	5-10 cm	37,8	46	9
25	0- 5 cm	13,8	8	30
	5-10 cm	17,4	14	27
	10-15 cm	18,5	12	25
	15-20 cm	15,8	10	28
26	0-10 cm	7,1	6	30
27	5-25 cm	4,8	5	32
Koper	1 m	14,7	45	12
	2,5 m	8,5	35	15
	5 m	4,4	10	25
	10 m	1,4	5	28
	15 m	4,1	5	30

Poleg kremenca je najbolj pogost mineral **kalcit**. Nastopa kot »nizkomagnezijski kalcit« (low Mg-calcite) z do 5 mol % MgCO_3 . V osrednjem delu Koprskega zaliva se njegov delež giblje okrog 25 %, proti odprtemu delu zaliva pa je višji in doseže 35 % in več. Večji del je kalcit terigenega izvora (apnenec), del pa ga je tudi biogenega izvora (foraminifere, lupine školjk in polžev). **Dolomita** je v primerjavi s kalcitom bistveno manj in se po ocenah giblje med 3 in 8 %.

Delež skupnega karbonata je za vse preiskane vzorce podan v tabeli 3 in na sliki 6, in sicer za frakcije pod 63 μm .

Od **mineralov glin** so v površinskem sedimentu Koprskega zaliva prisotni illit, klorit in mineral z zmesno strukturo tipa illit/montmorillonit z razporeditvijo sestav-

Tabela 2. Mineralna sestava površinskega sedimenta Koprškega zaliva (rentgenska analiza vprašenih vzorcev, delež mineralov je podan v %)

Table 2. Mineral composition for surficial samples of the Bay of Koper (X-ray analyses, mineral content in %, bulk samples)

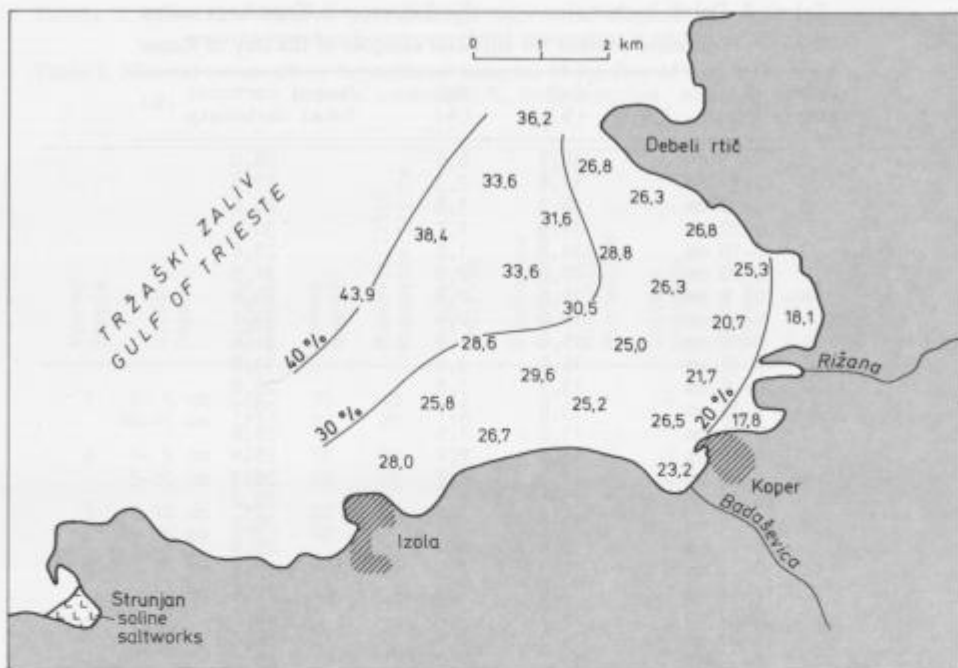
Vzorec Sample	Globina Depth	Kalcit Calcite	Kremen Quartz	Muskovit/Illit Muscovite/Illite	Klorit Chlorite	Plagioklaz Plagioclase	Mikroklin Microcline	Dolomit Dolomite	Sadra Gypsum	Pirit Pyrite	Rogovača Hornblende
1	0- 5 cm	24	35	18	12	4	-	4	-	3	-
	10-15 cm	27	23	20	10	6	-	-	10	4	-
2	0- 5 cm	22	18	30	17	4	-	4	3	2	-
	5-20 cm	27	20	25	15	7	-	6	-	-	-
3	0-10 cm	25	22	25	16	5	-	4	-	3	-
	10-25 cm	28	18	25	17	4	-	4	-	4	-
4	0- 5 cm	26	18	24	16	5	-	8	-	3	-
	5-15 cm	25	19	23	17	5	-	8	-	3	-
5	0-10 cm	23	21	23	17	5	-	8	-	3	-
	10-15 cm	26	18	24	15	8	-	7	-	3	-
6	0- 5 cm	24	22	28	18	5	-	3	-	-	-
	5-15 cm	27	19	27	16	6	-	3	-	2	-
7	0-10 cm	24	22	23	18	6	4	3	-	-	-
	10-15 cm	23	27	22	19	6	-	3	-	-	-
8	0-10 cm	24	15	30	21	5	-	3	-	2	-
	10-20 cm	23	20	30	17	5	-	2	-	3	-
9	0-10 cm	26	21	22	20	6	-	3	-	2	-
	10-15 cm	21	19	20	18	5	-	4	5	4	4
10	0-10 cm	23	22	26	18	6	-	2	-	3	-
	10-15 cm	22	22	27	18	5	-	2	-	4	-
11	0-10 cm	22	20	22	16	6	4	3	5	-	2
	10-20 cm	26	18	21	15	6	3	3	5	3	-
12	0- 5 cm	26	19	23	17	6	3	4	-	2	-
	5-20 cm	26	18	23	18	6	3	4	-	2	-
15	0-10 cm	22	20	29	19	4	3	3	-	-	-
	10-20 cm	22	15	25	20	6	3	4	3	2	-
16	0-10 cm	24	20	23	20	8	-	2	-	3	-
	10-20 cm	20	20	25	18	7	3	2	-	5	-
17	0-10 cm	20	21	30	18	5	-	2	-	4	-
	10-20 cm	21	15	35	20	5	-	1	-	2	-
25	0- 5 cm	26	14	20	13	3	4	15	-	4	-
	5-10 cm	20	14	20	13	6	2	22	-	3	-
	10-15 cm	21	11	20	11	5	4	24	-	4	-
27	0- 5 cm	25	18	23	16	6	-	9	-	3	-
	5-25 cm	24	15	20	18	5	3	10	-	5	-

Tabela 3. Deleži karbonatov v površinskih vzorcih Koprskega zaliva

Table 3. Carbonate content for surficial samples of the Bay of Koper

Vzorec Sample	Globina Depth	CaO (%)	MgO (%)	Skupni karbonat Total carbonate (%)
1	0-5 cm	14,7	0,8	28,0
	10-15 cm	12,8	2,3	27,8
2	0-5 cm	12,3	1,8	25,8
	5-20 cm	14,9	1,7	30,1
3	0-10 cm	14,2	1,5	28,6
	10-20 cm	15,0	2,2	31,5
4	0-5 cm	15,6	2,8	33,6
	5-15 cm	16,0	2,4	33,7
5	0-10 cm	15,5	1,9	31,6
	10-15 cm	15,5	3,0	33,8
6	0-5 cm	13,1	1,6	26,8
	5-15 cm	13,4	2,7	29,7
7	0-10 cm	13,2	1,5	26,8
	10-15 cm	13,1	1,4	26,4
8	0-10 cm	12,8	1,7	26,3
	10-20 cm	13,1	1,3	26,2
9	0-10 cm	12,2	1,5	25,0
	10-15 cm	12,6	1,6	25,8
10	0-10 cm	12,3	1,5	25,2
	10-15 cm	12,3	1,3	24,8
11	0-10 cm	13,1	1,6	26,7
	10-20 cm	14,5	2,1	30,2
12	0-5 cm	14,2	2,0	29,6
	5-20 cm	14,6	1,8	29,9
13	0-10 cm	14,7	2,0	30,5
	10-20 cm	14,4	2,2	30,3
14	0-5 cm	13,7	2,1	28,8
	5-20 cm	14,1	1,9	29,2
15	0-10 cm	12,3	2,0	26,3
	10-20 cm	13,4	1,2	26,5
16	0-10 cm	12,8	1,2	25,3
	10-25 cm	10,8	1,3	21,9
17	0-10 cm	8,5	2,6	20,7
	10-20 cm	10,4	1,0	20,8
19	0-5 cm	13,1	1,5	26,5
	5-10 cm	13,0	1,6	26,6
20	0-5 cm	10,5	0,9	20,7
	5-10 cm	11,6	0,8	22,3
25	0-5 cm	18,5	5,2	43,9
	5-10 cm	20,4	4,3	45,3
	10-15 cm	21,0	4,6	47,0
	15-20 cm	20,7	2,9	43,1
26	0-10 cm	17,4	3,5	38,4
	10-30 cm	17,9	4,0	40,4
27	0-5 cm	14,8	3,4	33,6
	5-25 cm	16,8	3,1	36,6

nih komponent na meji med Reichweite $R=O/R=1$ (Reynolds, 1980). Skupni delež vseh omenjenih mineralov glin znaša v osrednjem delu zaliva okrog 30 %. Glineno frakcijo v vrtni MK-6 tvorita minerala z zmesno strukturo tipa illit/montmorillonit + diskretni illit in klorit. Razmerje sestavnih komponent illit/montmorillonit v mineralu z zmesno strukturo niha od 56/44, 58/42, 62/38, 63/37 do 68/32. To nam kaže na



Sl. 6. Skupni karbonat v površinskem sedimentu Koprškega zaliva (v %)

Fig. 6. Distribution of calcium carbonate content in the surficial sediment of the Bay of Koper (in %)

prehod od naključne razporeditve sestavnih komponent ($R=0$), prek mejne razporeditve $R=0/R=1$ v allevarditno razporeditev ($R=1$) sestavnih komponent.

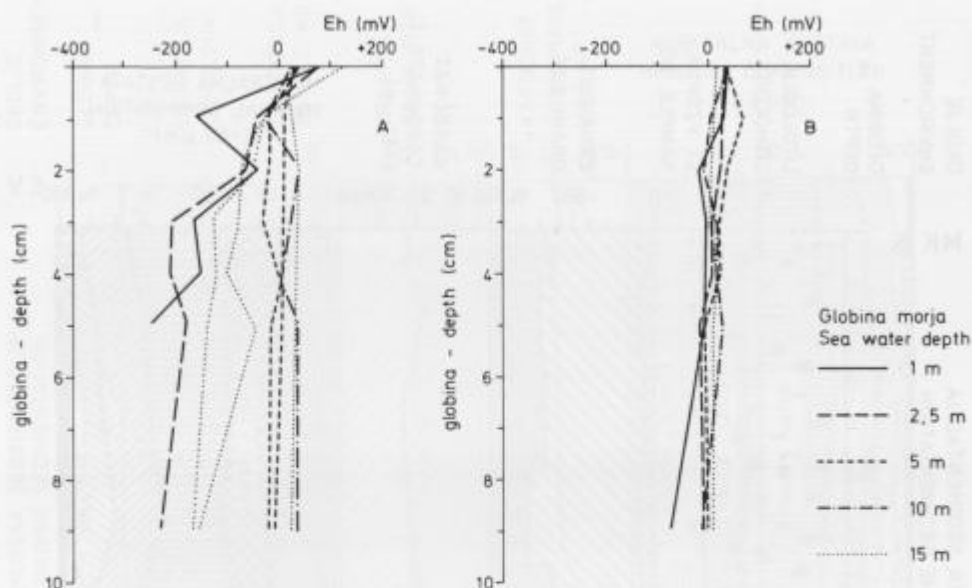
Vsi ti minerali so presedimentirani iz okolišnih flišnih laporjev. Te raziskave kažejo, da moramo pojem »illitne province« Severnega Jadrana (Pigorini, 1967) razširiti in dopolniti tudi z minerali z zmesno strukturo tipa illit/montmorillonit.

Pirit je prisoten v vseh preiskanih vzorcih notranjega in osrednjega dela zaliva, njegov delež pa cenimo na 1–4 %. Nastal je med diagenozo v redukcijskem okolju sedimenta (slika 7), povzročenem zaradi razpada organske snovi pod površjem. Pirit se javlja v do 200 μm velikih framboidih, večkrat pa so z njim inkrustirane tudi foraminifere.

Avtigena minerala sta tudi **sadra** in **bassanit** $[(\text{CaSO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ kot prehodni mineral med sadro in anhidritom. Bassanit zasledimo v sledovih v predelu med Izolo in Koprom. Njegovi kristali merijo do 2 mm in so lepo razviti, večkrat se med seboj preraščajo v miniaturne rozete. Izvor oz. vzroki, zakaj se v tem pasu izloča bassanit, za zdaj še niso pojasnjeni. Glede na bližino opuščene opekarne ne moremo izključiti tudi možnosti njegovega umetnega izvora.

Vrtini V-3 in MK-6

Sediment pod površino smo v notranjem delu Koprškega zaliva raziskali z vrtino V-3, ki je locirana v koprski tovorni luki (Ogorelec et al., 1984, Faganeli et al., 1985) in je globoka 41 metrov, vrtina MK-6 pa je izvrtana 200 m pod Žusterno na



Sl. 7. Vertikalni profili Eh v poletnem (A) in zimskem (B) obdobju v notranjem delu Koprškega zaliva

Fig. 7. Vertical distribution of Eh in summer (A) and in winter (B) period in the inner part of the Bay of Koper

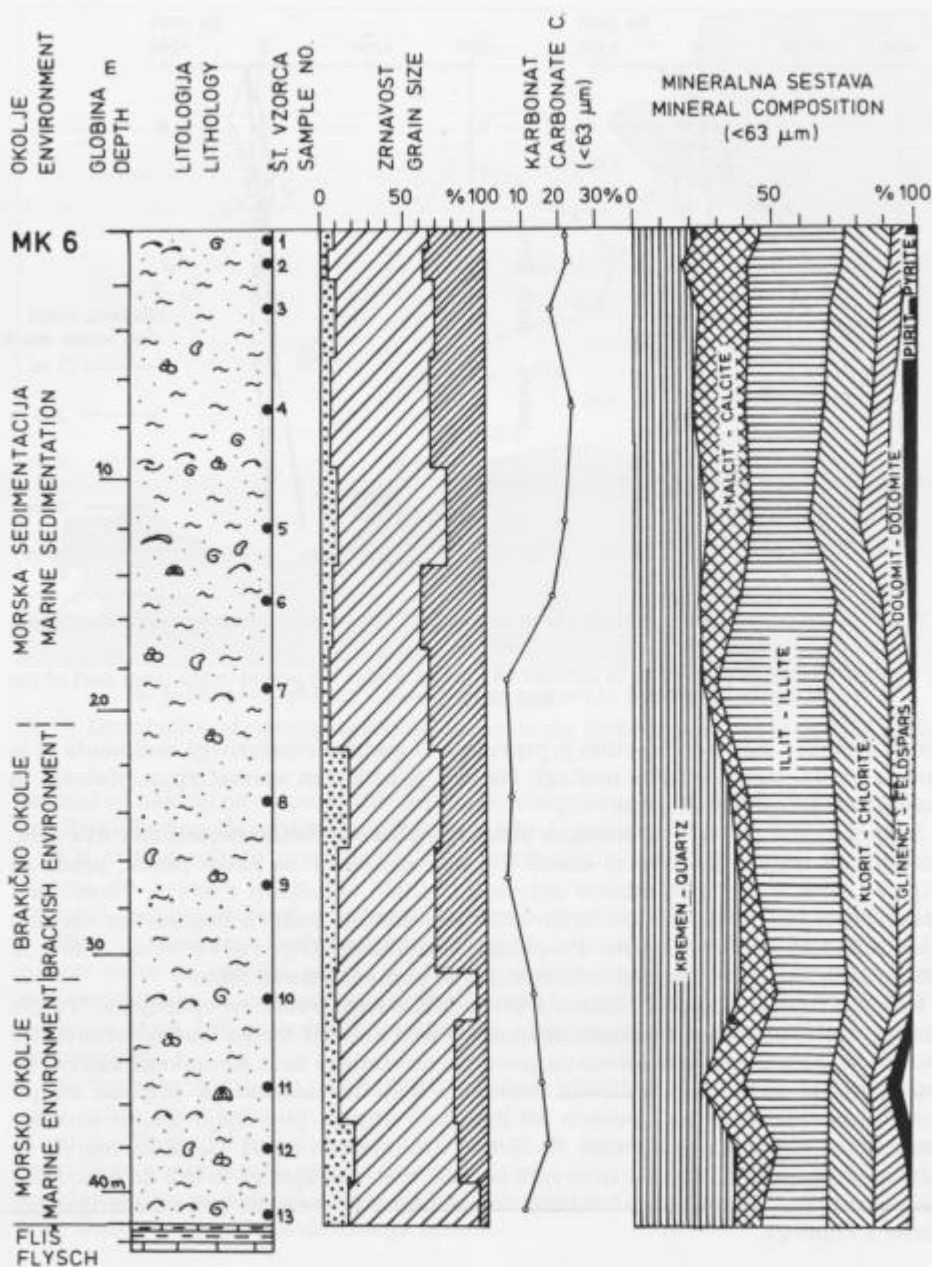
morski globini 7 metrov. Ta vrtina je prevrtala 41 metrov kvartarnega sedimenta in je končala na 43. metru v flišni podlagi. Na sl. 8 je prikazan shematiziran litološki in mineraloški stolpec obeh vrtin.

Sediment vrtine V-3, ki je locirana bliže izlivu Rižane, lahko razdelimo v dva dela. Spodnjih 15 metrov tvori rečni nanos Rižane; menjavajo se plasti peska, proda in meljaste gline. Vrhnjih 25 metrov sedimenta je bilo odloženih v morju. Temno sivi glinasti melj je zelo enoten po zrnivosti in mineralni sestavi, pogosto pa vsebuje foraminifere in školjčne lupine. Po pelodnih analizah (Ogorelec et al., 1984) iz globine 10 m sklepamo na hitro sedimentacijo, poprečno 5 mm letno.

Rečnega nanosa oz. vpliva Rižane v vrtini MK-6 neposredno ne opazujemo. Tu gre v celotni vrtini za precej homogen sediment – sivi glinasti melj s srednjo zrnavostjo 4 do 10 μm , kakršnega opazujemo na površini osrednjega dela Koprškega zaliva. Le v spodnjih 15 metrih je sediment nekoliko bolj debelozrnat in pripada melju. V celotnem zaporedju se v večjem ali manjšem obsegu pojavljajo fosilni ostanki, foraminifere (predvsem miliolide), školjke in drobni polži (sl. 9). Delež karbonata se giblje med 12 in 23 %, razen v intervalu pod 26. metrom, kjer ga je le 5 do 6 %. Nižji delež karbonata v spodnjih 15 metrih tolmačimo s povečanim vplivom terigenega nanosa s kopnega.

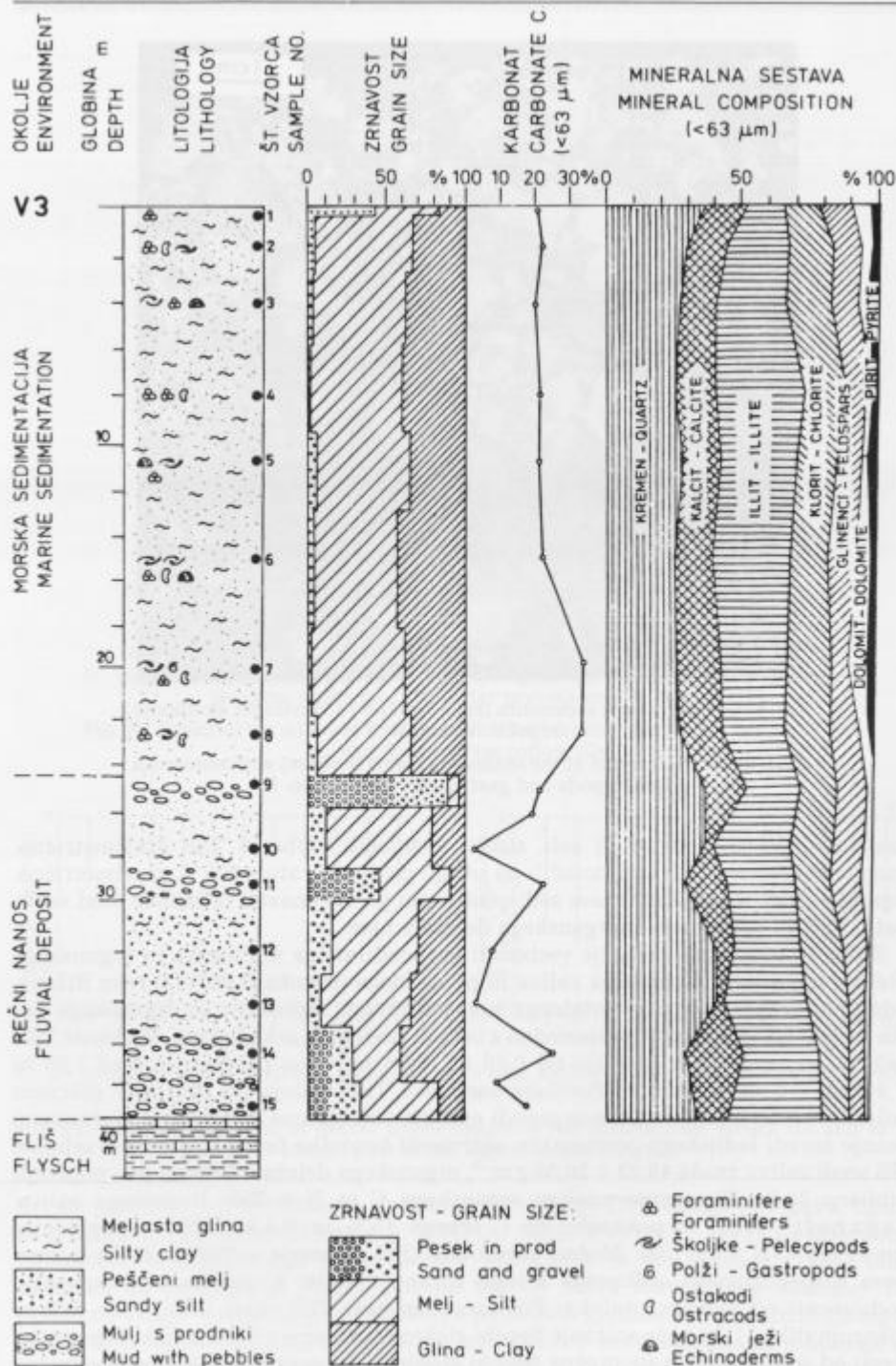
Suspendirani sediment

Količino totalnega suspendiranega sedimenta (TSS) smo določili s filtracijo vzorcev morske vode skozi predhodno žgane (3 ure pri 480 °C) steklene filtre Whatman GF/C s poprečnimi porami 1 μm . Filtre s suspendiranimi delci smo spirali z destili-



Sl. 8. Litologija, zrnnavost in mineralna sestava sedimenta v notranjem delu Koprskega zaliva; vrtini V-3 in MK-6

Fig. 8. Lithology, grain size and mineral composition of the sediment from the inner part of the Bay of Koper; boreholes V-3 and MK-6



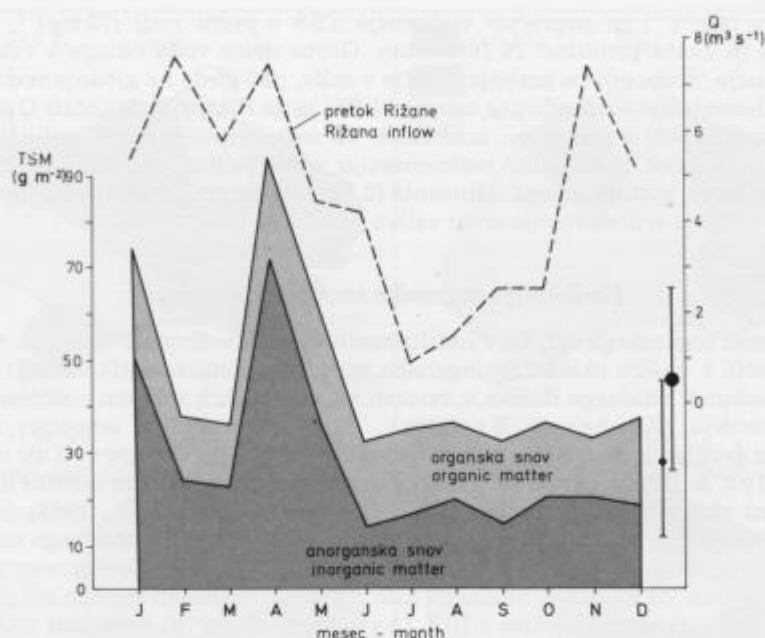


Sl. 9. Groba frakcija sedimenta (zrna $> 63\mu\text{m}$) s številnimi školjkami in polži. Vzorec št. 5

Fig. 9. Coarse fraction of the sediment (grains $> 63\mu\text{m}$) with numerous pelecypods and gastropods. Sample no. 5

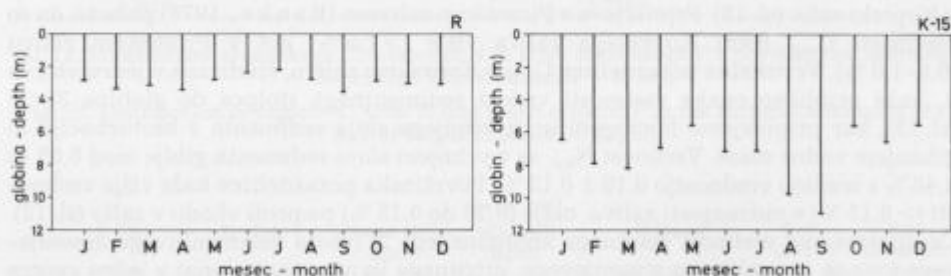
rano vodo, da smo odstranili soli, sušili in določili vsebnost TSS gravimetrično. Anorganski delež v TSS smo določili po sežigu pri temperaturi 500°C gravimetrično. Organski delež v suspendiranem sedimentu smo preračunavali iz razlike med vsebnostjo TSS in vsebnostjo anorganskega deleža v njem.

Slika 10 prikazuje variacije vsebnosti suspendiranega sedimenta in organskega deleža v njem sredi Koprškega zaliva in poprečnega pretoka (1966–73) reke Rižane. Vidna je povišana vsebnost totalnega suspendiranega sedimenta in organskega deleža v njem spomladi (april) vzporedno z večjim pretokom reke Rižane. Vsebnost TSS sredi zaliva se giblje v razponu od $0,89$ in $18,58\text{ mg l}^{-1}$ na površini in med $1,05$ in $17,90\text{ mg l}^{-1}$ v sloju pri dnu. Povišane vsebnosti TSS v sloju pri dnu so v glavnem posledica resuspenzije sedimenta zaradi gibanja vodnih mas (bibavica in inducirano gibanje zaradi ladijskega prometa) in aktivnosti bentoške favne. Poprečna vsebnost TSS sredi zaliva znaša $45,23 \pm 20,58\text{ g m}^{-2}$, organskega deleža v TSS pa je v poprečju približno 39 %. Elementne analize organskega C in N v TSS Koprškega zaliva (Faganeli, 1984) so pokazale, da C obsega 15 % in N 1,9 % TSS s poprečnim razmerjem C/N $9,0 \pm 12,9$. Močno variabilno C/N razmerje v TSS kaže na pomen vnosa suspendiranega sedimenta z reko Rižano v zaliv, ki poteka neenakomerno v odvisnosti od rečnega pretoka. Povišano vsebnost TSS proti izlivu reke Rižane prikazuje slika 11, ki kaže znižanje Secchi globine (merjenje s Secchi diskom premera 30 cm) od sredine zaliva (poprečna Secchi globina 8 m) proti ustju Rižane (poprečna



Sl. 10. Sezonske variacije anorganskega in organskega deleža v totalnem suspenziranem sedimentu (TSM) ter pretoka reke Rižane (Q)

Fig. 10. Seasonal variation of total inorganic and organic suspended matter (TSM) and Rižana river inflow (Q)



Sl. 11. Sezonske variacije Secchi globine v ustju reke Rižane (R) in v sredini Koprskega zaliva (K-15)

Fig. 11. Seasonal variation of Secchi depth values of the Rižana river mouth (R) and in the central part of the Bay of Koper (K-15)

Secchi globina 3 m). Med Secchi globino in vsebnostjo TSS obstaja povezava, tipična za določen morski bazen (Jones & Willis, 1956; Postma, 1961). Če uporabimo ugotovitve iz kanadskega zaliva James (Kranck & Ruffman, 1982) lahko ocenimo, da predstavlja Secchi globina 3 m ob izlivu reke Rižane vsebnost TSS približno 4 mg l^{-1} , sredi Koprskega zaliva pa Secchi globina 8 m približno $1,5 \text{ mg l}^{-1}$. Oboje se približno ujema z neposredno izmerjenimi koncentracijami totalnega suspenziranega sedimenta. Vnos TSS v zaliv z reko Rižano lahko ocenimo s povprečnim

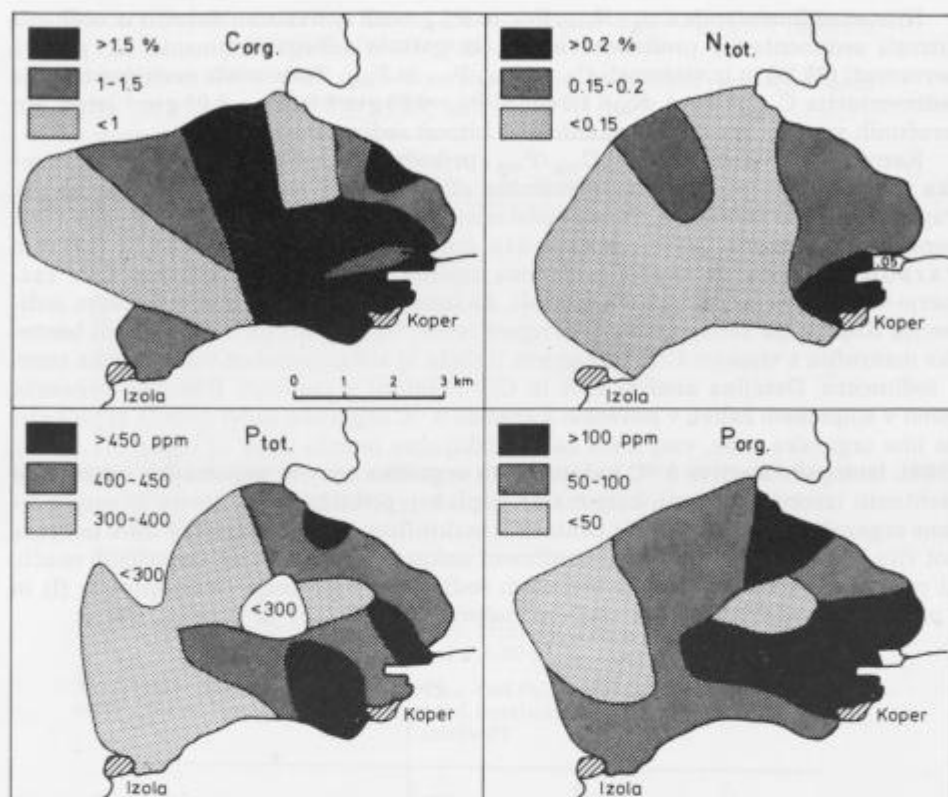
pretokom ($4\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) in poprečno vsebnostjo TSS v rečni vodi (22 mg l^{-1} , meritve 1976–86) in znaša približno 28.10^3 t letno. Grobe delce voda odlaga v reko in ob njenem ustju, drobnejši pa prehajajo dalje v zaliv, pač glede na gibanje vodnih mas. Hitro sedimentacijo suspendirane snovi v bližini ustja Rižane so dokazali Ogorelec in sodelavci (1984) s pelodnimi analizami. Ta sedimentacija znaša približno 5 mm letno. Upoštevajoč počasnejšo sedimentacijo sredi zaliva, ocenjeno na približno milimeter letno, gostoto suhega sedimenta ($2,7\text{ g cm}^{-3}$) in poroznost (80 %) ugotovimo, da znaša totalna sedimentacija sredi zaliva približno $0,6\text{ kg m}^{-2}$ letno.

Geokemija organske snovi v sedimentu

Vsebnost organskega ogljika v liofiliziranih vzorcih sedimenta (frakcija $< 63\text{ }\mu\text{m}$) smo določili z mokro oksidacijo organske snovi z bikromatom (Gaudette et al., 1974). Vsebnost totalnega dušika v vzorcih smo določali s sežigom v Colemanovem N analizatorju (Keeney & Bremner, 1967). Neizmenljivi amonijev ion smo določali z destilacijo z vodno paro po predhodnem razklopu vzorcev s KOBr in HF ter HCl (Silva & Bremner, 1966), izmenljivi amonijev, nitratni in nitritni ion pa po predhodni ekstrakciji z raztopino HCl (Bremner & Keeney, 1965). Vsebnost organskega dušika smo preračunavali iz razlike med vsebnostjo totalnega dušika ter vsoto neizmenljivega amonijevega iona ter izmenljivega amonijevega, nitritnega in nitratnega iona. Za določitev totalnega fosforja smo uporabljali metodo sežiga vzorca in ekstrakcijo nastalega fosfata s HCl (Aspila et al., 1976). Vsebnost organskega fosforja smo določili iz razlike med vsebnostjo totalnega in organskega fosforja, ki smo ga določili z ekstrakcijo s HCl (Aspila et al., 1976).

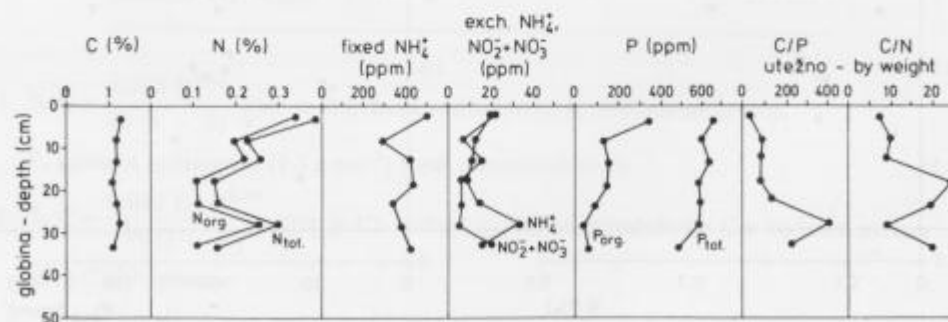
Vsebnost C_{org} v vrhnjem sloju (0 do 5 cm) sedimenta Koprškega zaliva se giblje med $0,44$ in $2,72\text{ }\%$ s srednjo vrednostjo $1,38 \pm 0,50\text{ }\%$. Površinska porazdelitev kaže najvišje vsebnosti ($> 1,5\text{ }\%$) C_{org} v osrednjem delu zaliva, nižje pa v smeri proti vходу v Koprski zaliv (sl. 12). Primerjava s Piranskim zalivom (Ranke, 1976) pokaže, da so vsebnosti C_{org} sredi Koprškega zaliva višje ($> 1,5\text{ }\%$) kot v Piranskem zalivu ($0,8\text{--}1,0\text{ }\%$). Vertikalna porazdelitev C_{org} v Koprškem zalivu, študirana v jedru vzorca 9, kaže približno enake vsebnosti vzdolž sedimentnega stolpca do globine 35 cm (sl. 13), kar pripisujemo homogenizaciji vrhnjega sloja sedimenta z bioturbacijo in gibanjem vodne mase. Vsebnost N_{tot} se v vrhnjem sloju sedimenta giblje med $0,05$ in $0,46\text{ }\%$ s srednjo vrednostjo $0,18 \pm 0,13\text{ }\%$. Površinska porazdelitev kaže višje vsebnosti ($> 0,15\text{ }\%$) v notranjosti zaliva, nižje ($0,12$ do $0,15\text{ }\%$) pa proti vходу v zaliv (sl. 12). Če upoštevamo vsebnost celotnega anorganskega N (vsota neizmenljivega amonijevega iona in izmenljivega amonijevega, nitritnega in nitratnega iona) v jedru vzorca 9 ($0,04\text{ }\%$) kot tipično vsebnost N_{anorg} v zalivu, lahko ocenimo poprečno vsebnost N_{org} na $0,14\text{ }\%$. Vsebnost celotnega P v sedimentu Koprškega zaliva je med 272 in 608 ppm ($\bar{x} = 424 \pm 71\text{ ppm}$), vsebnost organskega P pa se giblje med 13 in 175 ppm ($\bar{x} = 84 \pm 41\text{ ppm}$), kar predstavlja v poprečju $20\text{ }\%$ P_{tot} . Površinska porazdelitev P_{org} v vrhnjem sloju sedimenta kaže najvišje vsebnosti v notranjosti zaliva ter ob Debelem rtiču (sl. 12). Vertikalna porazdelitev N_{org} in P_{org} v jedru vzorca 9 kaže znižanje vsebnosti z globino (za približno $80\text{ }\%$ v globini 35 cm) zaradi hitrejše razgradnje N_{org} in P_{org} glede na C_{org} kljub homogenizaciji sedimenta zaradi bioturbacije in gibanja vodne mase. Vzporedno s tem narašča z globino tudi razmerje C/N in C/P, vzporedno z nastopom redukcijskih razmer v sedimentu (sl. 12).

Razgradnja organske snovi v sedimentu poteka počasneje v zimskem obdobju, kar je razvidno iz višjega Eh v sedimentu (sl. 7).



Sl. 12. Porazdelitev organskega C, totalnega N in P ter organskega P v površinskem sedimentu Koprskega zaliva (frakcija < 63 μm)

Fig. 12. Distribution of organic C, total N and P and organic P in the surficial sediments of the Bay of Koper (fraction < 63 μm)

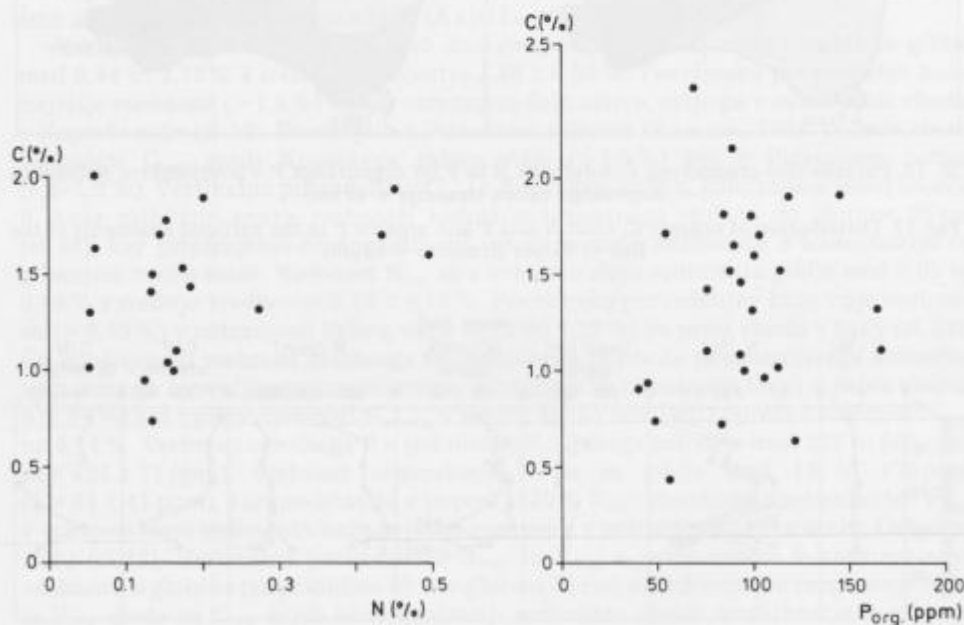


Sl. 13. Vertikalni profil C, N in P v organski snovi v jedru vzorca 9 iz sredine Koprskega zaliva

Fig. 13. Vertical distribution of organic C, N and P in the core of the sampling point 9 in the central part of the Bay of Koper

Hitrost sedimentacije C_{org} , N_{tot} , P_{tot} in P_{org} sredi zaliva smo določili iz ocenjene hitrosti sedimentacije (milimeter letno), iz gostote suhega sedimenta ($2,7 \text{ g cm}^{-3}$), poroznosti (80 %) in iz vsebnosti C_{org} , N_{tot} , P_{tot} in P_{org} . Tako znaša ocenjena celotna sedimentacija C_{org} 8 g m^{-2} , N_{tot} $1,2 \text{ g m}^{-2}$, P_{tot} $0,25 \text{ g m}^{-2}$ in P_{org} $0,05 \text{ g m}^{-2}$ letno. Pri izračunih smo predpostavili enakomerno hitrost sedimentacije.

Razpršeni rezultati razmerij C_{org}/P_{org} , prikazani v grafih, kažejo, da ima organska snov v sedimentu različna elementna razmerja in s tem različen izvor (sl. 14). Poprečno utežno razmerje C/N organske snovi v površinskem sedimentu je $12,0 \pm 9,7$, poprečno razmerje C_{org}/P_{org} pa 221 ± 215 . Izhajajoč iz podatkov Kukulja (1971) in Parsonsa (1975), ki navajata, da ima tipična morska organska snov C/N razmerje < 10 , terigena pa > 10 , bi sklepali, da ima organska snov v površinskem sedimentu Koprškega zaliva pretežno terigeni izvor. Upoštevati pa moramo tudi bentoške makrofite z visokim C/N razmerjem (tabela 4) kot pomemben vir organske snovi v sedimentu. Detajlna analiza C/N in C/P razmerij v različnih frakcijah organske snovi v Koprskem zalivu v povezavi z analizo $\delta^{13}\text{C}$ organske snovi (tabela 4) pa kaže, da ima organska snov, vsaj sredi zaliva, izključno morski izvor (Faganeli et al., 1986). Izotopske meritve $\delta^{13}\text{C}$ kažejo, da ta organska snov ni neposredno odvisna od alohtonih izvorov (terigeni, komunalne odplake), približno 50 % izvira iz suspendirane organske snovi, 50 % pa iz bentoških makrofitov. Pomen bentoške flore in favne kot vira organske snovi za morski sediment nakazuje tudi uporaba empiričnih enačb, ki povezujejo vsebnost C_{org} v morskem sedimentu s hitrostjo sedimentacije (I) in s primarno produkcijo C_{org} v vodnem stolpcu (II) (Müller & Suess, 1979):



Sl. 14. Odnos med C_{org} in N_{tot} ter C_{org} in P_{org} v površinskem sedimentu Koprškega zaliva
Fig. 14. Relationship between C_{org} and N_{tot} and C_{org} and P_{org} in the surficial sediment of the Bay of Koper

Tabela 4. Poprečna razmerja C/N in C/P (utežna) ter $\delta^{13}\text{C}$ vsebnosti v različnih frakcijah organske snovi v Koprskem zalivuTable 4. Mean C/N and C/P ratios (by weight) and $\delta^{13}\text{C}$ values of various fractions of organic matter in the Bay of Koper

Organska snov Organic matter	C/N utežno - by weight	C/P	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Zooplankton	$3,6 \pm 1,2$	15 ± 8	$-19,9 \pm 2,3$
TSM	$9,0 \pm 12,9$	220 ± 100	$-23,0 \pm 1,8$
Morski sediment Marine sediment	$12,0 \pm 9,7$	221 ± 215	$-20,7 \pm 0,5$
Bentoške alge Benthic algae	$11,4 \pm 4,5$	263 ± 124	$-17,0 \pm 1,0$
Alohtoni vnosi Allochthonous inputs			
rečni - fluvial	-	-	-28,9
komunalne odplake sewage	$4,0 \pm 2,5$	3 ± 1	-24,9

Tabela 5. Primerjava med vsebnostmi C_{org} , N_{tot} in P_{tot} v površinskih vzorcih Koprskega zaliva in v morskem delu vrtnice V-3 v koprski luki (globinski interval 1,3–20 m)Table 5. Comparison between C_{org} , N_{tot} and P_{tot} contents in surficial sediment of the Bay of Koper and those from the borehole V-3 samples (1.3–20 m depth interval)

	C_{org} (%)	N_{tot} (%)	P_{tot} (ppm)
Koprski zaliv Bay of Koper	$1,35 \pm 0,50$	$0,18 \pm 0,13$	424 ± 71
Vrtina V-3, Koper Borehole V-3, Koper	$1,34 \pm 0,24$	$0,20 \pm 0,04$	363 ± 160

$$\text{I. } \% C = \frac{0,246 R^{0,52}}{P_s (1 - \emptyset)}, \text{ kjer je } R \text{ hitrost sedimentacije (milimeter letno),}$$

P_s gostota sedimenta ($2,7 \text{ g cm}^{-3}$) in $\emptyset$ poroznost (0,8),

$$\text{II. } \% C = \frac{0,033 C_p R^{0,30}}{P_s (1 - \emptyset)}, \text{ kjer je } C_p \text{ hitrost primarne produkcije } C \text{ v vodnem stolpu}$$

($50 \text{ g C m}^{-2} \text{ letno}$).

Uporaba enačbe I da vsebnost C_{org} v sedimentu Koprskega zaliva 0,47 %, z uporabo enačbe II pa dobimo 0,28 %, kar je precej nižje od izmerjenih vsebnosti (1,3 %) in nakazuje pomen bentoške produkcije za porazdelitev vsebnosti C_{org} v zalivu. Obe enačbi torej ne upoštevata dovolj dejavnikov, ki vplivajo na porazdelitev C_{org} .

v sedimentu obalnega morja. Zanimiva je tudi ocena vpliva človekovih dejavnosti (eutrofizacija, polucija) na porazdelitev organske snovi v površinskem sedimentu. Primerjava med poprečnimi vsebnostmi C_{org} , N_{tot} in P_{tot} v površinskem sedimentu in v morskem delu vrtnice V-3 (Ogorelec et al., 1984) pokaže, da so razlike zanemarljive (tabela 5). Iz navedenega sklepamo, da se razmere v celotnem sedimentu v preteklosti niso bistveno spremenile.

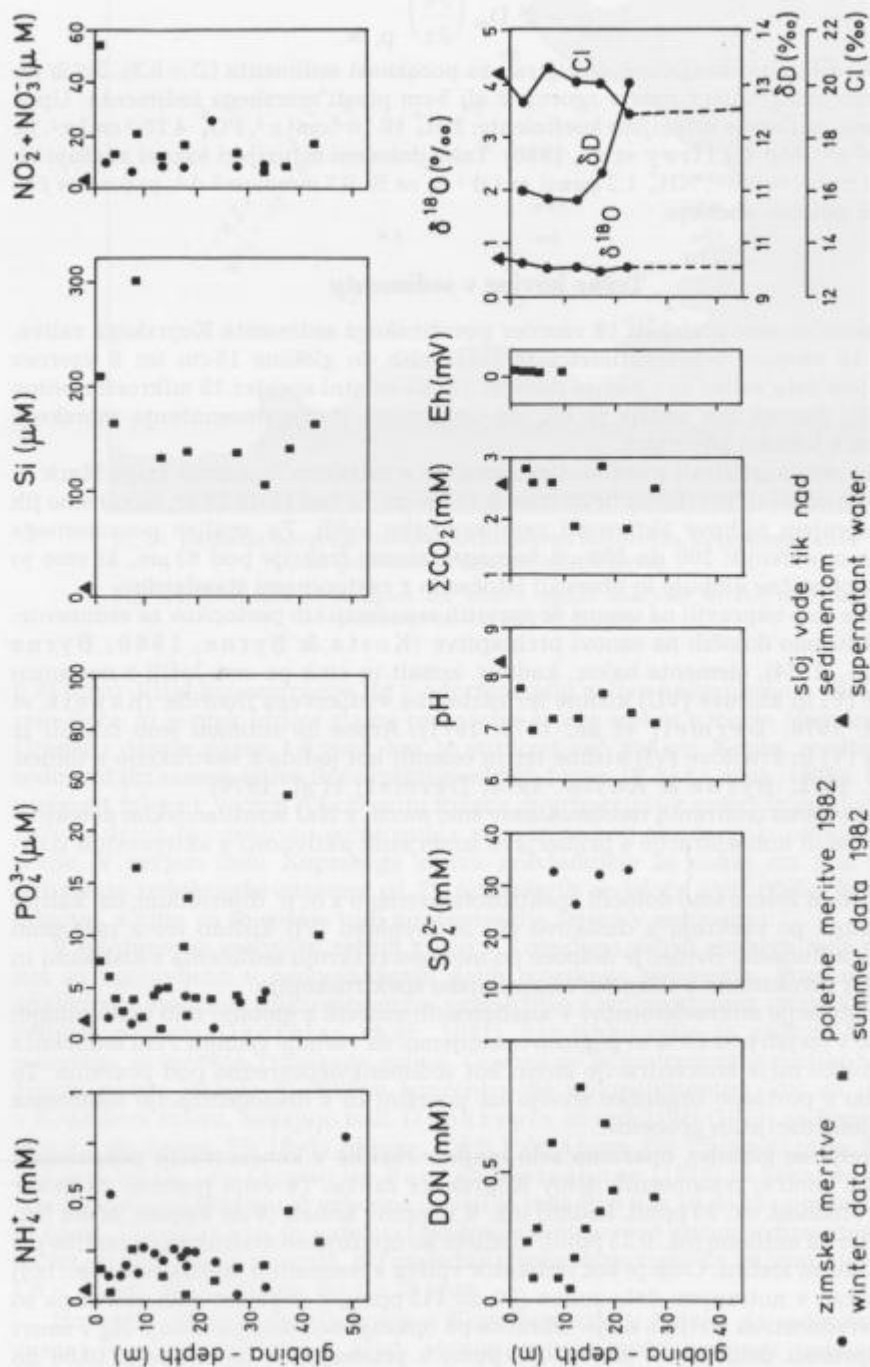
Geokemija pornih vod

Porne vode smo ekstrahirali s centrifugiranjem vzorcev sedimenta pri 15.000 obr. min^{-1} približno 15 min. Tako smo ekstrahirali približno 50 % celotne količine porne vode v sedimentu. Za analizo vsebnosti N in P spojin, Si, CO_2 tot., SO_4^{2-} in Cl^- smo uporabljali standardne oceanografske metode (Strickland & Parsons, 1972; Grasshoff, 1976), pH pa smo merili direktno s stekleno elektrodo (Ingold) takoj po odvzemu vzorcev. Rezultate izotopskih analiz $\delta^{18}O$ in δD pornih vod povzemamo po članku Faganelija in sodelavcev (1983).

Slika 15 prikazuje vertikalne profile vsebnosti $NO_2^- + NO_3^-$, NH_4^+ , PO_4^{3-} raztopljenega N_{org} (DON), Si, SO_4^{2-} , CO_2 tot., pH, Eh, Cl^- , $\delta^{18}O$ in δD v pornih vodah v sedimentu do globine 40 cm sredi Koprškega zaliva. Prikazane so tudi vsebnosti v sloju morske vode nad površino sedimenta (10 cm). Vertikalna porazdelitev kaže približno enake koncentracije vseh analiziranih spojin vzdolž 40 cm sedimentnega stolpca, kar je najbrž posledica bioturbacije sedimenta. Bentoška favna premeša in homogenizira vrhno plast sedimenta in povzroča, da redukcijske reakcije (redukcija nitrata, sulfata) potekajo v manjšem obsegu, oziroma da poteka ponovna oksidacija produktov redukcije (Aller, 1982). Izstopa naraščajoča vsebnost raztopljenega organskega dušika z globino sedimenta zaradi razgradnje organskega dušika v sedimentu. Vsebnosti PO_4^{3-} v vseh vzorcih pornih vod so razmeroma nizke, kar povzroča, da so razmerja NH_4^+/PO_4^{3-} visoka (največ v razponu 20 do 100) in kaže na to, da se PO_4^{3-} iz pornih vod veže ali obarja z različnimi minerali med diagenetskimi procesi. Med temi lahko upoštevamo obarjanje apatita (Burnett, 1977), obarjanje amorfnega Ca fosfata (Nathan & Lucas, 1976), izmenjavo med $CaCO_3$ in apatitom (Manheim et al., 1975), adsorpcijo fosfata na $CaCO_3$ v prisotnosti Mg^{2+} ionov (Kitano et al., 1978) in adsorpcijo fosfata na organsko snov, ki prekriva $CaCO_3$ (Suess, 1973). V oksigenirani površinski plasti se lahko fosfat veže na Fe (II) oksihidrokside (Jørgensen, 1982). Vsebnost Si v pornih vodah je v ravnotežju z minerali glin in s Si, ki se sprošča z raztapljanjem biogenih silikatov (Willey, 1978). Kaže, da je vsebnost Si v pornih vodah v glavnem odvisna od vnosa biogenih silikatov v sediment, posebno diatomej in silikoflagelotov, vsebnost NH_4^+ pa od sestave organske snovi v sedimentu med razgradnjo in od reakcije NH_4^+ iona z minerali glin (Hartmann et al., 1973).

Zanimivo je povišanje δD vrednosti z globino pri približno konstantni vsebnosti Cl^- in $\delta^{18}O$ vrednosti zaradi reakcij med minerali glin in porno vodo (Savin & Yeh, 1981). Približno enake vrednosti Cl^- , δD in $\delta^{18}O$ v vodi nad površino sedimenta in v pornih vodah do globine približno 20 do 25 cm kažejo na intenzivno izmenjavo med slojem vode nad sedimentom in porno vodo v vrhnjem sloju sedimenta (Faganeli et al., 1983).

Difuzijske tokove NH_4^+ , PO_4^{3-} in Si iz porne vode v vodni stolpec na meji sediment-voda smo določili z uporabo 1. Fickovega zakona:



Sl. 15. Vertikalni profil analiziranih sestavin pornih vod v jedru vzorca 9 iz sredine Koprskega zaliva

Fig. 15. Vertical distribution of chemical constituents in pore waters of core 9 in the central part of the Bay of Koper

$$J_m = - \varnothing D_m \left(\frac{\partial c}{\partial z} \right)_{p, w}$$

kjer je D_m difuzijski koeficient, korigiran za poroznost sedimenta ($\varnothing = 0,8$), $\partial c / \partial z$ pa koncentracijski gradient iona v zgornji 2 ali 5 cm plasti morskega sedimenta. Uporabljali smo naslednje difuzijske koeficiente: NH_4^+ $10 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, PO_4^{3-} $4 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, Si $5 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (Mc Caffrey et al., 1980). Tako določeni difuzijski tokovi znašajo za PO_4^{3-} $0,01 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, NH_4^+ $1,2 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in za Si $0,7 \text{ mmol m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, povprečno čez zimsko in poletno obdobje.

Težke kovine v sedimentu

Geokemično smo preiskali 18 vzorcev površinskega sedimenta Koprškega zaliva, in sicer 10 vzorcev v petcentimetrskih intervalih do globine 15 cm ter 8 vzorcev v notranjem delu zaliva in v bližini luke (sl. 16) na celotni spekter 15 mikroelementov (tabela 6). Namen teh analiz je bil, da ugotovimo stanje onesnaženja morskega sedimenta s težkimi kovinami.

Vzorci smo analizirali z aktivacijsko analizo v jedrskem reaktorju Triga Mark II. Vzorec smo obsevali pri fluksu nevtronov $2 \cdot 10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-2}$ od 18 do 20 ur, nakar smo jih pred merjenjem njihove aktivnosti radiokemijsko ločili. Za analizo posameznega vzorca smo oddvojili 200 do 500 μm homogenizirane frakcije pod 63 μm , ki smo jo zatalili v plastične ampule in obsevali istočasno z raztopinami standardov.

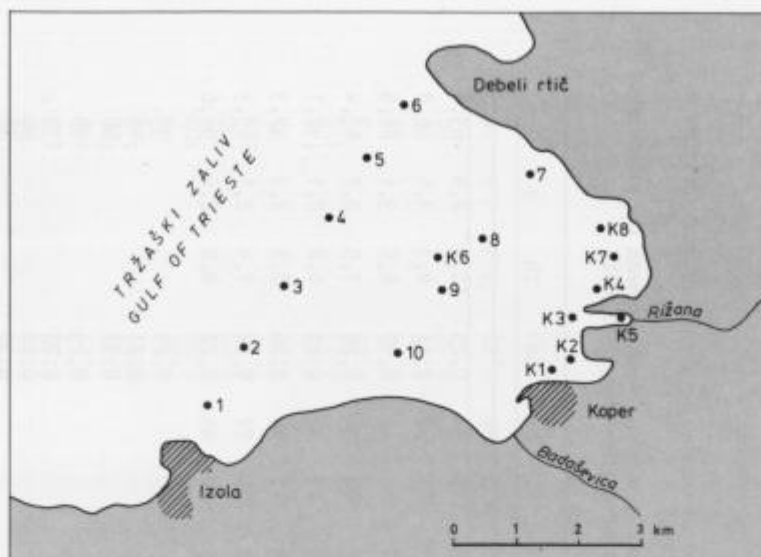
Analize smo napravili na osnovi že razvitih separacijskih postopkov za sedimente. Živo srebro smo določili na osnovi prehlapitve (Kosta & Byrne, 1969; Byrne & Kosta, 1974), elemente baker, kadmij, kobalt in cink pa smo ločili z mešanico dušikove (V) in klorove (VII) kisline ter raztopine vodikovega fluorida (Ravnik et al., 1974, 1976; Dermelj et al., 1976, 1977). Arzen in antimon smo izlužili iz dušikove (V) in žveplove (VI) kisline ter ju osamili kot jodida z ekstrakcijo v toluen (Byrne, 1972; Byrne & Kosta, 1974; Dermelj et al., 1976).

Spektre gama izoliranih radionuklidov smo merili z NaJ scintilacijskim detektorjem in določili koncentracije s primerjavo izmerjenih aktivnosti z aktivnostmi standardov.

Mangan in železo smo določili spektrofotometrično z α , α' dipiridilom, oz. kalijevim jodatom po razkroju z dušikovo (V) in žveplovo (VI) kislino ter z raztopino vodikovega fluorida. Svinec je določen po mokrem razkroju sedimenta s kislinami in vodikovim peroksidom z atomsko absorpcijsko spektroskopijo.

Koncentracije mikroelementov v analiziranih vzorcih z globino zelo malo nihajo; večidel so v mejah pod 10 % in pogosto opazujemo, da vsebuje vrhnjih 5 cm sedimenta celo nekoliko nižje koncentracije kovin kot sediment neposredno pod površino. To razlagamo s povišano organsko snovjo na površini in s homogenizacijo sedimenta zaradi bioturbacijskih procesov.

Kot velja za globino, opazamo zelo majhne razlike v koncentraciji posameznih kovin tudi znotraj posameznih delov Koprškega zaliva. To velja posebno za baker (srednja vrednost ok. 30 ppm), kadmij (ok. 0,15 ppm), kobalt (6 do 8 ppm), arzen (ok. 15 ppm) ter za antimon (ok. 0,25 ppm), medtem ko opazujemo malenkostne razlike pri cinku in živem srebru. Cink je kot indikator vpliva komunalnih odplak nekoliko bolj koncentriran v notranjem delu zaliva (80 do 115 ppm), v odprtem delu zaliva pa so njegove vrednosti za tretjino nižje. Obratno pa opazujemo rahlo povišanje Hg v smeri proti odprtemu delu zaliva (okrog 0,40 ppm) v primerjavi z notranjostjo (0,06 do



Sl. 16. Lokacija odvzetih vzorcev površinskega sedimenta Koprskega zaliva za geokemične analize težkih kovin

Fig. 16. Location of samples for heavy metal analyses in the surficial sediment of the Bay of Koper

0,36 ppm). Višje koncentracije Hg v odprtem delu zaliva povezujemo z bližino izliva reke Soče, ki je prek Idrijce glavni prinašalec živega srebra v morje. Vsebnost Hg pri Gradežu doseže okrog 1,6 ppm, kar je štirikrat več kot pri Kopru, medtem ko ga sediment pri samem izlivu Soče vsebuje celo 35,1 ppm (Kosta et al., 1978a, b). Nizka vsebnost železa v vzorcu K5 ob ustju Rižane, v primerjavi z vzorci iz ostalega zaliva, kaže na dotok oksigenirane rečne vode v zaliv in na bolj oksidacijsko okolje sedimentacije. V večjem delu Koprskega zaliva prevladujejo že nekaj cm pod površino sedimenta redukcijske razmere (sl. 7), pri katerih se izloča pirit (FeS_2) kot avtigen mineral, z njim pa se večajo tudi koncentracije železa v sedimentu.

V splošnem so vsebnosti težkih kovin v Koprskem zalivu enakega reda velikosti, kot so ugotovljene v neonesnaženih delih morskega sedimenta. Posebno lepo so analizirane vsebnosti mikroelementov primerljive s sedimentom iz vrtine V-6 v Sečoveljskih solinah (Ogorelec et al., 1981), kar lahko velja za geokemično ozadje morskega sedimenta Tržaškega zaliva. Opazne so le malenkostne razlike vsebnosti živega srebra (tabela 6). Slične koncentracije mikroelementov, kot so izmerjene v Koprskem zalivu, navajajo tudi Donazzolo in sodelavci (1979) za Beneški zaliv (Hg 0,1 do 3 ppm, Pb 10 do 65 ppm, Cd 0,1 do 4 ppm, Cu 2,5 do 45 ppm, Zn 20 do 410 ppm ter Co 1 do 15 ppm) ter Paul in Meischner (1976) za nekatere elemente v sedimentu pri Rovinju in vzhodno od izliva reke Pad (Cu 20 do 25 ppm ter Zn 37 do 62 ppm). Donazzolo in sodelavci postavljajo meje med čistim sedimentom in med tistim, ki ga je zajela polucija, pri naslednjih koncentracijah: Zn 90 ppm, Hg < 1 ppm, Cd < 3 ppm, Pb < 40 ppm ter Cu 25 ppm.

Izmerjeni rezultati težkih kovin v Koprskem zalivu kažejo, da sediment z njimi zazdaj še ni kontaminiran, kljub vidnim antropogenim vplivom industrijske in

Tabela 6. Mikroelementi v površinskem sedimentu Koprškega zaliva (v ppm suhe teže) primerjalno z geokemičnim ozadjem vrtnice V-6 v Sečoveljskih solinah (Ogorelec et al., 1981)

Table 6. Microelements in the surficial sediment from the Bay of Koper (in ppm dry weight), compared with the geochemical background in the samples from the borehole V-6 in Sečovelje salt marsh (Ogorelec et al., 1981)

Vzorec Sample	Globina Depth	As	Cd	Co	Cr	Cu	Fe (%)	Hg	Mn	Ni	Pb	Sb	Th	U	Zn
K1	0-5 cm	16,0	0,17	8,5	179	28,5	3,50	0,06	465	115	34	0,25	10,2	2,9	63,8
K2	0-5 cm	15,9	0,15	12,5	181	25,1	3,26	0,11	387	87	32	0,31	8,3	3,5	56,8
K3	0-5 cm	16,5	0,23	13,4	180	42,4	3,20	0,21	437	105	44	0,32	8,5	3,1	65,9
K4	0-5 cm	13,3	0,16	14,7	207	29,1	3,02	0,11	483	98	36	0,28	7,5	2,7	63,4
K5	0-5 cm	8,5	0,17	13,7	154	26,7	1,84	0,06	379	60	42	0,25	6,8	2,1	48,1
K6	0-5 cm	12,2	0,15	12,4	117	24,9	3,69	0,28	539	145	56	0,26	8,5	2,3	12,3
K7	0-5 cm	11,3	0,10	11,5	64	33,2	3,23	0,14	577	115	77	0,19	7,4	2,1	63,3
K8	0-5 cm	8,7	0,30	7,1	209	42,8	3,46	0,16	563	94	45	0,22	8,2	2,0	94,6
1	0-5 cm	12,3	0,15	7,7		26,0						0,27			33
	5-10 cm	13,0	0,09	2,9		16,5		0,12				0,21			48
	10-15 cm	17,5	0,16	3,6		20,8						0,37			55
2	0-5 cm	13,3	0,16	10,9		26,0						0,23			85
	5-10 cm	12,8	0,20	10,8		31,5						0,27			115
	10-15 cm	10,3	0,19	12,3		29,0		0,40				0,28			90
	15-20 cm	14,7	0,13	7,0		21,0						0,30			76
3	0-5 cm	13,7	0,14	9,0		20,5						0,33			86
	5-10 cm	14,1	0,11	7,5		19,4						0,27			69
	10-15 cm	16,8	0,11	9,0		20,5		0,41				0,24			78

komunalne odplake. Kot kažejo novejša raziskave, ki sta jih opravila Katz in Kaplan (1981) v obrežnem sedimentu južne Kalifornije, se sam sediment s težkimi kovinami le malo kontaminira, čeprav pritekajo vanj komunalne in industrijske odplake. Mikroelementi se vežejo predvsem na drobne lebdeče delce ter na planktonske organizme, ki jih lahko potem že šibki tokovi in vplivi bibavice nosijo iz zaliva, oziroma se težke kovine razprše dokaj enakomerno po celotnem zalivu. Drugače pa je v bolj zaprtih in slabo pretočnih zalivih z veliko količino industrijskih in komunalnih odplak. Tak je npr. Kaštelanski zaliv (Stegnar et al., 1980), kjer koncentracije Hg, Zn, Cu in Pb za 1 do 2 reda velikosti ali celo za več presegajo dobljene vrednosti v Koprskem zalivu.

Kot sledi iz analiz mikroelementov, je za sediment Koprskega zaliva najbrž nevarnejše onesnaženje z organskimi snovmi (nafta, pesticidi, fenoli, organska topila in druge) in s komunalnimi odplakami, kot pa s težkimi kovinami.

Sediment in bentos

Bentoška združba, kot jo opazujemo v Koprskem zalivu, je relativno pestra in je značilna za priobalni pas severnega Mediterana. Nanjo vplivajo razni ekološki dejavniki, kot so hidrografske razmere, meje pH in Eh, kemija pornih vod, vrsta sedimenta in njegova zrnavost, količina hranilnih snovi, suspendirana snov in morfologija morskega dna.

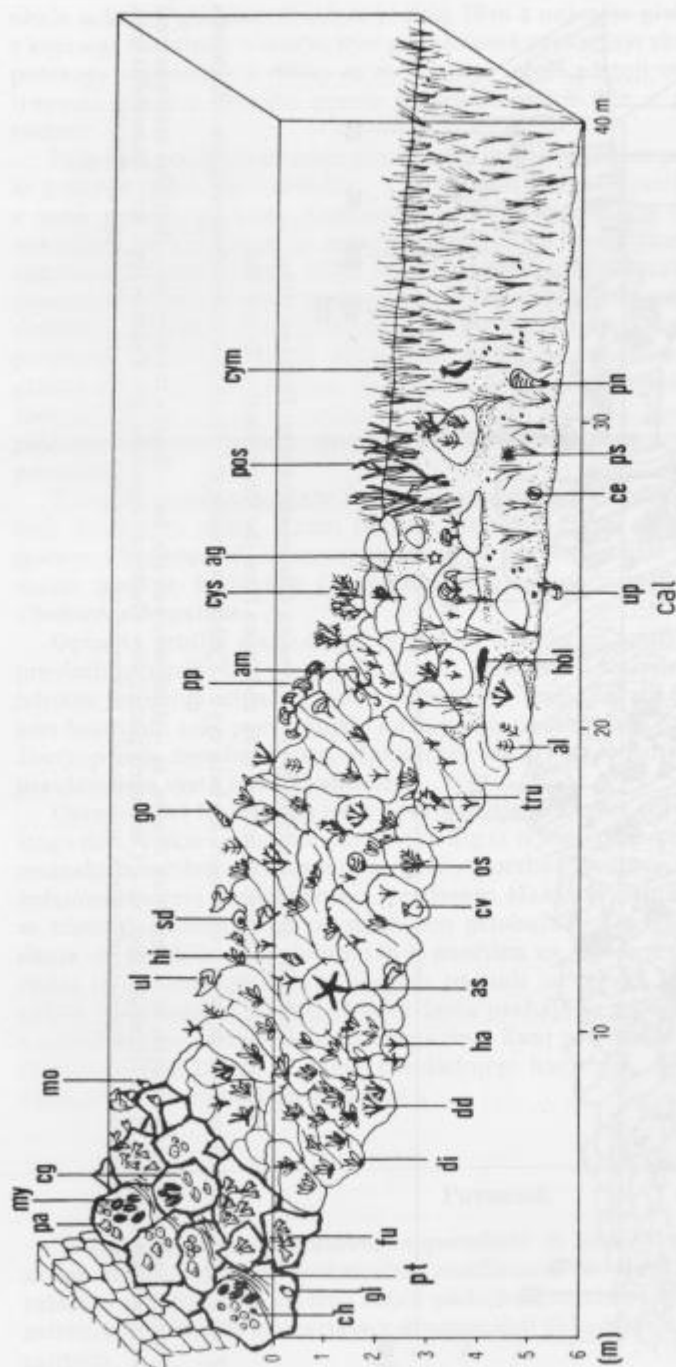
S potapljanjem smo podrobno opazovali bentoško združbo v profilu med Koprom in Izolo do globine 6 m (sl. 17) in pri Debelem rtiču do globine 4 m (sl. 18).

Globinski profil ob obalni cesti. Ta profil, ki smo ga izbrali na sredini med Koprom in Izolo, je približno 40 m dolg in sega do globine 6 m. Obalo tu tvori umetno obzidan nasip, po katerem teče cesta, na vodni črti pa ga varuje umeten valobran iz velikih apnenčevih blokov. Pri 5 m globine se nagib prevesi in flišno kamenje se umakne položnemu sedimentnemu dnu, poraslem z morskovo travo.

V bibavičnem, tj. mediolitoralnem pasu na skalah srečamo polže *Patella rustica* in različne vrste iz rodov *Monodonta* in *Gibbula*. V gručah nastopajo školjke *Mytilus galloprovincialis* in *Crassostrea gigas* ter prirasli raki vitičnjaki *Chthamalus stellatus*. Površino skal porašča asociacija *Fucetum virsoidis*, kjer prevladujejo *Fucus virsoides*, *Ulva rigida* in *Pterocladia pinnata*.

Globlji, tj. zgornji infralitoralni pas naseljuje asociacija alg, ki se imenuje po vodilni vrsti *Dictyopteris membranacea*. Razen slednje tu najdemo še morskovo solato *Ulva rigida* in druge alge kot *Halopithys incurvus*, *Dicyota dichotoma*, *Alsidium corallinum* in *Chondria tenuissima*. Na posameznih mestih izstopajo tudi redkejšje alge iz rodu cistozir kot *Cystoseira barbata*, *C. fimbriata* in *C. corniculata*, tu in tam pa tudi otočki vrste *Padina pavonia*. Med sestoji alg najdemo tu spužve *Suberites domuncula*, *Ircinia fasciculata*, školjke *Chlamys varius* in *Ostrea edulis*, polže – predvsem vrsto *Hinia reticulata*, v manjši meri tudi *Gourmya vulgata* in *Trunculariopsis trunculus adriaticus*, morskovo zvezdo *Astropecten spinulosus* med kamni pa tudi kačjerepe *Amphipholis squamata*.

Muljevito mehko dno pod 5 m globine preraščajo morske trave *Cymodocea nodosa*, le deloma tudi *Posidonia oceanica*. Značilne živali tega pasu so leščur *Pinna nobilis*, a tudi manjše školjke, kot *Loripes lacteus* in *Cardium edule*, raki, ki se zakopavajo v mulj (*Upogebia litoralis*, *Calianassa stebbingi*), morske kumare (*Holothuria forskali*), zvezde (*Asterina gibbosa*) in ježki (*Psammechinus microtuberculatus*).

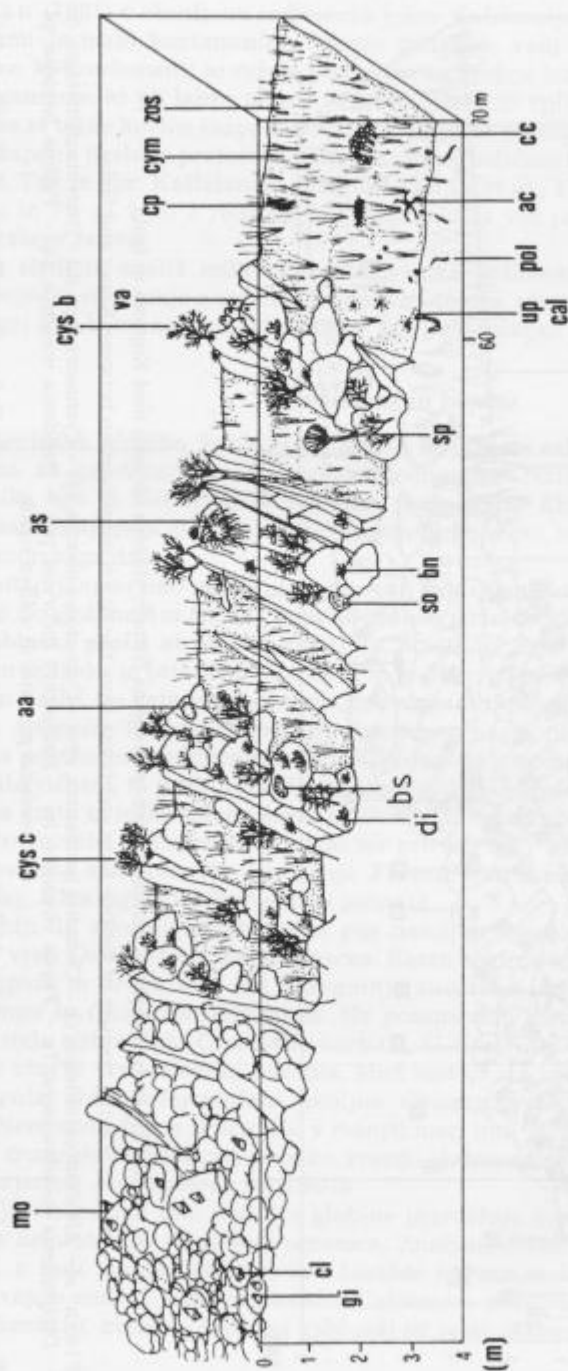


Sl. 17. Podvodni profil bentoške flore in favne na flišnem obrežju ob cesti med Koperom in Izolo

Fig. 17. Diving transect of benthic flora and fauna from the flysch coast (section between Koper and Izola)

Flora: al – *Alsidium corallinum*, ch – *Chondria tenuissima*, cym – *Cymodocea nodosa*, cys – *Cystoseira* spp., dd – *Dictyota dichotoma*, di – *Dictyopteris membranacea*, fu – *Fucus virsoides*, ha – *Haliophthys incurvus*, pos – *Posidonia oceanica*, pp – *Padina pavonia*, pt – *Pterocladia pinnata*, ul – *Ulva rigida*

Favna: ag – *Asterina gibbosa*, am – *Amphipholis squamata*, as – *Astropecten spinulosus*, cal – *Callinassa stebbingi*, ce – *Cardium edule*, cg – *Crassostrea gigas*, ch – *Chthamalus stellatus*, cv – *Crepidula* spp., gi – *Gibbula* spp., go – *Gobiosoma vulgata*, hi – *Hinia reticulata*, hol – *Holothuria forskali*, my – *Mytilus galloprovincialis*, mo – *Monodonta* sp., os – *Ostrea edulis*, pa – *Patella rustica*, pn – *Pinna nobilis*, ps – *Psammochinus microtuberculatus*, sd – *Suberites domuncula*, tru – *Trunculariopsis trunculus adriaticus*, up – *Upogebia littoralis*



Sl. 18. Podvodni profil bentoške flore in favne na flišnem obrežju pri Debelem rtiču

Fig. 18. Diving transect of benthic flora and fauna from the flysch coast at Debeli rtič

Flora: cym – *Cymodocea nodosa*, cys b – *Cystoseira barbata*, cys c – *Cystoseira crinita*, di – *Dictyopecteris membranacea*, zos – *Zosterella noltii*

Favna: aa – *Ascidella aspersa*, ac – *Amphiura chiajei*, as – *Anemonia sulcata*, bn – *Botryllus schlosseri*, bs – *Bugula neritina*, cl – *Calliostoma* spp., cp – *Cucumaria* planici, cc – *Cladocora cespitosa*, gi – *Gibbula* spp., mo – *Monodonta* spp., pol – *Polychaeta*, so – *Spongia officinalis*, sp – *Sabellia pavonina*, up – *Upogebia littoralis*, va – *Verongia aerophoba*

Globinski profil Debeli rtič. Profil je dokaj položen, saj šele približno 60 m od obale seže 3 m globoko. V celoti je dolg 70 m z največjo globino 3,5 m. Flišni prod se s kopnega nadaljuje v morje, kjer ga mestoma prekinjajo skalne čeri (flišne plasti), ki potekajo vzporedno z obalo in med njimi ležeči platoji mulja, porasli z morskimi travami. Pri 3 m globine preide to spremenljivo dno v položen travnik morskih cvetnic.

Trdo dno profila pod cono plimovanja porašča nadvse pestra združba t.i.m. fitala, ki ji dajejo pečat alge cistozire – v plitvejšem delu asociacija *Cystoseira crinitae*, v večji globini pa vrsta *Cystoseira barbata*. Razen alg cistozir je v fitalu dokaj množična še *Dictyopteris membranacea*. Značilnost flore tega pasu je popolna odsotnost morske solate *Ulva rigida*. Favna mediolitoralnega, prodniškega pasu, izpostavljenega valovom, je skromna. Predstavljajo jo predvsem številni polži rodov *Gibbula*, *Monodonta* in *Calliostoma*. Globlje, v infralitoralnem fitalu so pogostne predvsem spužve (*Spongia officinalis*, *Verongia aerophoba*), solitarni in kolonijski plaščarji (*Ascidiella aspersa*, *Bothryllus schlosseri*), grmičasti mahovnjaki (*Bugula neritina*) ter hidroidi in vetrnice (*Anemonia sulcata*). Med kamenjem, na obrobju peščenih con živi prirasli predstavnik mnogoščetincev – veliki črv cevkar *Sabella pavonina*.

Travnik morskih cvetnic sestavlja predvsem *Cymodocea nodosa*, v manjši meri tudi *Zosterella noltii*. Razen odprtih številnih črvov skupine *Polychaeta* in rakov (rodovi *Upogebia*, *Calianassa*) opazimo na površini mulja še morske kumare (*Cucumaria planci*), kačjerepe (*Amphiura chiajei*) in osamljene gruče kamenih koral *Cladocora cespitosa*.

Opisana profila sta si dokaj podobna. Razlike so predvsem v izpostavljenosti do prevladujočega vetra – burje in zaradi prisotnosti hranilnih soli iz kanalizacijskih iztokov ter izliva odpadnih voda industrije v Izoli. Zaradi omenjenih vplivov, predvsem hranilnih soli, prevladujejo na koprsko-izolski obali nitrofilne alge (*Ulva rigida*, *Dictyopteris membranacea*, *Halophytis incurvus*), medtem ko na Debelem rtiču prevladujejo vrste rodu *Cystoseira*.

Osrednji del Koprškega zaliva predstavlja bentoška združba t.i.m. glinasto-muljastega dna. V skoraj popolni odsotnosti alg (z izjemo prenesenih s tokovi) prevladujejo moluski (značilen predstavnik je polž *Aporrhais pespelecani*), brizgači (*Holothuria tubulosa*) in črvi mnogoščetinci, predvsem *Maldane glebifex*. Združba tega tipa dna se bistveno razlikuje od opisanih con priobalnih travnikov (slednji leže le vzdolž obale, do približno 6 m globine) in je značilna za osrednje dele Koprškega, Strunjanškega in Piranskega zaliva, nasploh pa tudi za celotni jugovzhodni del Tržaškega zaliva. Šele nekako na črti Gradež-Izola prehaja ta združba pod globino 22 metrov v združbo t.i.m. školjčno-detritičnega dna. Zanj je značilen droben pesek s številnim školjčnim detritusom. V favni prevladujejo kačjerepi, spužve in ascidije (združba *Ophiothrix-Reniera-Microcosmus*).

Povzetek

Raziskave zajemajo sestavo, razporeditev in genezo morskega sedimenta Koprškega zaliva, njegove geokemične značilnosti in oris bentoške združbe. Namen raziskav je bil tudi ta, da smo dobili podatke, potrebne za študij ekologije in polucije zaliva, kar omogoča primerjavo z drugimi deli Tržaškega zaliva, posebno s Piranskim zalivom.

Koprski zaliv predstavlja v trikotniku Izola-Koper-Debeli rtič potopljeno široko dolino Rižane. Morfološko je to precej ravna, 15 do 20 m globoka podmorska ravnina s precej strmo flišno obalo. Stalnih morskih tokov znotraj zaliva ni; premikanje vodnih mas je pogojeno z vetrovi in s plimovanjem. Slanost morske vode je normalna in znaša okrog 36 ‰. Vpliv sladke vode, ki jo v zaliv dovajata Rižana in Badaševica, je neznačen in je opazen le ob ustju reke Rižane.

Po zrnavosti in litologiji lahko površinski sediment Koprskega zaliva razdelimo v tri cone:

- **obrežni sediment (cona A)** sega do globine okrog 5 metrov. Sestavlja ga peščeni melj z do 40 % peščene frakcije in manj kot 15 % gline. Srednja zrnavost sedimenta je okrog 50 μm ;

- **sediment notranjega dela zaliva (cona B)**, ki obsega večji del zaliva. Po zrnavosti je to glinasti melj z 20 do 40 % gline in manj kot 3 % peščene frakcije. Srednja zrnavost se giblje med 3 in 6 μm ;

- **sediment odprtega dela zaliva (cona C)** je peščeni melj s srednjo zrnavostjo okrog 30 μm , do 40 % peščene frakcije in z manj kot 25 % gline. Grobo frakcijo sestavljajo le foraminifere in drobci moluskov. Frakcijo gline spira talni tok, ki teče ob robu zaliva v smeri od Pirana proti Trstu.

Mineralna sestava sedimenta je precej enotna. Večina zrn je detritičnega izvora in je v zaliv prispela z erozijo flišne obale in pa z rečnim nanosom Rižane. Med minerali prevladuje kremen nad mineralni glin (illit in klorit v približnem razmerju 2:1), karbonatnimi minerali (kalcit, dolomit, aragonit) in glinenci. Delež karbonata se giblje med 20 % v notranjem delu zaliva in narašča proti odprtemu delu zaliva, kjer doseže okrog 40 % (večji delež organskih ostankov). Avtigena minerala sta aragonit in pirit; slednji je indikator redukcijskih razmer znotraj sedimenta.

Razen površinskega sedimenta smo v Koprskem zalivu preiskali tudi jedro dveh vrtin. Vrtina V-3 je locirana v koprski luki in je zadela na flišno podlago v globini 40 metrov. Spodnjih 15 m sestavlja rečni nanos Rižane, kjer se menjavata pesek in prod, vrhnjih 25 m sedimenta pa ima morski značaj (Ogorelec et al., 1984). V sivem glinastem melju so številne lupine foraminifer in školjk. Vrtina MK-6, locirana med Žusterno in koprskim mestnim pristaniščem, je prevrtala kvartarni sediment v globini 41 metrov. Tu je sediment vseskozi enakomerno zrnat glinasti melj, po favni pa sklepamo na menjavanje morske in brakične sedimentacije. Neposredni vpliv reke Rižane do vrtine MK-6 ne seže več.

Vnos celotnega suspendiranega sedimenta z reko Rižano znaša približno $28 \cdot 10^3 \text{ t}$ letno. Grobi delci se odlagajo v ustju in ob njem, drobnejši pa se porazdelijo po zalivu v odvisnosti od gibanja vodnih mas. Upoštevajoč ocenjeno poprečno hitrost sedimentacije sredi zaliva (ok. milimeter letno), znaša sedimentacija sredi zaliva približno $0,6 \text{ kg m}^{-2}$ suspendiranega sedimenta letno, od tega skoraj 40 % organske snovi.

Vsebnosti C_{org} , N_{tot} in P_{tot} v raziskanem površinskem sedimentu so približno enake kot v vrtini V-3 in imajo v poprečju 1,4 % C_{org} , 0,2 % N_{tot} in 400 ppm P_{tot} . Izmerjene vsebnosti kažejo, da se razmere v sedimentu glede na preteklost niso bistveno spremenile. Analize razmerij C/N in C/P v različnih frakcijah organske snovi v Koprskem zalivu so v povezavi z analizami $\delta^{13}\text{C}$ organske snovi pokazale, da ima organska snov, vsaj sredi zaliva, skoraj izključno morski izvor. Približno polovica organske snovi izvira iz bentoške flore in favne, druga polovica pa iz suspendirane organske snovi.

Analize pornih vod so pokazale nizke koncentracije fosfata. Ta se verjetno veže v razne minerale (npr. apatit), ki nastajajo med diagenozo. Vertikalna porazdelitev

koncentracij analiziranih spojin kaže približno enake koncentracije vzdolž 40 cm sedimentnega stolpca zaradi bioturbacije sedimenta.

Geokemične analize 18 vzorcev površinskega sedimenta kažejo, da so koncentracije mikroelementov težkih kovin As, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sb in Zn kot tudi makroelementov Fe, Mn in P v celotnem zalivu zelo izenačene. Izmerjene vrednosti naštetih elementov so v mejah geokemičnega praga za Tržaški zaliv, kot ga opazujemo npr. v vrtini V-6 pri Sečovljah (Ogorelec et al., 1981) in zazdaj še ne kažejo na polucijo sedimenta s težkimi kovinami. Rahlo povišane koncentracije glede na geokemično ozadje opazujemo le pri živem srebru.

Osrednji del Koprškega zaliva predstavlja bentoška združba glinasto-meljastega dna. V skoraj popolni odsotnosti alg prevladujejo moluski, brizgači in črvi mnogoščetinci. Zaradi povišanih koncentracij hranilnih soli iz komunalnih in industrijskih odpadkov prevladujejo ob koprsko-izolski obali nitrofilne alge (*Ulva rigida*, *Dictyopteris membranacea*), medtem ko so pri Debelem rtiču pretežno vrste iz rodu *Cystoseira*.

Če strnemo rezultate raziskav morskega sedimenta Koprškega zaliva, ugotovimo veliko podobnost s sosednjim Piranskim zalivom (Ranke, 1976), ki ima kot delno zaprt bazen podobne morfološke in hidrografske značilnosti.

The recent sediment of the Bay of Koper (Northern Adriatic)

Summary

The present paper describes the composition and genesis of marine sediment of the Bay of Koper (Northern Adriatic). The data obtained extend our knowledge of ecology and allow an evaluation of the pollution of the Bay in comparison with the other parts of the Gulf of Trieste, especially with the Bay of Piran.

The Bay of Koper is a wide submerged valley of the river Rižana. Morphologically, the Bay is a flat submarine plain about 15–20 m deep with steep flysch shoreline (Fig. 1). The sea water circulation in the Bay is mainly controlled by tides and winds, and constant currents are practically absent. The salinity averages about 36‰ (Figs. 2 and 3) and the influence of the fresh water inflow is rather insignificant, except in the vicinity of the Rižana river mouth.

According to grain-size distribution and lithology the surficial sediment of the Bay of Koper can be divided into three zones (Figs. 4 and 5, Tab. 1):

- **Near-shore sediment (zone A)** down to a depth of about 5 m. It consists of sandy silt with up to 40 % of the sand and less than 15 % of clay. The mean grain-size is about 50 µm;

- **Sediment of the inner part of the Bay (zone B)** consists of silty clay with 20–40 % of the clay and less than 3 % of the sandy fraction. The mean grain-size ranges between 3–6 µm;

- **Sediment of the Bay entrance (zone C)** consists of silt with the mean grain-size of about 30 µm, up to 40 % of the sandy fraction and less than 25 % of silt. The coarse fraction is mainly composed by foraminifers and skeletons of molluscs. The silty fraction is continuously washed by a near bottom sea water current going mainly in the direction Piran-Trieste.

The mineral composition is fairly uniform (Tab. 2). The majority of the grains are detrital, originating from flysch in the hinterland and introduced by shore erosion

and the Rižana inflow. Quartz prevails over clay minerals (illite and chlorite in the approx. ratio of 2:1), carbonates (calcite, dolomite, aragonite) and feldspar. The carbonate content (Fig. 6, Tab. 3) varies between 20% in the inner part of the Bay and 40% at the Bay entrance, containing a considerable proportion of skeletons of various organisms. The authigenic minerals are aragonite and pyrite; the latter is an indicator of a reducing environment in the sediment (Fig. 7). In the surficial sediment the Eh is positive but an decrease to negative values is usually observed a few centimeters below the surface.

We also investigated two boreholes drilled in the Bay of Koper (Fig. 8). The borehole V-3 was located in Koper harbour. The lower part (25–40 m) of the V-3 core consists of fluvial deposition of the Rižana river, containing sand and gravel. The upper part of the core (0–25 m) consists of marine sediment and the dark grey clayey silt is rich in foraminiferal fauna and skeletons of molluscs (Fig. 9). The borehole MK-6, located between Žusterna and Koper harbour, reached the flysch basement at a depth of 41 m. The sediment is throughout composed of clayey silt. According to fauna distribution, the sediment revealed the alternation of marine and brackish conditions of sedimentation. Here, the direct influence of the Rižana river inflow was not observed.

The input of total suspended matter into the Bay of Koper by the Rižana inflow amounts to about $28 \cdot 10^3 \text{ t y}^{-1}$. The coarse suspended particulates are mainly deposited in the vicinity of the river mouth, while smaller particles are distributed throughout the Bay in relation to the sea water dynamics of the Bay. Considering the average sedimentation rate in the central part of the Bay of about 1 mm y^{-1} and porosity of about 80%, we calculated the sedimentation of total suspended matter as about $0.6 \text{ kg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. The organic fraction of the total suspended matter amounts to 39%.

The contents of C_{org} , N_{tot} and P_{tot} in the surficial sediment of the Bay are approx. the same as those measured in the upper marine part of the core V-3 (Ogorelec et al., 1984) and averages about 1.4% C_{org} , 0.18% N_{tot} and 420 ppm P_{tot} (Figs. 10–14). All results indicate that the environmental conditions of the Bay in the past were not markedly different from those at present. C/N and C/P ratios and $\delta^{13}\text{C}$ values of various fractions of organic matter (Tab. 5) in the Bay indicate that the organic matter, at least in the central part of the Bay, is of marine origin, approx. 50% of benthic and 50% pelagic producers.

Pore water analyses revealed low phosphate concentrations, probably due to the adsorption or precipitation of phosphate with various minerals during diagenesis. The vertical distribution of compounds analysed shows nearly the same concentrations of all chemical constituents down to a depth of approx. 40 cm, because of intense bioturbation (Fig. 15). The estimated benthic diffusive fluxes of NH_4^+ , PO_4^{3-} and Si using Fick's First Law averaged about $1.2 \text{ mmol NH}_4^+ \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $0.01 \text{ mmol PO}_4^{3-} \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ and $0.7 \text{ mmol Si m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Geochemical analyses of the microelements As, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Ni, Pb, Sb and Zn and the macroelements Fe, Mn and P show that they are distributed approx. uniformly in the surficial sediment of the Bay (Fig. 16, Tab. 6). The contents of the elements analysed are at the same level as in the geochemical background of the core V-6 in the Sečovlje salt marsh (Ogorelec et al., 1981). A somewhat higher Hg content was found in the surficial sediment of the Bay of Koper.

The central part of the Bay of Koper is populated by a community typical of silty-muddy bottom, mostly without algae, mainly composed of mollusca, holothuria and polychaeta. Because of the higher input of nutrients along the south coastline of the

Bay (between Izola and Koper), nitrophilic algae prevail (Fig. 17), while around Debeli rtič the species of the genus *Cystoseira* prevails (Fig. 18).

From the results of the multidisciplinary study of the sediment of the Bay of Koper it emerges that the Bay is similar to the Bay of Piran (Ranke, 1976), having both similar morphological and hydrographic properties.

Literatura

Aller, R. C. 1982, The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. V: Mc Call P. L. & Tevesz M. J. S. (eds.), *Animal-sediment relations*. Plenum, 53-102, New York.

Aspila K. I., Agemian H. & Chau A. S. Y. 1976, A semi-automated method for the determination of inorganic, organic and total phosphorous in sediments. *Analyst*, 109, 187-197, London.

Atterberg, A. 1905, Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. *Chemiker-Zeitung*, 15, Heidelberg.

Avčín, A., Meith-Avčín, N., Vuković, A., & Vrišer, B. 1974, Primerjava bentoških združb Strunjskega in Koprškega zaliva z ozirom na njihove polucijsko pogojene razlike. *Biol. vest.*, 22, 171-208, Ljubljana.

Brambati, A. 1968, Mixing and settling of fine terrigenous material (<16µm) in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. *Stud. Trentini Sci. nat.*, A, 45/2, 103-117, Trento.

Brambati, A. & Venzo, G. A. 1967, Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. *Stud. Trentini Sci. nat.*, A, 44/1, 202-274, Trento.

Brambati, A., Ciabatti, M., Fanzutti, G. P., Marabini, F., & Marocco, R. 1983, A new sedimentological textural map of the Northern and Central Adriatic Sea. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.* 1/4, 267-271, Trieste.

Bremner, J. M. & Keeney, D. R. 1965, Steam distillation method for determination of ammonium, nitrate and nitrite. *Anal. Chem.*, 32, 485-495, Easton.

Burnett, W. C. 1977, Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 813-823, New York.

Byrne, A. R. 1972, Determination of arsenic and antimony in biological materials at sub-ppm level. *Anal. Chim. Acta*, 59, 91-99, Amsterdam.

Byrne, A. R. & Kosta, L. 1974, Simultaneous neutron activation determination of selenium and mercury in biological samples by volatilization. *Talanta*, 21, 1083-1090, Oxford.

Dermelj, M., Ravnik, V., Kosta, L., Byrne, A. R. & Vakselj, A. 1976, Determination of traces in In, Mn, As and Sb in zinc by NAA. *Talanta*, 23, 856-859, Oxford.

Dermelj, M., Ravnik, V. & Kosta, L. 1977, Simultaneous determination of trace elements Cd, Cu and Zn in different environmental samples by neutron activation analysis. *Radiochem. Radioanal. Letters*, 28, 231, Lausanne.

Donazzolo, R., Heike Merlin, O., Menegazzo Vitturi, L., Orio, A., Pavoni, B., Perin, G. & Rabitti, S. 1979, Metalli pesanti nei sedimenti del Golfo di Venezia. *Ocean. Fond. Marini*, 973-985, Roma.

Faganeli, J. 1984, *Produkcija in transformacije organsko vezanega dušika v obalnem morju (Tržaški zaliv)*. Doktorska disertacija, Piran-Ljubljana, 97 pp.

Faganeli, J., Mišič, M., Dolenc, T., Pezdič, J. & Ogorelec, B. 1983, Pore water composition in some small cores of the Gulf of Trieste (North Adriatic). 4th IAS Regional meeting, 58 (abstract), Split.

Faganeli, J., Mišič, M., Ogorelec, B., Dolenc, T. & Pezdič, J. 1985, Organic matter in two 41-m boreholes from the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*, 29/2, 139-142, Monaco.

Faganeli, J., Malej, A. & Pezdič, J. 1986, Determination of sources of organic matter in the near-shore marine environment (Gulf of Trieste, Northern Adriatic) using the elemental composition of C, N and P, and the isotopic C composition. *Rapp. comm. int. Mer. Medit.*, 30/2 (abstract), Monaco.

Gaudette, H. E., Flight, W. R., Toner, L. & Folger, D. W. 1974, An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 44/2, 249-253, Tulsa.

- Giorgetti, F., Mosetti F. & Macchi, G. 1986, Caratteristiche morfologiche, fisiche e chimiche del fondo marino del Golfo di Trieste nell'area compresa entro la congiungente Punta Grossa - Bocche di Primero. *Boll. Soc. Adriat. Sci.*, 61/1, 3-21, Trieste.
- Grasshoff, K. 1976, *Methods of seawater analysis*. Verlag-Chemie, 317 pp., Weinheim.
- Guilcher, A. 1969, Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth. Sci. Rev.*, 5/2, 69-97, Amsterdam.
- Hartmann, M., Müller, P., Suess, E. & van der Weijden, C. H. 1973, Oxidation of organic matter in recent marine sediments. *Meteor-Forschungsergebnisse*, C 12, 74-86, Kiel.
- Jørgensen, B. B. 1982, Mineralization of organic matter in the sea bed - the role of sulphate reduction. *Nature*, 269, 643-654, London.
- Jones, D. & Willis, M. S. 1956, The attenuation of light in sea and estuary waters in relation to the concentration of suspended solid matter. *Jour. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, 35, 431-444, London.
- Katz, A. & Kaplan, I. R. 1981, Heavy metals behavior in coastal sediments of Southern California: A critical review and synthesis. *Marine Chemistry*, 10, 261-299, Amsterdam.
- Keeney, D. R. & Bremner, J. M. 1967, Use of the Coleman model 29 analyzer for the total nitrogen analysis of soil. *Soil Sci.*, 104, 358-363, Baltimore.
- Kitano, Y., Okumura, M. & Idogaki, M. 1978, Uptake of phosphate ions by calcium carbonate. *Geochem. Jour.*, 12, 29-37.
- Kosta, L. & Byrne, A. R. 1969, Activation analysis for mercury in biological samples at nanogram level. *Talanta*, 16, 1297-1303, Oxford.
- Kosta, L., Ravnik, V., Dermelj, M., Pihlar, B., Stegnar, P., Byrne, A. R., Lokar, J., Vakselj, A., Novak, J. & Prosenc, A. 1978a, Mikroelementi v morskih in rečnih sedimentih kot indikatorji kontaminacije slovenskega vodnega sistema. *Vestnik SDK*, 25, 463-493, Ljubljana.
- Kosta, L., Ravnik, V., Byrne, A. R., Štirn, J., Dermelj, M. & Stegnar, P. 1978b, Some trace elements in the waters, marine organisms and sediments of the Adriatic by neutron activation analysis. *Jour. Radioanalytical Chemistry*, 44, 317-332, Lausanne.
- Kranck, K. & Ruffman, H. 1982, Sedimentation in James Bay. *Naturaliste Canad.*, 109, 353-361, Ottawa.
- Krumbein, W. C. 1936, Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 6, 35-47, Tulsa.
- Kukal, Z. 1971, *Geology of recent sediments*. Academic Press, New York, 490 pp.
- Macchi, G. 1968, Sulla composizione chimica dei sedimenti recenti del Golfo di Trieste. *Boll. Soc. Adriat. Sci.*, 61/1, 22-41, Trieste.
- Manheim, F., Rowe, G. T. & Jipa, A. 1975, Marine phosphorite formation off Peru. *Jour. Sed. Petrol.*, 45/2, 243-251, Tulsa.
- McCaffrey, R. J., Myers, A. C., Davey, E., Morrison, G., Bender, M., Luedtke, N., Cullen, D., Froelich, P. & Klinkhammer, G. 1980, The relation between pore water chemistry and benthic fluxes of nutrients and manganese in Narragansett Bay, Rhode Island. *Limnol. Oceanogr.*, 25, 31-44, Washington.
- Meischner, D. & Rumohr, J. 1974, A light-weight high-momentum gravity corer for subaqueous sediments. *Senckenbergiana Marit.*, 6, 105-117, Frankfurt.
- Müller, G. 1964, *Methoden der Sedimentuntersuchung*. Stuttgart, Schweizerbartsche Verl., 303 pp.
- Müller, P. J. & Suess, E. 1979, Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - 1. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Research*, 26, 1347-1362, Oxford.
- Nathan, Y. & Lucas, J. 1976, Expériences sur la précipitation directe de l'apatite dans l'eau de mer: implications dans la genèse des phosphorites. *Chem. Geol.*, 18, 181-186, Amsterdam.
- Ogorelec, B., Mišič, M., Šercelj, A., Cimerman, F., Faganeli, J. & Stegnar, P. 1981, Sediment sečoveljske soline. *Geologija*, 24/2, 179-216, Ljubljana.
- Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Šercelj, A., Cimerman, F., Dolenc, T. & Pezdič, J. 1984, Kvarterni sediment vrtine V-3 v Koprskem zalivu. *Slovensko morje in zaledje*, 6-7, VII, 165-186, Koper.
- Parsons, T. R. 1975, Particulate organic carbon in the sea. V: Riley J. P. & Skirrow G. (eds.) *Chemical oceanography*, 2nd ed., Academic Press, London, 647 pp.
- Paul, J. & Meischner, D. 1976, Heavy metal analyses from sediments of the Adriatic Sea. *Senckenbergiana marit.*, 8, 1/3, 91-102, Frankfurt.

- Pigorini, B. 1967, Aspetti sedimentologici del Mare Adriatico. Mem. Soc. Ital. Sci. nat. Mus. civil. stor. nat., 16, 130-194, Milano.
- Postma, H. 1961, Suspended matter and Secchi disc visibility in ocean waters. Nether. J. Sea Res., 3, 359-390.
- Ravnik, V., Dermelj, M. & Kosta, L. 1974, A highly selective diethyldition-carbamate extraction system in activation analysis of copper, indium, manganese and zinc. Jour. Radioanal. Chem., 20, 443, Amsterdam.
- Ravnik, V., Dermelj, M. & Kosta, L. 1976, Determination of some trace elements Fe, Co, Cr, Zn, Mn and In in different series of standard reference samples by NAA. Microchim. Acta., 1, 153, Wien.
- Ranke, U. 1976, The Sediments of the Gulf of Piran (Northern Adriatic Sea). Senckenbergiana marit., 8, 1/3, 23-60 Frankfurt.
- Rossi, S., Mosetti, F. & Cescon, B. 1968, Morfologia e natura del fondo nel Golfo di Trieste. Boll. Soc. Adriatica Sci., 55/2, 187-206, Trieste.
- Reynolds, R. C., Jr. 1980, Interstratified clay minerals: In Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G. W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, 249-303 London.
- Savin, S. M. & Yeh, H. W. 1981, Stable isotopes in ocean sediments. V: Emiliani C. (ed.) - Oceanic lithosphere, The Sea., 7., J. Wiley, 1521-1554, New York.
- Semi, P. 1975, Capris, Giustinopoli, Capodistria. NLT, 320 pp., Trieste.
- Silva, J. A. & Bremner, J. M. 1966, Determination of isotope ratio analysis of different forms of nitrogen in soils: 5. Fixed ammonium. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 30, 587-594, Madison.
- Stegnar, P., Vukadin, I., Smodiš, B., Vakselj, A. & Prosenc, A. 1980, Trace Elements in Sediments and Organisms from Kaštela Bay. V^{es} Journées Etud. Pollutions. C.I.E.S.M., 595-600, Cagliari.
- Strickland, J. D. H. & Parsons, T. R. 1972, A practical handbook of seawater analysis. Fish. Res. B d. Can., Ottawa, 301 pp.
- Saess, E. 1973, Interaction of organic compounds with calcium carbonate. II: Organo-carbonate associations in recent sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1-19, London.
- van Straaten, L. M. J. U. 1965, Sedimentation in the north-western part of the Adriatic Sea. A Symposium. Coloston Pap. Coloston Res. Soc., 17, 143-162, London.
- van Straaten, L. M. J. U. 1970, Holocene and late-Pleistocene sedimentation in the Adriatic Sea. Geol. Rundschau, 60/1, 106-131, Stuttgart.
- Venzo, G. A. & Stefanini, S. 1967, Distribuzione dei carbonati nei sedimenti di spiaggia e marini dell'Adriatico settentrionale tra Venezia e Trieste. Stud. Trentini Sci. Nat., A., 44/2, 178-201, Trento.
- Vrišer, B., Avčin, A. & Vuković, A. 1981, Značilnosti bentoških združb v Izolskem zalivu. Slov. morje in zaledje, 4/5, 201-206, Koper.
- Willey, J. D. 1978, Release and uptake of dissolved silica in seawater. Mar. Chem., 7, 53-65, Amsterdam.

UDK 551.763.781.8:552.52(450.36,497.12)=20

**Flyschoid deposits of Goriška Brda (Collio)
between Soča (Isonzo) River and Idrija (Iudrio)
River – facies and paleoenvironments**

**I depositi flyschoidi dei Colli Goriziani (Goriška Brda) tra il fiume Isonzo
(Soča) e fiume Iudrio (Idrija) – facies e condizioni paleoecologiche**

**Flišoidni sedimenti iz Goriških Brd med Sočo in Idrijo – faciesi in
paleoekološke razmere**

Giorgio Tunis

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università degli studi
Piazzale Europa 1, 34127 Trieste, (Italia)

Camilla Pirini Radrizzani

Istituto di Geologia dell'Università di Genova
Corso Europa 30, 16132 Genova, (Italia)

Abstract

Presented is the interpretation of environments of main facies associations types in Goriška Brda. The high diversity of studied depositional facies bears evidence of profound differences of environments during deposition of flyschoid beds. Environments from relatively deep sea to those of the external margin of the platform, and those of delta (delta front and delta plain) can be established.

Riassunto

Viene qui fornita l'interpretazione ambientale delle principali associazioni di facies riconosciute nel Collio. La grande varietà delle facies sedimentarie esaminate testimonia una altrettanto varia diversificazione ambientale dei depositi flyschoidi del Collio. Si è riscontrata un'evoluzione da condizioni di ambiente marino relativamente profondo, ad ambiente di piattaforma esterna ed interna, ad ambiente di delta (fronte deltizio e piana deltizia).

Kratka vsebina

Podana je razlaga okolja ob nastajanju osnovnih tipov faciesov v Goriških Brdih. Velika raznolikost preučevanih sedimentacijskih faciesov kaže na velike razlike v okolju med nastajanjem flišoidnih kamnin. Opazujemo razvoje od relativno globokega morja do zunanjega roba platforme in do delte (čelo delte in prodelta).

Introduction

The area under examination is situated between the Soča (Isonzo) River and the Idrija (Iudrio) River and straddles the Italian – Yugoslav border; specifically it lies between Korada (Corada), Medeja (Mt. Medea) and Sabotin (Mt. Sabotino). The outcrops of this area are mainly represented by Tertiary clastic sediments ranging in age from Early Ilerdian (Cimerman et al., 1974) to Early Lutetian.

Older deposits obviously outcrop here. An example are the Podsabotin beds (Campanian-Maastrichtian – Early Eocene), situated in the south-eastern sector near Sabotin (see Šribar, 1966; Pavšič, 1977 and 1979). Near Kožbana, both on the southwestern side of the Cretaceous anticline (Cousin, 1981) and on the northeastern flank (Cimerman et al., 1974) there is a flysch rich in conglomerates dating back to the Late Thanetian. As far as younger beds are concerned, Cousin (1981) also reports the presence of Biarritzian in two outcrops, one near Subida (Cormons) and the other near Ponte del Torrione (Gorizia).

This paper will deal mostly with the flyschoid sediments lying above the olistostrome of Plave which could correspond chronologically to the "Megastrato di M. Ioanaz", as we have defined it in the subdivision of flyschoid units in eastern Friuli (Pirini et al., 1986).

In the history of the sedimentary evolution of the Slovenian (or Friulan) basin, the sedimentation was influenced, during the Middle – Late Paleocene and Early Eocene by a particularly active syndepositional tectonism caused by orogenesis involving the innermost zones, in conjunction with an abrupt subsidence and with the collapse and break-up of a wide sector of the Friulan-Karstic platform. The beginning of the flyschoid sedimentation in the area in question is ascribed to this phase, at first with prevailing chaotic facies, megabeds, paraconglomerates and so on, then with predominant siliciclastic turbidites. Outside the area examined, these facies are well exposed, particularly in the Natisone valley ("Flysch di Canebola", Pirini et al., in press) and in the Idrija (Iudrio) valley ("turbidites and associated coarse facies", Tunis & Venturini, 1984). Near Anhovo (Kuščer et al., 1976; Buser & Pavšič, 1978; Skaberne, 1987) they are represented by a cyclic sequence containing megabeds and siliciclastic distal turbidites interbedded with calcareous proximal turbidites.

This was followed in the examined area in the Middle-Upper Cuisian by a phase of less intense orogenetic activity up to the Late Cuisian-Early Lutetian. According to the world-wide global eustatic model (Vail et al., 1977) during the Lutetian a transgressive phase began, but in the zone we have not clear elements of this event.

We should like to stress that, in the area examined, from north to south the outcrops progressively show a pronounced facies association change (a lateral facies variation is also evident inside the lower calcareous-marly-arenaceous facies) indicative of a wide variety of sedimentary environments. These range from relatively deep sea environments in the northern zone, where the oldest turbiditic sediments and the mainly coarse associated lithofacies were deposited, to transitional up to shallow water environments in the southern zone where the youngest sediments are clearly related to a fluvio-deltaic complex.

This area has been studied by several authors, mainly from the paleontological and pedological point of view (see Martinis, 1962, for the bibliography). Recent studies deal mainly with micropaleontology and biostratigraphy (Piccoli

& Proto Decima, 1969; Cimerman et al., 1974; Pavšič, 1977 and 1979; Cousin, 1981).

With regard to the exact chronological attribution of the Tertiary detrital formations of eastern Friuli and western Slovenia there is no complete agreement among the various authors (see, for example, Tab. XIII, p. 286, Cousin, 1981). It must therefore be presumed that the large number of depositional environments makes very difficult to define the exact biostratigraphic correlations on a regional scale.

Tab. 1 shows a comparison¹ of the various Paleogene detrital (and carbonatic) formations and units in eastern Friuli and western Slovenia.

Tunis and Venturini (1984) have studied the sedimentological characteristics of the thick flyschoid (and preflyschoid) Maastrichtian-Early Paleocene sequence in the upper Iudrio (Idrija) valley. The terrains of this valley above the "Flysch di Calla" (Early Paleocene) and especially those bounded by the "Megastrato di Mt. Ioanaz" (Early Ilerdian) and the "Megastrato di Vernasso" (Early Cuisian) are being studied at the time of writing, as are the younger Cuisian sediments which are also turbiditic.

The characteristic sequence of turbidites and megabeds in the Natisone valleys is also under study. This is being carried out in the Faedis-Attimis area, where the best outcrops are to be found.

In Cousin's subdivision (1981) the reason for his positioning of the base of the Medana beds is not clear. The author himself states: "la limite entre ces deux formations (Kožbana beds and Medana beds) est un peu arbitraire" (p. 277). The criteria by which he distinguishes the lower from the upper Medana beds are equally unclear. The reasons for his stratigraphic and chronological attribution of the younger deposits in the eastern Friuli hills are, in our view, even more tenuous. In the highest beds of the stratigraphic sequence of the Flysch di Cormons² we have never found any faunal associations more recent than Early Lutetian.

We gather from Pavšič (1979) that red marls with sandstone interbeds (Late Maastrichtian - Danian-Montian) are present in the vicinity of Lig, Colnica and Kanalski vrh. These beds are entirely similar to the coeval beds of the "Flysch di Calla", an important marker which may be followed from Breginj (Pavšič, 1985) along all the Natisone valleys as far as the Isonzo (Soča) river. Pavšič's account (profile Lig-Vrhovlje), however, does not make it clear where the Kožbana beds begin and what their relationship is to the underlying flysch.

The biostratigraphic study of these terrains is undoubtedly difficult, but the environments in sedimentary rocks can be defined not only by their faunal content, but also by their sedimentary structures, the geometry of their deposits and regional changes of thickness and facies.

A working team recently set up by researchers at the Ljubljana and Trieste Universities, with the aim of studying the flysch of the Goriška Brda and Vipava valley, indicated the following objectives as the most important ones: 1 - to give a more detailed description and more definite environmental interpretation of these beds; 2 - to provide a stratigraphy based on the correlation of the facies sequences within the depositional cycles, after a revision and a synthesis of the stages and members proposed by previous authors; 3 - to recognize the distribution of the sedimentary facies and to carry out paleogeographic reconstructions. Work on

¹ Our comparison takes account only of the most recent studies.

² The flysch di Cormons, which lies in the hilly area between Brazzano and Gorizia, was named by Martinis (1962), who distinguished the following facies in it: marly facies, marly-sandy facies, sandy facies and conglomeratic facies.

Tab. 1. Stratigraphic attribution of the paleogene formations and units of eastern Friuli and western Slovenia

CARBONATE PLATFORM	AGE	CLASTIC DEVELOPMENT				
		CIMERMAN, et al., 1974 Goriška Brda	ŠRIBAR, 1965 PAVŠIČ, 1977 Podsabotin	PAVŠIČ, 1979 Profilis Kambrensko-Lig. Lig-Vrhovlje	COUSIN, 1981 Eastern Friuli and Goriška Brda	PIRINI, et al., (in press) Nazione Valleys
DROBNE, 1977, 1979 SW Slovenia and Istria	LATE LUTETIAN				CORMONS, GORIZIA	TUNIS & VENTURINI, 1985b Upper Iudro Valley
	MIDDLE LUTETIAN				PLESSIVA, VENCO KORADA (?)	
	EARLY LUTETIAN				ROSARZO AND NOAX, BUTTRIO AND MEDANA BEDS (upper part)	TURBIDITES AND MEGABEDS "FLEDES, VALLE ROSSA, FORAME"
	LATE CUISIAN	MEDANA BEDS			MEDANA BEDS (lower part)	
	MIDDLE CUISIAN				KOŽBANA BEDS (upper part)	Flysch di "Canebola"
LIMESTONE WITH ALVEOLINAS AND NUMMULITES	EARLY CUISIAN				KOŽBANA BEDS (lower part)	TURBIDITES AND ASSOCIATED COARSE FACIES
	LATE ILIRIDIAN	KOŽBANA BEDS				DOBRA, COBROMAZ, BERGA
	MIDDLE ILIRIDIAN					PREPOTISCHIS
	EARLY ILIRIDIAN					Flysch di "Masarolis" (SALAMANT, BORDON, SUBIZI)
	THANETIAN					Flysch di Callia
LIMESTONE WITH MILIOLIDS	THANETIAN					
KOZINA LIMESTONE	MONTIAN					
VREME BEDS	DANIAN					

objective³ has begun on the Italian side of the border and a well-defined depositional suite has been recognized in the upper strata of the Flysch di Cormons (Late Cuisian – Early Lutetian).

The aim of this study is therefore sedimentological. It is one of the first attempts at a paleoenvironmental reconstruction of the area, essentially by means of the recognition and investigation of the sedimentary facies. We should state at the outset that we do not have a deep knowledge of the Kožbana beds and mostly of the Medana beds which mainly outcrop on Yugoslav territory, especially compared to the know-



Fig. 1. Distribution map of the main facies associations

1. Podsabotin beds, 2. Megabeds of Plave, 3. Megabeds and lower calcareous-marly-sandy facies, 4. Upper calcareous-marly-sandy facies, 5. Marly facies, 6. Marls with sandstone interbeds and sandstones with marl interbeds facies, 7. Sandstones, conglomeratic sandstones and sandstones with gravel facies. The arrows 8. show directions of currents during the turbiditic sedimentation in the Kožbana zone

ledge we have acquired about the Flysch di Cormons, where a bed by bed study of 400 small outcrops was carried out (Nardon, 1982).

From base to top of the stratigraphic sequence five facies associations were identified (Fig. 1), some of which include further subfacies: megabeds and lower calcareous-marly-arenaceous facies; upper calcareous-marly-arenaceous facies; marly facies; marls with sandstone interbed and sandstones with marl interbed facies; sandstones; conglomeratic sandstones and sandstones with gravel facies. The text contains comparisons between these associations of facies and the formations, facies, subdivisions and "zones" proposed by Comel³ (1927), Martinis (1962), Cimerman et al. (1974) and Cousin (1981). To simplify the chronological interpretation and stratigraphic attribution of the facies associations, the most significant correlations may now be roughly summarized.

The Kožbana beds (Thanetian-Ilerdian) comprise megabeds and lower calcareous-marly-arenaceous facies; the lower Medana beds (Early Cuisian) correspond, in our view, to the upper calcareous-marly-arenaceous facies; the upper Medana beds (Late Cuisian) comprise the marly facies and, partially, the marls with sandstone interbeds⁴. The marls with sandstone interbed and sandstones with marl interbed facies (Flysch di Cormons) represent the passage from Cuisian to Lutetian, while sandstones, conglomeratic sandstones and sandstones with gravel facies (Flysch di Cormons) are probably of Early Lutetian.

The Main Facies Associations: Description and Interpretation

Megabeds and lower calcareous-marly-arenaceous facies

These facies correspond to marly conglomeratic formation (Cousin, 1981) and pelitic-sandy-conglomeratic flysch (Cousin, 1981), to the lower and upper part of the Kožbana flysch of Cimerman et al. (1974) and to the "transitional zone" of Comel (1927).

Near Plave (along the Plave-Šmartno road) there is a well exposed outcrop of megabreccia, characterized by undefined stratification and by marly matrix, which contains coarse to very coarse clasts of rudist limestone (hence the name of "conglomerato pseudocretaceo" given by Taramelli, 1870), pebbles of chert, outsize rip-up mudstone clasts (red and gray marls) and blocks of plastic formations i. e. turbidites up to 5 m in diameter. The fabrics of these sediments prove that they have been instantaneously remobilized from their original position. The thickest portion of this outcrop is given by thick bedded calcarenite, calcilutite and marl which directly overlie the breccia and represent the grading upwards. The megabed of Plave could correspond to the "Mt. Ioanaz Megabed" (Pirini et al., 1986). Above it, massive calciruditic-calcarenitic big beds are widespread, particularly on the southern flanks of the Mt. Korada (along the cartway Senik-Mt. Planina); they are characterized by the rareness of internal structures and slow grading upwards. In this part of the stratigraphic sequence sandstones with marl interbeds of turbiditic origin are fairly

³ In his pioneer study Comel (1927) proposed the first division of the Goriška Brda into "zones". This study is entirely devoid of chronological attributions, but its lithological descriptions and pedological informations proved to be extremely useful, particularly in the study of the oldest terrains.

⁴ We thus assume that the upper Medana beds correspond to the lower-middle part of the Flysch di Cormons.

common; they are represented by thin-medium layers. The complete T a-e Bouma sequence very rarely may be found.

Then, from west to east between Bucovizza, Mt. Brischis, Cladrecis, Stregna di Prepotto, Fragiellis Mernicco, Restocina, Scriò (Italy), Vrhovlje pri Kožbani, Kožbana, Brdice, Brezovk, Slapnik, Nozno, Belo, Breg, Krasno, Vrhovlje pri Kojskem, Brestje, Vamorje (Yugoslavia) and probably S. Mauro and the upper Piumizza valley (Italy), several facies are present with rapid variations: megabeds, calcarenites, siliciclastic turbidites, sandy calcarenites, marls and marly limestones, paraconglomerates, fine breccias consisting of subangular calcareous and cherty clasts, rare microbreccias rich in nummulites, etc.

A characteristic of the above mentioned zone is the concurrence and local interfingering of several lithofacies, none of which clearly predominates over the others.

This peculiarity is more evident because nearby there are areas in which just one or two lithofacies predominate (the southern flanks of Mt. Korada, for example).

In Fig. 2 two sections of the Flysch of Kožbana are sketchily illustrated: Hlevnik-Mt. Korada (on the left) and cross road for Kožbana-Brdice (on the right). As far as the megabeds are concerned, the underlined letters make reference to internal organization of a megabed proposed by Seguret et al. (1984): D_1 = poorly sorted carbonate megabreccia (or olistostrome); D_2 = carbonate breccia; D_3 , D_4 , D_5 , = thick sequence, grading from calcirudite (D_3) to graded calcarenite (D_4), to calcareous mudstone (D_5). The letters c and d refer to classification of turbidites (both siliciclastic and carbonate) given by Mutti and Ricci Lucchi (1972). Dr. S. Buser kindly furnished the fundamental biostratigraphic informations for these sections.

Four megabeds are visible along Hlevnik-Mt. Korada section. The most spectacular megabed outcrops near to Brdice. This megabed, with a thickness of up to 50–60 m, has a sheet-like geometry and consists of a very thick basal division which contains very large slabs of ripped up turbidites (Fig. 3) and paraconglomerates (Fig. 4). The other big beds are mainly carbonate and of smaller dimension.

Among the siliciclastic turbiditic layers, in terms of the Bouma sequence, the graded coarse intervals are poorly represented (Belo, Nozno, to the north of Hlevnik, along the cartway Brdice-Kožbanjšček R.), while the Bouma base-missing sequences bce and cde are very frequent. The thickness of the sandy beds varies normally between 5, 10 to 20 cm; the sand/marl ratio is approximatively equal to 1 or lower. Sometimes, small marly clasts concentrated in distinct lenses are found in the sandstones (Vrhovlje pri Kojskem). Several paleocurrent directions measured in the sandstone beds (north of Hlevnik, Kožbana, Brdice, Slapnik, Nozno, Belo, Krasno, Vrhovlje pri Kojskem) reveal a southeastward direction of the turbidites. This trend coincides roughly with the longitudinal axis of the basin of the Flysch of Friuli. Broad, low relief channels are occasionally seen (north of Belo, Kožbana, Kožbanjšček R. and G. Brezovk); channel (Fig. 5) and interchannel facies are well exposed near Brdice and Kožbana.

Thick beds of calcarenites are observed to be either interbedded to sandstones and marls or developed in thick to massive individual beds (big beds). The former are calciturbidites, mainly with the complete Bouma sequence. In the second case the internal structures are quite scarce.

Sandy calcarenites of turbiditic origin are common. Some types of calcarenite-sandstone couplets are observed along the Slapnik-Notno-Belo loose surface road. The lower member of most couplets is composed of carbonate (graded calcarenite or

coarse calcarenite), while the capping member consists of quartzose or lithic material. The relative thickness of carbonate and terrigenous members of such couplets is variable, but the sandstones invariably have a smaller thickness. There is often an abrupt junction between the two lithologies (Fig. 6).

The paraconglomerates consisting of subrounded clasts of limestone and sandstone up to 35 cm in diameter and smaller, well rounded chert pebbles are quite common. The fine nummulitic breccias (Belo) also contain limestone pebbles ranging from a few mm to 1–2 cm; these levels are highly cemented by calcareous cement unlike the nummulitic microbreccias interbedded in the marly facies (Vipolže and Russiz).

Discussion and interpretation

From the observed coarsest facies the depositional mechanism of these seems to have been caused by very rapid processes of resedimentation that occurred in a deep marine environment, but relatively close to the carbonate platform. At present it is rather difficult to define exactly the depositional environment (slope and/or basin's border) due to the lack of a detailed analysis and mapping of the different facies. We think, however, that the interpretation given by Pavlovec (1969) for the central Istria deposits could be acceptable also for most of these deposits. This author, on the basis of several paleoecological indicators and of the mixing of faunas of different ages and environments, hypothesized a relatively narrow and deep basin. One of the edges of the basin was an active slope connected to a carbonate platform; the slope was capable, because of the tectonics, of discharging huge masses of sediments. The slope on the other edge was either more gentle, or less tectonically active. We suppose that the more active side was situated near Banjšice (see also Cousin, 1981 and Skaberne, 1987).

Explanation as to the genesis of the megabeds is sought in the notable paleoseismicity of the area and in the high mobility of the basin. The outcrops of the Kožbana – Korada area are comparable in their affinities of characteristics to the Stregna Flysch Vanzo & Brambati, 1969).⁵ However, these outcrops of chaotic facies are generally less wide, less thick and less frequent compared to the coeval ones in the area situated near Stregna, Canalutto, Clap or Canebola.

A last problem rises from the examination of the Paleocene facies outcropping near Mt. Sabotin, between Podsenica and Podsabotin, and in Piumizza valley where marly calcareous lithotypes predominate and near Groppai and S. Mauro where thin sandstones with marly interbeds (turbidites?) prevail. This is interpreted as lateral facies change. The relationship between the turbiditic facies and big beds to the west and these last facies, which may be observed in the easternmost area, is not clear.

⁵ We would like to point out that the term "Flysch di Stregna", whose biostratigraphic description was unsatisfactory, is currently being abandoned.

Fig. 2. Columnar section of the sequence with turbidites and megabeds outcropping along Hlevnik–Mt. Korada road and cross road for Kožbana–Brdice

1. Marls and marly limestones, 2. Calcsiltites, 3. Sandy calcarenites (turbidites), 4. Siliciclastic turbidites (classification according to Mutti & Ricci Lucchi, 1972), 5. Calciturbidites, 6. Fine breccias consisting of calcareous and cherty clasts, 7. Paraconglomerates, 8. Megabeds (internal organization according to Seguret et. al., 1984), 9. Carbonate big beds, 10. Faults



Fig. 3. Well exposed basal unit of Brdice megabed (Flysch of Kožbana) mainly consisting of large deformed rip up layers of turbidites



Fig. 4. Channel-like body composed of matrix supported conglomerate within the basal unit of the Brdice Megabed (Flysch of Kožbana). The light colored limestone blocks and cobbles are predominantly platform limestones



Fig. 5. Channelized sandy body in the Flysch of Kožbana (Kožbana village)



Fig. 6. Photograph of a limestone – lithic sandstone couplet from Kožbanjšček–Brdice cartway (Flysch of Kožbana). The limestone rests on an eroded surface of marl. Note irregular base and poor grading of the sandstone unit

The development and distribution of the eastern facies have probably been conditioned by paleomorphology and by syndepositional and postdepositional tectonics.

Upper calcareous-marly-arenaceous facies

These facies, described by Tunis (1976), could correspond to the lower marly-arenaceous facies and the middle marly-arenaceous facies p. p. of Comel (1927), and to the lower and middle parts of the Medana Flysch of Cimerman et al. (1974).

Calcareenites, calcilutites, sandstones with marl interbeds and marls outcrop along a belt extending from Pojanis, south of Scriò, Dolegna, Lonzano (Italy) up to Kojško and the S. Floriano area through Hlevnik, Hruševlje, Pristava, Slavče, Višnjevik, Vedrijan, Imenje, Šmartno and Gonjače. Calcareenites and calcilutites are mainly present in the lower part of the sequence associated with marly-arenaceous interbeddings of turbiditic origin and marls (having marked lateral continuity), and with very rare individual beds of fine breccia.

The marl sandstone interbeddings in comparison with those of the lower calcareous-marly-arenaceous facies, are thinner, finer and less rich in internal structures and sole marks.

Going up the stratigraphic sequence (south of Lonzano, Vencò, Ruttars, Neblo, etc.), thin bedded sandstones and marls are still present with a sand/marl ratio generally lower than 1, while the calcarenitic beds become gradually rarer and less thick and the calcilutites and marls progressively predominate.

Discussion and interpretation

This facies association could be considered as belonging to the lower calcareous-marly-arenaceous facies and to the superimposed marly facies, and objectively, at our current level of knowledge, it would be difficult to define its exact stratigraphic limits. Nevertheless, all these facies or subfacies – they can probably be defined and mapped one by one – are discussed here because they have several common distinctive features. First of all they are Lower-Middle Cuisian in age and contain Paleogene faunas only, while the lower facies (lower calcareous-marly-arenaceous facies) are characterized by a mixing of Cretaceous and Paleocene faunas (Cimerman et al., 1974). A rarefaction, from gradual to abrupt, of conglomeratic and calcarenitic beds was noted, as already observed by Comel (1927) and Cousin (1981). To these peculiarities must be added a progressive rareness of the turbidites, which disappear near to Lonzano.

In the above mentioned area important tectonical disturbances are visible. There is a lot of evidence of these: the beds appear verticalized, suddenly folded, sometimes disrupted and often broken along a line from Pojanis Hill (Italy) to Kojško, through Mounts Candia and Komnina, the Gradno Hills, Višnjevik and Vedrijan (see also Carobene, 1984). South of this alignment, the sporadic appearance of turbiditic layers, in the light of the above, could represent also the result of displacements of turbiditic deposits caused by tectonical processes (see also Amato et al., 1976; Placer, 1981: Fig. 7). To the south of the faulted and "overthrust" zone, the prevalence of marls point to a quiet marine environment; most of the facies here would have originated from a slow fall-out of fine material. The presence of 50 to 150 cm thick fine grained sandstone beds in the upper part of the sequence seems to

be linked mostly with physical factors (storm waves and/or currents) rather than with paleotectonics (faint pulsations inside the basin) whose characteristics are lacking.

Marly facies

This facies was described by Martinis (1962) as a part of the Flysch of Cormons. It corresponds to the upper part of the Medana Flysch of Cimerman et al., 1974 (see also Buser 1968 and 1973; Drobne, 1979). The marls represent one of the most widespread lithotypes in the examined area. They outcrop in the area around Ruttars, Brazzano, at the foot of Mt. Quarin, on the Croce Hills, between Spessa and Russiz di sopra, at Blanchis, Giasbana, from Gradiscutta to Oslavia in Italy and at Barbana, Fojana, Dobrovo, Biljana, Medana, Vipolže, G. Cerovo in Yugoslavia. This facies is represented by thick beds of marly limestones and silty marls which are compact, vertically monotonous and structureless. When washed, these marls leave a residue of quartz grains and, to a lesser extent, mica flakes, small well rounded chert grains, limonitic concretions, pyrite crystals and scarce elements of light limestone.

In the middle part of the stratigraphic sequence of the marly facies, fine calcareous subgraywackes appear in layers up to 1 metre thick, vertically graded, extensively rippled and wavy, with plane parallel and low angle lamination and with sharp contacts both at the base and at the top (hummocky layers).

Very thin layers of fine sandstone are interbedded in the marls; they are frequent, although not ubiquitous.

It is common to find (Case Limband, Russiz, Subida, D. Cerovo, Vipolže) 10 to 25 cm thick layers of microbreccia with interstitial marly-calcareous cement, composed mainly of macroforaminifera and subordinately by well rounded cherty and calcareous clasts. Often in such layers Nummulites and Assilinae are found in bands parallel to the stratification.

Inside the marly facies, carbonate breccia (or a calcareous belt) with alveolinas, nummulites, assilinas and discocyclinas are occasionally found (south of Ruttars, Tunis, 1976; east of Vipolže, Cimerman et al., 1974).

Layers of pebbly marls are frequent at the top of the marly facies. They are mainly composed of chert pebbles ranging from 3–4 mm to, exceptionally, 30 cm, quite well sorted and well rounded.

At the very top of this sequence there are pebbly mudstone outcrops with a rich, macro and micro invertebrate fauna. The fossils are in various states of preservation, molluscan shells are often abraded. The fauna has some affinities with tropical faunas and consists of several species; corals both colonial (of large size) and isolated, gastropods, bivalves and very abundant macroforaminifera. These deposits, because of the abundance of macrofaunas and of chert pebbles and due to their areal extent, could be considered as a subfacies, called here "fossiliferous pebbly marls".

The assemblages of the microfossils found in this marly facies are not very rich in species and in specimens. Among the planktonic foraminifera, *Globorotalia* (*Acarinina*) *crassata densa* is present throughout the section; the globigerinae are always of small size. Among the benthic foraminifera Nodosarinidae, Buliminidae and Anomalinidae are constantly present. The Bosco di Corrado fossiliferous outcrop, rich in Nummulites (*N. friulanus*, *N. quasilaevigatus*) and Assilinae (*A. ex gr. spira* and *A. ex gr. exponens*), is of particular interest.

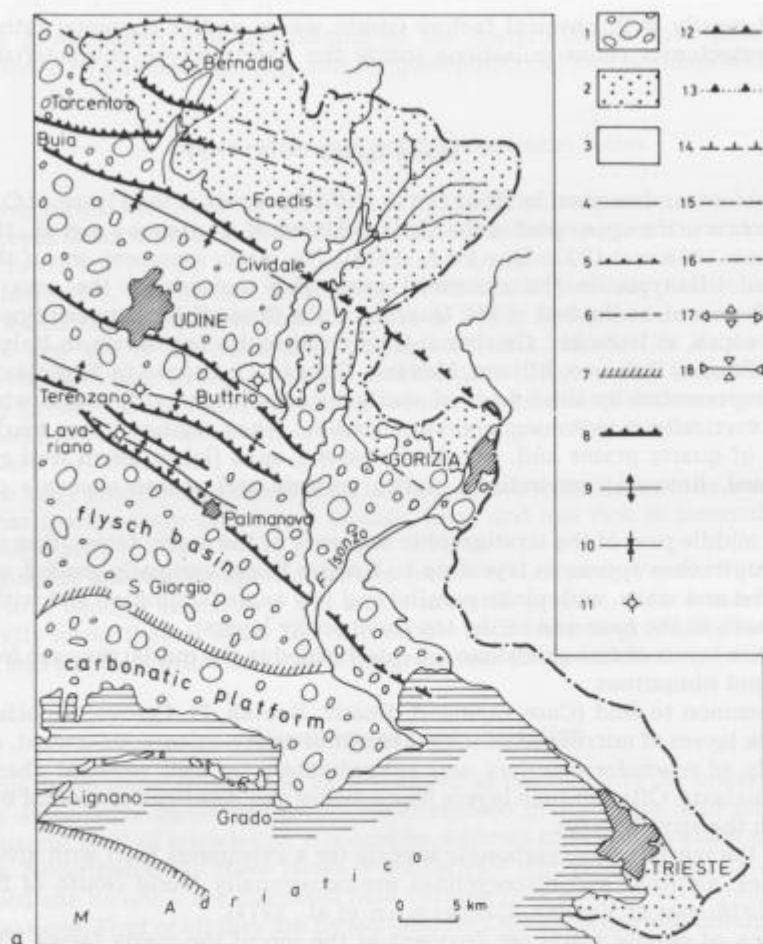
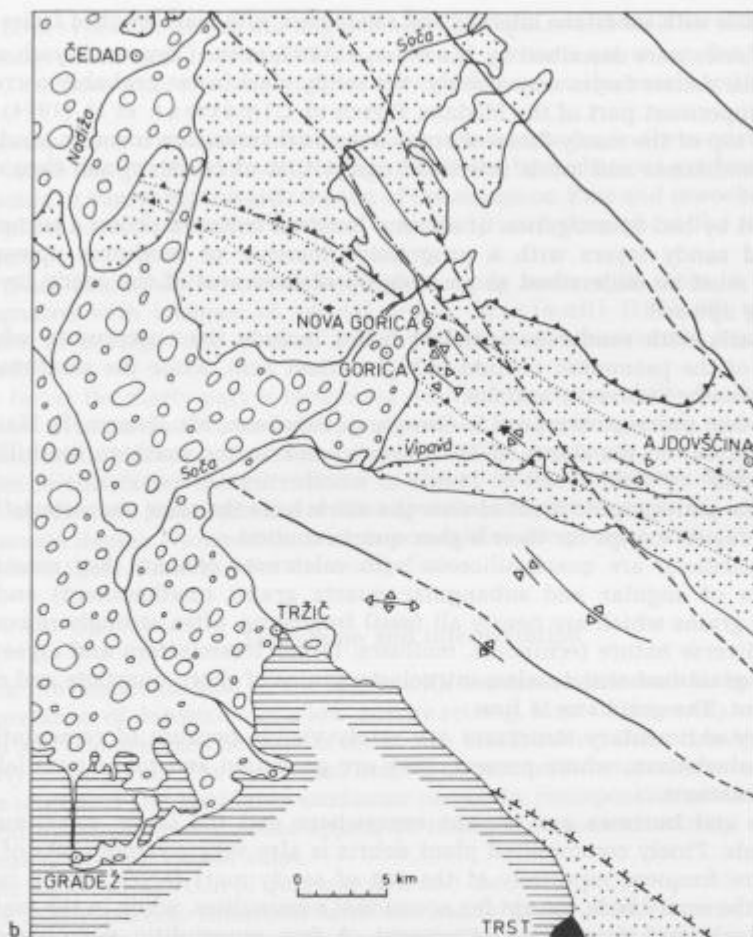


Fig. 7. Tectonic map of southeastern Friuli (a- Amato et al., 1976) and of southwestern Slovenia (b- Placer, 1981)

1. Quaternary deposits, 2. Eocene - Paleocene - Late Cretaceous flysch, 3. Tertiary and Mesozoic rocks, 4. Geological boundary, 5. Overthrust and reverse fault, 6. Main fault, 7. Boundary of uplifted platform, 8. Boundary of nappe and thrust sheet, 9. Anticlinal axis, 10. Synclinal axis, 11. Well, 12. Boundary of nappe and thrust sheet, 13. Assumed thrust plane, 14. Reverse fault, 15. Fault concealed, 16. Fault identified by means of photogeology, 17. Brachyantiform, 18. Brachysyncline

Discussion and interpretation

On the whole, the sediments seem to have been deposited slowly from a suspension of fine material, in a quiet marine environment, mostly below the normal wave base level. The presence of hummocky layers at about the middle of the stratigraphic sequence suggests that occasionally the seafloor was agitated. The scale of the structures, from medium to large, could relate them to storm waves.



The thin interbeddings of fine sandstones, structureless and bioturbated, can be attributed to a wave-induced bottom sediment surge.

The presence of nummulitic microbreccias with generally well preserved specimens is attributed to the reworking, over short distances, of nummulitic bars prosperous at reduced bathymetries near the shoreline.

The frequent coarse size and the general high sphericity of the pebbles in the pebbly marls suggest their previous reworking (fluvial or marine) and certainly their transport by wave motion along a shoreline. Plint (1983) explains a similar facies as a result of an offshore migration of a pebble beach. As the geometry of this pebbly body is tabular on the whole and considering the presence of the marl, it seems plausible to consider instead a mass gravity transport mechanism, such as debris flow. The large amount of marl would also have favoured the preservation of the macrofaunas involved in the mass flow.

Finally, an interesting tectonical problem, now under study, is posed by the presence of outcrops of breccias with alveolinas and nummulites.

Marls with sandstone interbed and sandstones with marl interbed facies

These facies were described by Martinis (1962) in the Cormons Flysch as sandy marl and sandstone facies respectively; the sandy marl facies probably corresponds with the uppermost part of the Medana Flysch of Cimerman et al. (1974).

On the top of the marly facies there is a gradual transition towards sandy facies through sandstones and marls interbeddings at first of 10–30 cm and then of 30 to 100 cm.

The bed by bed investigation of about a hundred outcrops shows a succession of marly and sandy layers with a progressive increase of sandiness upward. The sandiness must be understood as growing up of thickness of the sandy layers and coarsening upward.

The marls with sandstone interbed facies include the outcrops in which the thickness of the psammitic portion is higher than 3 cm, while the sand/marl ratio ranges costantly between 1 and 0.5.

The widest outcrops are near S. Giorgio di Brazzano, Mt. Quarin, S. Mauro, Mt. Galuz, Pubrida, on the slopes of Mt. Calvario and on the southern foothills of the Goriška Brda.

From the petrographic point of view the marls have the same characteristics as in the marly facies, except for their higher quartz content.

The sandstones are quartz-siliceous with calcareous cement; they consist of an association of angular and subangular quartz grains (predominant) and minor carbonate grains which are nearly all fossil fragments, often strongly reworked, of a highly diverse nature (echinoids, molluscs, larger foraminifera and algae). Other carbonate grains are structureless intraclasts; grains of chert, quartzite and mica are also present. The grain size is fine.

Primary sedimentary structures are rarely visible because of cementation and intense bioturbation; where present, they are gradation and plane parallel or low angle laminations.

Tracks and burrows are present everywhere and the latter sometimes cross several beds. Finely comminuted plant debris is also very common; bits of vegetal detritus are frequent especially at the top of sandy marl facies. Fauna is almost absent in the sandy beds, except for occasional nummulites, while in the marly beds a poor planktonic microfauna is present. A few nummulitic microbreccias are interbedded with the marls.

The sandstones with marl interbed facies is also a monotonous alternation of sandstones and marls. Thin layers (10–30 cm) prevail in the lower part, while in the upper part the thickness increases to 30–100 cm. The sand/marl ratio is always higher than 1, generally it is around 2, occasionally 4.

Sandstones with marl interbed facies is frequent in the area of S. Giorgio, Mt. Quarin, Croce Alta, Budignacco, Bienich, Valleris, Mt. Calvario and Forte nel Bosco. Grain size is fine to medium fine, coarse at the top where the sandstones are scarcely cemented and immature from the textural point of view.

Two types of sandstone are generally present. The prevailing type has fine grain size with infrequent sedimentary structures as plane laminations, both horizontal and gently inclined, and a few very small scale ripples. The rock is bioturbated and rich in comminuted plant debris.

The second type has medium fine grain size; it is structureless and scarcely bioturbated. At a few levels it has an erosive base and contains small cherty clasts, clay chips and reworked nummulites.

In both types the grains are angular and subangular and well sorted, the lateral continuity of the beds is considerable, the lower contacts are sharp flat but, occasionally, concave and erosional unlike the sandstone in the marls with sandstone facies.

In comparison with marls with sandstone interbed facies, in the sandstones of this latter facies the quartz content is higher, while the bioturbations are less strong and decreasing or vanishing towards the top of the sequence. Fine and reworked carbonaceous plant remains are very frequent and distributed throughout the stratigraphic sequence.

At Case Limband there are silty to fine sandy beds, with roots in some cases, impregnated with bitumen of vegetal origin. Marinoni (1881–86) reported the presence of a large lens of dark lignite which was subsequently excavated and utilized.

As far as the marly part is concerned a further increase of the quartz content is observed with rarefaction and disappearance of the pyrite crystals and of the mica lamellae, while the kaolinite, in the clayey fraction, increases.

Also in this facies the microfauna is absent in the sandstones and poor in the marls where were found small size Globigerinae and *Globorotalia* (*G. Acarinina*) ex gr. *crassata densa*). Nummulitic microbreccias also are present with similar characteristics to those described for the marly facies.

Discussion and interpretation

The prevalence of mud in the **marls with sandstone interbed facies** leads to an interpretation of deposition in a low-energy setting. Most of the sandy sediments are mixed and homogenized because of the strong bioturbation and, probably, due to the activity of the waves. The occasional finding of nummulitic microbreccias and of thin layers of graded and laminated sandstone caused by resuspension and concentration of sand by wave motion would appear to indicate periods of activity of the waves alternated with periods of calm.

The higher proportion of quartz grains and the lower proportion of mica lamellae in the marly portion compared with the marly facies could depend partially on a grain size differentiation towards the shore. The lower marly facies would therefore represent a depositional environment «further offshore» and deeper in comparison with marls with sandstone interbed facies.

The increase of the quartz percentage in the sandstone beds suggests a mixed petrographical assemblage progressively changing towards the top of the stratigraphic sequence. In fact the limestone components of shallow marine origin are in gradual decrease upward and the allochthonous terrigenous components increase proportionally. The bioturbation would exclude high rates of sedimentation even though the observation of vertical systems of burrows crossing several beds shows the presence of organisms adapted to survive in environments subject to quick sedimentation and erosion, and therefore on an unstable substrate (Seilacher, 1967). This facies could be traced to a prodelta environment or to a deltaic front (see Homewood & Allen, 1981), but, in any case, to a relatively nearshore environment with shallow bathymetry and connected to a delta system. The thin tabular sand bodies would represent the fringes of a delta front. The idea of a shoreface may be ruled out because of the rareness of high energy indicators such as primary sedimentary structures, fossil tracks and grain size characteristics.

As far as the **sandstones with marl interbed facies** is concerned, the laminated sandstones at the base still show evidence of wave motion. The intercalations of marls and sandstones organized in thickening and coarsening upward sequences are indicative of proximity conditions accompanied obviously by reduced bathymetry caused by deltaic aggradation. It is not easy to define carefully the specific depositional environments. The global sedimentological characteristics could denote a progressive paleoenvironmental evolution from a submarine deltaic front up to a deltaic plain or at least to a "transition zone" (*sensu* Wescott & Ethridge, 1983). In these types of environments the delicate balance of sedimentation, subsidence and sea level changes can give rise to an extremely differentiated scenery which is more or less stable in the time (Ricci Lucchi et al., 1981). The thickest sandstone beds are seldom bioturbated, and it should be pointed out in a speculative way that this may reflect either a continuous physical reworking of the sediments, which the scarcity of current marks makes improbable, or unfavourable biotic conditions (Eh, pH, or salinity), or, more probably, higher rates of sedimentation. In this area a coastal shifting could have taken place as it is indicated by the sandstone beds with erosional base, clay chips and small pebbles, and by the prograding of sand bodies sedimentologically characterized by slight coarsening upward, i. e. mouth bars, lagoonal barriers, etc.

Lastly, in the upper beds the association with lignites suggests a deposition in shallow water or in semiemergent conditions (lakes, marshes and ponds of coastal plain). Generally, lignites all deposit in restricted nearshore brackish basins (Plint, 1983) where material can accumulate while a dense vegetation develops.

Sandstones, conglomeratic sandstones and sandstones with gravel facies

The **sandy facies** and the **conglomeratic sandstone facies** are extremely limited (Prati Grandi, Mt. Calvario, Mt. Quarin, hill 242 of Mt. Quarin).

The former (**sandy facies**) consists of medium to coarse sandstone beds up to 120 cm thick, with a high sand/mud ratio. The sandstones are generally structureless, except for the normal graded bedding. Near to Gorizia and Nova Gorica, sequences of strata of the sandy facies show pinch outs; the most frequent structures are gradation, cross planar stratification and perhaps festoons.

The latter (**conglomeratic and microconglomeratic sandstones facies**) consists of subangular to subrounded cherty and calcareous clasts, from 2 to 10 mm. The thickness of the beds is around 30–50 cm, the hardness is variable in relation to the different proportions of sandy matrix and of calcareous cement. Gradation, crude lamination and minor pebble imbrication are occasionally seen in the conglomeratic sandstones. Thin levels of pebbles of larger size, nummulites and, exceptionally, reworked and broken macrofossils are confined to the bottom of some beds (coquinoid graded beds are present near Case Peressin).

In both facies the base of the beds is flat or concave.

The **gravelly sandy facies** outcrops in the Bosco di Plessiva, Mt. Quarin, at altitude 240, Subida, the Croce hills, between Valleris and Uclanzi, Rožna dolina and Okroglica (Pavlovic, 1963). It consists of gravel and pebble beds, mostly matrix supported (with pelitic – sandy matrix) and subordinately clast supported. In this last case the poor sorting and the random distribution of the clasts give a misleading appearance of a matrix supported conglomerate. These conglomerates are disorganized and not stratified. The clasts, generally well rounded, have size ranging from 0.5 to 3–4 cm up to a maximum of 20 cm. They are of various origins: chert (largely

predominating), several calcareous lithotypes (Volče limestone), marly limestones and sandstones. It is not possible to make accurate observations about the geometry of the beds, but it is our impression that the tabular unchannelized deposits prevail.

Discussion and interpretation

The depositional history of these sediments denotes increasing fluviatile influence and indicates an interaction of marine and fluvial processes, initially with the prevalence of the former. We are not yet in possession of sufficient data to suggest any other hypotheses about the **sandy** and **conglomeratic sandstones** facies. Clifton (1973) interpreted similar conglomeratic sandstones and fossiliferous sandstones with horizontal stratification as shoreface and foreshore deposits. In the area examined, the conglomeratic sandstones are segregated from the sandstones in which they are interbedded; lateral transitions between the two lithotypes were never observed. These characteristics, according to Clifton, indicate a "wave worked gravels as opposed to fluvial gravels which are lenticular and not well segregated into discrete laminae".

The presence of disorganized conglomerate (**gravelly – sandy facies**) with abundant pelitic matrix may be related to transport mechanisms of debris flow even though they are not characterized by a high flow competence. The unusually high sphericity of the cherty clasts suggests their strong fluvial reworking. The probable tabular shape of the gravel beds would also suggest reworking caused by wave motion, albeit quite moderate. The chert is derived from limestones with chert nodules and sheets of Malm, Early Cretaceous and Late Cretaceous (Soča Valley). This facies, on the basis of the existing models, could be referred to as a "non channelized deltaic plain environment" (Ricci Lucchi et al., 1981).

Paleogeographic Evolution

In accordance with what has already been said, it is possible to infer that the clastic deposits of the Goriška Brda represent a wide range of environments that successively embrace: (i) relatively deep sea conditions of lower slope and/or border of basin (megabeds and lower calcareous-marly-arenaceous facies and upper calcareous-marly-arenaceous facies p. p.), (ii) mixed siliciclastic and carbonate external and internal platform (upper calcareous-marly-arenaceous facies p. p. and marly facies), (iii) deltaic front (marls with sandstone interbed facies, sandstones with marl interbed facies) and (iv) deltaic plain (sandstones, conglomeratic sandstones and sandstones with gravel facies).

Regarding the deep sea facies we suppose (see also Pirini et al., 1986) that there was a "ridge" originated by tectonical structures already existing at the time of the sedimentation of the Flysch of Kožbana. This morphostructural element was placed transversally and partially laterally with respect to the NW-SE basin axis of the Friuli flysch and separated the turbiditic deposits (Kožbana beds) from the non visible deposits of a carbonate platform subsequently covered by terrigenous sediments (upper Medana beds and Flysch of Cormons). We think that this could explain the turbiditic facies zonation in Friuli and Goriška Brda with the decrease of the coarsest lithofacies from NW to SE, the difficulties of wide scale correlations of the megabeds and some lateral facies association changes in the Goriška Brda region.⁶

⁶ The lateral facies variation, from turbidites and megabeds in the west to thin marl with sandstone interbeddings in the east, in the lower calcareous-marly-arenaceous facies stated previously.

Inside the upper calcareous-marly-arenaceous facies the deposits show important tectonical disturbances. Here (between Pojanis and Kojsko) there are overthrusts and faults (Amato et al., 1976; Placer, 1981) which also display the NW-SE direction. With reference to the overthrusts of southwestern Slovenia, Placer (1981) gives the distances and displacement directions of the main structural units (the Trnovo nappe, for example, which affects also the Goriška Brda, was driven for 29 km in the area of Trnovo forest).⁷ We are not able to express an opinion on this remarkable thrust length but we would stress the importance of the fact that above the Thanetian Kožbana megabeds there is no sign of the thick Cuisian sequence (over 1000 m thick) with turbidites and megabeds found in Friuli in the whole sector north of the line Faedis-Cividale.

The supposed presence of the overthrusts, together with the fact that the greatest shortening in the entire area took place between Mt. Sabotino and Gorizia, makes it very difficult to locate the position of the ridge (which we have postulated) and complicates all the problems connected with the turbiditic and non-turbiditic deposits.

At present we only have fragmentary knowledge concerning the zone of transition between the northern area, where the older deposits (turbidites and megabeds) are to be found, and the southern area where a "relatively" shallow water clastic terrigenous regime was established during the Early Eocene.

To return to the paleogeographic evolution, the deposition of the Flysch of Medana (upper part) and of the Flysch of Cormons (lower part) was affected by subsidence, which probably had its origin in the load which caused a general uplift of the northern areas, the main source region of the siliciclastic materials. The uplift gave rise to a sedimentary cycle from the Late Cuisian to the Early Lutetian (mainly regressive) which is well documented, mostly by the study of the marls with sandstone interbed facies and sandstones with marl interbed facies.

Before and during the regressive phase, small transgression-regression fluctuations, due to oscillatory basin subsidence, are probably present (marly facies). The fossiliferous pebbly marl subfacies (inside the marly facies), in fact, records a marine transgression. As the shoreface equivalent of the marly facies (which instead belongs to the external platform) has not been found, we would postulate an offshore shift of a pebbly beach: the waves reworked near the coast fluvial deposits from an alluvial delta, building up pebble-sand mixed beaches. A probable pre-indication on this shifting is given by very thin monotonous rhythmic intercalations of sandstones and marls in the marly facies. These last ones could represent either lower shoreface deposits (Bourgeois, 1980) or prodelta deposits (Sarntheim & Walger, 1973; Cason et al., 1980; Ricci Lucchiet al., 1981).

The marls with sandstone interbed facies is also indicative of a calm water environment, interrupted by phases of weak wave winnowing. The seabottom on the whole does not seem to have been strongly agitated even when the bathymetry is very low; this could be connected to waves of extremely limited fetch.⁸

The monotonous sequence of thin sandstone and marl beds, in shallow sea conditions, indicates a phase of steady equilibrium between subsidence and deposition.

⁷ There is not a great deal of field evidence (in the southern Goriška Brda) of the second, more southern, thrust plane proposed by Placer. In the Ruttars area there is, however, an important disturbance; in Cà delle Vallade there is an other fault (probably inverse).

⁸ The only exception is represented by the ripple and wavy laminated calcareous subgraywackes, ascribed to storm waves, found approximately in the middle of the marly facies sequence.

Afterwards, with the sandstones with marl interbed facies, sedimentation overcomes the effect of subsidence, causing a decrease in the bathymetry almost to the point of emersion. The moderate action of synsedimentary tectonics during the building up of the delta front (that corresponds with the sandy-marl and marly-sandstone facies deposition) allows us to attribute little importance to this factor in our estimation of the sedimentation rate. Considering a thickness of 500m and a time interval that could range from 2 to 4 MY a value of 10–20cm/1000 yr is obtained; this could indicate a moderate or not too high amount of material input. Even if a regressive phase is generally not very preservative, breaks in the sedimentation have not yet been observed.

There are no substantial differences between the microfaunas of the examined sequences and they do not therefore offer clear elements with which to define the association zones.

On the one hand this suggests the hypothesis that the building of the delta happened in a relatively short period, and on the other hand would confirm an assumption of Wescott and Ethridge (1980), but with regard to fan deltas. According to these authors, the biostratigraphic criteria are inadequate for the differentiation of the fan delta paleoenvironments.

In the upper part of the stratigraphic sequence the sandstones and conglomeratic sandstones facies are connected to a generic delta plain environment; the limited areal extent of the outcrops and the lack of other data prevent, for the present, the recognition of specific subenvironments. The characteristics of the gravelly sandy outcrops, as said before, seem to show a moderate energy fluvial system with not very high solid discharge (small river with low longitudinal gradient and/or with moderate flow competence?).

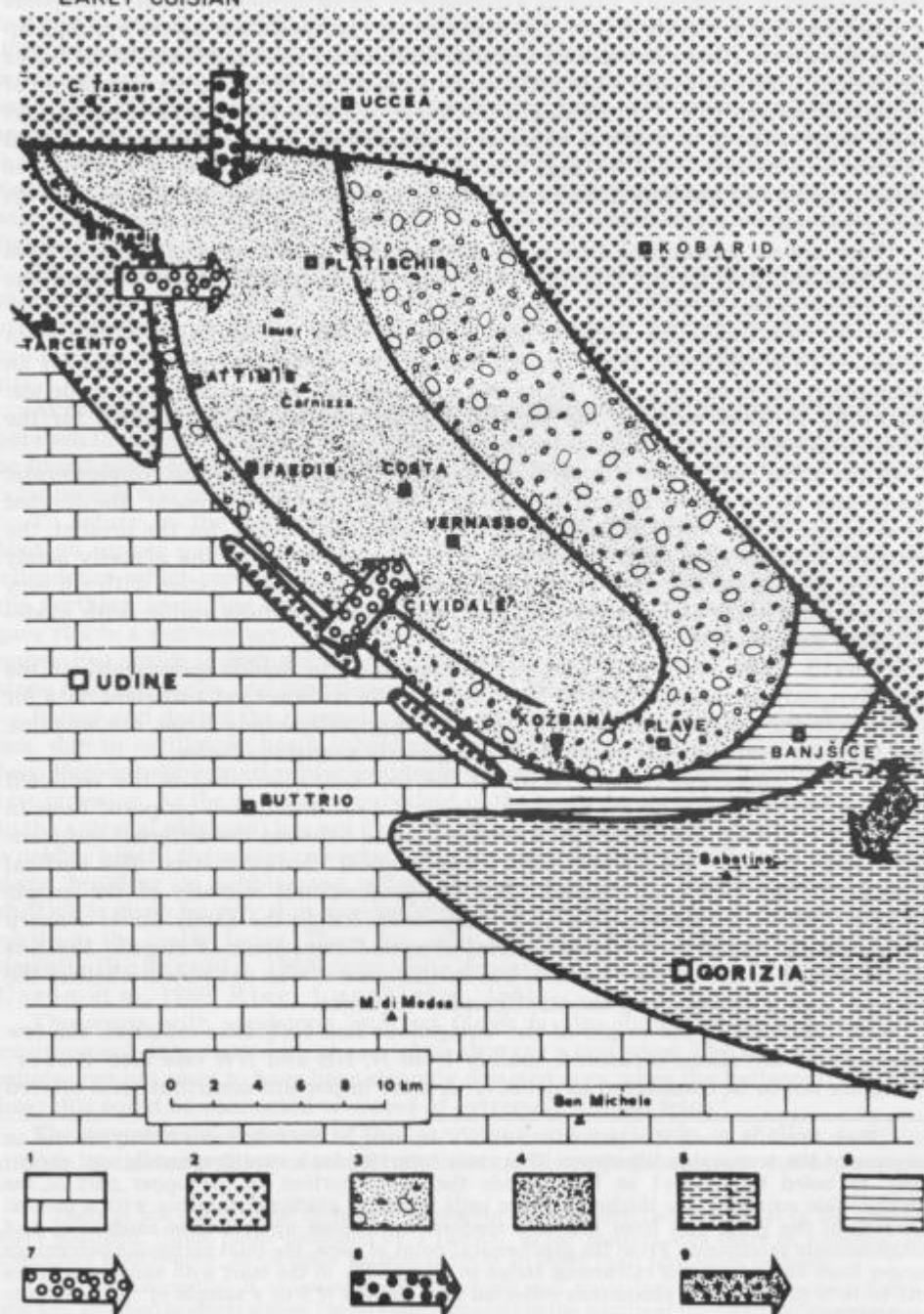
Cousin (1981) reports the presence of Biarritzian in Subida (presumably in the gravelly-sandy facies) and near to Nova Gorica. We have not yet sufficient data for dating both the conglomeratic sandstones and the gravelly-sandy facies, but we think that they are nearly coeval to the underlying marly sandstone facies.

An other important control factor of the sedimentation, that is the sediment dispersal, further supports the paleoenvironmental reconstruction proposed here. In fact there is strong evidence of an interdependence between the different sedimentary facies and the geochemical and mineralogical characteristics. The vertical decrease in the carbonate content (and the proportional increase of the quartz content) follows the depositional suite very well⁹. Inside the sandy facies a sharp increase of the kaolinite, a typical mineral of some fluvial areas (Flügel, 1981), is also observed in the clayey fraction, but in this case it was not noted whether the increase is progressive along the stratigraphic sequence.

With reference to the origin of the terrigenous non turbiditic material, the few paleocurrent directions measured, mainly from N, NE and NW (see also Buser, 1973), are not to be considered as decisive. A more important contribution is offered

⁹ From north to south it is possible to note a decrease of the calcareous lithotypes and an increase of the arenaceous lithotypes. This ratio coincides both stratigraphically and chemically, as noted by Comel in 1927. Inside the sandy portion, in the upper part of the stratigraphic sequence, the thickness of the beds increases gradually together with a general increase of the grain size from fine and medium sandstones up to coarse sandstones and conglomeratic sandstones. From the geochemical point of view, the total carbonate percentage ranges from 80–90% in the calcareous facies to about 50% in the marl with sandstone facies and to 10% in the coarse sandstones collected near Subida (0.5 in a sample of conglomeratic sandstone).

EARLY CUISIAN



LATE CUISIAN - EARLY LUTETIAN

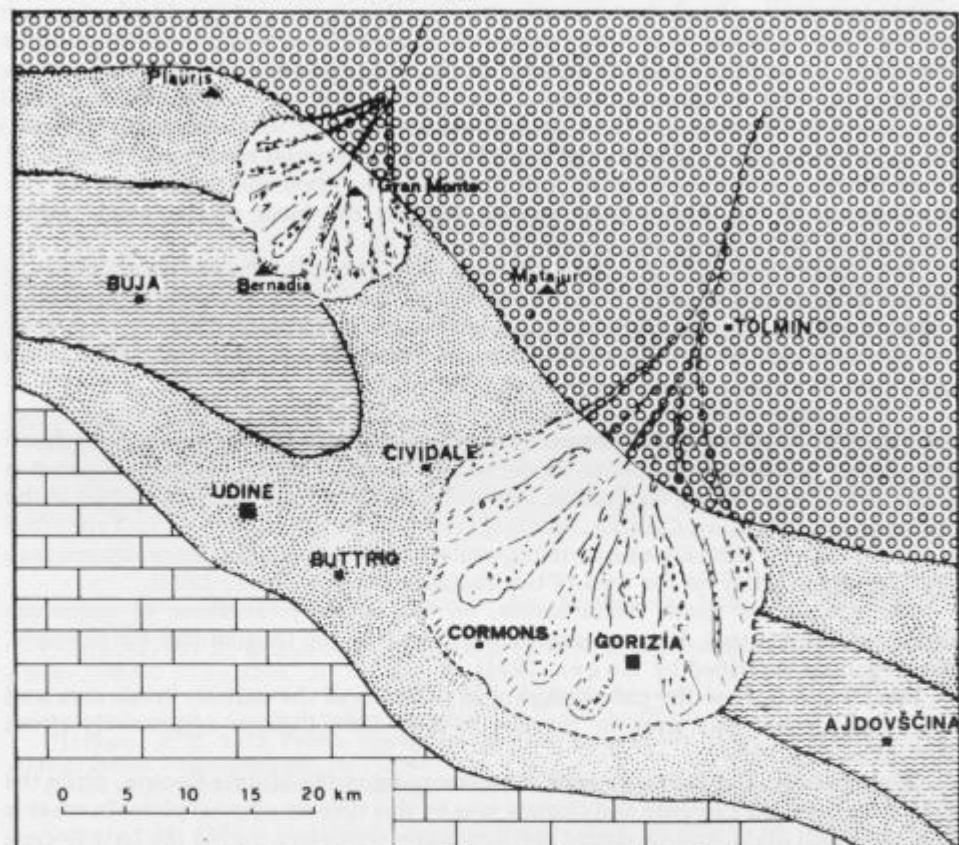


Fig. 9. Orientative paleogeographic scheme of the Late Cuisian - Early Lutetian (sources: Buser, 1973; Cousin, 1981; Drobne, 1977; Engel, 1974; Orehek, 1972; Pavlovec, 1963)

1. Areas emerging or already emerged, 2. Submarine areas directly influenced by deltaic systems, 3. Shallow areas affected by clastic inputs, 4. Relatively deeper areas characterized by calcareous turbidites (megabeds) and sometimes by siliciclastic turbidites, 5. Carbonate platform, locally emerged

Fig. 8. Early Cuisian paleogeography

1. Carbonate platform, 2. Area emerging or already emerged, 3. Lower slope, 4. Basin filled with turbidites and chaotic facies, 5. Platform characterized by clastic input, 6. Postulated position of the submerged ridge, 7. "Friulan" inputs, 8. "Prealpine" and "Carnic" inputs, 9. Probable northeastern deltaic inputs

by the geochemical and sedimentological data of marls with sandstone interbed and sandstones with marl interbed facies and by the distribution of conglomerates over the area. The decrease of the total carbonate content from N-NE to S-SW and the processing of sedimentological parameters in order to get information about the intensity and the variability of the energy levels allow us to assume a northern provenance of the materials (from the uplifted area), rather than a northwestern one. We cannot definitively exclude the hypothesis that the usual northwestern input of Friuli flyschoid turbiditic deposits influenced, in this period and in this area too, the development of the depositional system, but, on the basis of the whole facies distribution, this is practically impossible to back up.

The distribution of the upper facies is asymmetrical; the conglomerates are thicker to the west (Cormons, Rosazzo and Noax)¹⁰ while the sandstones outcrop most widely in the area around Gorizia. This could be connected to the system morphology and geometry and also to the erosive processes which occurred later on; coarse facies in fact are moderately well developed near Nova Gorica.

The last depositional environment here described corresponds to the conventional picture of those deltas, characterized by non coarse sedimentation, most of which are placed near narrow coastal plains bordered by young mountains. On this subject it is worth noting that, during the Eocene, similar fluvio-deltaic systems were active in the Tarcento area (Frattins, Cesaris, Monteaperta) and perhaps in the Pivka Valley (see also Pavlovec, 1963; Orehek, 1972), while in the Oligocene they were also active in the Tremugna Valley on the west of the Tagliamento R. (Sarti, 1979).

The Ajdovščina flysch basin shows, on the contrary, evidence of sediments deposited in relatively deep sea environments during the Cuisian (see for example, the megabeds described by Engel, 1974).

Figs. 8 and 9 show the paleogeographic situation of the eastern Friuli area and southwestern Slovenia area in the Early¹¹ and Late Cuisian respectively (from Pirini et al., 1986).

In conclusion, the Julian Prealps were emerging in the Middle Eocene, while the hilly strip between Tarcento and Gorizia was by this time an alluvial plain. In what is now the Friuli plain, marine clastic sedimentation took place during the Late Eocene and continued to the Oligocene. In fact, southwest of the Udine-Buttrio line a new basin with flyschoid deposition grew, as can be deduced from the stratigraphy of the AGIP well Terenzano 1 and from the seismic lines published in Amato et al. (1976). This basin was rapidly deepening since the Lutetian.

With regard to this matter, in the Late Cuisian and Early Lutetian the characteristic carbonate platform facies in southwest Slovenia and Istria shifted southwards; the same occurred to the flysch basin of Central Istria (Drobne, 1977; Magdalenic, 1972).

Acknowledgements

We wish to thank Prof. Mario Pleničar and Dr. Katica Drobne who supervised this paper, and Prof. Rajko Pavlovec for his help and suggestions. A particular thank to Prof. Stanko Buser for providing us precious biostratigraphic data and for his help.

¹⁰ We think that also the flyschoid deposits of the Rocca Bernarda hills (Martinis, 1955; Castellarin & Zucchi, 1963) a few km northwestward are related to the same fluvio-deltaic environment.

¹¹ Fig. 8 illustrates the hypothesis that in the area between Kožbana and Plave the deposition of turbidites and other coarse sediments continued during the Cuisian.

We thank also Prof. Francesco Massari (Università di Padova) for the criticisms of the early draft of this paper and Drs. Sergio Nardon and Sandro Venturini (Agip, Milano) for their valuable discussions about several problems. This research was supported by financial funds of M. P. I. "Litosfera Carso" (Director C. Pirini Radrizzani) and M. P. I. "Evoluzione della Tetide - Flysch del Friuli orientale" (Director G. Catani).

Literature

- Amato, A., Barnaba, P. F., Finetti, I., Groppi, G., Martinis, B. & Muzzin, A. 1976, Geodynamic outline and seismicity of Friuli-Venetia Julia Region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 72, 217-256, Trieste.
- Bourgeois, J. 1980, A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. *J. Sediment. Petrol.*, 50, 681-702.
- Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Buser, S. 1973, Tolmač lista Gorica, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, 50 pp., Beograd.
- Buser, S. & Pavšič, J. 1978, Pomikanje krednega in paleogenskega flišnega bazena v zahodni Sloveniji. *Zborn. radova 9. Jugosl. geol. kongr.*, 74-81.
- Carobene, L. 1984, Morfologia, geologia ed evoluzione neotettonica dei rilievi collinari di Buttrio-Dolegna del Collio (Friuli orientale). *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, 7, 17-35.
- Cason, C., Grandesso, P., Massari, F. & Stefani, C. 1980, Depositi deltizi nella molassa Cattiano - Burdigaliana del Bellunese (Alpi Meridionali). *Mem. Ist. Geol. Min.*, 34, 325-354, Padova.
- Castellarin, A. & Zucchi, M. L. 1963, Ricerche geologiche nell'Eocene di Rosazzo e Noax (Udine). *Giorn. Geol.*, 30, 199-213, Bologna.
- Cimerman, F., Pavlovec, R., Pavšič, J. & Todesco, L. 1974, Biostratigrafija paleogenskih plasti v Goriških brdih. *Geologija*, 17, 7-130, Ljubljana.
- Clifton, H. E. 1973, Pebble segregation and bed lenticularity in wave - worked versus alluvial gravel. *Sedimentology*, 20, 173-187.
- Comel, A. 1927, I terreni del Collio. *Studi Goriziani*, vol. V. 120-144, 1 carta geologica 1:75 000, Gorizia.
- Cousin, M. 1981, Les rapports Alpes-Dinarides dans les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. géologique du Nord*, publication n. 5, vol. I, vol. II. Villeneuve d'Ascq.
- Drobne, K. 1977, Alvéolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Mémoires. suisses. Paleontol.*, 99, 3-174, Basel.
- Drobne, K. 1979, Paleocene and Eocene beds in Slovenia and Istria. 16th European micropaleontological colloquium, 49-63, Ljubljana.
- Engel, W. 1974, Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovščina. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 16, 1-65.
- Flügel, E. 1981, Microfazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. 454 S., 33 Taf., 68 Abb., 57 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- Homewood, P. & Allen, P. 1981, Wave, tide and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 12, 2534-2545.
- Kuščer, D., Krošl-Kuščer, N. & Skaberne, D. 1976, Olistostrome v flišu pri Anhovem (zahodna Slovenija). 8. Jugosl. geol. kongres, Bled, 1-5 Oktober 1974.
- Magdalenic, Z. 1972, Sedimentologija fliških naslaga srednje Istre. *Acta geologica VII/2*, 71-100, Tab. 1-9, Zagreb.
- Marinoni, G. 1881-1886, Sui minerali del Friuli e sulle industrie relative. *Ann. Statist. Prov. Udine*, anno III, 82-197, 4 tab., anno IV, 19-84, Udine.
- Martinis, B. 1955, Rilievo geologico di dettaglio dei colli di Rocca Bernarda (Udine). *Atti I. conv. Nat. Friul.*, 403-438, Udine.
- Martinis, B. 1962, Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il fiume Judrio ed il fiume Timavo (Friuli orientale). *Riv. It. Pal. e Strat. Mem.* VIII, 1-244, Milano.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. 1972, Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 11, 161-199.

- Nardon, S. 1982, Ipotesi di ricostruzione paleogeografica dell'area compresa tra il f. Judrio e il f. Isonzo. Tesi inedita. Università di Trieste.
- Orehek, S. 1972, Eocenski fliš Pivške Kotline in Brkinov. VII Kongres geologa SFRJ, Predavanja II, 253–270, Zagreb.
- Pavlovac, R. 1963, Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. Razprave SAZU, IV, 7, 419–556, Ljubljana.
- Pavlovac, R. 1969, Istrske numulitine s posebnim ozirom na filogenezo in paleoekologijo. Razprave SAZU, IV, raz. 12, 153–206, tab. 1–13, Ljubljana.
- Pavšič, J. 1977, Nanoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Goriškem. Geologija, 20, 33–64, Ljubljana.
- Pavšič, J. 1979, Zgornjekredni in paleocenski apneni nanoplankton v Posočju. Geologija 22/2, 225–276, Ljubljana.
- Pavšič, J. 1985, Nanoplanktonska stratigrafija krednega in paleocenskega fliša v okolici Breginja. Razp. IV, Raz. SAZU, 26, 231–246, Ljubljana.
- Piccoli, G. & Proto Decima, F. 1969, Ricerche biostratigrafiche sui depositi flyschoidi della regione adriatica settentrionale e orientale. Mem. Ist. Geol. Min. 27, 1–23, tav. 1–3, Padova.
- Pirini Radrizzani, C., Tunis, G. & Venturini, S. 1986, Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sudoccidentale dell'anticlinale M. Mia–M. Mataiur (Prealpi Giulie). Riv. It. Pal. Strat., 92, 3, 327–382, Milano.
- Placer, L. 1981, Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologija, 24/1, 27–60, Ljubljana.
- Plint, A. G. 1983, Facies environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene Bracklesham Formation of the Hampshire Basin: evidence for global sea-level changes? Sedimentology, 30, 625–653.
- Ricci Lucchi, F., Colella, A., Ori, G. G. & Oglioni, F. 1981, Pliocene fan deltas of the Intra-Appenninic Basin. Bologna IAS 2nd European Regional Meeting, Excursion Guidebook, 79–162.
- Sarntheim, M. & Walger, E. 1973, Classification of modern marl sediments on the Persian Gulf by factor analysis. In: PURSER B. H. (ed.): The Persian Gulf, 81–97, New York (Springer).
- Sarti, M. 1980, Il Paleogene della Val Tremugna (Prealpi Carniche) Boll. Soc. Geol. Ital., 98, 87–108, Roma.
- Seguret, M., Labaume, P. & Madariaga, R. 1984, Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the south pyrenean basin (Spain). Mar. Geol., 55, 117–131.
- Seilacher, A. 1967, Bathymetry of trace fossils. Mar. Geol. 5, 413–428.
- Skaberne, D. 1987, The Paleocene megaturbidites – Anhovo. Guidebook of Excursions, International Symposium on the "Evolution of the karstic carbonate platform", 5th and 6th June 1987 E. Friuli, Karst of Gorizia and of W. Slovenia, 37–45.
- Sribar, L. 1965, Meja med krednimi in terciarnimi skladi v Goriških Brdih. Geologija, 8, 121–129, Ljubljana.
- Taramelli, T. 1870, Sulla formazione eocenica del Friuli. Atti Acc. vd. ser. 2^o, vol. I, 25–65, Udine.
- Tunis, G. 1976, Analisi di facies del flysch del Friuli orientale a S. E. del torrente Chiarò di Torreano. Tesi inedita. Università di Trieste.
- Tunis, G. & Venturini, S. 1984, Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano – paleocenico del Friuli orientale – Gortania, 6, 5–58 Udine.
- Tunis, G. & Venturini, S. 1985, Flysch of Eastern Friuli: a preliminary approach to paleoenvironmental reconstruction. Rud. Met. Zbornik, 32, 1–2, 3–9.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. & Thompson, S. 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration (Ed. by C. E. Payton). Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa, 26, 83–87.
- Venzo, G. A. & Brambati, A. 1969, Prime osservazioni sedimentologiche sul flysch friulano. St. Trent. Sc. Nat. Sez. A., vol. 46, n. 1, 3–10, Trento.
- Wescott, W. A. & Ethridge, F. G. 1980, Fan-delta sedimentology and tectonic setting – Yallahs Fan Delta, southeast Jamaica. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 64, 374–399.
- Wescott, W. A. & Ethridge, F. G. 1983, Eocene fan delta – submarine fan deposition in the Wag Water Through, east central Jamaica. Sedimentology, 30, 235–247.

UDK 552.43:549.086(497.12)=863

Granatov peridotit na Pohorju

Garnet peridotite from the Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Južno obrobje polimetamorfnega pohorskega masiva omejuje periadriatski lineament. Ob njem je nad Slovensko Bistrico večje peridotitno telo, dolgo 5 km in široko do 1 km. Sestavljata ga predvsem serpentinizirani dunit in harzburgit z redkimi manjšimi lečami granatovega peridotita. Zelo redki sveži in do 6 cm veliki kristali žilnega klinopiroksena kažejo zapletene strukture razmešanja z olivinom in granatom. V ultramafitnem telesu so razširjene paralelno foliaciji leče in pole kianitovega eklogita.

Skupno pojavljanje granatovega peridotita s kianitovim eklogitom kaže na enake razmere njune kristalizacije v visokem granulitnem ali že eklogitnem faciesu. V orogenskem premikanju so bile te kamenine ob globokem prelomu dvignjene v skorjo in na Zemljino površino. Pri tem so bile podvržene različnim stopnjam retrogradne metamorfoze. V tem delu so opisani ultramafični kameninski različki.

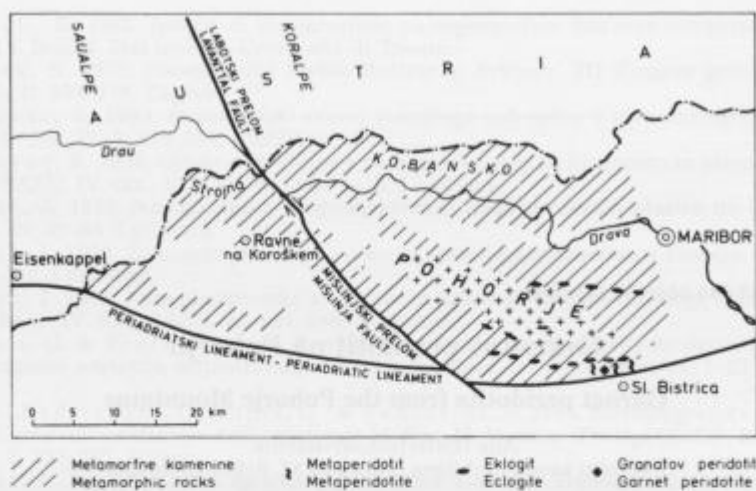
Abstract

The Pohorje Mountains form a polymetamorphic horst, situated along the Periadriatic lineament. North of Slovenska Bistrica a peridotite body measuring 5 by 1 km extends in the general E-W tectonic trend of the area. It consists mainly of dunite and harzburgite, with some small garnet-bearing peridotite lenses included too. Vein-forming clinopyroxene crystals up to 6 cm in size, though uncommon, show complex unmixing textures with olivine and garnet. The peridotite body is abundantly interlayered with streaks and lenses of kyanite eclogite.

The relation of garnet peridotite to other mentioned rocks points out their common crystallisation under high granulite and/or eclogite facies conditions. The rocks were tectonically emplaced into their present crustal environment and subjected to retrogressive metamorphism of different degrees. The representative ultramafic rock types are petrographically described.

Uvod

Nad Slovensko Bistrico, na obrobju pohorskega polimetamorfnega masiva, je v smeri E-W večje peridotitno telo, dolgo 5 km, široko pa od 200 m do 1000 m. Na jugu ga omejuje prelom, ob katerem je masiv odrezan in dvignjen (sl. 1). Gre za podaljšek periadriatskega lineamenta, ki na tem območju ločuje obe veliki tektonski enoti: Vzhodne Alpe in Dinaride. V profilu je pod peridotitnim telesom protasti biotitni

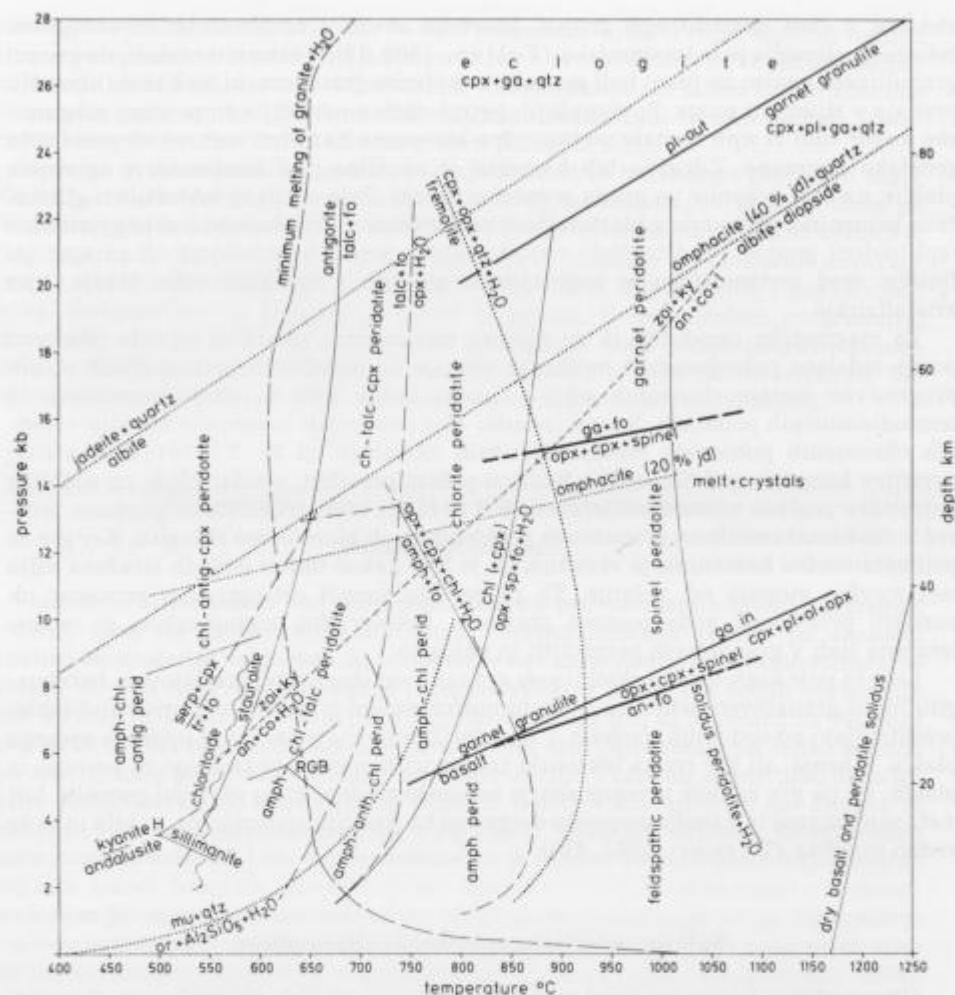


Sl. 1. Shematsko nakazana razširjenost metamorfnih kamenin Vzhodnih Alp v Sloveniji. Osrednji del Pohorja sestavlja tonaliti (+). Nakazana so nahajališča metaperidotita, eklogita in granatovega peridotita

Fig. 1. Schematic map of the distribution of the Eastern Alps metamorphic rocks in North Slovenia. The Pohorje Mts. central part is built of tonalite (+). Occurrences of the metaperidotite body with related lenses and streaks of eclogite and garnet peridotite are indicated

gnajs z almandinom, s številnimi vključki marmorja in amfibolita, v njegovi krovni ni pa so plasti amfibolitiziranega eklogita, debele do 1000 m. Raztrgane leče eklogita so vgnete tudi v plasti delno rekristaliziranega almandinovega muskovitnega blestnika z blastomilonitno strukturo. Na vsem območju so številne konkordantne in prečne, večinoma folirane pole belega pegmatoidnega (aplitoidnega) gnajsa (tabla 1, sl. 1 in 2) (Hinterlechner-Ravnik, 1971).

Peridotitno telo ni enotno; prevladujeta antigoritizirana dunit in harzburgit. Zelo razširjen je tudi amfibolitiziran kianitov eklogit, ki sestavlja približno tretjino površine peridotitnega območja. Ponekod na območju ultramafitnega telesa ima obliko pol. Največja doseže dolžino 1000 m in širino do 200 m. Zaradi menjave različnih kamenin je ponekod zelo dobro vidna subvertikalna foliacija, ki preide v položnejšo šele v amfibolitiziranem eklogitu v krovni ni peridotitnega telesa. Ob podrobnem petrografskem kartiranju v zadnjih letih smo na tem močno poraščenem in zazidanem območju našli tudi manjše leče aluminoznih metaperidotitnih različkov, velikih od nekaj metrov do 100 metrov. Predstavljajo le nekaj prostorninskih odstotkov celotnega ultramafitnega telesa. Najpomembnejši so granatov peridotit in lečasto raztrgane žile klinopiroksenita. Njihov klinopiroksen ima komplicirano strukturo razmešanja, v kateri sta tudi drobni granat in olivin. V aluminozne metaperidotitne različke je bila vtisnjena različna stopnja retrogradne metamorfoze z značilnimi minerali, kot so klinoklor, pargazitni amfibol, modri spinel, tremolit ob olivinu in bytownit-anortit. Končna faza retrogradnih sprememb obsega popolno serpentinizacijo, kloritizacijo, magnezitizacijo in zelo redko silifikacijo prvotnih ultramafitnih kamenin.



Sl. 2. Po različnih virih zbrani podatki eksperimentalne petrologije, ki se nanašajo predvsem na fazna razmerja v hidratiziranem in suhem peridotitu (Jenkins, 1981) ter eklogitu (Ringwood, 1975), skupaj z nekaterimi drugimi, v raziskanih vzorcih opazovanimi metamorfnimi spremembami (po Boettcher, 1970, Turner, 1981, Holdaway, 1971 (H), Richardson et al., 1969 (RGB)).

Fig. 2. Selected experimentally determined equilibria in petrology, from many sources, especially concerning the phase relations of dry and hydrated peridotite (Jenkins, 1981), of eclogite (Ringwood, 1975), and some other pertinent metamorphic reactions (after Boettcher 1970, Turner, 1981, Holdaway, 1971 (H), Richardson et al., 1969 (RGB)).

Zaporedje pohorskih metamorfnih kamenin je prvi podal Teller na geološki karti Pragersko in Slovenska Bistrica 1:75 000 (Teller & Dreger, 1892) in v tolmachu k njej (Teller, 1899). Serpentin nad Slovensko Bistrico opisuje kot olivino kamenino, ki je povsem serpentinizirana. Germovšek (1954) je določil kot izhodno kamenino tudi harzburgit. Na Tellerjevi karti leži serpentin v granulitnem gnajsu. Na karti prikazani serpentinčni leči predstavljata po Tellerju samostojen

element v coni granulitnega gnajsa, katerega zveza z amfibolitom in eklogitom celotnega območja je le topografska (Teller, 1899, 29). V tolmaču razloži, da gre pri granulitnem gnajsu za pravi beli granulit z drobnim granatom, ki na širšem območju prehaja v sljudnati gnajs. Po današnjih petroloških modelih pa so prvotne magmatske kakor tudi iz njih nastale metamorfne kamenine bazaltne sestave ob peridotitu genetsko povezane. Združba teh kamenin je značilna pod kontinenti v zgornjem plašču; na dnu oceanov pa grade oceansko skorjo. Bele skrilave kremenovo-glinceve kamenine, večinoma z blastomilonitno strukturo, označujemo kot pegmatoidne (aplitoidne) gnajse. Predstavljajo najlažje taljive snovi, ki nastajajo ob prisotnosti fluidov med metamorfozo in migrirajo iz globljih v nekoliko višje nivoje, kjer kristalizirajo.

Za magmatske peridotite in za njihove metamorfne produkte so bile relativno pozno izdelane petrogenetske mreže, ki temelje na podrobnih petrografskih opisih progresivno metamorfoziranih serij v naravi kakor tudi na eksperimentalnih in termodinamičnih podatkih. S temi izsledki smo primerjali mineralne združbe v redkih ohranjenih pohorskih metaperidotitnih vključkih (sl.2). Tellerjeva (1899) uvrstitev kamenin nad Slovensko Bistrico je bila pravilna, vendar glede na sodobne petrološke poglede ni značilno izražena s Tellerjevim granulitnim gnajsom, temveč z visokometamornim granatovim peridotitom ob kianitovem eklogitu. Ker gre za polimetamorfne kamenine, je verjetno, da je bila nekoč tudi v gnajsih izražena višja metamorfna stopnja od sedanje. Ta pa je bila zaradi retrogradnih procesov ob ponovni prisotnosti vode povsem zbrisana. Retrogradna metamorfoza je močno izražena tudi v granatovem peridotitu in eklogitu.

Leče in pole kianitovega eklogita ob granatovem lherzolitu, granatovem harzburgitu in/ali granatovem wherlitu (= metamorfoziranem granatovem peridotitu) lahko predstavljajo po sodobnih modelih o zgradbi Zemlje material, ki je prišel iz njenega plašča. Mnenja, ali gre res za tektonski transport kamenin, ki izhajajo že prvotno iz plašča, ali pa gre za dele prvotne skorje oceanskega dna, ki so globoko potonili, bili metamorfozirani in kasneje ponovno dvignjeni na Zemljino površje, pa so bila in so še vedno različna (Turner, 1981, 414).

Splošne petrološke značilnosti ultramafitov

Ultramafične kamenine predstavljajo kamenine plašča. Pri njihovem dviganju v skorjo se njihova mineralna sestava, tekstura in struktura, ter povprečna kemijska sestava lahko spremenita. Vendar je na nekaterih ultramafičnih različkih, predvsem na dunitu in harzburgitu, težko ločiti, ali gre za prvotne magmatske mineralne asociacije in strukture ali za metamorfne, ker so le-te enake. Zato je pomemben študij kameninskih različkov, v katerih spremembe lahko določimo. Prav tako je pomembna ugotovitev, ali je metaultramafit metamorfoziran istočasno s kameninami svoje okolice in je torej izofacialen, oziroma ne izpolnjuje tega pogoja in je alofacialen. Pri alofacialnih ultramafitih so razviti kontaktno metamorfni pojavi; vendar so le-ti zaradi rekristalizacije ob mlajših tektonskih premikih večinoma zabrisani. V tektonskem kontaktu je večina alpinotipnih peridotitov.

Na Pohorju, enako kot povsod na svetu, sta med ultramafičnimi magmatskimi kameninami najbolj razširjena dunit (olivin) in harzburgit (olivin + enstatit). Oba sta zaradi izrazite kristalizacije masivna. Minerala olivin in enstatit sta obstojna v zelo obsežnem metamornem polju in ne kažeta značilnih visoko metamornih sprememb.

Za študij metamorfnih ultramafitov so zato pomembni njihovi redki različki wehrilit (olivin + klinopiroksen), websterit (klinopiroksen + ortopiroksen) ter še redkejši klinopiroksenit (klinopiroksen) in ortopiroksenit (ortopiroksen), ki lahko kažejo značilne metamorfne spremembe. Ker so redki, najdemo redko tudi iz njih nastale metamorfne kamenine z značilnimi metamorfnimi paragenezami.

Glede na svojo mineralno sestavo vsebujeta dunit in harzburgit predvsem MgO, FeO, SiO₂, $\pm$ H₂O. Manjši primesi sta Fe₂O₃ in CrO₃, od katerih prvi znižuje, drugi pa zvišuje temperaturo metamorfnih sprememb. Drugi ultramafitni različki vsebujejo poleg tega tudi CaO in Al₂O₃, ki sta vgrajena v značilne metamorfne minerale (Evans, 1977). Značilni aluminozni minerali v suhih ultramafitih z naraščajočo stopnjo metamorfoze so plagioklaz, spinel in granat. V metamorfnih progresivnih kakor tudi retrogradnih razmerah in ob prisotnosti vode imajo poseben pomen kloriti, amfiboli, kot npr. pargaziti in tremoliti, spineli in serpentinov minerali. Vse te minerale najdemo tudi v pohorskih metamorfnih ultramafičnih različkih.

Petrografski opis različkov ultramafita na Pohorju

Harzburgit in dunit

V ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico prevladujeta masivni harzburgit in dunit. Oba sta močno serpentinizirana. Serpentinizacija poteka po zankasti strukturi ob izločanju magnetita, ki ponekod še nakazuje konture prvotnih mineralov (tabla 1, sl. 3 in 4). Prvotni olivin je presegel velikost 2 mm. Na večjih ohranjenih zrnih olivina tu in tam še opazujemo lamelarno strukturo, ki je posledica velikega tlaka na kristalizirano snov. Zlasti v osnovi med zrni piroksenov pa lahko sodimo – po zelo različni potemnitvi drobnih ostankov olivina v zankah serpentina, da je bil močno kataklaziran. V konvergentni svetlobi določeni kot optičnih osi olivina se približuje 90°, kar ustreza forsteritu z ok. 10 % fajalitove primesi. Ortopiroksen doseže pogosto velikost 1 cm, klinopiroksen pa je manjši. Ortopiroksen ima značilno rjavkasto barvo broncita. Broncit je po obodu večinoma spremenjen v lizardit. Ponekod se je v spremenjenem piroksenu izločil droben neprosojen prah, s katerim je tu in tam nakazana tudi lamelnost. Po literaturnih podatkih kaže prah na prvotni magmatski mineral, ki je bil metamorfoziran (Trommsdorf & Evans, 1974). Kristali piroksenov so razpotegnjeni, vendar večinoma niso obdani od ploskev prizme (110) ali pinakoida (100). Na obodu večjih kristalov ortopiroksena opazujemo bastit, pa tudi droben retrograden agregat skoraj brezbarvne tremolitne rogovače in proklorita. Prvotni magmatski ortopiroksen je moral glede na to vsebovati tudi primes Al₂O₃ (tabla 1, sl. 3). Večinoma manjši klinopiroksen je pogosto povsem nadomeščen z amfibolom ali s prokloritom (tabla 2, sl. 1). Tremolit je ponekod retrogradno spremenjen v agregat lojevca. Končna sprememba je popolna serpentinizacija in kloritizacija ultramafita. Z rentgensko analizo je kot serpentinov mineralni različek ugotovljen antigorit. Le redko je rekristaliziran v taki meri, da kaže skupaj z izločenim neprosojnim magnetitom skrilavo strukturo.

Olivin ob ortopiroksenu in klinopiroksenu z magnetitom je kamenina zgornjega amfibolitnega faciesa, ki približno ustreza sillimanitni coni. Ta mineralna asociacija sega v višje temperaturno območje do pogojev taljenja ultramafita (Evans, 1977, 400). Ob prisotnosti vode lahko izofacialno kristalizirata Na-Ca-Mg amfibol in Mg-klorit, ki predstavljata v raziskanem terenu retrogradna produkta v visokem amfibol-

litnem, verjetno celo granulitnem faciesu. Antigorit po olivinu, ki je splošno razvit, pa kaže na retrogradno stopnjo, ki ustreza v metapelitih že stavrolitovi izogradi (sl. 2). Le pri nekoliko višje metamorfnih razmerah je ponekod ob olivinu ohranjen lojavec. Popolna silifikacija in magnezitizacija je redko opazovan najmlajši in nizko metamorfn proces, vezan na metasomatozo (tabla 2, sl. 2).

Koronarne strukture v anortitnem peridotitu z gabroidno tendenco

Med manjšimi in redkimi vključki na preiskanem serpentinitnem območju so tudi anortit vsebujoči (ultra)mafični različki s koronami. Koronarne strukture so posledica nepopolne reakcije med dotikajočimi se minerali. Nudijo značilne podatke o spremenjenih P-T razmerah magmatskih in metamorfnih kamenin. Korone v pohorskem peridotitu z gabroidno tendenco so posledica suhe metamorfne subsolidus reakcije med olivinom in plagioklazom. V sestavi kamenine so olivin, klinopiroksen, plagioklaz in rjavkasti spinel. Pregledani vzorci niso homogeni, temveč so posamezni minerali nakopičeni. Rjavkasti spinel je lahko vključen v vse našete minerale. Povprečna velikost zrn je do 2 mm, le spinel meri do nekaj desetink mm, izjemoma 1 mm. Olivin pripada forsteritu s kotom optičnih osi $\sim 90^\circ$. Plagioklaz je zelo spremenjen, vendar je ponekod še vidno, da je bil dvojčičen in lamelaren v dveh sistemih. Drobní vključki z visokim reliefom v plagioklazu so verjetno spinelovi. V klinopiroksenu so izraženi dvojčični prerivi. Prvotni rjavkasti spinel je bolje ohranjen v olivinu in klinopiroksenu, vključen v plagioklazu pa je prešel v droben radialen agregat brezbarvnega amfibola, morda pargazita ali tremolita.

Med olivinom in klinopiroksenom ni prišlo do medsebojne reakcije; samo tu in tam je med obema lamela prvotnega ortopiroksena. Kjer pa se s kremenico nenasičeni olivin dotika plagioklaza, ki je s kremenico nasičen, je prišlo do medsebojne reakcije. Odraža se s koronarno strukturo (tabla 2, sl. 3), ki jo štejejo za metamorfno. V smeri od olivina proti plagioklazu opazujemo v pregledanih zbruskih naslednje venčasto zaporedje mineralov: ortopiroksen (enstatit) – zelenkasto moder spinel – moten simplektitni klinopiroksen. Oba piroksena sta žarkovita, pa tudi deskasta. Dolžina zrn je večinoma 0,5 mm. Redko doseže ortopiroksen celo preko 1 mm. Spinel je zelo droben. Proces nastanka korone je ponekod popoln in vijuga prek vsega zbruska. Na redkih večjih in izometričnih zrnih ortopiroksena smo določili optično pozitivni enstatit. Po prvotnem olivinu opazujemo lamelarno strukturo, ki kaže na velik tlak. Našli smo tudi psevdohilitne cone. Ta skupina kamenin ni bila močno retrogradno spremenjana.

Metamorfna koronarna struktura z obema piroksenoma in s spinelom predstavlja tipično suho reakcijo srednjega dela granulitnega faciesa (Ringwood, 1975, 22), a je možna tudi v terenih visokega amfibolitnega faciesa. Lahko nastane po prehodu (ultra)mafične magmatske intruzije v trdno stanje med njenim hlajenjem pri približno izobarnih razmerah ali pa pri stalni temperaturi in naraščajočem tlaku. Sprememba poteka vsaj pri temperaturi nad 700–1000 °C in pri tlaku 6–10 kbar (sl. 2). Koronarne metamorfne spremembe so značilne za terene kaledonske in večje starosti.

Koronarne strukture granulitnega faciesa v anortozitnih gabrih so ohranjene tudi v norveških kaledonidih. Tam je kristalizaciji koron s piroksenoma in spinelom sledila še kristalizacija višje metamorfne granatove korone s klinopiroksenom in ortopiroksenom druge generacije (Griffin, 1971). Z modernimi petrološkimi metodami so ugotovili, da je kristalizacija koron starejša od kristalizacije eklogitov, ki

predstavljajo v kaledonski orogenezi predelane še starejše granulite (Griffin et al., 1985).

Struktura opisane granulitne metamorfne reakcije je na Pohorju lepo ohranjena, kljub kasnejši močni splošni retrogradni metamorfozi. V še višje metamorfnih razmerah je kristaliziral ultramafit z granatom, ki ga po metamorfni stopnji lahko primerjamo z granatovo krono.

Leče granatovega peridotita in klinopiroksenita z granatom

Granatov peridotit sestavlja metrske do nekajdesetmetrske vključke v serpentiniziranem harzburgitu in dunitu. Megaskopsko izstopajo po reliefu zrna rahlo rožnatega granata od temne osnove serpentiniziranega olivina. Po olivinu opazujemo retrogradno napredovanje serpentinizacije ob izločanju magnetita. Zaradi tega procesa je osnovna barva kamenine črno zelena. Glede na rahlo pozitiven kot optičnih osi ustreza olivinova sestava forsteritu z ok. 10 % fajalita. Njegova zrna kažejo znake močne deformacije, že skoraj tečenja (tabla 2, sl. 4). V zbrusku so kristali granata brezbarvni. Po obliki so pogosto izrazito razpoteženi, tudi razvejani in obenem paralelni slabo izraženi foliaciji. Morda predstavljajo take oblike povsem rekristalizirano krono. Količina granata in njegova velikost sta različni. Nastopajo le posamezna zrna, lahko pa doseže njihova količina do 30 prostorninskih odstotkov. Velikost zrn je večinoma okrog 1–3 mm, posamezna dosežejo prek 1 cm. Struktura posameznih porfiroblastov pod mikroskopom ni enotna, temveč zlasti v zunanem delu izrazito granularna (tabla 3, sl. 1).

Granatova zrna so večinoma vsaj rahlo spremenjena. Zato opazujemo megaskopsko na obodu granata živo zelenkast obrobek, ki je vezan na amfibol, tj. na granatovo amfibolizacijo. V zbrusku pa vidimo na obodu granatovih zrn žarkovit obrobek širine 0,1 mm pa tudi več (tabla 2, sl. 4 in tabla 3, sl. 1, 2, 3 in 4). Verjetno ga sestavlja rjavkast simplektitni amfibol, ki ga spodriva droben pargazitni amfibol. Ta prehaja iz osnove v granat. Redko opazujemo rast blasta brezbarvnega amfibola v samem jedru granata (tabla 4, sl. 1) in tudi podobno nadomeščanje s kristalom brezbarvnega ali rahlo zelenkastega proklorita. V granatovem peridotitu opazujemo le posamezna zrna klinopiroksena (tabla 3, sl. 2). Pogost vključek v granatu kakor tudi v olivinu je rjavkasti spinel. Vključki rjavkastega spinela dokazujejo, da je granat relativno mlajši. Večinoma se spinel kapljičasto razkraja v agregat brezbarvne pargazitne rogovače. Redko je po rjavkastem spinelu izkristaliziral klorit. Na enem mestu ima klorit rdečkasto barvo, ki je značilna za Cr-različek. V retrogradno drobno kristaliziranem brezbarvnem pargazitnem agregatu, ki nadomešča granat, opazujemo tu in tam novo rast drobnega modrikastega spinela (tabla 3, sl. 3 in 4). Le-ta ustreza sillimanitni metamorfni stopnji (Trommsdorff & Evans, 1974). Retrogradna sprememba granata v agregat vezuviana je najdena v enem samem porfiroblastu (tabla 4, sl. 2).

Granatov peridotit smo kemijsko analizirali (tabela 1). Velika količina Al_2O_3 kamenine dokazuje prvotni nediferencirani peridotit, ki ima gabroidno tendenco (Hynđman, 1985). Ročno smo separirali granat tega peridotita in ga analizirali po mokrih kemijskih metodah. Ocenjujemo, da je na separiranih drobcih granata priraščenega okoli 2 odstotka retrogradnega svetlo zelenega amfibola. V sestavi granata prevladuje piropova komponenta z 58,9 molekularnimi odstotki. Visoka vsebnost

Tabela 1. Kemijska analiza (ut. %) granatovega peridotita (a) in njegovega granata (b)

Table 1. Chemical analysis (wt. %) of garnet peridotite (a) and its garnet (b)

	a	b	CIPW norma CIPW norms	Formula granata računana na osnovi 12 O Garnet formula calculated on the basis of 12 O
SiO ₂	40,13	42,5	ab = 3,14	Si 3,06
TiO ₂	0,18	0,02	an = 23,35	Ti 0,01
Al ₂ O ₃	9,28	22,7	ne = 1,42	Al ^{VI} 1,93
Cr ₂ O ₃	0,30	0,06	wo = 2,67	Fe ⁺² 0,67
*Fe ₂ O ₃ tot	9,19	-	en = 2,1	Mg 1,75
FeO tot	-	11,20	fs = 0,26	Ca 0,55
MnO	0,14	-	fa = 7,96	
MgO	31,49	16,30	fo = 55,44	
CaO	5,77	7,10	mt = 3,02	
Na ₂ O	0,63	-	il = 0,46	
H ₂ O ⁺	3,10			
	99,94	99,88	99,82 %	
			oliv. % fo = 91	
			plag. % an = 93	

Sestava končnih členov granata v mol. % End-member components of garnet in mol. %	
almandin	22,56
almandine	
pirop	58,92
pyrope	
grossular	18,25
grossular	

je preračunan na 2 ut. %

*Fe₂O₃ content arbitrarily reduced to 2 wt. %

piropa kaže, glede na sodobne petrološke modele, na kristalizacijo kamenine v razmerah zgornjega plašča (sl. 2).

Ob granatovem peridotitu, pa tudi v harzburgitu, nastopajo lečasto natrgane žile klinopiroksenita. Dosežejo debelino več metrov. Kljub temu, da so zelo redke, izstopajo zaradi grobe zrnivosti. Kristali klinopiroksena so veliki do 6 cm, večinoma manj. Sveži kristali, ki so črno zeleni, so izjema. Pretežno je kamenina rahlo preperela, barva kristalov je rjavkasto zelena. Redko opazimo megaskopsko v megakristalih klinopiroksena ohranjene posamezne drobne vključke rožnatega granata. Po megakristalih raste svetel živo zelen agregat retrogradnega pargazitnega amfibola, ki nadomešča prvotni granat in klinopiroksen. V posameznih kristalih opazujemo nepravilno razvejano mrežo drobnih žilic, ki jih zapolnjuje retrogradna mlajša in nižje metamorfna, intenzivno zelena rogovača.

Žilni monoklinski klinopiroksen (vzorec 142 K) ima prostorsko skupino C2/c in parametre osnovne celice $a = 9.691(2)\text{Å}$, $b = 8.876(1)\text{Å}$, $c = 5.246(1)\text{Å}$ in kot $\beta = 106,12(2)^\circ$. Iz istega in edinega svežega kristala smo naredili tudi zbrusek. Osnovni kristal klinopiroksena ima številne drobne igličaste rdečkasto rjave vključke, ki so orientirani paralelno razkolnosti. Verjetno gre za rutil. Po prvotnem megakristalu je prišlo do razmešanja. Najpogostnejši mineral razmešanja je droben, v mikroskopu brezbarven ortopiroksen, velik večinoma okrog 0,1 mm, eno samo zrno pa doseže celo 1 mm. Optično je negativen, kar kaže na hipersten. Izločeni ortopiroksen vsebuje manj rdečkastih vključkov. Obrobje prvotnega zrna ob izločenem zrnu je še čistejše. Ob ortopiroksenu se je večinoma izkristaliziral kapljičasto oblikovan droben granat.

Med ortopiroksenom in klinopiroksenom je prišlo do reakcije v drobnozrnati granat, olivin in klinopiroksen (II) tudi v obliki drobne žilice. Zrna so velika 0,2 mm (tabla 4, sl. 3 in 4). Ta združba mineralov predstavlja visokotlačno in visokotemperaturno metamorfnno spremembo, ki ustreza tudi rasti granata v granatovem peridotitu (sl. 2):



Obrobek drobnega olivina in granata lahko opazujemo tudi v različku peridotita s porfiroblasti pargazitnega amfibola (vz. 142/84/51612). Drobni granat in drobni olivin sestavljata venec okrog blastov amfibola. Gre za drugo fazo olivina (II) glede na zrna olivina (I) osnove. Po kotu optičnih osi ustreza tudi olivin (II) optično pozitivnemu forsteritu.

Ultramafične kamenine s podobno mineralno sestavo in strukturami predstavljajo po literaturnih podatkih v razmerah plašča metamorfnno predelane kamenine. Granatov peridotit, ki ga gradita forsterit in piropov granat, je v skorji normalne debeline glede na spinelov peridotit neobstoje. Zato izhajajo te kamenine iz plašča, od koder so prišle v skorjo iz globine najmanj 40 km. V naravi najdemo granatov peridotit v materialu diatrem, po katerih je hitro prodrl na površje. V orogenskih conah pa je bil granatov peridotit tektonsko dvignjen za desetine kilometrov. Vendar je lahko kristaliziral tudi iz že prej obstoječega aluminoznega peridotitnega materiala Zemljine skorje v orogenskem korenu, ob katerem je bil najprej globoko pogreznjen in nato ponovno dvignjen (O'Hara et al., 1971).

Ob periadriatskem lineamentu na območju Val d'Ultimo (Ultental) v severni Italiji so bili ultramafiti z granatom predmet več raziskav. Glede na analogno lego pohorskega ultramafitnega telesa nad Slovensko Bistrico ob verjetnem podaljšku periadriatskega lineamenta in obenem na meji med Vzhodnimi Alpami in Dinaridi, so rezultati teh raziskav za nas zanimivi. Rost in Brenneis (1978) in Rost ter Wannemacher (1978) menijo, da so bili peridotiti in pirokseniti vtisnjeni iz plašča v spodnje dele skorje. Piropov granat v ultramafitih naj bi bil deloma vezan na strukture razmešanja v obeh piroksenih. Zato je kristalizacija granata v ultramafitih vezana na relativno mlajšo visokotlačno metamorfozo ob istočasni rekristalizaciji gnajsov v granulite skorje pri 10–12 kbar. Moderne petrološke raziskave kamenin na območju Val d'Ultimo po Herzbergu s sodelavci (1977) kažejo nasprotno, da so granatovi peridotiti kamenine zgornjega plašča. Že pod kontinentalno skorjo so bile delno nataljene. Šele kasneje, po ohladitvi na približno 900 °C, so bile vluskane v bazalne dele skorje, kjer so povzročile metamorfozo granulitnega faciesa. Nazadnje so bile med hlajenjem in orogenskim dvigovanjem do različne stopnje retrogradno metamorfozirane. Še natančnejše podatke o ultramafitih Val d'Ultimo sta dala Obata in Morten. Določila sta, da je prvotni grobo zrnati spinelov lherzolit kristaliziral v zgornjem plašču pri temperaturi, višji od 1100 °C. Rekristalizacija iz spinelovega v granatov lherzolit in njegovo končno uravnovešanje je bilo končano med hlajenjem in kompresijo pri 700–800 °C in pri 23–28 kbar (Obata & Morten, 1982). Različki brez granata, a s pargazitnim amfibolom, so kristalizirali v bistvu pri enakih razmerah, toda pri mnogo večji aktivnosti vode. Ustreden tektonski model zahteva, da so bile ultramafične kamenine vtisnjene iz zgornjega plašča v skorjo. Kasneje ob ohlajanju so tonile skozi manj gosto plastično sialično spodnjo skorjo (Obata & Morten, 1985). Prvotni žilni piroksenit s strukturami razmešanja je magmatski precipitat zgornjega plašča, ki je kristaliziral pri zelo visoki temperaturi 1450 °C. Bil je vtisnjen v trdni peridotit v zgornjem plašču in z njim skupaj potrjen

spremembam P-T, ki se odražajo v strukturah razmešanja z granatom. Raziskave kažejo na zapleteno večfazno kristalizacijo magmatskih in metamorfnih kamenin v zgornjem plašču pod Alpami, ki je bila odvisna od geotektonskih razmer (Morton & Obata, 1983).

Svetli skrilavi različki s pargazitnim amfibolom

Granatov peridotit predstavlja suho visoko metamorfnno aluminosno ultramafično kamenino plašča. Amfibolovo-kloritni skrilavci pa predstavljajo na Pohorju mokre retrogradne različke še vedno visoko metamorfne aluminosne ultramafite. Amfibol teh skrilavcev ima Na-Ca-Mg pargazitni značaj; klorit pa je z magnezijem bogat različek klinoklora. Megaskopsko so te kamenine svetlo zelene. V ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico predstavljajo manjše in redke vključke. Poleg amfibolovo-kloritnih smo našli tudi monomineralne vključke, ki jih gradi samo pargazitni amfibol. Tu in tam so še ohranjeni granat, klinopiroksen in izjemoma rjavkasti spinel. Pargazitni amfibolit in anortozitne žilice z granatom, ki pa že prehajajo v gabroidne različke, predstavljajo še manj pogostne kameninske vključke.

Glede na mineralno sestavo in strukturne značilnosti pregledanih skrilavcev s pargazitnim amfibolom, lahko sklepamo na njihovo izhodno magmatsko kamenino po predlogih IUGS klasifikacije (1973) in ločimo:

- pargazitni skrilavec, monomineralen, enakomerno drobno kristaliziran in tudi s kristali, velikimi do 1 cm, redko s primesjo granata in Mg-klorita (tabla 5, sl. 1). V nizkotlačnih metamorfnih razmerah bi ustrezal piroksenitu (websteritu) s primesjo plagioklaza;

- pargazitno-kloritni skrilavec (tabla 5, sl. 2). Ta vrsta kamenine izhaja iz predmetamorfne, plagioklaz vsebujočega peridotita, ki prehaja v olivinov gabro.

Podobne kamenine opisuje Millerjeva (1974) v Ötztalskih Alpah, ki kot Pohorje pripadajo Vzhodnim Alpam. Tudi tam so vezane na peridotit, ob katerem je razširjen eklogit;

- pargazitni amfibolit gradi brezbarvni amfibol in plagioklaz, pogosto s primesjo zoisita, korunda in sfena. Ta vrsta različkov verjetno ustreza izhodnemu olivinovemu gabru/noritu. Plagioklaz, ki predstavlja retrogradni mozaični agregat, vsebuje 72–85 % anortita. Zrna so značilno drobno lamelarna. Korund z zelenim spinelom tvori droben psevdomorfen agregat. Ostanke kristalov zoisita pripadajo β -različku. Amfibol je dobro kristaliziran, vendar retrograden agregat, ki raste po granatu (tabla 5, sl. 3 in 4). Iz brezbarvnega prehaja v modrikasto zeleni različek. Rožnati korund je bil določen rentgensko;

- redke so anortozitne žilice z balasti idiomorfne granata, z β -psevdozoisitom, agregatom korunda z drobnim zelenim spinelom, ki sta oba retrogradna. Ta bela žilna kamenina, ki se ponekod lepo odraža od temno zelenega serpentinita, ustreza prvotnemu gabroidnemu magmatskemu anortozitu. Plagioklaz je mozaičen agregat. Anortit in korund sta kristalizirala retrogradno iz kianita in zoisita (Boettcher, 1970). V razmerah suhega granulitnega faciesa (Coffrant & Piboule, 1975) lahko tudi korund in klinopiroksen reagirata v anortit in spinel, a za to nimamo dokaza. Granat je skoraj povsem nadomeščen z modrikasto zeleno rogovačo, ki tvori agregat.

V naštetih različkih opazujemo prehode v mineralni sestavi. Pargazitno-kloritni skrilavci so najpogostnejši. Predstavljajo že povsem retrogradno rekristalizirane

kamenine. Vsebujejo le redke ostanke granata in motnega klinopiroksena. Olivina ni več, zato je težko videti predretrogradno stanje amfibolovo-kloritnih skrilavcev. Vsekakor izhajajo iz suhega ultrabazita, ki je vseboval piroksene, spinel in granat. Dokaz temu je delno retrogradno nadomeščanje granata in spinela kakor tudi klinopiroksena z brezbarvnim amfibolom in Mg-kloritom, katerih ostanki so še ohranjeni. Vse te redke metamorfne vključke magmatskega porekla bo treba kemično analizirati.

V skupini amfibolovo-kloritnih skrilavcev na Pohorju je stopnja rekristalizacije obeh glavnih komponent, amfibola in klorita, zelo različna. Opazujemo dobro kristalizacijo in diferenciacijo obeh komponent, pri čemer je agregat klorita večinoma drobnejši (tabla 5, sl. 2). Drugod se amfibol prepleta s kloritom v drobnem agregatu, kjer ju je težko ločiti. V nekaterih vzorcih je amfibol ohranjen kot pahljačasta psevdomorfoza po prvotnem mineralu, verjetno granatu, a njegovih ostankov ni več (tabla 6, sl. 1).

Postopna sprememba v količini kremenice se zmanjšuje od tremolita ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) do pargazita ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$). Morfološko se to odraža po obliki kristalov, ki jih zato lahko ločimo optično v zbrusku. Tremolitovi kristali so razpotegnjeni, igličasti in imajo lepo razvite ploskve prizme. Za pargazitni amfibol pa je značilna kratka stebričasta oblika oziroma precej izometrična zrna, na katerih ploskve prizme niso izrazite (tabla 5, sl. 1). Ker tremolitni in pargazitni amfiboli ne vsebujejo železa, so v mikroskopu skoraj brezbarvni. Vendar opazujemo v raziskanih vzorcih zaradi manjše primesi železa tudi z odtenki rahlo zelenkaste barve nakazano conarno strukturo (tabla 5, sl. 2). Pargazit ločimo od tremolita razen po obliki tudi po višjem dvolomu, večjem kotu potemnitve in drugačni optični orientaciji. Kot optičnih osi v konoskopsko pregledanih pohorskih vzorcih je pri pargazitnem amfibolu optično pozitiven in se približuje $+90^\circ\text{C}$, tremolit pa je optično negativen. V nekaterih vzorcih smo določili vrsto amfibola z rentgensko difrakcijsko metodo. Vsekakor bodo potrebne podrobne kemijske analize mineralov.

Klorit kaže v nekaterih različnih blastozo do 5 mm, osnova pa je agregat drobnega nediferenciranega klorita in amfibola (tabla 6, sl. 2). Klorit je brezbarven do izrazito zelenkasto pleohroičen in lamelaren. Rahlo rožnati klorit, ki kaže na primes Cr, ni pogost. Z rentgensko difrakcijsko metodo je bilo v več vzorcih določeno, da pripada prehodu med klinoklorom in brunsvigitom, npr. v vzorcu 34D-1/83 (Brindley & Brown, 1980). Klorit je optično pozitiven. Na univerzalni mizici smo določili v več vzorcih kote optičnih osi 0° , 20° in 46° . Redki so motni ostanki močno amfiboliziranega klinopiroksena, ki je tu in tam celo plisiran. Motnost v klinopiroksenu kaže na prvoten magmatski mineral, ki je bil podvržen metamorfozi (tabla 6, sl. 1). Zelo redek je granat. Njegova nepravilna oblika kaže, da gre morda za kelefitski ostanek. V mikroskopu je brezbarven ali nežno rožnat (tabla 5, sl. 1 in tabla 6, sl. 3). Glede na drobne vključke je conaren. Struktura granata ni enotna, temveč zrnata (granularna).

V regionalno metamorfoziranih ultramafičnih kameninah kristalizirajo Ca-Mg amfiboli v zelo širokem P-T območju. Tremoliti, magnezijevi in pargazitni amfiboli v ultramafičnih kameninah nadomeščajo teoretično klinopiroksene protolita. Vendar opazujejo amfibol, ki neposredno nadomešča prvotni klinopiroksen, predvsem v retrogradno spremenjenih in le redko v progresivno kristaliziranih kameninah. Detajlna sestava klacijevga amfibola v ultramafitu je odvisna od metamorfne stopnje. Tako kristalizira tremolit ob olivinu in kloritu v amfibolovo-rogovčevem in amfibolitnem faciesu. Pargazitna rogovača pa kristalizira v piroksenovo-rogovčevem in

granulitnem faciesu pa tudi ob granatovem peridotitu že v eklogitnem faciesu. Aluminozna faza ob pargazitnem amfibolu je pri naraščajočih metamorfnih razmerah postopoma plagioklaz, spinel oziroma granat. Pargazitni amfibol v peridotitu je torej višje metamorfen od tremolitnih peridotitnih različkov. Tremoliti kristalizirajo v zelo širokem območju amfibolitnega faciesa, pri čemer je zgornja meja temperature njihove obstojnosti tudi že v granulitnem faciesu med 700 do 800 °C (Evans, 1982, 98).

Podobno kot amfiboli imajo tudi kloriti zelo velik razpon kristalizacije v metamorfnem P-T polju. Klorit ne kristalizira samo v območju zelo nizke in nizke metamorfne stopnje v metapelitih. Mg-kloritni različek je ob prisotnosti vode obstojen v kameninah ultramafične sestave v amfibolitnem, granulitnem in celo eklogitnem faciesu. Njegova obstojnost torej zavisi od mineralne združbe v neki kamenini. Nestabilnost suhega gabra, granulita ali eklogita oziroma plagioklazovega, spinelovega ali granatovega lherzolita ob prisotnosti H₂O v razmerah spodnje skorje in zgornjega plašča je dokazana s poskusi. Ugotovljen je kompliciran sistem reakcij, v katerih sta udeležena tako Ca-Mg amfibol kakor tudi Mg-klorit. Eksperimentalno ima Mg-klorit v aluminoznem peridotitu večjo obstojnost kot aluminozni tremolit. Vendar sklepajo Jenkins (1981) ter Obata in Thompson (1981), da so naravne razmere ob različni aktivnosti H₂O in ob prisotnosti raznih primesi, predvsem alkalij, drugačne od eksperimentalnih. Ustrezno opazujemo, da je v naravi pargazitna rogovača obstojnejša od klorita. Klorit (klinoklor) ob pargazitnem amfibolu sta kristalizirala pri poskusih ob prisotnosti H₂O pri temperaturi okrog 800 °C in tlaku okrog 14 kbar. Glede na to lahko kristalizirata oba minerala kot retrogradni produkt že blizu pogojev kristalizacije samega suhega granatovega peridotita (sl. 2). Po ostankih granata sklepamo, da so visokometamorfne retrogradne spremembe ustrezale tudi kristalizaciji pohorskega kloritno-amfibolovega (pargazitnega) skrilavca.

Ob visokometamornih ultramafičnih različkih najdemo na Pohorju tudi tremolitno-kloritno-olivinov skrilavec (tabla 6, sl. 4). Količinsko razmerje med temi tremi minerali je zelo različno. Redko je prisoten diopsid. Kot optičnih osi olivina je blizu 90°, kar ustreza forsteritu z 10 odstotki fajalitove komponente. Lepo ohranjeni olivin, v preraščanju s tremolitom in kloritom, dokazuje, da je kamenina kristalizirala v olivinovem polju obstojnosti, torej nad antigoritovo izogrado, ki približno ustreza stavrolitovi izogradi v metapelitih (sl. 2). Tremolitno-kloritni skrilavci z olivinom so glede na to kristalizirali v ravnotežju v spodnjem delu polja amfibolitnega faciesa. V pregledanih vzorcih opazujemo še nižje metamorfne spremembe: po tremolitu in olivinu je ponekod kristaliziral drobn retrogradni agregat lojevca, katerega luske dosežejo celo nekaj desetink milimetra. Olivin pa je na nekaj mestih psevdomorfoziran z agregatom antigorita.

Sklep

Pohorje predstavlja skrajne vzhodne dele Vzhodnih Alp v Sloveniji, ki proti vzhodu potonejo pod mlade sedimente Panonske kotline. Osrednji del masiva gradi tonalitni lakolit, ki ga obdajajo polimetamorfne kamenine. Vzdolž jugovzhodnega obrobja Pohorja nad Slovensko Bistrico se v njih razširja večje metaperidotitno telo, veliko 5 km × 1 km. Leži ob verjetnem podaljšku periadriatskega lineamenta, ki obrobja masiv na jugu in predstavlja ločnico med Vzhodnimi in Južnimi Alpami. Lineament ima na raziskanem območju smer E-W, enako kot druge metamorfne

strukture. V sestavi ultramafitnega telesa prevladujeta dunit in harzburgit. Na več mestih pa smo našli tudi leče granatovega peridotita, ki nastopajo večinoma ob polah in lečah kianitovega eklogita.

Granatov peridotit s piropovim granatom ob kianitovem eklogitu predstavlja značilno kamenino, ki lahko kristalizira samo pri tlakih, višjih od 12–15 kbar (O'Hara et al., 1971). Granat peridotita je zaradi amfibolizacije med transportom iz plašča v skorjo le redko ohranjen. Kljub temu so manjše vključke granatovega peridotita našli na številnih mestih in jih natančno raziskali, kot na primer na klasičnem geološkem območju Norveške, v Češkem masivu, v raznih tektonskih enotah Alp, pa tudi v Vzhodnih Alpah. Pohorju najbližje je nahajališče granatovega peridotita vzdolž Val d'Ultimo, ki prav tako leži v bližini periadriatskega lineamenta.

Mineralni družbi kianitovega eklogita in granatovega peridotita sta tipični ravnotežni paragenezi eklogitnega faciesa. Mnenja o izvoru te kameninske združbe pa niso enotna. Lahko predstavlja v ravnotežnih razmerah zgornjega plašča kristaliziran material zgornjega plašča, ki je bil kasneje ob tektonskih procesih vtisnjen v skorjo. Drugo mnenje pa je, da so te kamenine prvotno gradile oceansko dno. Kasneje so bile subducirane in pri tem metamorfozirane. Z orogenskimi procesi so prišle zopet na površje. Granatov peridotit predstavlja visoko temperaturno in visokotlačno ultramafično kamenino, ki ima geokemijske značilnosti zgornjega plašča. Zelo redko je ohranjen kot vključek v alpinotipnih peridotitnih telesih, ki najverjetneje nakazujejo suture starih kolidiranih kontinentalnih plošč (Carswell & Gibb, 1987).

Geološke razmere in petrografski podatki za pohorski granatov peridotit so nam znani. Sistematske kemijske analize njegovih mineralov pa so v delu. V tem članku je podana samo kemijska analiza enega vzorca granatovega peridotita in njegovega granata.

Ploščaste in lečaste vključke granatovega peridotita v ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico smo našli na več mestih (8) zahodno od potoka Bistrice. Vključki so decimetrske in metrske velikosti, največji meri 30 m × 100 m. Večinoma so vezani na leče in plasti precej amfibolitiziranega kianitovega eklogita, ki pa je mnogo bolj razširjen in predstavlja približno tretjino ultramafitnega telesa.

Peridotit ima temno zeleno barvo, njegovi granati pa so rožnati. Prvotna primesna minerala sta še klinopiroksen in rjavkasti spinel, ki sta redka in določljiva le v zbrusku. Temna barva kamenine izhaja iz drobnozrnatega magnetitnega prahu, ki se je ob antigorizaciji izločil po obodu olivinovitih zrn in nakazuje značilno zankasto strukturo spremembe. Ostanki olivina vsebujejo približno 90 molarnih odstotkov forsterita, kar smo določili po kotu optičnih osi. Klinopiroksen je večinoma poln drobnih neprosojnih vključkov ter predstavlja prvotni magmatski kristal, ki je delno metamorfnno spremenjen. Količina granata v kamenini je zelo različna. Velik je večinoma do nekaj milimetrov, redko 1 cm. Zrna so rahlo vzporedno razpotežnjena. V mikroskopu vidimo, da porfiroklasti granata niso enotni, temveč so po obodu granularni. Večinoma so vsaj delno retrogradno spremenjeni. Prva faza spremembe je izražena z avreolo rjavkastega radialnega in simplektitnega amfibola. Naslednjo fazo predstavlja pargazitni amfibol, ki je dobro rekristaliziran in se pogosto odraža že megaskopsko po svetlejšem zelenem tonu glede na temno osnovo. Pargazitni amfibol ne nadomešča samo granata, temveč tudi klinopiroksen in rjavkasti spinel. S tem povzroča splošno amfibolizacijo kamenine. Okrog prvotnega rjavkastega spinela je tu in tam izkristaliziral tudi igličasti tremolitni amfibol. V agregatu pargazitnega amfibola so zelo redko ohranjena tudi drobna zrna modrikastega spinela in drobnega olivina (II). Še nižja retrogradna sprememba je izražena s kristalizacijo Mg-klorita

(klinoklora), ki nastopa po kristalih granata in spinela celo monomineralen. Prisotnost retrogradnih kloritno-amfibolovih (pargazitnih) skrilavcev dokazuje, da je bil prvotno na raziskanem območju granatov peridotit bolj razširjen.

Kemijska sestava le malo spremenjenega granatovega peridotita in njegovega granata je prikazana v tabeli 1. Analizirali smo po mokrih kemijskih metodah. Vsebnost granata v analiziranem vzorcu je bila približno 30 volumskih odstotkov. Glede na to sta količini Al_2O_3 in CaO v kamenini precej visoki, kar kaže na različek peridotita, ki vsebuje precejšnjo bazaltno primes. Granatov vzorec smo dobili z ročno separacijo zrn. Pri tem se nismo mogli povsem izogniti retrogradnim amfibolovim vključkom. Njihovo količino cenimo na 2 volumska odstotka. Granatova analiza kaže na precejšnjo količino piropa, ki znaša 58,9 molarne odstotka.

V peridotitu smo zelo redko našli lečasto deformirane žile klinopiroksenita z granatom. Gradi ga grobozrnat klinopiroksen, ki je večinoma spremenjen v pargaziten agregat. V megakristalih klinopiroksena, ki so le izjemoma ohranjeni sveži, smo ugotovili lepe strukture razmešanja. Dokazujejo jih tanke žilice, zapolnjene z drobnim granatom, forsteritnim olivinom, klinopiroksenom in/ali ortopiroksenom. Take mineralne združbe v strukturah razmešanja so nastale blizu razmeram kristalizacije granatovega peridotita.

Granatov peridotit je bil skupaj s kameninami, ob katerih ga najdemo, dvignjen iz visokotlačnega in visokotemperaturnega območja plašča proti Zemljinemu površju, pri čemer je bil ob prisotnosti H_2O fluida retrogradno spremenjen. Bistveni retrogradni minerali granatovega peridotita so kloriti in amfiboli. Po teoretičnih in eksperimentalnih podatkih, ki se nanašajo na mafične in ultramafične kamenine spodnje skorje in zgornjega plašča v sistemu $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, je pri naraščajočih P-T razmerah obstojnost klorita večja od obstojnosti aluminoznega tremolitnega amfibola (Jenkins, 1981). Ta podatek pa ni skladen s kristalizacijskim zaporedjem obeh mineralov, kot ga opazujejo v aluminoznih metaperidotitnih vključkih v naravi. Prisotnost alkalij in večja količina Al_2O_3 lahko povečata termično stabilnost amfibola glede na klorit. Pri omenjeni kemijski spremembi kristalizirata namesto aluminoznega tremolita pargazitni ali edenitni amfibol (Jenkins, 1981; Obata & Thompson, 1981). V granatovem peridotitu na Pohorju so granat, klinopiroksen in spinel nadomeščeni z dobro kristaliziranim pargazitnim amfibolom. Ta kristalizacija je lahko potekala v razmerah eklogitnega ali visokega granulitnega faciesa. Naslednjo nižjo retrogradno spremembo pa predstavlja kloritno-pargazitni peridotit.

V pohorskem ultramafitnem telesu najdemo tudi tremolitno-kloritni-olivinov skrilavec s klinopiroksenom. Ta mineralna združba je kristalizirala v ravnotežju pri veliko nižjem tlaku in temperaturi, ki ustrezata spodnjemu amfibolitnemu faciesu. Pseudomorfozi bastita po ortopiroksenu in antigorita po olivinu predstavljata zadnji, splošno razširjeni retrogradni fazi v peridotitu. Ustrezata samemu začetku spodnjega amfibolitnega faciesa. Še mlajše kremenovo-karbonatne metasomatske spremembe so redke. Obsegajo opal, kalcedon, magnezit in limonit.

Razen že omenjenih kamenin je v ultramafitu nad Slovensko Bistrico prisotnih še nekaj drugih visokometamorfni ultramafičnih in mafičnih vključkov. Prav tako kot granatov peridotit smo na več mestih našli tudi koronarni peridotit z ohranjenim plagioklazom. Drobnozrnat klinopiroksen, zeleni spinel in ortopiroksen tvorijo korone med magmatskim forsteritnim olivinom in anortitnim plagioklazom. Široke so od nekaj desetink milimetra do 2 mm. Opazovana mineralna združba koron predstavlja po sodobnih petroloških modelih suho metamorfno reakcijo progresiv-

nega srednjega dela granulitnega faciesa. Mafična granulitna asociacija pa je ohranjena v drobnozrnatem retrogradnem amfibolitu. Njegov plagioklaz predstavlja alotriomorfen agregat bytownita-anortita. Blasti granata so retrogradno spremenjeni v amfibol. Amfibolov agregat predstavlja večinoma zelena rogovača, v nekaterih vzorcih tudi pargazitni amfibol. V plagioklazovi osnovi so ohranjeni kristali β -pseudozoisita. Ob njih pa so agregati drobnega korunda z zelenim spinelom. Korundovi agregati so megaskopsko rožnati. Na terenu se od temne osnove serpentinita lepo odražajo tanke bele anortozitne žile, ki pa so redke. Razen anortozitnega plagioklaza z mozaično strukturo vsebuje kamenina še akcesorni idiomorfni amfibolizirani granat in korundove agregate.

Petrografska preiskava ultramafičnih in mafičnih kamenin nad Slovensko Bistrico je pokazala, da so v njih ohranjene različne metamorfne stopnje. Obsegajo eklogitni, granulitni, amfibolitni facies in v manjšem obsegu tudi facies zelenega skrilavca. Metamorfne mineralne asociacije, izražene v granulitnem faciesu, kažejo na njegova različna P-T območja. Na raziskovanem ozemlju omenja med prvimi granulite že Teller (Teller & Dreger, 1892; Teller, 1899). H granulitom je prišteval bele skrilave kamenine z granatom in brez sljude. Vendar je opazoval, da postopoma prehajajo v običajen gnajs. Na nekaterih mestih nad Slovensko Bistrico in ob katerikoli od opisanih kameninskih različkov te bele večinoma konkordantne kamenine lahko prevladujejo. Sedaj jih imenujemo aplitoidni gnajs, če so drobnozrnat, in pegmatoidni gnajs, če so grobozrnat. Grade jih ortoklaz-mikroclin, albit ali oligoklaz, prevladuje pa kremen; akcesorni so granat, muskovit, biotit in turmalin. Do sedaj nismo našli v njih nobenega, za granulitni facies značilnega minerala. Kemijska sestava teh belih kamenin je levkogranitna do levkogranodioritna (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Glede na sodobne petrološke modele menimo, da so nastale kot posledica anatekse gnajsov. Vendar opisujejo pred kratkim opravljene raziskave podobne kamenine iz Moldanubika v Češkem masivu kot eno izmed treh vrst granulitov, ki ne vsebujejo piroksena in izhajajo iz metamorfoziranih magmatskih kamenin granitno-riolitne sestave. Značilno so vezani na amfibolite, serpentinizirane peridotite (oba z granatom in brez njega) in na eklogit (Fiala et al., 1987). Možno je, da je bila nekoč v polimetamornih kameninah raziskanega pohorskega območja granulitna stopnja bolj razširjena. Verjetno je bila izražena tudi v almandinovem muskovitnem blestniku in gnajsu, na katerega je vezano ultramafitno telo in leče eklogita. Na granulitno stopnjo teh kamenin kažejo pseudomorfoze muskovita po prvotnem glinencu, ki pa so zaradi mlajše blastomilonitne strukture le redko ohranjene (Hinterlechner-Ravnik, 1982). Kianit blestnika/gnajsa je pretežno spremenjen v lepo kristaliziran muskovit.

Na Pohorju je eklogit bolj ali manj amfibolitiziran. Ohranjene so njegove leče in plasti zelo različne velikosti: od nekaj decimetrov do 1 km. Eklogit ob retrogradnem amfibolitu je regionalno razširjen vzdolž severnega in južnega pobočja masiva. Variacija razmerja MgO/Fe_2O_{3tot} eklogitov in amfibolitov je velika. Samo eklogit, ki vsebuje veliko MgO in Al_2O_3 , lahko vsebuje kianitove kristale. In prav kianitov eklogit je značilno vezan na granatov peridotit nad Slovensko Bistrico. V sestavi končnih členov klinopiroksena takega eklogitnega vzorca je vsebnost jadeita nizka: Ac2 Jd22 Tsch8 Hd6 Di62. V sestavi njegovega granata pa je precej piropa: And 6,8 Gro 11,6 Sp 0,7 Alm 27,6 Pyr 53,3 (Hinterlechner-Ravnik, 1982).

Zaporedje pohorskih metamornih kamenin je bilo zaradi tektonskih dogodkov zelo moteno. Geokemijska raziskava in primerjava posameznih delov tega zaporedja je pokazala med njimi velike razlike. Zato smo upravičeno sklepali, da so nastajali

posamezni deli zaporedja v različnem predmetamornem paleogeografskem okolju (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Eklogit in iz njega nastali retrogradni amfibolit kažeta geokemijske značilnosti prvotnega globokomorskega tholeiita, pa tudi alkalnega in hiperaluminoznega bazalta. Nanje je vezano raziskovano peridotitno telo in metapeliti, ki kažejo veliko zrelost. Kamenine eklogitnega nivoja dosežejo skupno debelino do 1000 m in verjetno izhajajo iz nekega dela stare oceanske skorje. Narinjene so bile na kamenine, ki jih uvrščamo v nivo očesnega gnajsa in marmorja. Zato bi lahko bile enake predmetamorfne starosti. Koronarna struktura v plagioklazovem peridotitu, kjer je bil plagioklaz deloma ohranjen kot metastabilna faza, tudi kaže, da je bilo peridotitno telo prvotno del skorje.

Osnova Vzhodnih Alp ima komplicirano predalpidsko zgodovino, ki se je začela s kaledonsko dobo. Frisch in sodelavci (1984) podajajo pregled čez ta dogajanja in se pri tem dotaknejo tudi Pohorja. Deli kaledonske osnove so v Vzhodnih Alpah tu in tam ohranjeni. Predstavljajo jih malo razširjene peridotitno-granulitne kamenine ob periadriatskem lineamentu in bolj razprostranjeni gnajsi z amfiboliti. K peridotitno-granulitni osnovi prištevajo Frisch in sodelavci prav kamenine območja Val d'Ultimo in jugovzhodnega Pohorja. Prvotno so ti najstarejši magmatsko-sedimentni skladi kasnega predkambrija (?) in zgodnjega paleozoika verjetno gradili otočni lok ali pa aktiven kontinentalni rob. Ob njihovi subdukciji je kristaliziral eklogit. Koliziji je v ordoviciju sledila visoko metamorfna rekristalizacija in nanjo vezana anateksa. Vsekakor dokazujejo vključki granatovega peridotita ob kianitovem eklogitu kakor tudi nekateri posebni kameninski vključki, najdeni v ultramafitnem telesu nad Slovensko Bistrico, visoko tlačno in visoko temperaturno metamorfozo, a potrebne so dodatne raziskave.

Zahvala

Zahvaljujem se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je raziskavo financirala, inž. Mihi Mišiču z Geološkega zavoda Ljubljana za določitev mineralov z rentgensko difrakcijsko metodo, profesorju dr. Ivanu Lebanu s FNT Ljubljana, za strukturne podatke o kristalu klinopiroksena in Cirilu Gantarju, tehničnemu sodelavcu s FNT, za lepe mikroposnetke. Posebno zahvalo sem dolžna profesorju Mihovilu Vragoviču z Rudarsko-geološko-naftne fakultete Zagreb za njegove pripombe med delom.

Garnet peridotite from the Pohorje Mountains

The Pohorje Mountains are the easternmost part of the Eastern Alps in Slovenia (Yugoslavia) before they subside under the young sediments of the Pannonian basin. The inner part of this mountain complex is composed of a tonalitic laccolith which is surrounded by a polymetamorphic cover. On the southeastern margin of the Pohorje massif near Slovenska Bistrica, an elongated metaperidotite body occurs, having 5 km by 1 km in dimensions. It is situated along the inferred extension of the Periadriatic lineament which separates the Eastern from the Southern Alps (Fig. 1). The lineament, like all other macrostructures in the area, is directed E-W. The peridotite body is built up mainly of dunite and harzburgite, but its high metamorphic grade is evident in a number of lenses and layers of garnet peridotite, which are mainly interbanded with kyanite eclogite.

The pyrope-rich garnet peridotite associated with quartz-kyanite eclogite is a characteristic rock which could have developed at pressures in excess of 12–15 kbar in the eclogite facies (O'Hara et al., 1971). The garnet peridotite mineral association is seldom preserved owing to amphibolization during the transport from mantle sources. The garnetiferous peridotites, however, occur and were examined at a number of localities, like in the classical areas of Norway, the Bohemian Massif, the different tectonic units in the Alps, including the Eastern Alps, as e. g. in Val d'Ultimo (North Italy), the latter one being closest to the Pohorje area.

Mineral parageneses of kyanite eclogite and associated garnet peridotite are typical stable eclogite facies parageneses. However, the views on the origin of such rock associations are contrasting. They may represent mantle-equilibrated upper mantle material, which was later transported to the crust. The other opinion presupposes the origin of such rocks by metamorphism of a deeply subducted crustal sequence. The garnet peridotite mineral assemblage is regarded by Carswell and Gibb (1987) as "an ultramafic rock with upper mantle geochemical affinities, occasionally preserved in alpine-type peridotite bodies, which probably mark the sites of paleo-continental plate collision sutures within exhumed deep level, high pressure, crustal metamorphic complexes".

Geologic field relation and petrographic data of the Pohorje garnet peridotite are known. Systematic chemical analyses of this and of coexisting rocks, and of their minerals, are in preparation. Preliminarily only one Pohorje garnet peridotite sample and its garnet have been chemically analyzed.

Pods and lenses of garnet peridotite were found at eight localities within the serpentinized peridotite body, all of them west of the Bistrica creek. The inclusions are rather small, the largest of them measuring 30 m by 100 m. However, the occurrences of associated small bodies of preserved eclogite and of amphibolite layers, derived from the retrogressed eclogite, are more widespread and represent about one third of the total peridotite body.

The garnet peridotite is a dark green rock, because olivine antigoritized crystal relics are outlined by exsolved fine opaque magnetite, as evident under the microscope. The pinkish garnet is well distinguished from the dark matrix, and its amount is very changeable. The size of roughly parallel, elongated, and granular garnet porphyroclasts is up to some millimeters, and exceptionally even 1 cm. The olivine is magnesium-rich, and its approximate composition is 90 mol percent of forsterite, as estimated from the character of optic axes. Clinopyroxenes filled with fine dark mineral inclusions are interpreted as primary magmatic clinopyroxene relics with a metamorphic overprint. A primary brown spinel is present, too. The garnet of the peridotite is more or less retrogressed (Plate 2, Fig. 4; Plate 3, Figs. 1, 2, 3, and 4; Plate 4, Figs. 1 and 2). A fine radiating and symplectitic brownish aggregate, probably amphibole, is the incipient alteration product of the marginally altered garnet. In the next stage garnet, clinopyroxene and brown spinel are partially replaced by pargasitic amphibole. However, the brown spinel relics may be in some places surrounded by a later tremolite. Fine crystals of bluish spinel – II and olivine – II seldom appear in the pargasitic amphibole aggregate. A later formed mineral is the Mg-chlorite (clinocllore), which occurs either as an aggregate, or is monomineralic after garnet and brown spinel. Complete change to chlorite-(pargasitic) amphibole schist indicates that the garnet bearing peridotite was originally more widespread in the investigated area (Plate 5, Figs. 1 and 2; Plate 6, Figs. 1 and 2).

Chemical composition of an almost unaltered garnet peridotite and of its garnet is given in Table 1. Wet chemical analysis was applied. Since the garnet content is about 30 percent by volume, the amounts of Al_2O_3 and CaO in the rock are rather high. This indicates a peridotite variety which has a high proportion of basaltic ingredients. The garnet separate was prepared by hand-picking, and in doing so inclusions of some retrogressive intergrown amphibole could not be avoided; its amount was estimated to at most 2 percent by volume. The garnet is pyrope-rich, the pyrope content corresponding to 58,9 mol percent.

Apparently related to the conditions of crystallization of garnet peridotite are the unmixing textures of clinopyroxene lenses within the peridotite body. Clinopyroxene crystals are generally amphibolized (pargasite). But when preserved, their unmixing textures are represented by an aggregate of garnet, olivine, clinopyroxene-II, and/or orthopyroxene (Plate 4, Figs. 3 and 4).

Garnet-bearing peridotites crystallized under upper mantle P-T conditions. During their subsequent tectonic transport to different crustal levels, in the presence of H_2O fluid, they were extensively retrograded. Main retrogressive products are chlorites and amphiboles. Theoretical and experimental studies in the system $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ of hydrous mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle gave evidence that at increasing P-T conditions tremolitic amphibole breakdown was followed by Mg-chlorite crystallization (Fig. 2) (Jenkins, 1981). This fact is in contradiction with the observations in natural peridotites. High content of alumina and the presence of alkalies may cause higher stability of natural amphiboles regarding the chlorites. In such chemical systems pargasitic or edenitic hornblendes form at temperatures above the upper limit of Al-tremolites crystallization (Jenkins, 1981; Obata & Thompson, 1981). Garnet, clinopyroxene, and spinel in the Pohorje peridotite were replaced by well crystallized aggregates of pargasitic amphibole. This crystallization can be related to eclogite or to high granulite facies conditions. The following lower retrogressive stage is preserved in the chlorite-(pargasitic) amphibole peridotite.

Also present in the Pohorje ultrabasite body is the tremolite-chlorite-olivine schist with accessory clinopyroxene (Plate 6, Fig. 4). This mineral association represents an equilibrium reached at much lower P-T conditions, and corresponds to the lower amphibolite facies. The bastite pseudomorphs after bronzite, as well as antigorite after olivine, are the last and quite extensive retrogressive phases generally expressed in the peridotite body (Plate 1, Figs. 3 and 4; Plate 2, Fig. 1). Both represent the very beginning of the lower amphibolite facies. Less common are silica-carbonate alteration products, composed mainly of opal, chalcedony, magnesite and some limonite (Plate 2, Fig. 2).

Apart from the mentioned rock types occurring in the ultramafite body at Slovenska Bistrica, there are also some other special ultramafic and mafic rock inclusions of high metamorphic grade. Not uncommon is the coronitic peridotite, which is composed of forsteritic olivine, clinopyroxene and anorthitic plagioclase. Fine-grained orthopyroxene, green spinel and clinopyroxene form coronas between igneous olivine and plagioclase (Plate 2, Fig. 3). The width of coronas is a few tenths of millimeter up to two millimeters. Such corona dry mineral association is considered to represent the prograde intermediate pressure granulite facies. A mafic granulite rock inclusion represents the retrogressed finegrained amphibolite (Plate 5, Figs. 3 and 4). Its plagioclase is an allotriomorphic intergrowth of bytownite-anorthite. The amphibole aggregate is usually composed of a green variety, in some samples also

of pargasitic amphibole. In the plagioclase matrix there are partly preserved β -pseudozoisite crystals associated with aggregates of fine corundum and green spinel. They represent a characteristic granulite grade mineral assemblage. Corundum aggregates are megascopically pink. Seldom found in the field are thin and white anorthositic veins, well discernible on the dark peridotite ground. Other constituents of this anorthositic rock, negligible by volume, are represented by idiomorphic amphibolized garnet and retrogressed cryptocrystalline corundum aggregates.

Petrographic investigation of ultramafic and mafic rocks from Slovenska Bistrica made evident different metamorphic stability stages in these rocks. They encompass the eclogite, granulite, amphibolite and to a smaller degree the *geenschist* facies. Teller (Teller & Dreger, 1892; Teller, 1899) was among the first geologists who recognized and studied the granulite metamorphism in the investigated area. However, he did consider as granulites the white garnet bearing and micaceous minerals lacking rocks grading over to common gneisses. In some places near Slovenska Bistrica these white rocks are the prevailing rock type, and have been recently named aplitoid (or pegmatoid) gneiss (Plate 1, Fig. 1). Orthoclase-microcline, albite or oligoclase and the prevailing quartz are the main components, whereas garnet, muscovite, biotite and tourmaline are almost constant accessories. No mineral typical for the granulite facies has been found up to now. Aplitoid (or pegmatoid) gneisses have a leucogranitic to leucogranodioritic chemical composition (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). They are believed to have originated through anatexis of gneisses. Also recently, similar pyroxene-free rocks of Moldanubicum in the Bohemian Massif have been considered as one of the three granulite varieties, derived from metaigneous rocks of granite-rhyolite composition (Fiala et al., 1987). They are characteristically associated with amphibolites, serpentized ($\pm$ garnetiferous) peridotites and eclogites.

The almandine-muscovite schists and gneisses adjacent to ultramafite and to the boudins of eclogite of the Pohorje Mts. might once have been submitted to the granulite facies conditions. The pseudomorphs of muscovite after feldspar in some almandine-muscovite schists support this view (Hinterlechner-Ravnik, 1982). Such pseudomorphs have been rarely preserved because of generally expressed blastomylonitic texture of the rock (Plate 1, Fig. 2).

The Pohorje eclogite, mainly retrogressed to amphibolite, occurs as lenses and layers variable in size; their dimensions are up to 1 km in length. The bodies are regionally distributed over a large area along the northern and southern slopes of the mountainous massive (Fig. 1). The variation of MgO/Fe_2O_{3tot} ratio in eclogite as well as in the amphibolite, derived from eclogite, is high. Kyanite crystals occur only in eclogite high in MgO and Al_2O_3 ; the very kyanite eclogite is typically associated with garnet ultramafite at Slovenska Bistrica. The composition of the clinopyroxene end-members of such an eclogite sample excels in low jadeite component: Ac2 Jd22 Tsch8 Hd6 Di62, and its garnet is pyrope-rich: And 6.8 Gro 11.6 Sp 0.7 Alm 27.6 Pyr 53.3 (Hinterlechner-Ravnik, 1982).

The sequence of the Pohorje metamorphic rocks has been much disturbed by tectonic events. Geochemical investigation and subsequent comparison of various metamorphic levels revealed significant differences between the original parent rocks. Therefrom the conclusion has been made that individual parts of the succession originated in different pre-metamorphic paleogeographic environments (Hinterlechner-Ravnik & Moine, 1977). Eclogite and amphibolite retrogressed from it exhibit the preserved geochemical characteristics of original abyssal tholeiite.

They are associated with the examined peridotite body, as well as with metapelites of high maturity. Therefore the eclogite level may represent an ophiolite assemblage derived from an old oceanic crust. A hint for the previous crustal rocks origin is preserved also in coronitic peridotite inclusions where plagioclase survived as a metastable phase.

The pre-Alpine history of the Austroalpine basement complex is quite complicated and begins with the Caledonian era. Frisch and others (1984) presented a review of these events concerning also the Pohorje Mts. According to the interpretation of these authors parts of the Caledonian basement are preserved in the Eastern Alps. Such parts appear as the peridotite-granulite rock association close to the Periadriatic lineament in Val d'Ultimo and in the southeastern Pohorje Mountains, and also with more widespread gneisses and amphibolites. The oldest magmatic-sedimentary late Precambrian(?) and early Paleozoic rock sequence probably originated as an island-arc or an active continental margin in an ancient marine basin. Eclogite crystallized during the subduction; after the following collision, high-grade metamorphism and anatexis took place in the Ordovician.

Anyhow, a high-pressure and high-temperature metamorphic event is evidenced by the garnet peridotite along kyanite eclogite, together with some other special rock inclusions in the metaperidotite body of Pohorje Mts. near Slovenska Bistrica. The related problems require further investigation.

Literatura

- Boettcher, A. L. 1970, The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *Jour. Petrol.* Vol. 11, Part 2, 337-379, Oxford.
- Brindley, G. W. & Brown, G. 1980, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineral. Soc. London*, 495 p., London.
- Carswell, D. A. & Gibb, F. G. F. 1987, Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 95. No. 4, 499-511, Heidelberg.
- Coffrant, D. & Piboule, M. 1975, Kélyphitisation du disthène des écolgites du Limousin. *Actes du 98^e congrès national des sociétés savantes. Tome I*, 375-382, Paris.
- Evans, B. W. 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* Vol. 5, 397-447, Amsterdam.
- Evans, W. B. 1982, Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. 98-113, v: Veblen, D. R. & Ribble, P. H., Eds., *Amphiboles*. Vol. 9B, *Mineral. Soc. of Am.*, 390 p., Washington.
- Fiala, J., Matějovská, O. & Vaňková, V. 1987, Moldanubian granulites: Source material and petrogenetic considerations. *Neues Jb. Miner. Abh.*, Bd. 157., H. 2., 133-165, Stuttgart.
- Frisch, W., Neubauer, F. & Satir, M. 1984, Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol. Rund. H.* 73, Bd. 1, 47-68, Stuttgart.
- Germovšek, C. 1954, Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. *Geologija* 2, 191-210, Ljubljana.
- Griffin, W. L. 1971, Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun nappe, Indre Sogn, Norway. *Jour. Petrol.* Vol. 12, Part 2, 219-243, Oxford.
- Griffin, W. L., Mellini, M., Oberti, R. & Rossi, G. 1985, Evolution of coronas in Norwegian anorthosites: re-evaluation based on crystal-chemistry and microstructures. *Contr. mineral. petrol.* Vol. 91, No. 4, 330-339, Heidelberg.
- Herzberg, C., Riccio, L., Chiesa, S., Fornoni, A., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Piccirillo, E. M. & Scolari, A. 1977, Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic crystalline basement from val Clapa (Alto Adige, northeastern Italy). *Memorie degli Istituti di geologia e mineralogia dell'Università di Padova*. Vol. 30, 1-28, Padova.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija*, 14, 187-226, Ljubljana.

- Hinterlechner-Ravnik, A. 1982, Pohorski eklogit. *Geologija* 25, 251–288, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. & Moine, B. 1977, Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija* 20, 107–140, Ljubljana.
- Holdaway, M. J. 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, Vol. 271, 79–131, New Haven.
- Hyndman, D. W. 1985, Petrology of igneous and metamorphic rocks. Sec. ed. McGraw-Hill Book Comp., 786 p., New York.
- IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks, 1973, Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1973, H. 4, 149–164, Stuttgart.
- Jenkins, D. M. 1981, Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H_2O -CaO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 . *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 77, No. 2, 166–176, Heidelberg.
- Miller, C. 1974, Reaction rims between olivine and plagioclase in metaperidotites, Ötztal Alps, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 43, No. 4, 333–342, Heidelberg.
- Morten, L. & Obata, M. 1983, Possible high-temperature origin of pyroxenite lenses within garnet peridotite, northern Italy. *Bull. Minéral.*, Vol. 106, No. 6, 775–780, Paris.
- Obata, M. & Thompson, A. B. 1981, Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle. A theoretical approach. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 77, No. 1, 74–81, Heidelberg.
- Obata, M. & Morten, L. 1982, Remnants of some high-temperature peridotite and the transformation from spinel-lherzolite to garnet-peridotite, observed in the ultramafic bodies in the Austridic metamorphic terrane, between Non and Ultimo valleys, northern Italy. *Terra cognita*, Vol. 2, No. 3, 329 p., Paris.
- Obata, M. & Morten, L. 1985, The spinel lherzolite to garnet lherzolite transformation and the gravity sinking of ultramafic bodies in the lower crust. *Terra cognita*, Vol. 5, No. 4, 440 p., Paris.
- O'Hara, M. J., Richardson, S. W. & Wilson, G. 1971, Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 32, No. 1, 48–68, Heidelberg.
- Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P. M. 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, Vol. 267, 259–272, New Haven.
- Ringwood, A. E. 1975, Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill book comp., 618 p., New York.
- Rost, F. & Brenneis, P. 1978, Die Ultramafitite im Bergzug südlich des Ultentales, Provinz Alto Adige (Oberitalien). *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* Bd. 25, H. 4, 257–286, Wien.
- Rost, F. & Wannemacher, J. 1978, Origin and metamorphism of ultramafic rocks along Periadriatic line in the Western Alps. Alps, Apennines, Hellenides, IUGS Sci. rep., No. 38, 163–166.
- Teller, F. 1899, Erläuterungen zur geologischen Karte Pragerhof-Wind. Feistritz. Verl. der geol. Reichsanstalt. 144 p., Wien.
- Teller, F. & Dreger, J. 1892, Geologische Spezialkarte Pragerhof-Wind. Feistritz. M 1:75 000. Verl. der geol. Reichsanstalt, Wien.
- Trommsdorff, V. & Evans, B. W. 1974, Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 54, H. 2/3, 333–352, Zürich.
- Tröger, W. E., Eds.: Bambauer, H. U., Taborczyk, F. & Trochim, H. D., 1979, Optical determination of rock-forming minerals. Part 1 determinative tables. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 188 p., Stuttgart.
- Turner, F. J. 1981, Metamorphic petrology. Sec. ed. McGraw-Hill book comp., 524 p., New York.

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1. Aplitoidni gnajs z milonitno strukturo. Porfiroklastičen ortoklaz in delno rekristalizirana osnova.

Vzorec 193A/83/44974, navzkrižna polarizatorja

Fig. 1. Mylonitic aplite gneiss with orthoclase porphyroclasts and partly recrystallized matrix.

Sample 193A/83/44974, crossed polarizers

Sl. 2. Almandinov muskovitni blestnik z blastomilonitno strukturo, vezan na ultramafit. Vsebuje tudi kyanitove kristale (kar ni prikazano na sliki), ki so delno nadomeščeni z lističi muskovita.

Vzorec 142/I/50052, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Mylonitic muscovite schist with elongated almandine porphyroclasts. The rock is related to ultramafite. Not shown in figure but present are scarce kyanite crystals highly retrogressed to well crystallized muscovite.

Sample 142/I/50052, crossed polarizers

Sl. 3. Harzburgit. Olivinovi ostanki v antigoritizirani osnovi. Moten ortopiroksen (opx) s tanko žilico serpentina in finim obrobkom lojevca. Ostanki motnega klinopiroksena (cpx), ki je v glavnem nadomeščen s tremolitom (tr).

Vzorec 241/83A/44741, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Harzburgite. Olivine relics in antigoritized mass. Old dusty orthopyroxene (opx) is surrounded by a fine talc margin and cut by a serpentine veinlet. Dusty clinopyroxene (cpx) remnants occur in a tremolite (tr) aggregate.

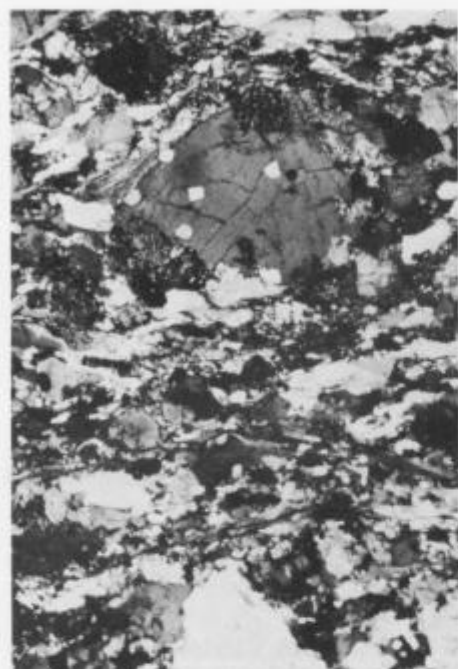
Sample 241/83A/44741, plane-polarized light

Sl. 4. Močno serpentiniziran peridotit. Magmatsko nataljen moten klinopiroksen je samo mestoma po obodu pretvorjen v fin agregat tremolita. Prvotna zankaasta struktura po olivinu je kljub deformaciji ohranjena z antigoritizacijo in z razporeditvijo izločenih železovih oksidov.

Vzorec 321/148, vzporedna polarizatorja

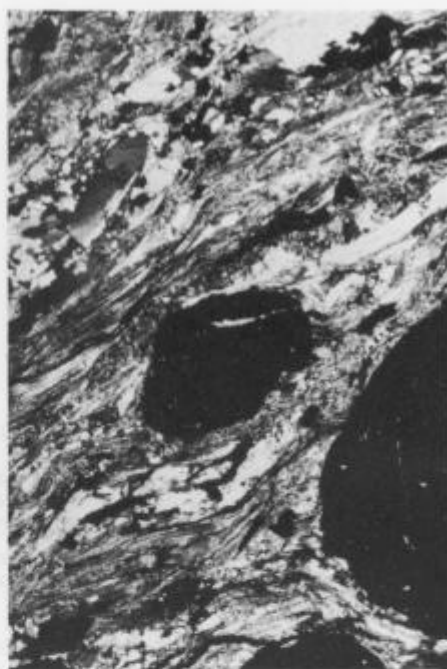
Fig. 4. Highly serpentinized peridotite. Magmatically corroded dusty clinopyroxene surrounded by a thin amphibole alteration margin. The original cell structure of deformed olivine is preserved with development of antigorite and iron oxides.

Sample 321/148, plane-polarized light



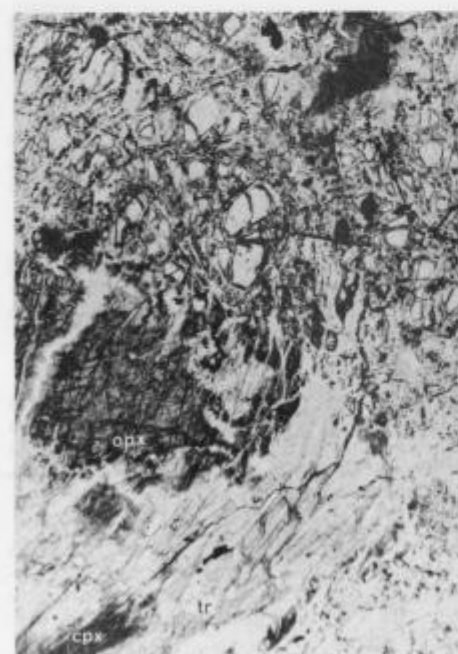
1 mm

1



1 mm

2



1 mm

3



1 mm

4

Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1. Peridotit, skoraj povsem antigoritiziran. Drobni kristali piroksena so nadomeščeni z velikimi luski klorita in neprosojno snovjo.

Vzorec 222/83/44738, navzkrižna polarizatorja

Fig. 1. Antigoritized peridotite. Pyroxene is replaced by large colourless chlorite flakes and iron oxides.

Sample 222/83/44738, crossed polarizers

Sl. 2. Antigoritiziran in magnezitiziran peridotit. Sprememba olivina v antigorit je potekala po zankasti strukturi. Ostanki olivina pa so nadomeščeni z mikrokristalnim magnezitom. Žilica magnezita s conarno strukturo.

Vzorec 185/83/44960, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Antigoritized and magnesitized peridotite. Serpentine showing mesh structure derived from olivine. Granules of secondary iron ore outline these boundaries. Relic grains of olivine are replaced by cryptocrystalline magnesite. Veinlet of magnesite showing zonal growth.

Sample 185/83/44960, crossed polarizers

Sl. 3. Drobnozrnata korona v anortozitnem peridotitu. Magmatski olivin (ol) in pragioklaz (pl) sta dala metamorfní ortopiroksen (opx) (ob olivinu) + zeleni spinel (spin-II) + simplektitni klinopiroksen (cpx). Ohranjena sta tudi prvotni magmatski klinopiroksen (cpx-I) in rjavkasti spinel (spin-I). Droben prah v plagioklazu je verjetno spinel.

Vzorec 297/144/9981, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Fine-grained corona in anorthositic peridotite. Magmatic olivine (ol) + plagioclase (pl) reacted to metamorphic orthopyroxene (opx) (next to olivine) + green spinel (spin-II) + symplectitic clinopyroxene (cpx). Preserved are the older magmatic clinopyroxene (cpx-I) and the brown spinel (spin-I). Plagioclase is filled with dust-like spinel inclusions (?).

Sample 297/144/9981, plane-polarized light

Sl. 4. Granatov peridotit. Granularne granatove porfiroklaste obdaja tenak radialen obrobek, ki ga verjetno gradi retrogradna rjavkasta simplektitna rogovača. V naslednji fazi nadomeščanja raste prosojen izometričen amfibol (pa), ki ne nadomešča samo granata, temveč tudi prvotni magmatski, sedaj motni klinopiroksen. Ta amfibol povzroča splošno amfibolizacijo kamenine. Olivin (ol) je močno tektonsko deformiran.

Vzorec 43/84/31270, vzporedna polarizatorja

Fig. 4. Garnet peridotite. The granular garnet porphyroclasts are surrounded by alteration margin consisting probably of radiating and symplectitic brownish amphibole. Younger retrogressive phase is a clear fine pargasitic amphibole (pa), replacing both garnet and partly preserved magmatic dusty clinopyroxene, resulting in the general amphibolization of the rock.

Olivine (ol) is highly deformed.

Sample 43/84/31270, plane-polarized light



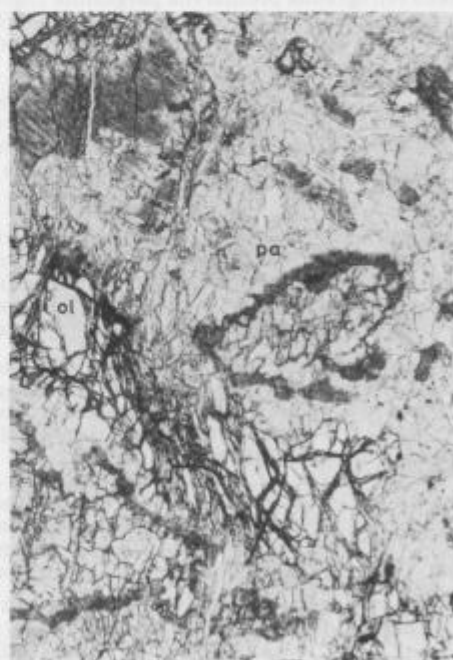
1



2



3



4



Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1. Granatov peridotit. Granularni granatov porfiroblast ima izraženo conarnost. Obrob-lja ga retrograden rjavkast simplektiten skupek, ki pripada verjetno amfibolu. Še mlajša je prav tako retrogradna brezbarvna pargazitna rogovača (pa), ki nadomešča tudi drobna zrna rjavka-stega spinela (spin-I). Ob retrogradnem amfibolu je izkristaliziral droben olivin in modrikasti spinel-II. Olivin osnove je deformiran.

Vzorec A, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Garnet peridotite. Granular garnet porphyroblast shows zoning. It is surrounded by a brown symplectitic aggregate, probably an amphibole, which is further partially replaced by colourless pargasitic amphibole (pa). Some fine olivine and bluish spinel-II crystallized along it. Some remnants of partly amphibolized brown spinel-I. Olivine in the matrix is highly deformed. Sample A, plane-polarized light

Sl. 2. Granatov peridotit z ohranjenim motnim magmatskim klinopiroksenom. Zgoraj granat z retrogradnim rjavkastim obrobkom in drobnim modrikastim spinelom. Neenoten klinopirok-sen pa obdaja tenak obrobek prosojnega amfibola. Olivin je deformiran in po razpokah, kakor tudi po celotnem zrnu (spodnji rob) nadomeščen z neprosojno snovjo, verjetno magnetitom.

Vzorec 164/84/50061, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Garnet peridotite with preserved dusty magmatic clinopyroxene. Garnet porphyro-blasts surrounded with radiating brown aggregate and some fine bluish spinel-II. Dusty clinopyroxene is rimmed with fine colourless amphibole. Olivine is deformed. Its cracks and some crystals (lower part) are filled with ore, probably magnetite.

Sample 164/84/50061, plane-polarized light

Sl. 3 in 4. Granatov peridotit. Granat (g) je po obodu spremenjen v rjavkast radialno žarkovit skupek (zgornji del). Droben modrikast spinel-II je ohranjen v osnovi delno kloritiziranega pargazitnega amfibola. V kloritnem agregatu so iglice tremolita (tr) (spodnji del).

Vzorec A, paralelna in navzkrižna polarizatorja

Figs. 3 and 4. Garnet peridotite. Garnet (g) is marginally altered to radiating brown aggregate (upper part). Bluish spinel-II is preserved in a matrix of partly chloritized pargasitic amphibole. Some needles of tremolite (tr) (lower part) in a chlorite aggregate.

Sample A, plane-polarized light and crossed polarizers



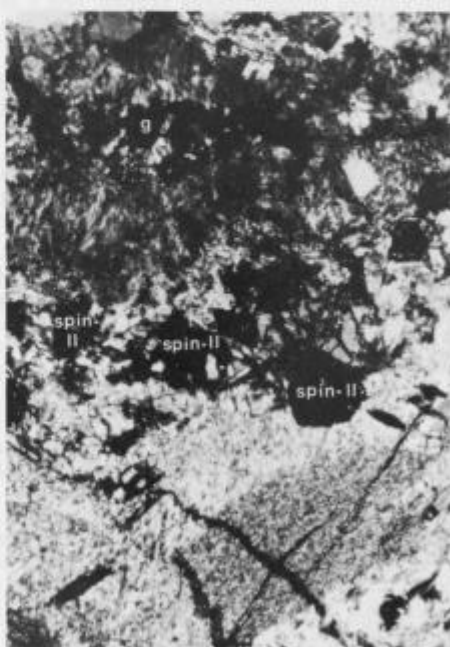
1



2



3



4



Tabla 4 – Plate 4

Sl. 1. Granatov peridotit. Razpotegnjen granatov porfiroklast z obrobkom retrogradnega rjavkastega simplektitnega skupka, oba v še mlajši osnovi prosojnega pargazitnega amfibola (pa). Pargazitni amfibol nadomešča tudi del granatovega porfiroklasta.

Vzorec A, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Garnet peridotite. Elongated colourless garnet porphyroblast rimmed with brown symplectitic aggregate, both enclosed and partially replaced by younger pargasitic amphibole (pa). Sample A, plane-polarized light

Sl. 2. Granatov peridotit. Slika prikazuje granatov porfiroblast, ki je delno retrogradno nadomeščen z agregatom radialnega vezuviana. Pri vzporednih polarizatorjih sta oba brezbarvna in imata skoraj enak relief.

Vzorec A, navzkrižna polarizatorja

Fig. 2. Garnet peridotite. Shown is part of a garnet porphyroblast partially altered to subradiate clusters of vesuvianite, both colourless and with nearly the same relief.

Sample A, crossed polarizers

Sl. 3. Megakristal klinopiroksena (cpx-I), vezan na žilo v ultramafitu. Ima izraženo strukturo razmešanja z žilico drobnega granata (g), forsterita (ol) in klinopiroksena (cpx).

Vzorec 142 K, navzkrižna polarizatorja

Fig. 3. Clinopyroxene megacryst (cpx-I) related to a vein in ultramafite. It is showing the unmixing texture with a veinlet of fine garnet (g), forsterite (ol) and clinopyroxene (cpx).

Sample 142 K, crossed polarizers

Sl. 4. Megakristal klinopiroksena (cpx-I) s strukturo razmešanja po reakciji med klinopiroksenom in ortopiroksenom (opx), ki je izražena z avreolo drobnega granata (g) in olivina (ol).

Vzorec 142 K, navzkrižna polarizatorja

Fig. 4. Clinopyroxene megacryst (cpx-I) with unmixing texture caused by the reaction between clinopyroxene-I and orthopyroxene (opx), that resulted to fine garnet (g) and olivine (ol).

Sample 142 K, crossed polarizers



0.5 mm

1



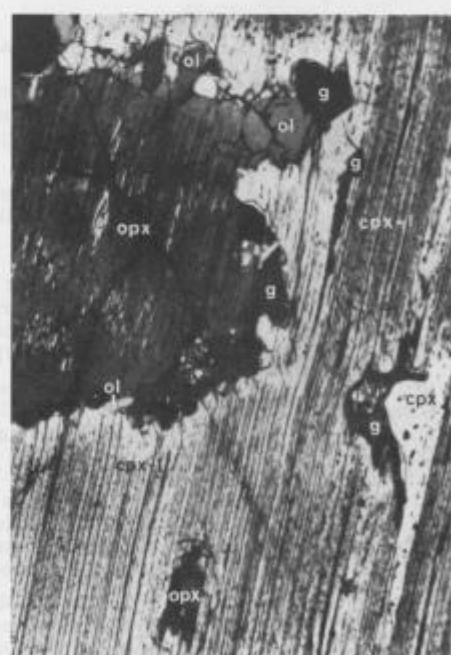
0.5 mm

2



0.2 mm

3



0.2 mm

4



Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1. Pargazitni amfibolov skrilavec s primesjo drobnega granata (g) in z ohranjenim motnim starejšim klinopiroksenom (cpx), ki je magmatskega porekla.

Vzorec 253/83/44768, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Amphibole schist. Amphibole has a pargasitic character. Also present are old dusty clinopyroxene (cpx) and fine garnet aggregate (g). Dusty clinopyroxene is interpreted as magmatic clinopyroxene relic.

Sample 253/83/44768, plane-polarized light

Sl. 2. Amfibolovo-kloritni skrilavec. Amfibol ima pargazitni značaj, vendar ni enoten: z odtenki rahlo zelenkaste barve je v brezbarvnih zrnih nakazana nepravilna conarnost. Na robu prehajajo večji kristali pogosto v igličast tremolit, kar pa ni prikazano na sliki.

Vzorec 17B/83/50069, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Amphibole-chlorite schist. Patchy intergrowth of colourless and slightly green variety of pargasitic amphibole. Amphibole porphyroblasts are marginally altered to fine acicular-fibrous tremolite (not shown in the figure). Chlorite aggregate is sheared.

Sample 17B/83/50069, plane-polarized light

Sl. 3. in 4. Pargazitno-anortitni amfibolit s porfiroblasti β -psevdozoisita (zoi) in z agregati drobnega korunda (co) $\pm$ zelenkastega spinela. Zeleni amfibol (amph) nadomešča granat. Razen kristalov β -psevdozoisita predstavljajo vse komponente retrogradne agregate.

Vzorec 241/83/44739, navzkrižna in paralelna polarizatorja

Figs. 3 and 4. Pargasite-anorthite amphibolite with porphyroblasts of β -pseudozoisite (zoi), aggregates of fine corundum (co) $\pm$ green spinel. Garnet is replaced by amphibole (amph). All components except β -pseudozoisite porphyroblasts represent retrogressive aggregates.

Sample 241/83/44739, crossed polarizers and plane-polarized light



1



2



3



4



Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1. Tremolitno-kloritni ultramafičen skrilavec z ohranjenim motnim magmatskim klinopiroksenom. Radialne psevdomorfoze drobnega amfibola verjetno nadomeščajo prvotni granat. Klorit določen rentgensko je brunsvigite.

Vzorec 254B/83/44744, vzporedna polarizatorja

Fig. 1. Tremolite-chlorite schist with partly preserved dusty clinopyroxene, which is interpreted as magmatic clinopyroxene relic. Fine radiating amphibole is probably pseudomorphous after garnet. Chlorite is the brunsvigite variety.

Sample 254B/83/44744, plane-polarized light

Sl. 2. Amfibolovo-kloritni ultramafiten skrilavec. Velike deformirane luske rahlo zelenkastega klorita (klinoklora-brunsvigita, ch) v drobnozrnati osnovi klorita in amfibola.

Vzorec 34 D1/83/50065, vzporedna polarizatorja

Fig. 2. Amphibole-chlorite ultramafic schist. Large deformed idioblastic flakes of pale green chlorite (clinoclora-brunsvigite, ch) in a matrix of fine chlorite and amphibole.

Sample 34 D1/83/50065, plane-polarized light

Sl. 3. Granatov piroksenit, delno amfiboliziran. Ohranjen je moten magmatski klinopiroksen (cpx). Svetel obod na kristalih predstavlja nadomeščanje z brezbarvnim amfibolom. Zadnji prehaja tudi v osnovo. Granat (g) ima zelo nepravilno obliko (korona ?).

Vzorec 262A/83/44770, vzporedna polarizatorja

Fig. 3. Garnet pyroxenite. Dusty clinopyroxene (cpx) is marginally replaced by fine colourless amphibole, which forms also the matrix. Garnet (g) has a very irregular (corona ?) shape.

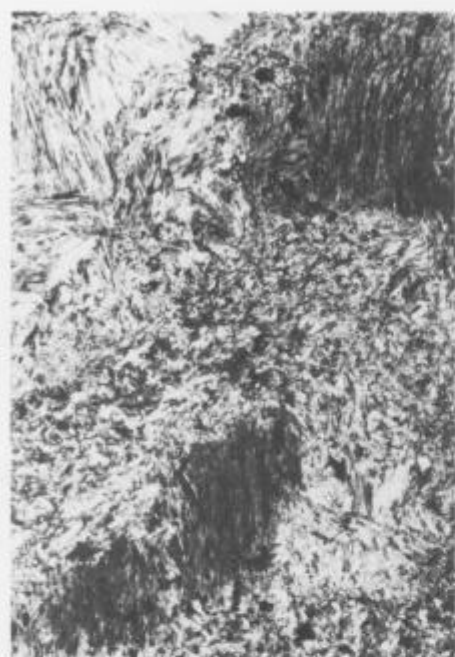
Sample 262A/83/44770, plane-polarized light

Sl. 4. Kloritno (ch)-tremolitni (tr)-olivinov (ol) skrilavec, kristaliziran v ravnotežnih razmerah. Delna retrogradna pretvorba v lojevec (tc).

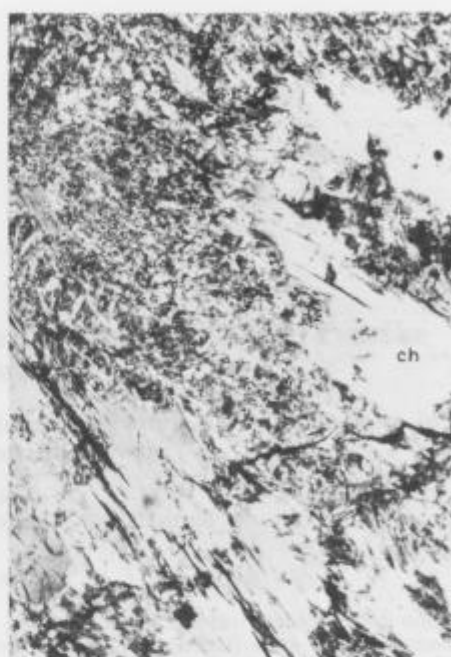
Vzorec 484/209/62, vzporedna polarizatorja

Fig. 4. Chlorite (ch)-tremolite (tr)-olivine (ol) schist showing equilibrium texture. Some retrogression to fine grained talc (tc).

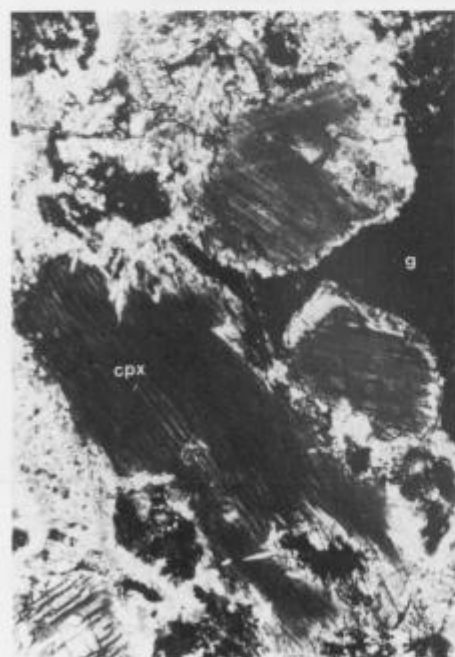
Sample 484/209/62, plane-polarized light



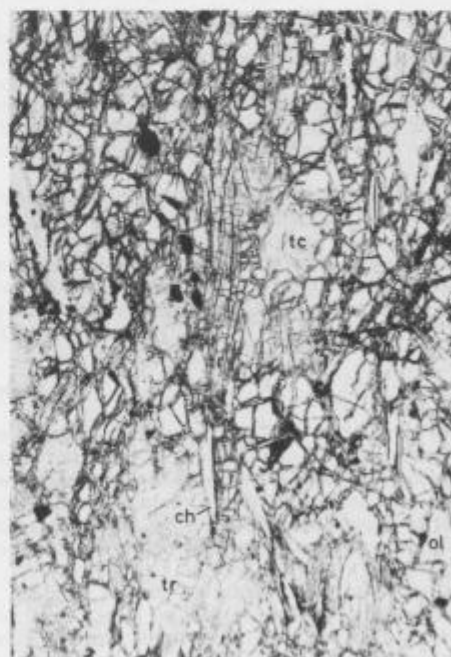
1



2



3



4

UDK 552.3:549.086(497.13)=862

Mladoalpinski alkalijsko-feldspatski graniti (aljaskiti) Požeške gore u Slavoniji

Young-Alpine alkali feldspar granites (alaskites) from Mt. Požeška Gora in Slavonia, northern Yugoslavia

Jakob J. Pamić

Geološki zavod, Sachsova 2, YU-41000 Zagreb

Sažetak

U radu se prikazuju geološke i geokemijsko-petrološke karakteristike dosad neistraživanih granita Požeške gore u Slavoniji. Graniti stoje u intruzivnom kontaktu prema okolnim albitnim riolitima i metabazaltima koji predstavljaju dio gornjokrednog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa što leži alohtono (navlačno?) preko okolnih neogenih sedimenata. Sami graniti predstavljaju produkte završne magmatske aktivnosti koja je dala i okolne albitne riolite i metabazalte čija je gornjokredna starost sigurno dokazana.

Po modalnom sastavu to su alkalijsko-feldspatski graniti u čijem sastavu izrazito dominiraju kvarci i glinenci: albit, ortoklas, mikropertit i mirmekitski prorasli kvarci i albite čiji je kemizam dokumentiran mikrosondnim analizama. Po svojem izrazito leukokratnom karakteru, ovi graniti pripadaju aljaskitima. U petrokemijskim karakteristikama jako su slični okolnim i inače genetski srodnim albitnim riolitima.

Alkalijsko-feldspatski graniti Požeške gore ne mogu se uspješno geotektonski kategorizirati na osnovi standardnih geokemijskih diskriminacionih dijagrama. Po nekim svojim geokemijskim i petrološkim karakteristikama oni se mogu korelirati s A-granitima. Granitni magmatizam Požeške gore na kraju se razmatra kao dio složenih geodinamskih procesa koji su se krajem krede odigrali u strukturi pretpostavljenog magmatskog luka čije relikte nalazimo u zoni Prosara-Motajica-Cer-Bukulja u sjevernim Dinaridima.

Abstract

The paper deals with geology, geochemistry and petrology of granites from Mt. Požeška Gora in Slavonia which have not been so far studied. Granites invade albite rhyolites and metabasalts which represent a part of Upper Cretaceous volcanic-sedimentary complex which is allochthonous (thrust?) over the surrounding Neogene sediments. The granites represent products of final stages of the same magmatic activity which produced the adjacent Upper Cretaceous albite rhyolites and metabasalts.

Based on modal composition, granites belong to alkali feldspar varieties consisting mainly of quartz, albite, orthoclase, microperthite and myrmekitic intergrowth of quartz and albite whose chemical composition is documented by microprobe analyses. The granites are extremely leucocratic so that they can be

attributed to alaskites. According to petrochemical features granites are very similar to the adjacent albite rhyolites.

The geotectonic setting of alkali feldspar granites of Mt. Požeška Gora cannot be reliably determined on the basis of standard geochemical discrimination diagrams. Based on certain geochemical and petrological characteristics, the granites can be correlated with A-type granites. Granite magmatism of Mt. Požeška Gora is considered as a part of complex geodynamic processes which took place at the end of the Upper Cretaceous within the structure of a presumed magmatic arc whose relics can be recognized within the Prosara-Motajica-Cer-Bukulja zone of the northernmost Dinarides.

Uvod

Pojave granita, zajedno sa češćim metamorfnim stijenama, spominju u svojim radovima Štur (1861/62), Koch (1917), Tučan (1919) i Laskarev (1931). One se navodno nalaze u okolici Novog Sela i Gradskih Vrhovaca, te na brdu Sokolovcu iznad same Slavonske Požege. Prilikom kartiranja Požeške gore svi su ti njihovi lokaliteti provjereni, i tom prilikom je utvrđeno da se radi o sekundarnim pojavama, odnosno blokovima i valuticama koje potiču iz okolnih neogenih konglomerata (Šparica & Pamić, 1986). Međutim, tom prilikom su otkriveni izdanci dotad nespominjanih gnajsgranita kod sela Drškovci koje se po svojim karakteristikama mogu pozitivno korelirati s odgovarajućim stijenama psunjskog granitno-metamorfno kompleksa za kojeg se pretpostavlja da pripada bajkalskom orogenom ciklusu (Jamičić, 1983, Pamić & Šparica, 1986).

Pored ovih sekundarnih pojava, Barić i Tajder (1942) opisuju brojne izdanke rastrošenih granita u samom gradu Požegi, pod starim Požeškim gradom, kao i u okolnim požeškim vinogradima, te u okolici Gradskih Vrhovaca. Mada ih nisu sistematski petrografski istraživali, oni naglašavaju da su to vjerojatno alkalijski graniti koji vrlo često imaju granofirsku strukturu. Prilikom izrade Osnovne geološke karte izdvojena su unutar vulkanske mase Požeške gore tri manja tijela granitnih stijena koje su određene kao granofiri. Za te se stijene navodi da su... »na osnovi strukture i teksture određeni kao granofiri. Granofiri su u rasjednom kontaktu s naslagama krede, a kontakt s albitnim porfirima (albitnim riolitima – primjedba autora) nije nigdje vidljiv. Ove stijene su nastale u završnoj fazi magmatskog ciklusa« (Šparica et al., 1980, p. 26 i 27).

To su praktički svi raspoloživi literaturni podaci o granitnim stijenama Požeške gore.

U toku 1983. i 1984. godine smo kolega Šparica i ja, uz povremenu pomoć kolege Crnka, kartirali Požešku goru. Tom prilikom sam ja kartirao dio Požeške gore koji je izgrađen od magmatskih stijena, tako da mi se pružila mogućnost da sakupim obilan petrografski materijal. Budući da su već ranije detaljno obrađene vulkanske stijene Požeške gore (Tajder, 1944, 1947 i 1956, Majer & Tajder, 1982), to sam u terenskom radu obratio posebnu pažnju na granitske stijene koje dosad nisu detaljnije petrološki obrađivane.

Cilj ovog rada je da se dađe cjelovit geološki i geokemijsko-petrološki prikaz mladoalpinskih granitnih stijena Požeške gore. One stoje u intruzivnom kontaktu s okolnim albitnim riolitima i metabazaltima za koje je pouzdano utvrđeno da pripadaju gornjoj kredi, uglavnom senonu (Pamić & Šparica, 1983). To su alkalijsko-feldspatski graniti (aljaskiti) s kolornim indeksom najčešće oko 5. Po petrokemijskim karakteristikama mogu se pozitivno korelirati s gornjokrednim albitnim riolitima u kojima se i pojavljuju.

Geološki prikaz

Osnovni geološki podaci

Požeška gora, koja je smještena u južnim dijelovima Panonskog bazena, predstavlja, zajedno s Diljem, jugoistočnu orografsku jedinicu slavonskih planina. Te su planine geotektonski različito interpretirane: kao »orijentalno kopno« (Gorjanić-Kramberger, 1907), odnosno dio »unutrašnjeg masiva« ili međugorja (Kober, 1914; Roksandić, 1969), dio Istočnih Alpi (Laskarev, 1931), dio Dinarida (Koch, 1924 i drugi) i dio slavonsko-sremskog bloka, odnosno Vardarske zone (Dimitrijević, 1974). U novije vrijeme Jamičić (1983) smatra da su mezozojski i paleozojski kompleksi slavonskih planina izdizani u miocenu i kasnije, i navučeni sa sjevernom vergencijom preko okolnih neogenih sedimenata. U novije se vrijeme evolucija Panonskog bazena objašnjava ekstenzijom, djelovanjem transkurentnih rasjeda, kao rezultat izdizanja gornjeg plašta, odnosno istanjivanja kontinentalne kore (Royden et al., 1983; Horvath, 1984; Pamić, 1986 i drugi). Mada geotektonski položaj slavonskih planina nije još potpuno razjašnjen, ipak se može pretpostaviti da je njihov geotektonski položaj, pa time i položaj Požeške gore, prvenstveno vezan za evoluciju Panonskog bazena.

Dio Požeške gore u širom području pojavljivanja mladoalpskih granita izgrađen je pretežno od tercijarnih i kvartarnih sedimenata, uz koje još dolaze gornjokredni sedimenti i vulkanske stijene s vulkanskim brečama (slika 1). Prema podacima Šparice i Pamića (1986) najrasprostranjeniji su neogeni sedimenti predstavljeni pretežno slatkovodnim klastičnim sedimentima otnanga i karpata, marinskim klastičnim i vapnenjačkim sedimentima badena, te slatkovodnim i brakičnim naslagama gornjeg miocena i pliocena. Manje rasprostiranje imaju gornjokredni, uglavnom senonski laporoviti šejlovi i siltiti s proslojcima vapnenaca i pješčenjaka.

Veće rasprostiranje od krednih sedimenata imaju vulkanske stijene – albitni rioliti, odnosno kvarcni keratofiri i albitni doleriti, odnosno spiliti (Tajder, 1944, 1947 i 1956; Majer & Tajder, 1982). Vulkanska masa se prostire skoro od Pleternice, na istoku, do iza Novog Sela, na zapadu, na dužini od oko 15 km i pokriva površinu od oko 30 km². Dugo je prevladavalo mišljenje da su te vulkanske stijene miocenske starosti (Koch, 1917 i drugi), no nedavno je dokazano da im je starost gornjokredna, uglavnom senonska (Pamić & Šparica, 1983).

Navedeni gornjokredni sedimenti i vulkaniti predstavljaju jedinstvenu vulkanogeno-sedimentnu formaciju. U vulkanskoj masi vrlo su često interstratificirani tanji paketi gornjokrednih sedimenata, a u sedimentima južno od glavne vulkanske mase javljaju se, doduše ne često, manja, konkordantna izljevna tijela metabazalta, odnosno spilita. Nedavno je izneseno mišljenje da gornjokredni vulkanogeno-sedimentni kompleks Požeške gore predstavlja alohtonu ploču koja leži reversno (navlačno?) preko okolnih neogenih sedimenata (Šparica & Pamić, 1986).

Identične ili slične gornjokredne vulkanogene-sedimentne komplekse ne nalazimo na površini u širem području južnih dijelova Panonskog bazena u Slavoniji. Vulkanogeno-sedimentne tvorevine Požeške gore mogu se pozitivno korelirati s odgovarajućim flišnim kompleksom gornje krede i paleogena u sjevernoj Bosni i Baniji, unutar kojih na pojedinim mjestima u najdubljim dijelovima, koji odgovaraju uglavnom senonu, dolaze interstratificirana vulkanska tijela, mjestimice s piroklastičnim produktima (Pamić & Jelaska, 1975).

Način pojavljivanja i starost granita

Rezultati novog geološkog kartiranja pokazuju da je gornjokredna vulkanska masa Požeške gore razdijeljena na dva dijela, skoro podjednaka, i to poprečnim rasjedom koji ide dolinom Komušanca, istočno od Slavonske Požege. Istočni, požeško-pleternički dio izgrađen je pretežno od riolita, a zapadni, požeško-vrhovački od albitnih riolita i metabazalta.

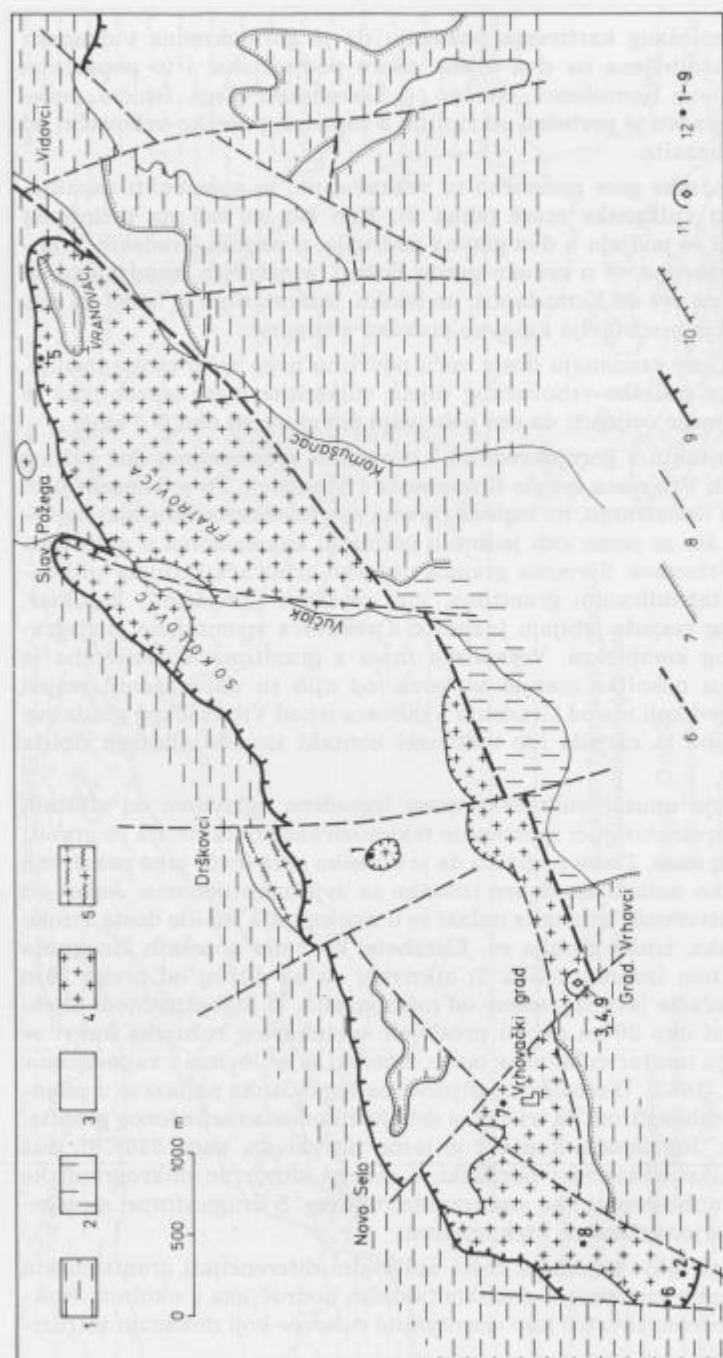
Granitne stijene Požeške gore prostorno su vezane samo za spomenuti zapadni, požeško-vrhovački dio vulkanske mase (slika 2). Kao što se vidi na priloženoj geološkoj karti, graniti se javljaju u dva glavna područja: u okolici Gradskih Vrhovaca, u zapadnim dijelovima, te u samom gradu Požegi, a naročito iznad njega na Sokolovcu, Fratrovici pa sve do Komušanca, na istoku. Interesantno je istaći da ovo drugonavedeno područje predstavlja i glavno požeško vinogorje.

Dakle, granitne stijene zauzimaju dosta veću površinu nego se to ranije mislilo. U stvari, oko polovina požeško-vrhovačkog dijela vulkanske mase isprobijana je granitima, tako da se može ocijeniti da oni pokrivaju površinu od oko 6–7 km².

Graniti stoje u kontaktu s gornjokrednim i neogenim sedimentima duž južnog ruba mase od Gradskih Vrhovaca sve do Komušanca i Vranovca. Tu je kontakt jako pokriven i nedostupan osmatranju, no izgleda (prema morfološkim odnosima) najvećim dijelom rasjedan, što se jasno vidi jedino u području kamenoloma u granitima kod samih Gradskih Vrhovaca. Sjeverna granica požeško-vrhovačkog dijela vulkanske mase, zajedno s intrudiranim granitima, ima reversan (navlačan?) karakter, a ispod ovog reversnog rasjeda izbijaju južno od Drškovaca spominjane gnajsganitne stijene psunjskog kompleksa. Vulkanska masa s granitima ispresijecana je poprečnim rasjedima u nekoliko manjih blokova; od njih su najizraženiji rasjed dolinom Vučjaka i rasjed koji ide od Gradskih Vrhovaca ispod Vrhovačkog grada sve do Novog Sela; duž oba ta rasjeda ide tektonski kontakt između albitnih riolita i granita.

Graniti se pojavljuju unutar vulkanske mase izgrađene uglavnom od albitnih riolita što već govori, apstrahirajući spomenute tektonizirane kontakte, da su graniti intruzivni u vulkanskoj masi. Treba naglasiti da je Požeška gora inače jako pokrivena i na njoj se vrlo rijetko nailazi na dobre izdanke sa svježim stijenama. Jedan od takvih, rijetko dobro otvorenih izdanaka nalazi se u usjeku puta što ide dosta visoko desnom obalom Vučjaka, iznad groblja sv. Elizabete, kroz dio požeških vinograda ispod Fratrovica. Na tom izdanku (slika 3) otkriveni su na dužini od preko 20 m zelene rastrošene jastučaste lave izgrađene od metabazalta. U jugozapadnom dijelu izdanka u njima dolazi oko 20 cm debeli proslojak crvenkastog rožnjaka kakvi se inače vrlo često javljaju unutar vulkanske mase, zajedno sa šejlovima i vapnencima (Pamić & Šparica, 1983). U središnjim dijelovima tog izdanka nailazi se u zelenkastim jastučastim metabazaltima na tri metra debelu žilu dosta rastrošenog granita, odnosno granitporfira. Jugoistočni kontakt je jasno intruzivan, pada 230/79°; duž kontakta su graniti jako sitnozrni i porfirski, s mnogo sitnozrne mikrogranitske osnove, tako da ih se može shvatiti kao »zamrznute rubove«. S druge strane, sjeverozapadni kontakt te žile je vertikalni i tektoniziran.

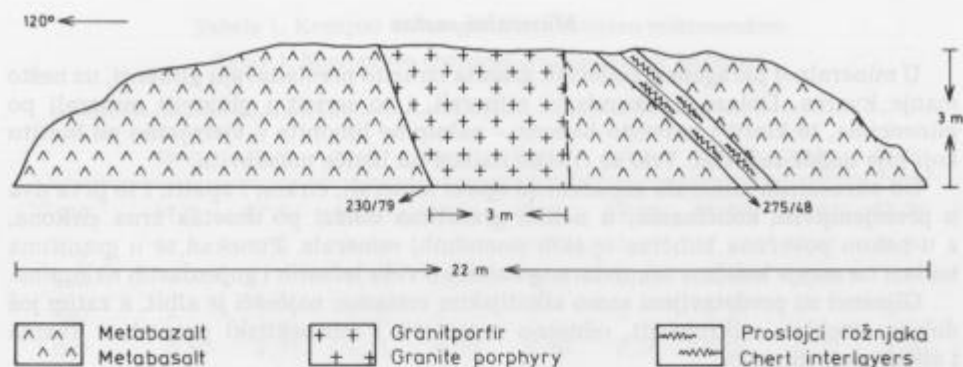
Važno je istaći da se takvi sitnozrni, često aplitoidni diferencijati granita dosta često susreću i na drugim mjestima u endokontaktnim područjima s okolnim riolitima, i njih također možemo shvatiti kao »zamrznute rubove« koji dokazuju intruzivan karakter kontakta.



Sl. 2. Geološka karta sjeverozapadnih dijelova Požeške gore, djelomice po podacima Šparica i Pamić (1986)
 1 neogeni i kvartarni sedimenti, 2 gornjokredni sedimenti, 3 stijene bimodalne vulkanske asocijacije, 4 alkalijsko-feldspatski graniti, 5 granit-gnajsne stijene paleozoika, 6 normalna granica, 7 transgresivna granica, 8 rasjed, 9 navlačni rasjed, 10 intruzivna granica, 11 kamenolom, 12 mjesta uzorkovanja analiziranih stijena

Fig. 2. Geologic map of northwestern parts of Mt. Požeška Gora

1 Neogene and Quaternary, 2 Upper Cretaceous sediments, 3 rocks of bimodal volcanic association, 4 alkali feldspar granites, 5 Paleozoic granite-gneissoids, 6 normal contact line, 7 unconformity, 8 fault, 9 reverse (thrust) fault, 10 intrusive contact line, 11 quarry, 12 sampling locations of analyzed rocks



Sl. 3. Profil sa žilom granitporfira koja probija gornjokredne bazalte

Fig. 3. Cross-section showing granite porphyry vein intruded in Upper Cretaceous metabasalts

Opisane pojave pokazuju da su graniti intruzivni u vulkanskoj masi Požeške gore i da su mlađi od njih. Budući da je ranije dokazano da su vulkanske stijene Požeške gore gornjokredne, uglavnom senonske starosti (Pamić & Šparica, 1983), to znači da su graniti od njih mlađi. Petrografski, a naročito petrokemijski podaci, koji će dalje biti prikazani, pokazuju veliku srodnost granita i albitnih riolita, na osnovi čega bi se moglo pretpostaviti da graniti Požeške gore predstavljaju produkte završne faze magmatizma koji je dao i same riolite u kojima se graniti pojavljuju. Po toj interpretaciji bi graniti Požeške gore bili završni produkti gornjokredne, odnosno senonske magmatske aktivnosti koja je u ekstruzivnom nivou dala prethodno, možda i samo malo ranije, okolne albitne riolite.

Petrologija

Prilikom kartiranja granita Požeške gore uzeto je ukupno 76 uzoraka koji su petrografski obrađeni. Devet je uzoraka detaljno analizirano, a pozicije tih devet uzoraka nanese su na priloženoj geološkoj karti (slika 2). Rezultati petrografske obrade pokazuju da sve granitne stijene Požeške gore imaju ujednačene strukturno-teksturane karakteristike, mineralni, a time i kemijski sastav, pa ćemo ih stoga, u cilju izbjegavanja ponavljanja, i zajednički prikazati.

Ovdje je važno istaći da su požeški graniti jako rastrošeni, jednako kao i okolni, inače megaskopski veoma slični albitni rioliti u kojima se pojavljuju. Naročitu je teškoću pri kartiranju predstavljala činjenica što i rioliti i graniti imaju jako sličnu koru trošenja s neznatnim razlikama u osobinama tla koja od njih postaju. Rioliti daju teška i rumeno-žućkasta tla, a graniti rumenkasta no laka tla (zbog intenzivne grusifikacije). Zbog toga je samo kartiranje i razdvajanje granita i okolnih albitnih riolita predstavljalo vrlo mukotrpan posao koji se mogao uspješno obaviti tek nakon određenog terenskog iskustva na samoj Požeškoj gori.

Mineralni sastav

U mineralnoj paragenezi požeških granita izrazito prevladavaju glinenci, uz nešto manje kvarca. Dolaze i sekundarni minerali, i to sericit i glinoviti minerali po glinencima, te klorit i naročito bauerit – nakupine limonita – vjerojatno po biotitu koji nije uopće sačuvan. Vrlo se rijetko nailazi na listiće muskovita.

Od akcesornih minerala zapaženi su opaki minerali, cirkon i apatit, i to prva dva u promjenljivim količinama; u nekim granitima dolazi po desetak zrna cirkona, a u nekim povećana količina opakih (metalnih) minerala. Ponekad se u granitima nailazi na manje količine sekundarnog kalcita u vidu lećastih i gnjezdastih nakupina.

Glinenci su predstavljeni samo alkalijskim vrstama; najčešći je albit, a zatim još dolaze ortoklas, mikropertit, odnosno antipertit i mirmekitski proraslaci kvarca i alkalijskog glinenca.

Albit se redovito javlja u hipidiomorfim, prizmatskim zrnima; obično su to sraslaci, najčešće srasli po albitskom sraslačkom zakonu. Kemijski sastav albita dobiven mikrosandom prikazuju analize 1, 2, 3 i 9 u tabeli 1. Preračun tih analiza pokazuje da su to albiti koji sadrže $An_{1,3-4,7}$ i $Or_{0,4-1,7}$.

Ortoklas se također javlja u prizmatskim hipidiomorfim kristalima; obično su to kristali samci ili dvojci, najčešće srasli po karlovarskom zakonu. Kemijski sastav ortoklasa prikazuju analiza 8, tabela 1. Po toj analizi radi se o skoro čistom ortoklasu s $Or_{98,2}$.

Mikropertit, odnosno antipertit pojavljuje se u hipidiomorfim zrnima koja se ističu vrlo izraženom finolamelarnom građom. Mikrosondni kemijski sastav (analize 6 i 7, tabela 1) pokazuje da su pojedinačne lamele izgrađene od albita ($An_{1,3}$) i ortoklasa ($Or_{97,1}$).

Mirmekiti, odnosno proraslaci kvarca i glinenca pokazuju dosta veliku raznovrsnost, kako po načinu pojavljivanja, tako i po količini i obliku proraštenih kvarcnih zrna. Najčešće to su krupnija, hipidiomorfna zrna s promjenljivom količinom proraslog kvarca, no često se javljaju i alotriomorfno između hipidiomorfih zrna albita, mikropertita i ortoklasa. Oblik proraslog kvarca je različit: kapljičast, klinast, rebrast, crvolik i nepravilan. Kemijski sastav dobiven mikrosandom (analize 4 i 5, tabela 1) pokazuju da je alkalijski glinenac mirmekita također predstavljen albitom ($An_{1,3}$).

Navedeni podaci kemijskog sastava albita, bez obzira da li se radi o pojedinačnim kristalima, mikropertitu, odnosno antipertitu ili mirmekitskim prorslacima s kvarcom, pokazuju da se radi o dosta čistom albitu koji u prosjeku sadrži $An_{2,2}$.

Svi navedeni alkalijski glinenci rijetko su kada sasvim svježi. Obično su malo do umjereno, a ponekad i sasvim zamućeni sitnim glinovitim mineralima koji nisu detaljnije određivani. Jasno, pri određivanju mikrosondnog kemijskog sastava odabirala su se samo najsvježija zrna glinenaca.

Strukture i teksture

Granitne stijene Požeške gore imaju najčešće hipidiomorfne do alotriomorfne zrnaste strukture. Veličina zrna je promjenljiva; najčešće doseže do 2 ili 3 mm, a izuzetno rijetko i do 5 mm. Sitnozrniji varijeteti s veličinom zrna do 1,5 ili ispod 1 mm (aplitoidni varijeteti) su znatno podređeniji. Izuzetno rijetko se nailazi na porfiroidne granite s mnogo mikrogranitske osnove i malo utrusaka veličine do 2–3 mm.

Tabela 1. Kemijski sastav glinenaca dobiven mikrosondom

Table 1. Microprobe chemical composition of feldspars

	1 Ab-2	2 Ab-5	3 Ab-6	4 My-6	5 My-6	6 AbMp-6	7 OrMp-6	8 Or-6	9 Ab-9
SiO ₂	67,7	67,4	68,43	69,01	68,90	69,09	66,00	64,63	67,70
Al ₂ O ₃	20,1	19,9	18,42	18,40	18,54	18,23	16,61	18,53	20,50
FeO	-	-	0,13	0,04	0,05	0,03	0,10	0,10	-
MgO	-	-	0,02	-	-	-	0,01	-	-
CaO	0,60	0,71	0,25	0,15	0,30	0,26	0,01	0,17	1,0
Na ₂ O	11,4	11,3	11,58	11,82	11,76	11,74	0,60	0,08	11,1
K ₂ O	0,15	0,08	0,34	0,11	0,11	0,09	15,41	16,10	0,11
SrO	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-
	99,95	99,39	99,18	99,54	99,67	99,45	98,75	99,62	100,41
Si	11,856	11,867	12,100	12,104	12,091	12,180	12,290	11,990	11,803
Al	4,149	4,127	3,820	3,779	3,820	3,742	3,650	4,040	4,213
Ca	0,113	0,134	0,050	0,047	0,052	0,051	0,00	0,040	0,187
Na	3,870	3,857	3,960	4,010	4,002	3,957	0,110	0,030	3,751
K	0,034	0,016	0,070	0,050	0,050	0,007	3,650	3,810	0,025
An	2,8	3,3	1,3	1,1	1,3	1,3	-	1,0	4,7
Ab	96,4	96,3	97,0	97,8	97,6	98,6	2,9	0,8	94,7
Or	0,8	0,4	1,7	1,2	1,1	0,1	97,1	98,2	0,6

Ab- pojedinačno zrno albita - single albite grains; My - albit s mirmekitski proraslim kvarcom - albite with myrmekite quartz intergrowths; AbMp - albit iz pertita, odnosno antipertita - albite from perthite and antiperthite; OrMp - glinenac iz pertita, odnosno antipertita - potassium feldspar from perthite and antiperthite; Or - pojedinačno zrno K-glinenca - single potassium feldspar grain

2, 5, 6 i 9 brojevi granitnih uzorka kao u tabeli 2 - numbers of granite samples as in Table 2

Tekstura granita je redovito homogena (masivna).

Graniti koji se javljaju duž ili u blizini rasjednih zona u pravilu su jako brečirani, kataklazirani, nekad u tolikoj mjeri da predstavljaju granitne breče. Sitnozrnije drobljeni, milonitizirani graniti znatno su podređeniji. Takvi kataklastični i milonit-ski graniti izgrađuju veći dio kamenoloma kod Gradskih Vrhovaca koji je lociran duž tektonskog kontakta s gornjokrednim sedimentima.

Klasifikacija granita

Svi graniti Požeške gore predstavljaju izrazito leukokratne stijene i njihov kolorni indeks rijetko kada dosegne do 10, a najčešće se kreće oko 5. Naročito je značajna karakteristika svih granita Požeške gore da su u njima glineneci predstavljeni samo alkalijskim vrstama: albitom i ortoklasom. Zbog toga oni u dijagramu Streckeisen (1973) padaju pretežno u polje 2 koje odgovara alkalijsko-feldspatskim granitima. Istina, postoji mala neusaglašenost u sastavu modalnog ($An_{2,2}$) i normativnog (An_5) albita, no u ovakvim razmatranjima prednost treba svakako dati modalnim sastavima dobivenim mikrosandom, to tim više što nešto povećan sadržaj CaO u nekim granitima je uvjetovan prisustvom sekundarnog kalcita. Samo dvije ispitane stijene (uzorci 4 i 9) sadrže manje od 20 % kvarca i u Streckeisenovom dijagramu padaju u grupu 6 koja odgovara alkalijsko-feldspatskim kvarenim sijenitima.

Prema sugestiji Streckeisen (1973) alkalijsko-feldspatski graniti se mogu približe definirati po svom mineralnom sastavu, odnosno prema vrstama prisutnih glinenaca. U našem konkretnom slučaju samo jedna detaljno obrađena stijena sadrži minimalno ortoklasa (manje od 2 %) i pošto gro glinenaca pripada albitu, to bi odgovarala albitnom granitu. Sve ostale stijene sadrže pretežno albit (obično 40 do 62 %), uz promjenljivu količinu ortoklasa (11 do 27 %, izuzetno preko 30 %), tako da je onda za njih najpogodniji naziv: ortoklas-albitni graniti, s tim da bi uzorke 4 i 9 (s manje od 20 % normativnog kvarca) trebalo označiti ortoklas-albit-kvarcnim sijenitima.

Jedan dio požeških granita sadrži promjenljivu količinu mirmekitskih proraslača kvarca i alkalijskog glinenca, pa onda ima izražen i granofirski karakter. Treba, međutim, objektivno istaći da u oko polovici ispitivanih granita Požeške gore ne dolaze mirmekitski proraslači kvarca i glinenaca ili su pak prisutni u malim količinama. Zbog toga nikako nije opravdano da ih se sve nazove granofirima. U stvari, samo u pet ispitivanih granita (od ukupno 76) izrazito dominiraju među glincima mirmekitski proraslači kvarca i albita i eventualno bi se samo oni mogli označiti granofirima. U nešto manje od polovice ispitanih granita dolazi manja do umjerena količina mirmekitskih proraslača kvarca i alkalijskih glinenaca, tako da je onda kod njih samo izražen, više ili manje, granofirski karakter. U drugoj polovici, tih mirmekitskih proraslača uopće nema ili su prisutni u minimalnim količinama.

No, isto tako treba istaći da u ponekim požeškim granitima među glincima izrazito prevladava mikropertit, odnosno antipertit, pa onda imaju jasno izražen »mangeritski« karakter. Konačno, i u granofirskim granitima dolazi mala do umjerena količina ne samo mirmekitskih proraslača nego i mikropertita, odnosno antipertita, tako da onda oni imaju ne samo granofirski nego ujedno i »mangeritski« karakter.

Pozivajući se na originalni rad Spurra (1907), Streckeisen (1973, p. 28) iznosi mišljenje »da bi se za leukokratne alkalijsko-feldspatske granite s manje od 10 % femskih minerala mogao upotrijebiti i naziv aljaskit«. Taj naziv za izrazito leukokratne alkalijske granite nalazimo i u nekim drugim petrografskim priručnicima (Johannsen, 1959 i Troeger, 1935).

Dakle, kisele intruzivne stijene Požeške gore po svojem modalnom sastavu pripadaju pretežno alkalijsko-feldspatskim granitima, a manjim dijelom alkalijsko-feldspatskim kvarenim sijenitima. Po mineralnom sastavu među njima izrazito prevladavaju ortoklas-albitni graniti, a podređeni su albitni graniti i ortoklas-albit-kvarcni sijeniti. Po svom izrazito leukokratnom karakteru, ti alkalijsko-feldspatski graniti odgovaraju aljaskitima.

Geokemijski podaci

Kemijski sastav požeških alkalijsko-feldspatskih granita i alkalijsko-feldspatskih kvarcnih sijenita prikazan je u tabeli 2. Po sadržaju makroelemenata, to su pretežno izrazito kisele stijene s varijacijam SiO_2 od 67,02 do 74,32 %. U njima izrazito prevladavaju alkalijski glinenci, pa je visok i sadržaj alkalijskih elemenata: Na_2O koleba od 4,00 do 7,27 % (srednja vrijednost 5,70 %), a K_2O od 0,29 do 5,63 % (srednja vrijednost 3,64 %). S druge strane, količina CaO je niska i varira od 0,20 do 0,98 % (srednja vrijednost 0,51 %) pri čemu treba imati u vidu da jedan njegov dio otpada na sekundarni kalcit. Zbog izrazitog leukokratnog karaktera, nizak je i sadržaj feromagnezijskih komponenti: srednja vrijednost MgO je 0,27 %, a ukupnog željeza 2,67 %. Izrazito prevladavanje feri-željeza nad fero-željezom uvjetovano je prisustvom limonita. Sadržaj vode (srednja vrijednost 1,71 %) također je vezan za limonit, ali i za glinovite minerale koji se redovito javljaju, bar u maloj količini, na račun glinenaca.

Po Nigglijevim vrijednostima, koje su također date u tabeli 2, većina detaljno ispitivanih stijena pripada grupama alkalijskih granita, a neke, naročito one s nešto nižim sadržajem SiO_2 , natrongranitaplitskim do aplitgranitskim magmama.

Prema normativnom CIPW sastavu (tabela 2), sve su to kvarcom prezasićene stijene; sadržaj normativnog kvarca koleba kod alkalijsko-feldspatskih granita od 20,2 do 30,8 %, a kod kvarcnih sijenita od 17 do 18,5 %. I u normativnom sastavu izrazito pretežu glinenci, i to naročito albit koji je uvijek češći od ortoklasa. Budući da su glinenci uvijek bar malo kaolinizirani, to je karakteristično redovno prisustvo normativnog korunda, najčešće u količini od oko 2 %, zbog čega ove stijene imaju čak i slabo izražen peraluminijski karakter. Zbog izrazito leukokratnog karaktera požeških alkalijsko-feldspatskih granita i kvarcnih sijenita, normativni i modalni sadržaji kvarca i glinenaca su uglavnom ujednačeni.

Požeški alkalijsko-feldspatski graniti imaju vrlo slične, gotovo identične petrokemijske karakteristike kao i okolni albitni rioliti u kojima se javljaju, što pokazuju njihovi prosječni kemijski sastavi (analize 10 i 11, tabela 2). Na priloženom trokomponentnom dijagramu $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{MgO} - \text{CaO}$ (slika 4) većina točaka granita s kvarcnim sijenitima i albitnih riolita gusto su koncentrirane u relativno malom polju. Ta se petrokemijska sličnost ogleda i na trokomponentnom dijagramu $Q - Or - Ab$ na kojem se točke albitnih riolita i alkalijsko-feldspatskih granita s riolitima grupiraju na identičan način, no doduše u nešto većem polju (slika 5).

Navedeni podaci pokazuju da postoji pozitivna korelacija između požeških alkalijsko-feldspatskih granita s kvarcnim sijenitima i okolnih albitnih riolita u njihovim osnovnim petrokemijskim karakteristikama što ukazuje i na njihovu genetsku srodnost.

U tabeli 2 navedeni su i sadržaji određenih elemenata u tragovima koji pokazuju uglavnom uobičajena variranja karakteristična za granitne stijene. Interesantno je istaći da su sadržaji nekih tipičnih granitofilnih metala vrlo niski: molibdena je manje od 1 ppm, kositra 5 ppm ili manje, a volframa 2,7 ppm ili manje. Treba, međutim, podvući jako povišen sadržaj cirkonijuma čiji sadržaji kolebaju od 320 do 532 ppm.

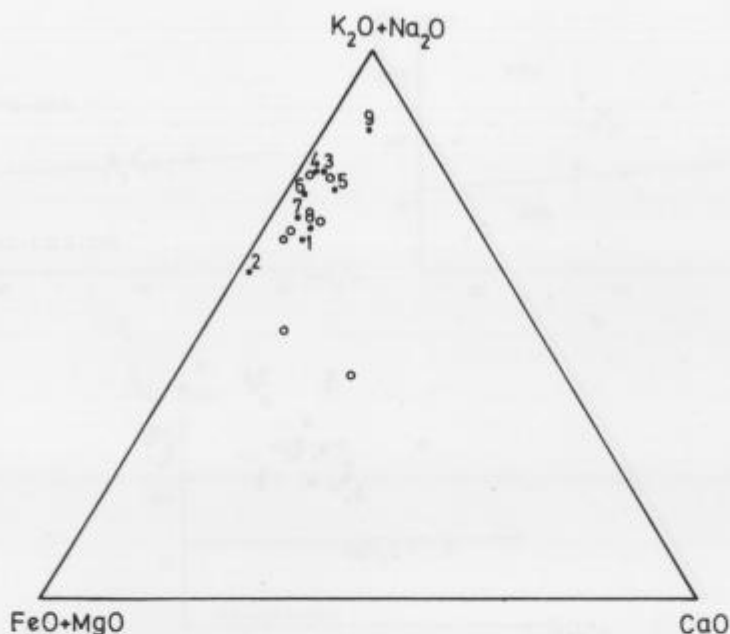
Neki od navedenih elemenata u tragovima pokušali su se koristiti za određivanje geotektonskog režima u kojem se odigravao granitni magmatizam Požeške gore. U tu svrhu su upotrebljeni diskriminacioni dijagrami koje su predložili Pearce i suradnici (1984). Na slici 6 prikazani su dijagrami koji pokazuju varijacije u sadržajima Y,

Tabela 2. Sadržaj makroelemenata (tež. %) i mikroelemenata (ppm), normativni CIPV sastav i Nigglijeve vrijednosti granita Požeške gore

Table 2. Major element (in weight percent) and trace element contents (in ppm) of granites from Mt. Požeška Gora

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	71,60	67,02	70,84	69,53	69,14	74,32	68,32	70,15	67,91	69,87	71,53
TiO ₂	0,39	0,57	0,26	0,27	0,37	0,11	0,59	0,30	0,51	0,37	0,53
Al ₂ O ₃	15,09	17,60	15,81	16,32	15,17	13,26	15,58	14,92	17,72	15,73	14,23
Fe ₂ O ₃	2,95	4,31	2,08	2,27	2,22	2,15	3,49	1,71	0,72	2,43	1,69
FeO	0,22	0,07	0,10	0,11	0,16	0,40	0,09	0,97	0,08	0,24	1,06
MnO	-	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-
MgO	0,18	0,15	0,20	0,20	0,26	0,10	0,10	0,91	0,20	0,27	0,74
CaO	0,70	0,20	0,42	0,28	0,34	0,28	0,56	0,98	0,84	0,51	0,95
Na ₂ O	7,27	4,63	5,31	6,04	5,01	4,00	4,53	4,68	4,72	5,70	4,65
K ₂ O	0,29	1,84	3,85	3,59	4,83	3,63	4,48	4,60	5,63	3,64	3,72
P ₂ O ₅	0,01	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	0,24
H ₂ O	1,46	3,78	1,31	1,15	1,10	1,47	2,08	0,97	1,71	1,61	0,93
	100,16	100,18	100,18	99,76	98,60	99,74	99,83	100,20	100,04	100,37	100,27
Ba	63	146	301	413	492	255	544	546	233		
Mo	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0		
Nb	14	15	13	16	15	14	14	12	15		
Rb	10	40	37	150	150	115	105	105	135		
Sn	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5		
Sr	80	40	51	116	83	42	54	52	46		
Ta	<60	<60	<60	<60	<60	<60	<60	<60	<60		
W	2,7	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0	<2,0		
Zr	510	532	480	418	320	360	324	400	417		
Y	30	26	32	40	30	27	25	34	35		
Yb	60	60	60	60	60	60	60	60	60		
Q	24,7	30,8	22,9	18,5	25,0	35,2	21,8	20,0	17,0		
C	1,6	8,0	2,2	2,0	0,8	2,3	2,4	0,5	2,4		
or	1,7	11,3	23,1	21,6	26,8	21,9	27,2	27,4	33,6		
ab	62,5	40,8	45,5	51,9	41,5	34,5	39,3	40,0	40,6		
an	3,5	1,0	2,1	1,4	1,2	1,4	2,8	4,9	4,2		
hyen	0,5	0,4	0,5	0,5	0,5	0,3	0,3	2,3	0,5		
hyfs	4,7	6,6	3,2	3,6	3,4	4,2	5,1	4,2	0,5		
il	0,8	1,1	0,5	0,5	0,8	0,2	1,1	0,6	1,0		
Norm.plag.	An ₅	An ₂	An ₄	An ₂	An ₂	An ₄	An ₇	An ₁₀	An ₁₀		
si	366	339	367	345	356	453	343	338	333		
al	45	52	48	48	46	48	46	42	51		
fm	14	18	10	10	11	13	14	17	4		
c	4	1	2	1	2	2	3	5	4		
alk	37	29	39	40	41	38	36	36	40		
k	0,03	0,21	0,32	0,28	0,39	0,37	0,39	0,39	0,44		
π	0,05	0,02	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04	0,07	0,05		
mg	0,10	0,06	0,15	0,14	0,18	0,07	0,05	0,39	0,33		
y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Q	52	54,5	51	49	50	59	50,5	50	48		
L	42	33,5	44	46	42	36	43	45	48		
M	6	12	5	5	8	5	6,5	5	4		

1 albitni granit - albite granite; 2, 3, 6, 7 i 8 ortoklas-albitni graniti - orthoclase-albite granites; 4 i 9 ortoklas-albit-kvarcni sieniti - orthoclase-albite-quartz syenites; 10 srednji sastav požeških alkalijsko-feldspatskih granita i kvarcnih sienita - average composition of alkali feldspar granites and quartz syenites from Mt. Požeška Gora; 11 srednji sastav okolnih albitnih riolita - average composition of the adjacent albite rhyolites



Sl. 4. Trokomponentni dijagram $K_2O+Na_2O-FeO+MgO-CaO$ za granite (označene brojevima) i albitne riolite (označene krugovima) Požeške gore

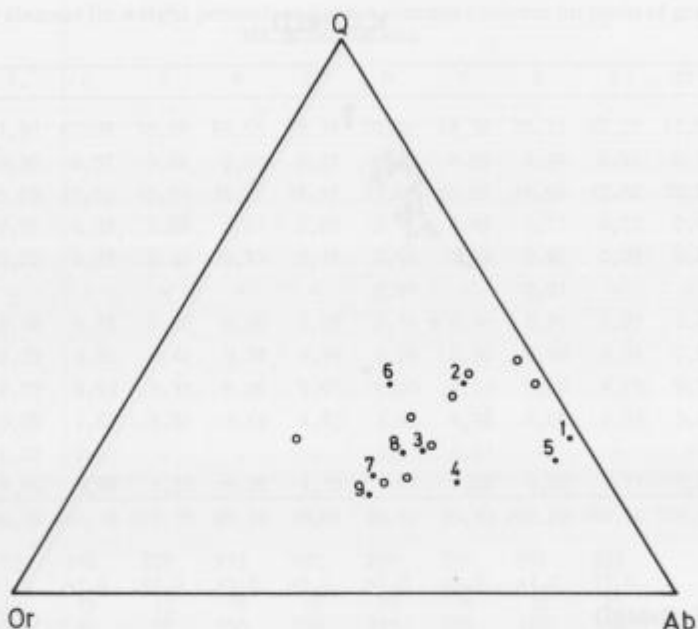
Fig. 4. Trianglediagram $K_2O+Na_2O-FeO+MgO-CaO$ for granites (marked by numbers) and albite rhyolites (marked by circles) from Mt. Požeška Gora

Rb i Nb u odnosu na SiO_2 . Na dijagramima (a) i (c) točke požeških granita leže duž granične linije koja razdvaja polje orogenih granita i granita iz unutrašnjosti ploča (ORG+WPG) od polja kolizijskih granita i granita magmatskih lukova (VAG+COLG). Dakle, po tim dijagramima ne može se povući neki određeniji zaključak. No, dijagram (b), na kojem su u odnosu Rb i SiO_2 , pokazuje da gotovo sve točke požeških granita padaju u polje koje odgovara granitima iz unutrašnjosti ploča.

Diskriminacioni dijagrami Nb:Y i Rb:Y+Nb (slika 7a i b), koje su također predložili Pearce i suradnici (1984), pokazuju da točke požeških alkalijsko-feldspatskih granita i kvarcnih sienita padaju u polje granita iz unutrašnjosti ploča. Dok su one u dijagramu 7a gusto koncentrirane u unutrašnjosti polja granita iz unutrašnjosti ploča (WPG), dotle one na dijagramu 7b leže blizu graničnog polja s granitima vulkanskih, odnosno magmatskih lukova (VAG).

Na osnovi prodiskutiranih diskriminacionih dijagrama moglo bi se zaključiti da granitnu intruziju Požeške gore treba vezati za unutrašnjost ploče, što protivrivi terenskim, odnosno geološkim podacima. Naime, požeški graniti se javljaju u albitnim riolitima u jasnom intruzivnom odnosu, a sami rioliti predstavljaju integralni dio gornjokrednog, uglavnom senonskog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa koji je nastao u Tetisu, dakle, u marinskoj sredini, i to najvjerojatnije ne daleko od magmatskog luka, dakle od samog konzumacionog ruba negdašnje ploče.

Prema tome, navedeni diskriminacioni dijagrami, koji su u novije vrijeme našli veliku primjenu u petrogenetskim i geotektonskim razmatranjima, pokazuju da se



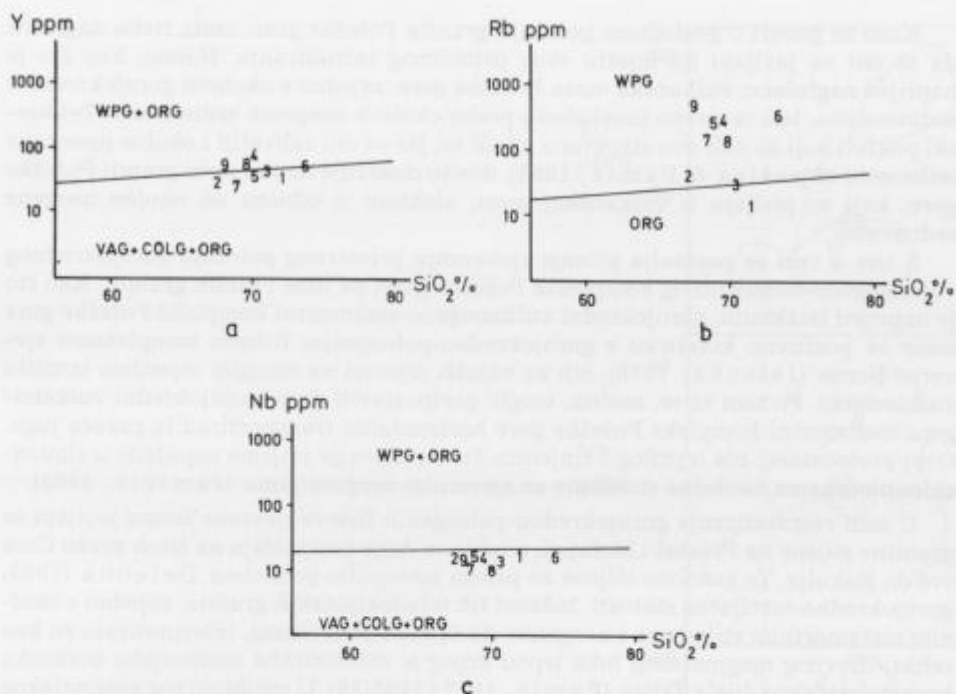
Sl. 5. Trokomponentni dijagram Q - Or - Ab za granite (označeni brojevima) i albitne riolite (označeni krugovima) Požeške gore

Fig. 5. Triangle diagram Q - Or - Ab for granites (marked by numbers) and albite rhyolites (marked by circles) from Mt. Požeška Gora

s geokemijskim podacima treba postupati vrlo obazrivo i da ih se ne smije mehanički primijenjivati, a i oni sami nikako se ne bi smjeli uzimati kao neki čvrsti elementi za izvođenje pouzdanih zaključaka. Njihova dosadašnja upotreba u genetskim i geotektonskim razmatranjima pokazala je velike mogućnosti i dala je dobre rezultate. No, ovaj naš primjer, a i neki drugi, pokazuju da se treba biti u svakom posebnom slučaju vrlo kritičan i da ipak prvenstveno treba voditi računa o konkretnim geološkim, odnosno terenskim podacima.

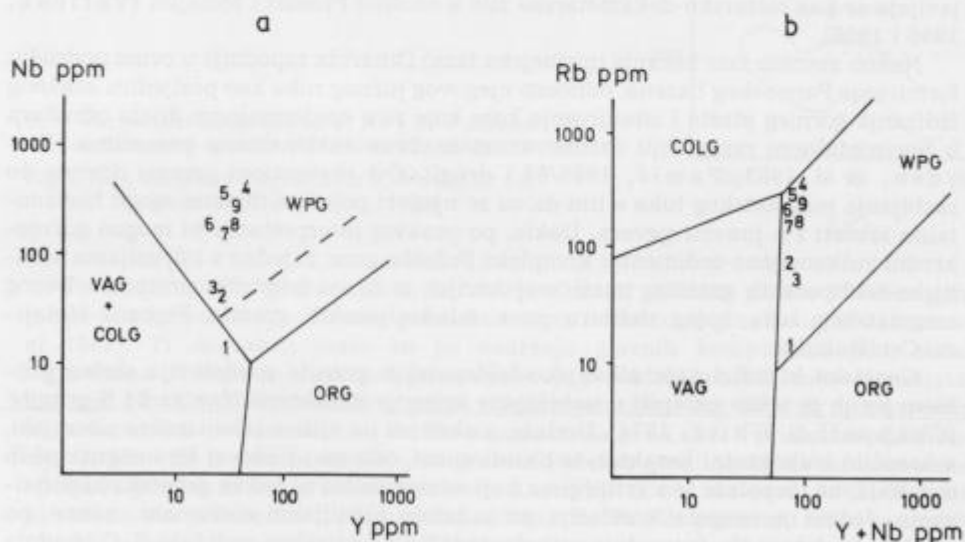
Diskusija

Naprijed navedeni geološki, mineraloško-geokemijski i petrološki podaci pokazuju da alkalijsko-feldspatski graniti Požeške gore, uz podređene kvarcne sijenite, predstavljaju specifičnu asocijaciju magmatskih stijena koje se jasno odvajaju od okolnih granitnih stijena Slavonije, Moslavine i sjeverne Bosne. Od hercinskih granita slavonskih planina razlikuju se po svom geološkom položaju, odnosno starosti. S druge strane, mogu se pozitivno korelirati po geološkom položaju i starosti s mladoalpinskim granitima Moslavačke gore i Motajice. Međutim, po svom alkalijском karakteru požeški graniti se jasno razlikuju od granita svih navedenih područja.



Sl. 6. Varijacioni dijagrami za Y (a), Rb (b) i Nb (c) u odnosu na SiO_2 (Pearce et al., 1984)

Fig. 6. SiO_2 variation diagrams for Y (a), Rb (b) and Nb (c) (Pearce et al., 1984)



Sl. 7. Diskriminacioni dijagrami: (a) Nb : Y i (b) Rb : Y+Nb (Pearce et al., 1984)

Fig. 7. Nb : Y (a) and Rb : Y+Nb (b) discrimination diagrams for granites (Pearce et al., 1984)

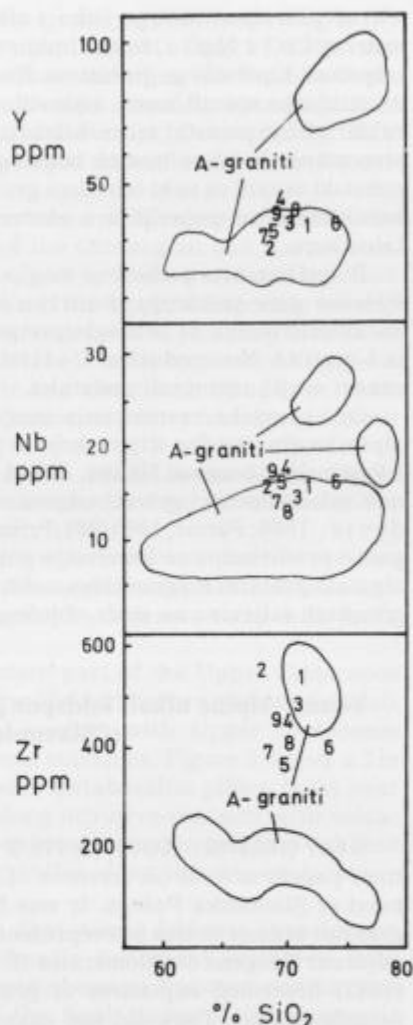
Kada se govori o geološkom položaju granita Požeške gore, onda treba naglasiti da se oni ne javljaju na mjestu svog primarnog intrudiranja. Naime, kao što je naprijed naglašeno, vulkanska masa Požeške gore, zajedno s okolnim gornjokrednim sedimentima, leži reversno (navlačno?) preko okolnih neogenih sedimenata. Tektonski pokreti koji su dali ovu strukturu mladi su, jer su oni zahvatili i okolne panonske sedimente (Šparica & Pamić, 1986). Sve to dokazuje da su i sami graniti Požeške gore, koji se javljaju u vulkanskoj masi, alohtoni u odnosu na okolne neogene sedimente.

S tim u vezi se postavlja pitanje rješavanja primarnog položaja gornjokrednog vulkanogeno-sedimentnog kompleksa Požeške gore, pa time i samih granita. Kao što je naprijed istaknuto, gornjokredni vulkanogeno-sedimentni kompleks Požeške gore može se pozitivno korelirati s gornjokredno-paleogenim flišnim kompleksom sjeverne Bosne (Jelaska, 1978), čiji su najniži dijelovi na mnogim mjestima izrazito vulkanogeni. Po tom bi se, možda, moglo pretpostaviti da je gornjokredni vulkanogeno-sedimentni kompleks Požeške gore horizontalno transportiran iz pravca juga. Ovoj pretpostavci ide u prilog i činjenica što su u novije vrijeme zapažene u slavonskim planinama navlačne strukture sa sjevernim vergencijama (Jamičić, 1983).

U zoni rasprostiranja gornjokredno-paleogenih fliševa sjeverne Bosne javljaju se granitne stijene na Prosari i Motajici, odakle se dalje nastavljaju na istok preko Cera sve do Bukulje. Te granitne stijene su prema izotopnim podacima Deleona (1969) gornjokredno-tercijarne starosti. Izdanci tih mladoalpinskih granita, zajedno s okolnim metamorfnim stijenama i neogenim dacitima i andezitima, interpretirani su kao relikti dravnog magmatskog luka ispod kojeg je subducirana mezozojska oceanska kora dinaridskog dijela Tetisa (Pamić, 1977 i 1985/86). U strukturi tog magmatskog luka mogli su nastati i alkalijsko-feldspatski graniti kao diferencijati normalnog granitskog i granodioritskog magmatizma koji je dao i druge granitske stijene u zoni Prosara-Motajica-Cer-Bukulja. Identične alkalijsko-feldspatske granitne stijene javljaju se kao metarsko-dekametarske žile u okolnoj Prosari i Motajici (Varićak, 1956 i 1966).

Nakon završne faze boranja (pirinejska faza) Dinarida započinje u ovom području formiranje Panonskog bazena, odnosno njegovog južnog ruba kao posljedica snažnog izdizanja gornjeg plašta i istanjivanja kore koje se u epidermalnom dijelu odražava u horizontalnom rasjedanju uzrokovanom snažnim ekstenzionim procesima (Røydén, et al., 1983, Pamić, 1985/86 i drugi). Ovi ekstenzioni procesi dovode do razbijanja magmatskog luka s tim da su se njegovi pojedini dijelovi mogli horizontalno kretati i u pravcu sjevera. Dakle, po ovakvoj interpretaciji bi mogao gornjokredni vulkanogeno-sedimentni kompleks Požeške gore, zajedno s intruzijama alkalijsko-feldspatskih granita, imati svoj korijen u širem području pretpostavljenog magmatskog luka kojeg definira zona mladoalpinskih granita Prosara-Motajica-Cer-Bukulja.

Genetsko klasificiranje alkalijsko-feldspatskih granita predstavlja složen problem jer ih je teško uklopiti u uobičajene kriterije karakteristične za I i S granite (Chappell & White, 1974). Doduše, s obzirom na njihov jako izražen alkalijski, a naročito leukokratni karakter, te oksidiranost, odnosno trošnost feromagnezijskih minerala, ne raspolaže se s kriterijima koji su relevantni za takva genetska klasificiranja. Jedino je moguća korelacija po sadržaju alkalijskih elemenata; naime, po visokom sadržaju Na_2O (srednja vrijednost je 5,70 %) i nižem sadržaju K_2O (srednja vrijednost je 3,64 %), oni bi pripadali I-granitima (Beckinsale, 1979), koji kristaliziraju iz taljevina koje potječu iz gornjeg plašta.



Sl. 8. Varijacioni dijagrami za Y, Nb i Zr u odnosu na SiO₂ za A-granite (Collins et al., 1982)

Fig. 8. SiO₂ variation diagrams for Y, Nb and Zr for A-granites (Collins et al., 1982)

Po nekim svojim geokemijskim karakteristikama, granitne stijene Požeške gore mogle bi odgovarati specifičnom genetskom tipu, odnosno A-granitima (Collins et al., 1982). Ti A-graniti inače su po sadržaju glavnih komponenti jako slični I-granitima od kojih se, međutim, jasno razlikuju po sadržaju nekih mikroelemenata, kao npr. Nb, Ga, Y i elemenata iz grupe rijetkih zemalja, s tim da je za njih naročito karakterističan povišen sadržaj Zr. Na dijagramima je na slici 8 prikazana distribucija Y, Nb i Zr u odnosu na SiO₂ za granite Požeške gore; na njima su naznačena i polja A-granita za dva granitna masiva iz Australije (Collins et al., 1982). Kao što se vidi na tim priloženim dijagramima, sadržaji Y, Nb i Zr pokazuju mala rasipanja i padaju u polja karakteristična za A-granite što je naročito izraženo za Zr.

Collins i suradnici (1982) navode da se takvi A-graniti pojavljuju i na drugim brojnim mjestima u svijetu. Oni mogu biti različite starosti i često su asocirani

s kvarcnim sijenitima, pa čak i s alkalijskim nefelinskim sijenitima. Oni imaju niski sadržaj CaO i MgO i, mada imaju visok sadržaj alkalijskih elemenata, većina njih odgovara hipersolvus granitima Bowena i Tuttlea (1959). A-graniti imaju i neke mineraloške specifičnosti: redovito prisustvo alkalijskih glinenaca pri čemu su karakteristično prisutni mirmekitski prorasci kvarca i alkalijskih glinenaca, te prisustvo manje količine biotita bogatog anitom. Mada se ne može generalizirati da su genetski vezani za neki određeni geotektonski režim, ipak se može reći da se A-graniti karakteristično pojavljuju u ekstenzijskim područjima unutar blokova kontinentalne kore.

Po prikazanim podacima moglo bi se zaključiti da alkalijsko-feldspatski graniti Požeške gore pokazuju pozitivnu korelaciju s A-granitima. Po navedenim općim karakteristikama bi se moglo pretpostaviti da se A-graniti mogu genetski derivirati iz I-granita. No, međutim, Collins i suradnici (1982) isključuju tu mogućnost na osnovi svojih izotopnih podataka.

Ova genetska razmatranja imaju šire, regionalno-geološke implikacije za naše alpinske granitoidne stijene koje se javljaju u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog bazena. Naime, dosad raspoloživi podaci za te stijene pokazuju da bi naši mladoalpinski graniti odgovarali uglavnom S-granitima (Karamata & Đorđević, 1980; Pamić, 1985/86). Prikazani rezultati petrološke obrade granita Požeške gore i prodiskutirana korelacija pokazuju da se radi o A-granitima što govori da je alpinski granitni magmatizam naših krajeva složeniji nego se mislilo i da se postanak granitnih taljevina ne može objašnjavati samo jednim mehanizmom.

Young-Alpine alkali feldspar granites (alaskites) from Mt. Požeška Gora in Slavonia, northern Yugoslavia

Summary

Stur (1861/62), Koch (1917), Tućan (1919) and Laskarev (1931) mentioned in their papers several occurrences of granites and metamorphics from the neighbourhood of Slavenska Požega. It was found by checking of all their localities that the granites are not in situ but represent blocks and pebbles derived by weathering of the adjacent Neogene conglomerates (Šparica & Pamić, 1986). Barić and Tajder (1942) described exposures of granites in the city of Slavenska Požega and its neighbourhood. They did not examine the granites in detail but they emphasized their alkaline character and the frequent occurrence of granophyric texture. Recently granites from Mt. Požeška Gora have been determined by a preliminary examination as granophyres (Šparica et al., 1980).

Geology

Alkali feldspar granites occur in central parts of Mt. Požeška Gora, south and southwest of Slavenska Požega (Figure 1). Mt. Požeška Gora, together with Mt. Dilj, located in southern parts of the Pannonian basin, represent the southern orographic units of Slavonian Mountains. These mountains have been considered by different authors as parts of (a) "Oriental Land" (Gorjanović-Kramberger, 1907), (b) Dinarides (Koch, 1924), (c) Eastern Alps (Laskarev, 1931), and (d) Slavonian-

Srem block and Vardar zone, respectively (Dimitrijević, 1974). According to the modern geodynamic interpretation (Royden et al., 1983, Horvath, 1984, and others) the geotectonic setting of Slavonian Mountains, including Mt. Požeška Gora, can be explained by strong transcurrent faulting brought about by strong uplift of upper mantle and attenuation of overlying continental crust. Consequently, their present geotectonic setting is intimately connected with the evolution of the Pannonian basin.

The area investigated consists mostly of Quaternary and Neogene sediments, the latter being represented by fresh-water clastics of the Ottnangian and Karpathian, by marine clastics and limestones of the Badenian, and by fresh-water and brackish deposits of the Upper Miocene and Pliocene. Rocks of the Upper Cretaceous (mostly Senonian) volcanic-sedimentary complex are less widespread, and they consist of marly shale and siltstone with limestone and sandstone interlayers, and of a bimodal volcanic association represented by albite rhyolite and metabasalt (Tajder, 1944, 1947 and 1956; Majer & Tajder, 1982). The volcanic mass covers an area of about 30 km², and it is in many places conformably interlayered by Upper Cretaceous (mostly Senonian) sediments (Pamić & Šparica, 1983). Rocks of the Upper Cretaceous volcanic-sedimentary complex lie as a horizontal sheet (thrust?) over the adjacent Neogene sediments (Šparica & Pamić, 1986).

The volcanic-sedimentary complex of Mt. Požeška Gora shows a positive correlation with Upper Cretaceous-Paleogene flysch of the neighbouring north Bosnia and Banija whose basal parts are frequently interlayered by volcanic rocks with tuffs (Pamić & Jelaska, 1975; Jelaska, 1978).

Alkali feldspar granites occur within the western part of the Upper Cretaceous volcanic body which consists mostly of albite rhyolite and subordinate metabasalt (Figure 2). The granites are partly in tectonic contact with Upper Cretaceous sediments, and they partly invade Upper Cretaceous volcanics. Figure 3 shows a 3 m thick vein of alkali feldspar granites which invades metabasaltic pillow lavas near the larger granite mass of Fratrovica. Granites along intrusive contacts with volcanics are very finegrained and porphyritic. Such aplitoid varieties make up "chilled margins" of granite bodies. On the other hand, granites along tectonic contacts are cataclastic and mylonitic.

The presented data point to the conclusion that alkali feldspar granites are younger than the adjacent Upper Cretaceous (mostly Senonian) volcanics. Both granites and rhyolites display mainly the same petrochemical features, and for that reason the granites may represent products of the final stages of the magmatic activity which gave rise to the adjacent albite rhyolites.

Petrology

Mineral composition of granites from Mt. Požeška Gora is characterized by the predominance of alkali feldspars and quartz; secondary minerals are sericite and clay minerals which originated from feldspars, and chlorite and bauerite which probably originated from primary biotite. Very scarce is muscovite and accessory constituents which are metallic minerals, zircon and apatite. Veinlets of secondary calcite are present in some granites.

Alkali feldspars are represented by predominant albite (An_{1.3-4.7}), microperthite and/or antiperthite, myrmekitic intergrowth of quartz and albite (An_{1.3}) and subordi-

nate orthoclase ($Or_{98.2}$). Microprobe chemical composition of the alkali feldspars is presented in Table 1.

Textures of granites are mainly hypautomorphic and xenomorphic granular with size of grains mostly from 1 to 3 mm, in some cases up to 5 mm. Finer grained aplittoid varieties with the size of grains less than 1 mm are subordinate. Porphyritic granites, commonly with a few phenocrysts embedded in microgranitic groundmass, are very scarce. All granites are homogeneous in structure.

Classification of granites. All granites are leucocratic and they contain on the average 5 percent of mafic minerals. Because of distinct predominance of albite and orthoclase they fall mostly in the group 2 on the Streckeisen's (1973) triangle, and belong to alkali feldspar granites. Only two of the examined samples contain less than 20 percent of quartz and belong to the group 6 on the same triangle, and to alkali feldspar-quartz syenites, respectively. Based on mineral composition the most common are orthoclase-albite granites (albite predominates over orthoclase) with subordinate albite granites (orthoclase content is less than 5 percent). Samples 4 and 9 belong to orthoclase-albite-quartz syenites. Only varieties with increased content of myrmekitic intergrowth of quartz and albite can be assigned as granophyric alkali feldspar granites. Because of the extreme leucocratic character, alkali feldspar granites from Mt. Požeška Gora can be named alaskites (Streckeisen, 1973, and others).

Chemical composition of alkali feldspar granites is presented in Table 2. It is characterized by high contents of Na_2O (5.70 percent on the average) and K_2O (3.64 percent on the average) and low abundances of CaO (with the exception of some samples with secondary calcite) and MgO . The predominance of ferric over ferrous iron is brought about by the presence of secondary iron minerals. Table 2 includes also Niggli's values and CIPW norms.

Alkali feldspar granites from Mt. Požeška Gora are very similar in chemical composition to the adjacent albite rhyolites what is illustrated by their average compositions (ans. 10 and 11, Table 2). The similarity is also shown in the presented $Na_2O + K_2O - FeO + MgO - CaO$ and $Q - Or - Ab$ triangles (Figures 4 and 5).

Table 2 includes also trace element contents which display in general variations characteristic for granites. It is interesting to emphasize that the contents of some typical granitophylic elements, as for example Mo, W and Sn, are very low. On the other hand, Zr abundances are very high (the average content is 420 ppm).

Several discrimination diagrams proposed by Pearce et al., (1984) were used in order to try to define the geotectonic setting of alkali feldspar granites from Mt. Požeška Gora. On the diagrams of Y and Nb versus SiO_2 (Figure 6 a and c) all points are concentrated along the line dividing the fields of orogenic granites and within plate granites. The diagram of Rb versus SiO_2 shows that all points fall in the field of within plate granites. On the next two diagrams ($Nb : Y$ and $Rb : Y + Nb$) the points are concentrated in the fields of within plate granites as well (Figure 7 a and b).

The presented geochemical data on immobile trace elements support the opinion that alkali feldspar granites from Mt. Požeška Gora may belong to within plate granites. Such a conclusion is not consistent with the presented field data and geological interpretation which will be presented in Discussion.

Discussion

The data on geology, geochemistry and petrology presented above point to the conclusion that alkali feldspar granites with subordinate alkali feldspar quartz syenites of Mt. Požeška Gora represent a peculiar association of igneous rocks which is distinctly different when compared with granites from the neighbouring Slavonian Mountains, Moslavina and northern Bosnia. Granites from Mt. Požeška Gora are young-Alpine like the ones from Moslavina and northern Bosnia, whereas the ones from Slavonian Mountains belong to the Hercynian orogeny. But, granites from Mt. Požeška Gora, because of their distinct alkaline affinity, are different from granites from all mentioned localities.

Granites together with surrounding Upper Cretaceous volcanics and sediments are allochthonous with respect to the adjacent Neogene sediments. It was mentioned that the Upper Cretaceous volcanic-sedimentary complex can be correlated with the Upper Cretaceous-Paleogene flysch of northern Bosnia whose lowermost parts are in some places interlayered with volcanics and tuffs (Pamić & Jelaska, 1975; Jelaska, 1978). It might be presumed that the volcanic-sedimentary complex of Mt. Požeška Gora represented the basal part of the same flysch complex and that it was horizontally shifted from the south. Recently Jamičić (1983) described thrust structures with northern vergencies in Papuk and Krndija of the adjacent Slavonian Mountains as well.

The granites of Mts. Prosara and Motajica are included within the zone of the Upper Cretaceous-Paleogene flysch complex, and they can be traced further to the east in Mts. Cer and Bukulja (Figure 1). The granites belong to Upper Cretaceous to Tertiary as based on Rb/Sr determination (Deleón, 1969). The exposures of these young-Alpine granites, together with the associated penecontemporaneous metamorphics and Neogene andesites and dacites, have been considered as superficial relics of an ancient magmatic arc under which Mesozoic oceanic crust of the Dinaridic parts of the Tethys was subducted (Pamić, 1977 and 1985/86). Alkali feldspar granites might have originated within the magmatic arc as normal differentiates of granite-granodiorite magmatism which produced also all other granitic rocks of the Prosara-Motajica-Cer-Bukulja zone. Identical alkali feldspar granites occur as veins in metamorphic rocks of Mts. Prosara and Motajica (Varićak, 1956 and 1966).

The evolution of the Pannonian basin started after the final folding stage of the Dinarides ended (the Pyrenean phase) as a consequence of the strong uplift of the upper mantle and the attenuation of the crust. These geodynamic processes manifested in superficial parts by strong extension which gave rise to the destruction of the magmatic arc, so that some of its parts might have been horizontally transported to the north. Accordingly, the Upper Cretaceous volcanic-sedimentary complex of Mt. Požeška Gora, together with intruded alkali feldspar granites, might have had its root in the broader area of the presumed magmatic arc whose relics are defined by the present zone of young-Alpine granites Prosara-Motajica-Cer-Bukulja.

There are not sufficient data to classify granites of Mt. Požeška Gora in terms of I and S-granites (Chappell & White, 1974). Based on high abundance of Na_2O (the average is 5.70 percent) and lower abundance of K_2O (the average is 3.64 percent) they could belong to I-granites. But in some geochemical features they fit much better with A-granites (Collins et al., 1982) what is shown in the distribution of Nb, Y and Zr (Figure 8). Besides that, the granites of Mt. Požeška Gora contain lower

abundance of CaO and MgO and very high $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; very common presence of micrographic intergrowths of quartz and alkali feldspar is also very characteristic for them.

This genetic consideration has regional geologic implications for young-Alpine granites which occur in the adjoining area of the northernmost Dinarides and southern parts of the Pannonian basin. The available data so far presented point to the conclusion that they might belong mostly to S-granites (Karamata & Đorđević, 1980; Pamić, 1985/86). The presented geologic and petrologic data for granites from Mt. Požeška Gora which most probably belong to A-type granites, suggest that the young-Alpine granite magmatism of the adjoining area of the northern Dinarides and Pannonian Massif is much more complex than it was thought. It is obvious that the origin of granite melts which produced all granite varieties known so far cannot be explained only by one single mechanism.

Literatura

- Barić, Lj. & Tajder, M. 1942, Petrografsko proučavanje Požeške gore. Vjes. Hrvat. drž. geol. zav. i Hrvat. drž. geol. muz., 1, 2–26, Zagreb.
- Beckinsale, R. D. 1979, Granite magmatism in the tin belt of southeast Asia. In "Origin of Granites" (Eds. M. P. Atherton & J. Turney), 34–44, Shiva Publ. Lim., Kent.
- Bowen, N. L. & Tuttle, O. F. 1959, The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – H_2O . Jour. Geol., 58, 489–511, Chicago.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173–174, Canberra.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W. 1982, Nature and origin of A-granites with particular reference to Southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 189–200, Berlin.
- Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Inst. za geol.-rud. istraž. nuklearnih i drugih miner. sirovina, 6, 165–182, Beograd.
- Dimitrijević, M. 1974, Dinaridi: jedan model baziran na novoj globalnoj tektonici. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Simpozijum, 141–178, Beograd.
- Gorjanović-Kramberger, D. 1907, Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges und die mit denselben in Zusammenhänge stehenden Erscheinungen. Verh. Geol. Reichsan., 13, 313–314, Wien.
- Horvath, F. 1984, Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. Ann. Geophys., 2 (2), 147–154, Budapest.
- Jamičić, D. 1983, Strukturni sklop metamorfih stijena Krndije i južnih padina Papuka. Geol. vjes., 36, 51–72, Zagreb.
- Jelaska, V. 1978, Stratigrafski i sedimentološki odnosi senonskopaleogenog fliša šireg područja Trebovca (sjeverna Bosna). Geol. vjes., 30, 95–118, Zagreb.
- Johannsen, A. 1959, A descriptive petrography of igneous rocks. Vol. 2, Mc Graw Hill Book Comp., New York.
- Karamata, S. & Đorđević, P. 1980, Origin of the Upper Cretaceous and Tertiary magmas in the eastern parts of Yugoslavia. Bull. Acad. serbe scie. et arts, 72, 99–108, Beograd.
- Kober, L. 1914, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, 5, 175–204, Stuttgart.
- Koch, F. 1917, Beitrage zur Kenntnis der Verhältnisse der Požeška Gora. Jahresber. ungar. geol. Reichsan. fuer 1916, 465–477, Budapest.
- Koch, F. 1924, Geotektonische Beobachtungen im Alpino-Dinarischen Grenzgebiete. Zbor. rad. posvećen J. Cvijiću povodom 30. godiš. nauč. rada, 341–358, Beograd.
- Laskarev, V. 1931, Prilozi za poznavanje tektonike Požeške gore. Glas. Srp. kralj. akad. znan. i umet., 141 (1), 103–118, Beograd.
- Majer, V. & Tajder, M. 1982, Osnovne karakteristike spilit-keratofirskog magmatizma Slavonije. Acta geol., 12, 1–22, Zagreb.
- Pamić, J. 1977, Alpski magnatsko-metamorfni procesi i njihovi produkti kao indikatori geološke evolucije terena sjeverne Bosne. Geol. glas., 22, 257–291, Sarajevo.

- Pamić, J. 1985/86, Kredno-tercijarne granitne i metamorfne stijene u dodirnom području sjevernih Dinarida i Panonskog bazena. *Geologija*, 28/29, 219-237, Ljubljana.
- Pamić, J. 1986, Metamorfiti temeljnog gorja Panonskog bazena u savsko-dravskom međurječju na osnovi podataka naftnih bušotina. XI. Kongr. geol. Jugosl., 2, 259-272, Tara.
- Pamić, J. & Jelaska, V. 1975, Pojave vulkanogeno-sedimentnih tvorevina gornje krede i ofiolitnog melanza u sjevernoj Bosni i njihov značaj u geološkoj građi Dinarida. IV. Znan. skup JAZU, 85-100, Stubičke Toplice.
- Pamić, J. & Šparica, M. 1983, Starost vulkanita Požeške gore. *Rad JAZU*, 404 (19), 183-198, Zagreb.
- Pamić, J. & Šparica, M. 1986, Metamorfne stijene Požeške gore. *Geol. vjes.*, 39, 95-102, Zagreb.
- Pearce, J. A., Hariss, N. B. W. & Tindle, A. G. 1984, Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25 (4), 956-983, Oxford.
- Roksandić, M. 1969, O granici između Dinarida i Panonske međuvenačne mase. *Zapis. Srp. geol. druš. za 1964-1967*, 490-501, Beograd.
- Royden, L., Horvath, F. & Rumpler, J. 1983, Evolution of the Pannonian basin system, I. *Tectonics*, 2 (1), 63-90, Washington.
- Streckeisen, A. L. 1973, Plutonic rocks, classification and nomenclature. *Geotimes*, 18 (10), 26-30, Washington.
- Stur, D. 1861/62, Bericht vom 31. August «Bericht von Požega». *Verh. Geol. Reichsan.*, 12, 83, Wien.
- Šparica, M. & Pamić, J. 1986, Prilog poznavanju tektonike Požeške gore u Slavoniji. *Rad JAZU*, 424 (21), 85-96, Zagreb.
- Šparica, M., Juriša, M., Crnko, J., Jovanović, Č. & Živanović, D. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ, tumač za list Nova Kapela. *Sav. geol. zavod*, Beograd.
- Tajder, M. 1944, Albitski riolit Požeške gore. *Vjes. Hrvat. drž. geol. zav. i Hrvat. drž. geol. muz.*, 2-3, 74-88, Zagreb.
- Tajder, M. 1947, Albitski dolerit iz Nakop potoka u Požeškoj gori. *Geol. vjes.*, 1, 182-189, Zagreb.
- Tajder, M. 1956, Albitski riolit od Blackog u Požeškoj gori. *Ibid.*, 8-9, 191-196, Zagreb.
- Troeger, E. W. 1935, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. *Verh. Deutsche Mineral. Gesel.*, Berlin.
- Tučan, F. 1919, Sitan prinos poznavanju kristaliničnog kamenja Požeške gore. *Glas. Hrvat. prir. druš.*, 31 (1), 98-105, Zagreb.
- Varićak, D. 1956, Kvarcporfiri planine Prosare (Bosna). *Geol. glas.*, 1, 135-148, Cetinje.
- Varićak, D. 1966, Petrološka studija motajičkog granitnog masiva. *Pos. izd. Geol. glas.*, 9, 1-170, Sarajevo.

UDK 548.5:552.12.13(450.82)=20

The importance of clustering phenomena in magmas

Giuseppe Lucido

Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica, Università di Palermo, via Archirafi n. 36
90123 Palermo, Italy

Abstract

Currently, clustering phenomena receive considerable attention in stellar systems and in fluid-dynamics problems. Although the whirling motions are regarded as a problem of basic significance for geology, the mechanisms for forming clustering processes in magmas are still poorly understood. Luckily, the discovery of felsic clusters in some basaltic rocks of Western Sicily throws light on this subject. The main aspects of cluster evolution occurring in the magma are described, and a three-stage process is proposed. The coalescing mechanism and the interparticle interactions due to the surface forces are emphasized.

In the author's opinion the conditions now existing in the Earth's upper mantle favour clustering phenomena of this kind.

Introduction

Vortices consist of matter in motion around a common axis. The clustering concept is very important because the whirling motions are observable, for instance, in the galaxies of the Universe, in the spiral arms of the galaxies, in the planetary system, in the Earth's atmosphere and in magmas. In this latter case, clustering processes are of interest in the study of the movement and solidification of magma and lava as well as in evaluating processes of energy extraction.

In the simplest approximation, known as the Boussinesq approximation, a fluid is assumed to be incompressible (except for thermal expansion, which provides the buoyancy) and convective onset in a non-rotating fluid is governed entirely by the Rayleigh number. For a fluid layer of depth H , with constant kinematic viscosity $\nu = \mu/\rho$ and thermal diffusivity k , the Rayleigh number is: $Ra = \frac{g\beta\Delta T H^3}{\nu k}$, where g is the gravitational acceleration, α is the coefficient of thermal expansion, and β is the difference between the actual temperature gradient and the adiabatic temperature gradient. The essential idea is that convection in magmas does not begin until the Rayleigh number exceeds some critical value, which depends on the imposed boundary conditions, but is usually in the neighborhood of 1,500 (Spera, 1980). It may be thought of as the ratio of buoyancy forces favoring convection to the viscous forces retarding flow. Normally natural convection will become turbulent when the Rayleigh number exceeds 10^9 (Rohsenow & Choi, 1961). The high Prandtl number $\frac{\nu}{\kappa}$ in

this case, however, tends to raise this critical Rayleigh number turbulent transition point. Hieber and Gebhart (1971) studied this problem and their result for the critical Rayleigh number for the onset of turbulence can be put in this form:

$$Ra_{\text{critical}} = 7,23 \times 10^4 \left(\frac{\nu}{k} \right).$$

The critical Rayleigh number determined from this equation for the heat exchanger in basaltic magma is $4,5 \times 10^{12}$ (Hardee, 1981). So, according to Hardee (1981), since the actual Rayleigh number ($9,9 \times 10^{16}$) is much larger than the critical Rayleigh number ($4,5 \times 10^{12}$), the convections is turbulent.

In this paper, on the basis of the remarkable textural characteristics of the Sicilian igneous rocks and taking into account the present state of experimental knowledge concerning the interparticle forces, a three-stage transport mechanism is proposed. It is suggested that this mechanism may play a very important role in upper mantle convection.

Geological setting

The igneous rocks in which felsic clusters occur, are situated near S. Stefano di Quisquina (Sicily). They are located in the Sicano basin that lies along the western Sicily bridge between the Neogene-Pleistocene basins of Caltanissetta on the east and Castelvetro on the west (Catalano & D'Argenio, 1978). Detailed geologic mapping of the igneous outcrop has been by Broquet (1968). From the Upper Trias to the Miocene the Sicano basin was involved in tensional tectonic activity verifiable in the tectono-sedimentary evolution of the facies and in the characteristics of the fissural magmatism. The E-W fault system and its conjugates allows for the identification of the tectonic directrices which fed this magmatism. Beginning from the Tortonian, in connection with the anticlockwise rotation of the African plate, the Maghrebian compression front affected this area building the chain of the Sicani Mts.

The Sicilian igneous rock was first reported on by Baldacci (1886) who considered it a basaltic dyke. The outcropping rock consists of three small hillocks that crop out upon a probable erosion surface of Palaeocene, Eocene and Oligocene sediments. It generally shows porphyritic texture, but panidiomorphic and ocellar structure are also observed. The fresh basic samples are black, whereas the weathered ones have a greenish colour due to the presence of chlorite and other alteration products. The light clusters fundamentally are subspheroidal or ellipsoidal and form a strong contrast to the basaltic matrix. Lacking geochronological data and because of the poor field-relationships the actual age of the outcrop is uncertain.

Coalescence and clustering in the magma

During research carried out on the Sicilian rocks of the Sicano basin, a mechanism forming silicic segregations from basaltic magma was discovered (see Lucido, 1983). This mechanism suggests that the formation of silicic segregations is a consequence of liquid immiscibility phenomena. In particular, the author found that at the moment of immiscibility much of the magmatic melt was in a state of intensive motion. For instance, Figure 1 shows a vortex of felsic composition in the surrounding basic host-rock. Minerals occurring in the basic host-rock are the same as those in the



Fig. 1. Hand-specimen showing a whirling felsic portion in the surrounding basaltic magma. Scale in cm

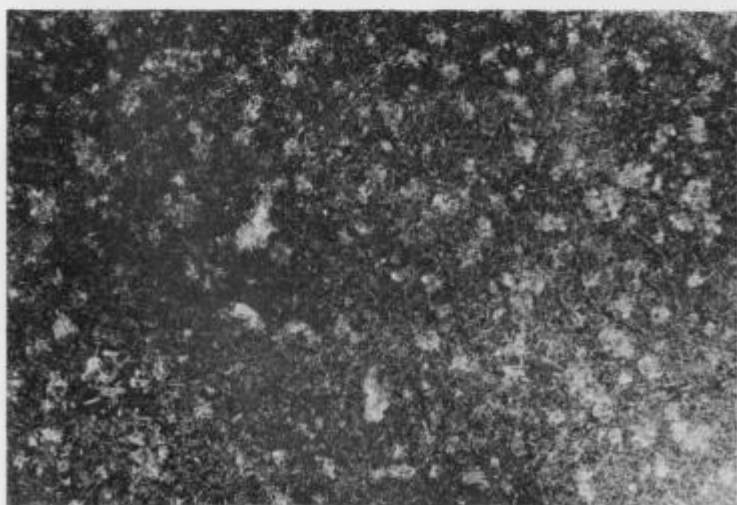


Fig. 2. Felsic clusters, scattered in the basaltic matrix, point that under certain circumstances a phase separation occurred in the Sicilian magma. Magnification, $\times 6$

whirling felsic portions, but they occur in differing proportions, with light and hydrous phases concentrated in the felsic fractions. These felsic aggregates are characterized by the following mineralogical assemblage: K-feldspar, plagioclase, kaersutite, titanite, analcite and zeolites. Among the accessory minerals are: ilmenite, titanomagnetite, anorthoclase, biotite, aegirine-augite and apatite (see Lucido, 1981).

During immiscibility, due to liquid phase separation of the basaltic magma, an enormous number of barely visible clusters (having diameter up to 1 mm in size) appear throughout the Sicilian magmatic melt (Fig. 2). This new liquid phase differs sharply in composition from the original magma; at the same time, the matrix also changes its composition. The diffusion from one phase into the other (and vice-versa) is promoted by the fact that the liquid-liquid interface is always mobile (Delitsyn et al., 1974). From the equation of motion of a liquid drop in liquid we know at the liquid-liquid interface, the normal velocity component vanishes, whereas the tangential component is finite (Levich, 1959). Because translational and rotational motions at the instant of immiscibility originate simultaneously, everywhere and point in the most diverse directions, the motion becomes chaotic or turbulent. The turbulence of magmatic liquid produces zones of lower component concentrations in the space between two converging and independently rotating clusters, which then begin to coalesce via a neck (Fig. 3), and become larger. In the emulsion generated in the magma, the clusters tend to become larger so as to decrease the surface energy of the system, while at the same time turbulence tends to deform and shatter the enlarged clusters, and prevents them from growing beyond a certain size. So, such a magma is an unstable system, in which there are constant changes in surface tension, viscosity

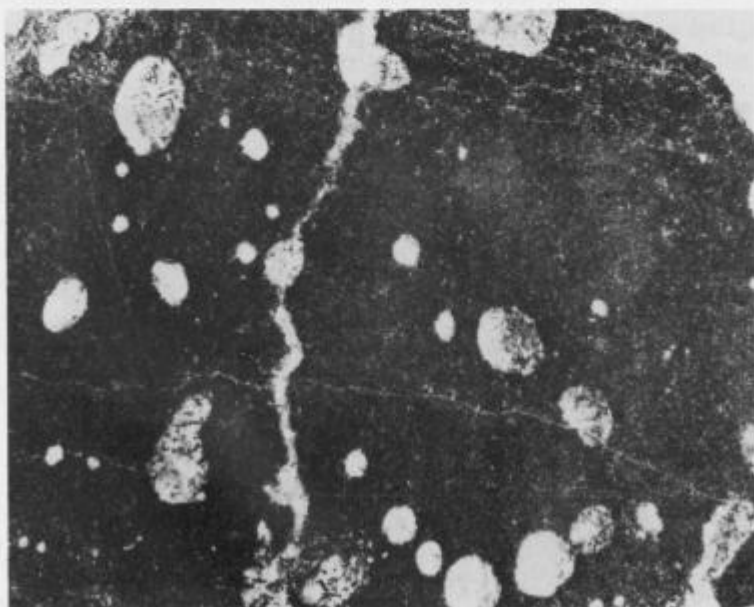


Fig. 3. Photograph showing light clusters coalescing via a neck to form larger clusters. Some clusters clearly show cups point towards the basaltic liquid. Magnification, $\times 3$

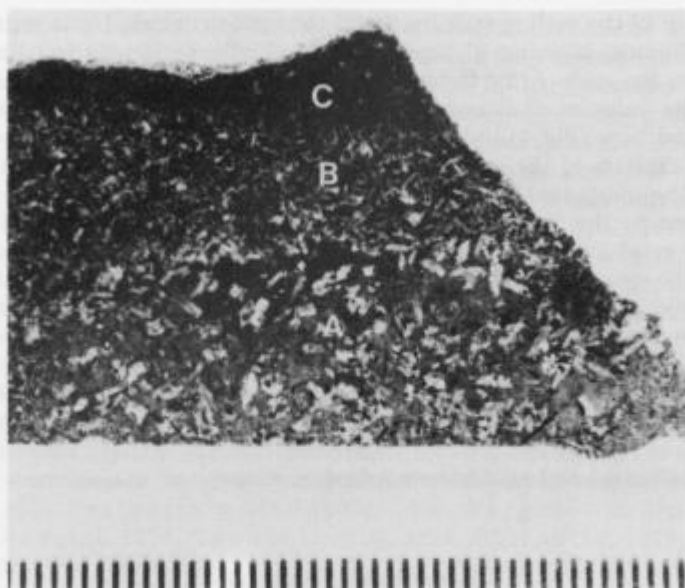


Fig. 4. This Fig. exhibits three different-textured layers. The lower layer (A) shows a phaneritic texture, with common subvolcanic crystallization between inosilicates and feldspars. The middle layer (B) is characterized by subophitic texture with equigranular and elongated feldspar crystals. The upper part (C) is the basaltic portion. Undoubtedly density gradients between the liquid phases must have played an important role. Scale in mm

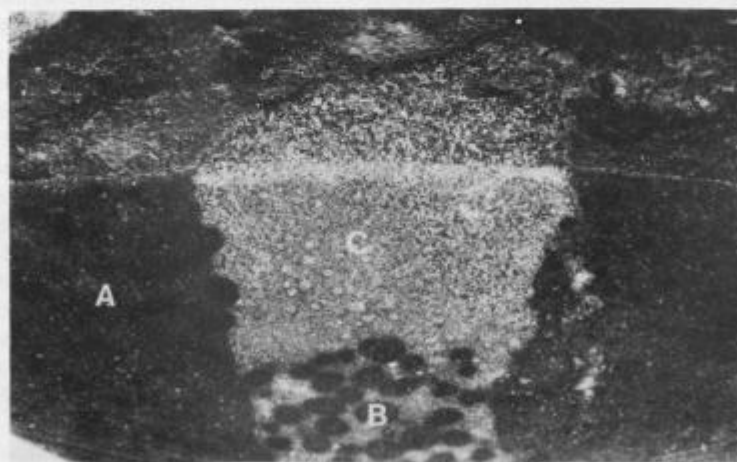


Fig. 5. A single spheroidal whirl forming an independent flow in the Sicilian magma. The view of Figure 5 is three-dimensional: the upper part of it shows half a whirl such as in occurs in outcrop; the lower part of the photograph represents the whirl vertically dissectioned along its diameter. Width of Figure 5 is 25 cm

and density until the melt is stabilized and the motion ceases. Upon separation into immiscible liquids, layering of liquid phases chiefly occurs during the period of turbulence in the melt. After the period of intensive turbulence, there is a further change in the volumes of liquid layers. This process occurs under comparatively quiescent conditions (Fig. 4) and is controlled by the rate of settling (or floating up) of the band of clusters in the corresponding matrices (Delitsyn et al., 1974). Upon separation, the individual whirl forms independent flow in the magma (Fig. 5). In whirls formed in the turbulent liquid, there are zones of denser and less dense emulsion. In emulsion zones that have thickened to a certain density, motion ceases (i. e. viscosity increases), so relative to zones of less dense emulsion these zones behave as solid boundary surfaces, along which the friction is higher than elsewhere in the magmatic liquid. Within the remaining less dense zones, the motion of emulsion will continue to create new zones of denser and less dense emulsion until motion ceases completely. Field and microscopic observations show that clusters with a diameter more than a certain critical value are deformed (markedly elongated) and behave like liquids under gravity. Vice-versa, clusters having a subcritical diameter are not deformed and retain their spherical shape.

Discussion and conclusions

Theoretical considerations

Various magmatic processes (for instance, differentiation, crystallization, polymerization and degasification) occur at the expense of a certain energy reserve (Zavaritskii & Sobolev, 1964) and lead to the formation of colloid systems. Colloids dispersed in the magma can be either magmaphilic or magmaphobic, depending on whether the energy obtained by their solvation by the magma liquid is higher or lower, respectively, than the sum of their aggregation energy and the dissociation energy of the liquid silicate (Yariv & Cross, 1979). It is therefore not surprising that various mineral species are recorded to have been derived through the colloidal state and show spheroidal forms, e.g. the so called colloform structures (Augustithis, 1982).

The present state of experimental knowledge concerning the forces that govern the properties of colloidal dispersions has been recently reviewed (Israelachvili, 1981). According to the Hellman-Feynman theorem all intermolecular forces are strictly electrostatic in origin. Nevertheless, it has been found convenient to classify the major forces between particle surfaces into van der Waals' forces, electrostatic and double-layer forces, polymer and steric forces, structural forces (hydrogen bonding, hydration and hydrophobic interactions), and adhesive forces. These interparticle forces are not as strong as covalent or metallic binding forces and their weakness and very short range ($\ll 1 \mu\text{m}$) makes them difficult to measure directly.

The behaviour of a colloidal system is far more complex than any gas-fluid system. Ageing and time-dependent effects often occur for dispersions in electrolyte solutions when equilibrium is attained slowly or not at all. More complex behaviour, such as hysteresis effects, occurs in polymer dispersions. Thus, at present not even an empirical equation of state, similar to the van der Waals' equation, exists for any colloidal system. It is worth reflecting what a force between two particles implies. For large particles with large forces it is relatively simple: if the force is attractive

they will stick, if repulsive they will repel. But when the forces are weak and the particles small, entropy effects may not be ignored and only a complete thermodynamic or statistical mechanical treatment can expose all the subtle concentration – and temperature – dependent phase transitions, phase changes, polydispersity, and other diverse properties of a colloidal dispersion (see Israelachvili, 1981). Surface forces that lead to aggregation are primarily van der Waals. Recently, experimental techniques have been developed to measure the van der Waals' forces in liquids, either indirectly (Sabisky & Anderson, 1973; Requena et al., 1975) or directly (Blake, 1975; Israelachvili & Adams, 1978; Derjaguin et al., 1978).

The above surface forces may therefore be responsible for the attraction between particles. In a magma, for example, the coalescence fundamentally depends on these interparticle forces existing in the melt. According to Delitsyn and others. (1974), in fact, these forces cause considerable turbulence during the coalescence, hastening equilibration. An excellent two-dimensional display of this turbulence is observable on the surface of a hot thin soup between fat globules. Haller (1965) has developed the mathematical theory of coalescence, based on kinetic studies of the liquid-liquid immiscible microphases in alkali borosilicate melts. As a matter of fact, most researchers (e.g. Philpotts & Hodgson, 1958; Ferguson & Currie, 1971, 1972; Gélinais et al., 1976; Cawthorn et al., 1979; Philpotts, 1979; Furnes et al., 1981) agree that coalescence is involved in the silicate liquid immiscibility origin.

Comparison with theory

The spinodal decomposition is important or potentially important in every system in which we observe a clustering phenomenon. The theory of spinodal decomposition is based on the diffusion equation modified by thermodynamic requirements, which relates a spontaneous flux of matter to a gradient in composition (see, for example, Cahn, 1968). This theory is phenomenological, and each parameter can be measured by independent thermodynamic or diffusion experiments. Consider for instance the dynamics of the various clustering phenomena in a model system composed of two species of mobile individuals in which individuals of the same species have a short-range preferential attraction to each other.

Take first the case that is almost random: preference for like members is small. The individuals execute a nearly random walk, but have a tendency to join favourable clusters and linger there a little longer. Clusters have no permanence, they form and disappear. If we perform a diffusion experiment by setting up a concentration gradient, the gradient would tend to disappear. The attraction to high concentration is not sufficient to prevent normal diffusion down the concentration gradient.

Now consider the other extreme-preference for the like species is so large that in a gradient the flux of the individuals is in the direction in which they are attracted, i.e., up the concentration gradient. This kind of model leads to spontaneous separation into two «phases». This system is within the spinodal. The individuals in the gradient move toward the cluster of their species and cause its concentration to increase, leaving a depleted zone around it. The outer edge of this depleted zone contains individuals that now also sense a concentration gradient, but away from the original particle. Because of their short-range interactions they sense only the depleted zone and move away from it, building up a new cluster a short distance away from the original one. We thus expect rapid formation of extremely small clusters approximately periodically arrayed in space.

In the case intermediate between these extremes, attractions are not strong enough to cause a flux up a concentration gradient but strong enough that a large cluster will attract and hold the individual. This situation is the case for nucleation and growth. Let's now see what the processes are, and how and when they operate in magmas.

When preference for the clusters is high, phase separations may be initiated by statistical concentration fluctuations not far from the critical, which allow the formation of stable nuclei at an extremely small degree of supersaturation (Cahn, 1961). In particular, if the controlling feature of the phase separation is the charge density, then the temperature decrease brings about a decrease of the fluctuations characterizing the critical behavior. In this manner, the fluctuations involving high charge ions really will be more damped than the others. According to this, the magmatic fluid will tend to separate into two immiscible liquid portions, one enriched in elements like iron, magnesium, calcium, titanium etc., and the other enriched in low charge density ions and elements having the tendency to form polymeric networks.

In the case of the Sicilian rocks, the extreme-preference for light clusters is so large that in a gradient the flux of the clusters is in the direction in which they are attracted. Because of the short-range interactions due to the surface forces, the clusters coalesce to form larger clusters (Fig. 3).

Comparing the foregoing results and evidence to theory, a three-stage process for the Sicilian basaltic magma may be reconstructed.

1. In the first stage cybotaxic zones, the nuclei of future phases, are formed in the Sicilian magma. Indeed, it is possible to see very small light spots in the basic portion (A) of Figure 5. This splitting phenomenon can be explained in two different ways: a) the cybotaxic zones are formed in a homogeneous melt near the binodal point; b) the phase separation occurred by spinodal decomposition. On the basis of the textural characteristics of the Sicilian rocks, and on the basis of the known data on the dynamics of fluids, the writer thinks that the clusters originated by spinodal mechanism.

2. The second stage is the stage of liquid immiscibility (see Lucido, 1981). A well-developed example of this phenomenon occurs in the portion (B) of Figure 5.

3. After unmixing, an agglutination process of clusters which tends to stabilize the turbulence of the magmatic melt occurs. The light portion (C) of Figure 5 represents the result of this agglutination process, and it is a portion richer in alkalic alumino-silicates than the surrounding basic rock.

Application to the upper mantle

Although there is still no indication of a consensus on the nature of mantle dynamics, importance of whirling motions in the thermal evolution of the Earth is clearly established. It may be expected that convection is the dominant heat transfer mechanism in the Earth's upper mantle. In this regard, in fact, magmatic vortexes under the Earth's crust were long ago hypothesized (e. g. Hopkins, 1939; Bull, 1921; Holmes, 1931; Pekeris, 1935; Hales, 1936).

Convection in magma at liquidus and subliquidus temperature has been analyzed using Bingham plastic and power-law rheology models (see, for instance, Hardee & Dunn, 1981). It is interesting to note that a noticeable change in the trend of the convective heat flux data has been observed in the vicinity of the liquidus tempera-

ture. Above the liquidus, magma (or molten lava) behaves as a Newtonian fluid (Shaw et al., 1968). At temperatures below the liquidus, non-Newtonian behavior begins to appear (Shaw et al., 1968; Pinkerton & Sparks, 1978). It is generally believed that this deviation from Newtonian behavior is due to time-dependent structural changes in the melt.

The application of the Sicilian phase separation mechanism to the upper mantle at first leads to the formation of very small clusters (new silicate-liquid nuclei) having more acidic composition than the surrounding melt and of course pseudo-plastic behavior. As the phase separation proceeds the magmatic fluid will comprise immiscible portions in a state of dispersion. After unmixing, in the long run the interparticle surface forces decidedly prevail and are responsible for an attraction process of colloidal clusters (mushes) which tends to stabilize the turbulence of the melt. In this attraction process, finite compressibility and viscous dissipation tend, of course, to decrease the flow speed for a given Ra , and so contribute to the melt stabilization.

Recently, Arzi (1978) suggested that most of the upper-mantle low velocity zone (L V Z), if partially melted, is likely to be stabilized somewhat below a non-zero rheological critical melt percentage (R C M P). For most rocks, the R C M P is probably within the range of $20 \pm 10\%$. It is a drastic transition with viscosities lowered by several decades due to breakdown of the solid and interlocked crystalline skeleton, and onset of rapid convective heat transfer. In agreement with Arzi (1978), much is explained if the original suggestion by Press (1959) that the L V Z is at «a state near the melting point» is revised to «near the R C M P». According to this, and assuming that in proximity to the lithosphere-asthenosphere boundary magma tends to occur at near the liquidus temperature, «the writer proposes that the L V Z is to be considered as the transition zone from Newtonian to non-Newtonian behavior».

Acknowledgements

The author is indebted to S. J. Aarseth, Cambridge University, for his interest and helpful comments on the manuscript. This paper is the outgrowth of research sponsored by the Ministry of Education (M. P. I.) and by the National Research Council (C. N. R.) of Rome.

References

- Arzi, A. A. 1978, Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* **44**, 173–184, Amsterdam.
- Augustithis, S. S. 1982, Atlas of the sphaeroidal textures and structures and their genetic significance. Theophrastus Publications S. A., 329 p. Athens.
- Baldacci, L. 1886, Descrizione geologica dell'isola di Sicilia. Carta Geol. Ital. scale 1:100.000, Roma.
- Blake, T. D. 1975, Investigation of equilibrium wetting films of n-alkanes on α -alumina. *J. Chem. Soc. Faraday Trans. I*, **71**, 192–208, London.
- Broquet, P. 1968, Étude géologique de la région des Madonies (Sicily). Thèses, Doct. Sci. Nat. I.R.E.S., Palermo.
- Bull, A. J. 1921, A hypothesis of mountain building. *Geol. Mag.* **58**, 364–367, Cambridge (U. K.).
- Cahn, J. W. 1961, On spinodal decomposition. *Acta Met.* **9**, 795–801.
- Cahn, J. W. 1968, Spinodal decomposition. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* **242**, 166–180.

- Catalano, R. & D'Argenio, B. 1978, An essay of palinspastic restoration across western Sicily. *Geol. Rom.* 17, 145-159, Roma.
- Cawthorn, R. G., Melver, J. R., McCarthy, T. S., Wyatt, B. A., Ferguson, J. & Barnes, S. J. 1979, Possible liquid immiscibility textures in high magnesia basalts from the Ventersdorp Supergroup, South Africa. *J. Geol.* 87, 105-113, Chicago.
- Delitsyn, L. M., Melent'yev, B. N. & Delitsyna, L. V. 1974, Liquation in melts, its origin, evolution and stabilization. *Akad. Nauk. S.S.S.R., Doklady* 219, 190-192, Moscow.
- Derjaguin, B. V., Rabinovich, Y. I. & Churaev, N. V. 1978, Direct measurement of molecular forces. *Nature* 272, 313-318, London.
- Ferguson, J. & Currie, K. L. 1971, Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callender Bay, Ontario. *J. Petrol.* 12, 561-585, Oxford (U. K.).
- Ferguson, J. & Currie, K. L. 1972, Silicate Immiscibility in the Ancient 'Basalts' of the Barberton Mountain Land, Transvaal. *Nature* 235, 86-89, London.
- Furnes, H., Malm, O. A. & Robins, B. 1981, Evidence for liquid immiscibility in Middle Jurassic pyroclastics from the North Sea, and alteration trends of the glass phases. *N. Jb. Miner. Abh.* 141, 309-323, Stuttgart.
- Gélinas, L., Brooks, C. & Trzcieski, W. E. Jr. 1976, Archean variolites-quenched immiscible liquids. *Can. J. Earth Sci.* 13, 210-230.
- Hales, A. L. 1936, Convection currents in the Earth. *Mon. Not. R. Astronom. Soc. Geophys. Suppl.* 3, 373-379.
- Haller, W. 1965, Rearrangement kinetics of the liquid-liquid immiscible microphases in alkali borosilicate melts. *J. Chem. Phys.* 42, 686-693, New York.
- Hardee, H. C. 1981, Convective heat extraction from molten magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 10, 175-193, Amsterdam.
- Hardee, H. C. & Dunn, J. C. 1981, Convective heat transfer in magmas near the liquidus. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 10, 195-207, Amsterdam.
- Hieber, C. A. & Gebhart, B. 1971, Stability of vertical natural convection boundary layers: expansions at large Prandtl number. *J. Fluid Mech.* 49, 577-591, Cambridge (U. K.).
- Holmes, A. 1931, Radioactivity and earth movements. *Trans. Geol. Soc. Glasgow* 18, 559-606, Glasgow.
- Hopkins, W. 1839, Preliminary observations on the refrigeration of the globe. *Phil. Trans. R. Soc.* 129, 381-385, London.
- Israelachvili, J. N. 1981, The forces between surfaces. *Phylos. Mag.* 43, 753-770, London.
- Israelachvili, J. N. & Adams, G. E. 1978, Measurement of forces between two mica surfaces in aqueous electrolyte solutions in the range 0-100 nm. *J. Chem. Soc. Faraday Trans. I*, 74, 975-1001, London.
- Levich, V. G. 1959, *Fiziko-khimicheskaya gidrodinamika* (Physicochemical Hydrodynamics), (English translation, Prentice-Hall), Moscow.
- Lucido, G. 1981, Silicate liquid immiscibility in alkaline rocks of western Sicily. *Chem. Geol.* 31, 335-346, Amsterdam.
- Lucido, G. 1983, A mechanism forming silicic segregations from basaltic magma discovered in igneous rocks of Western Sicily. *Geol. Mag.* 120, 321-329, Cambridge (U. K.).
- Pekeris, C. L. 1935, Thermal convection in the interior of the Earth. *Mon. Not. R. Astronom. Soc. Geophys. Suppl.* 3, 346-367.
- Philpotts, A. R. 1979, Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. *J. Petrol.* 20, 99-118, Oxford (U. K.).
- Philpotts, A. R. & Hodgson, C. J. 1968, Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. *Rep. Twenty-third Int. Geol. Congr.* 2, 175-188, Prague.
- Pinkerton, H. & Sparks, R. S. J. 1978, Field measurements on the rheology of lava. *Nature* 276, 383-385, London.
- Press, F. 1959, Some implications on mantle and crustal structure from G waves and Love waves. *J. Geophys. Res.* 64, 565-568, Washington.
- Requena, J., Billet, D. F. & Haydon, D. A. 1975, Van der Waals forces in oil-water systems from the study of thin lipid films. I. Measurement of the contact angle and the estimation of the van der Waals free energy of thinning of a film. *Proc. R. Soc. A* 347, 141-159, London.
- Rohsenow, W. M. & Choi, H. 1961, *Heat, Mass and Momentum Transfer*. Prentice-Hall, 205 p. Englewood Cliffs (N. J.).
- Sabisky, E. S. & Anderson, C. H. 1973, Verification of the Lifshitz theory of the van der Waals potential using liquid-helium films. *Phys. Rev.* A7, 790-806, Woodbury (N. Y.).

Shaw, H.R., Wright, T.L., Peck, D.L. & Okamura, R. 1968, The viscosity of basaltic magma, an analysis of field measurements in Makaopuhi Lava Lake, Hawaii. *Am. J. Sci.* **266**, 225-263, New Haven (U.S.A.).

Spera, F.J. 1980, Aspects of magma transport. In «Physics of Magmatic Processes», R.B. Hargraves, Ed., Princeton Univ. Press, 265-323, Princeton (N. J.).

Yariv, S. & Cross H. 1979, *Geochemistry of colloid systems - For Earth Scientists*. Springer-Verlag 450 p. Berlin, Heidelberg, New York.

Zavaritskii, A.N. & Sobolev, V.S. 1964, *The physicochemical principles of igneous petrology*. Israel Program for Scientific Translations, 414 p. Jerusalem.

UDK 550.4:551.761(497.12)=863

Uporaba izotopskih analiz v študiju paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu

Application of stable isotope analyses in paleobiological studies of Karnian bivalves from Lesno brdo

Tadej Dolenec

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, VTOZD Montanistika,
Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

Bogomir Jelen

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Vzročnost med biološkimi in nebiološkimi dejavniki v ekosistemu je sodila med ključna vprašanja študija paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu. Indeksi favnistične analize so dali favnistične parametre značilne za združbe, ki jih ureja močan ekološki pritisk. Sinteza rezultatov primerjalne izotopske analize, favnistične analize in analize fizikalnega okolja kaže, da sta bila slanost in ionska sestava vodnega okolja glavna dejavnika v ekosistemu Lesnega brda, ki sta izvajala ekološki pritisk in določala zgradbo združbe.

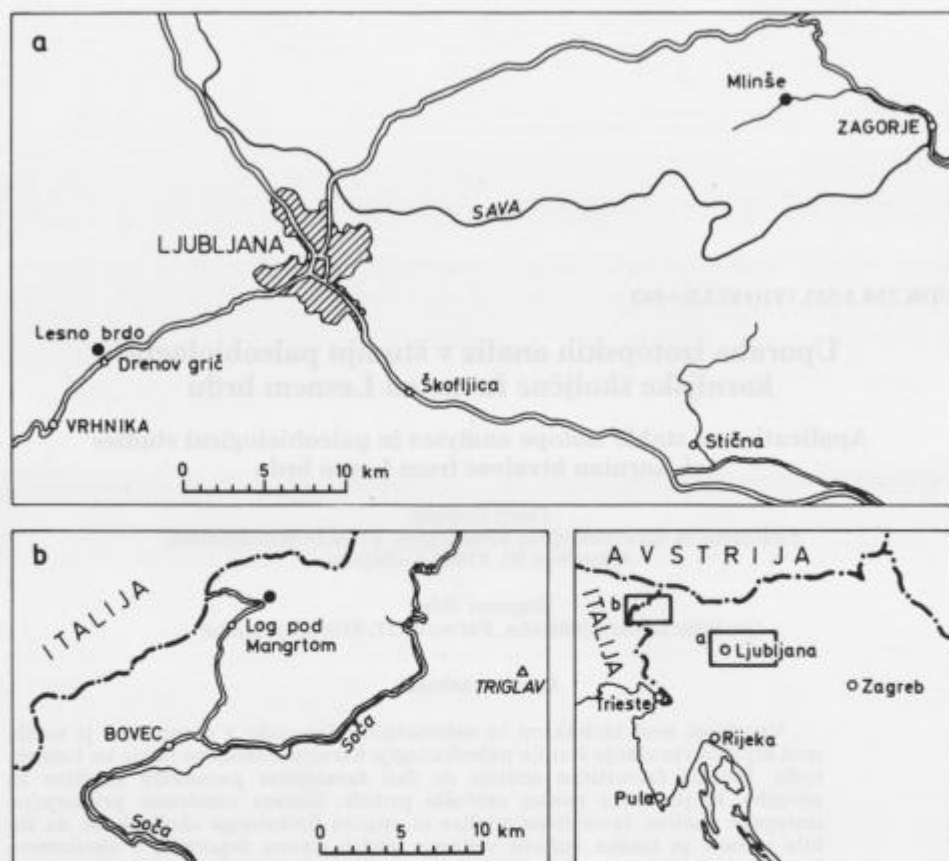
Abstract

One of the major question of the integrated study approach to the paleobiology of the Karnian bivalves from Lesno brdo was to what extent each of the abiotic and biotic factors controlled the community structure. Indices obtained from techniques of faunal analysis have demonstrated that a high stress environment must have controlled this highly structured community. A synthesis of the results of the comparative oxygen and carbon stable isotope analysis of bivalve shells and rock matrix, faunistic analysis and established physical parameters of the environment suggests mixohaline conditions as the main community structure controlling factor.

Uvod

Med ključna vprašanja študija paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu, je sodila vzročnost med biološkimi in nebiološkimi dejavniki v ekosistemu.

Raziskava nahajališča Lesno brdo je bila sistematsko zastavljena, da naj bi omogočila celovito strnjeno razumevanje paleobiologije školjčne favne nahajališča. Sinteza rezultatov tistih delov študije, ki so raziskovali biološke, fizikalne in kemične



Sl. 1. Položajni skici nahajališč Lesno brdo pri Drenovem griču in Mlinše pri Zagorju (a) ter Log pod Mangrtom (b) za primerjalno geokemično raziskavo

Fig. 1. Generalized map of the localities Lesno brdo near Drenov grič, Mlinše near Zagorje, and Log pod Mangrtom selected for the comparative MS analyses of oxygen and carbon

dejavnike v ekosistemu, je pokazala, kaj, kako in v kolikšni meri je urejalo ekosistem tega najdišča.

Uporabljene metode favnistične analize združbe so omogočile pogled v sestavo in delovanje združbe Lesnega brda. Biostratinomska raziskava nahajališča je namreč pokazala, da je najdišče mogoče obravnavati in raziskovati kot nahajališče fosilne biocenoze. Indeksi analize pa so dali favnistične parametre, značilne za združbe, ki jih ureja močan ekološki pritisk.

Iz zgradbe združbe nahajališča je bilo razvidno, da ekološki pritisk ni izvajal biološki, ampak kemični in/ali fizikalni dejavnik. Iz vzporedno potekajočih raziskav, med katerimi je bila opravljena tudi geokemična analiza nekdanjega biotopa, smo prišli do sklepa, da glavni ekološki pritisk lahko pripišemo brakičnosti.

V tem prispevku so objavljeni samo rezultati geokemične analize. Rezultati drugih delov študije so objavljeni v samostojnem članku.

Tabela 1. Bistveni favnistični značilnosti nahajališč za primerjalno masnospektrometrično analizo izotopske sestave kisika in ogljika

Table 1. Two substantial faunistic characteristics of the localities selected for the comparative MS analysis of oxygen and carbon

	NAHAJALIŠČE - LOCALITY		
	Log pod Mangrtom	Lesno brdo	Mlinše pri Zagorju
Biocenoza Biocenose	megalodontidne in druge školjke megalodontids and other bivalves	<i>Trigonodus</i> sp. div. <i>Myophoria kefersteini</i> <i>Pachycardia rugosa</i> ect.	<i>Myophoria kefersteini</i> <i>Lopha montiscaprilis</i>
Norma reakcije Norm of reaction	normalna slanost biotopa normal salinity biota	poikilohalini or- ganizmi poikilohaline biota	poikilohalini orga- nizmi poikilohaline biota
Geol. starost Age	tuval Tuvalian	jui Julian	jul Julian

V okviru možnosti izbora operativnih geokemičnih metod smo izbrali masnospektrometrično analizo izotopske sestave kisika in ogljika ter kvantitativno atomsko absorpcijsko spektrometrično analizo natrija in stroncija. Obe analizi sta bili načrtovani primerjalno med tremi najdišči z različnimi biofaciesi: Lesno brdo, Mlinše pri Zagorju in Log pod Mangrtom (sl. 1, tab. 1). V času raziskav smo odkrili napako v pripravi vzorcev za atomsko absorpcijsko spektrometrično analizo. Zato rezultatov te analize ne navajamo.

Odvzem, mineraloška priprava vzorcev in masnospektrometrično določevanje

Z namenom, da bi dobili čimboljšo predstavo o izotopski sestavi kisika in ogljika v školjčnih lupinah iz posameznih lokacij, smo kolikor mogoče masnospektrometrično analizirali izotopsko sestavo obeh prvin tako v zunanem kot v notranjem delu školjčnih lupin. Na ta način smo skušali tudi ugotoviti, ali se zunanji del lupin, ki bi bil zaradi vpliva meteorske vode lahko nekoliko spremenjen, po izotopski sestavi razlikuje od notranjega, bolj svežega dela lupin. Nadalje smo vzeli za masnospektrometrično analizo tudi prikamnino in vzorce školjčnih jeder. Čistost izbranih drobcov smo kontrolirali tudi pod binokularnim mikroskopom, pri čemer smo dvomljive vzorce zavrgli.

Drobce školjčnih lupin, prikamnine in jeder smo najprej zdrobili, nato pa raztopili v 100 % H_3PO_4 pri temperaturi $25^\circ \pm 0,5^\circ C$, tako kot navaja Mc Crea (1950). Pri reakciji med karbonati in H_3PO_4 je nastal CO_2 , kateremu smo nato izmerili izotopsko sestavo kisika in ogljika z masnim spektrometrom VARIAN MAT 250. Izotopsko sestavo kisika in ogljika podajamo kot relativne vrednosti $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$, izražene

v promilih, glede na standard SMOW (Craig, 1961) in standard PDB (Urey et al., 1951).

Masnospektrometrične analize so bile napravljene na Institutu Jožef Stefan v Ljubljani. Natančnost meritev tako za $\delta^{18}\text{O}$ kot za $\delta^{13}\text{C}$ je $\pm 0,05\text{‰}$.

Značilnosti izotopske sestave kisika in ogljika nahajališč

Nahajališče Log pod Mangrtom

Izotopska sestava kisika in ogljika v analiziranih vzorcih iz Loga pod Mangrtom je zelo homogena. Masnospektrometrična analiza je namreč pokazala, da se giblje $\delta^{18}\text{O}$ od $+29,03\text{‰}$ do $+30,09\text{‰}$, to je v zelo ozkem razponu, ki doseže le $1,06\text{‰}$ (tab. 2; sl. 2). Prav tako majhna je variabilnost $\delta^{13}\text{C}$. Ta parameter se namreč spreminja, če izvzamemo vzorca školjčnih jeder (K3Ac in Jc), obogatenih z lahkim ogljikom, od $+3,49\text{‰}$ do $+4,72\text{‰}$, medtem ko ima $\delta^{13}\text{C}$ omenjenih školjčnih jeder vrednost $+0,15\text{‰}$ in $-3,04\text{‰}$.

Z masno spektrometrično analizo smo ugotovili, da imajo lupine školjke *Schafhaeutlia astartiformis* $\delta^{18}\text{O}$ v območju od $+29,04\text{‰}$ do $+29,53\text{‰}$, medtem ko niha njihov $\delta^{13}\text{C}$ od $+3,56\text{‰}$ do $+4,13\text{‰}$. Podobna izotopska sestava obeh prvin je značilna tudi za lupine školjk *Myophoriopsis richthofeni* in *Myophoriopsis rosthorni* (tab. 2, sl. 3).

Tudi izotopska sestava kisika in ogljika v prikamnini, pa najsibo to apnenec ali lapor, je zelo homogena in se bistveno ne razlikuje od izotopske sestave omenjenih prvin v školjčnih lupinah (tab. 2).

V primerjavi s prikamnino in z lupinami so školjčna jedra nekoliko obogateni s težkim kisikovim in lahkim ogljikovim izotopom. Kljub temu, da so razlike minimalne, izjemo predstavljata le jedri K3Ac in Jc, kažejo, da so se mikrookolja pod školjčnimi lupinami, kjer so nastajala jedra, nekoliko razlikovala od okolja v sedimentu. Tu se je pri razkrajanju organskih delov školjk najverjetneje tvoril CO_2 , obogaten z lahkim izotopom, ki je vplival na izotopsko sestavo ogljika v karbonatih iz posameznih jeder. Na ta način si namreč lahko razložimo obogatitev prej omenjenih jeder z lahkim ogljikovim izotopom. Na podoben način razlagata tudi Sass in Kolodny (1972) izotopsko sestavo morskih karbonatnih konkrecij, ki vsebujejo vključke ribjih ostankov in so obogatene z lahkim ogljikovim izotopom glede na karbonatno prikamnino.

Izotopska sestava kisika in ogljika v vzorcih iz Loga pod Mangrtom se bistveno ne razlikuje od izotopske sestave omenjenih prvin v recentnih morskih karbonatih. V recentnih apnencih se namreč $\delta^{18}\text{O}$ spreminja od $+28\text{‰}$ do $+30\text{‰}$ (Faure, 1977), medtem ko ima kalcit iz recentnih školjčnih lupin $\delta^{18}\text{O}$ v območju od $+30\text{‰}$ do $+32\text{‰}$ (Epstein et al., 1950). Podobne vrednosti so značilne tudi za hišice foraminifer in nekaterih mehkužcev iz Jadranskega morja.

Izotopska sestava ogljika v morskih karbonatih je od kambrija naprej zelo konstantna in se na PDB skali giblje okrog vrednosti nič. V povprečju niha, kot navajata Keith in Weber (1964) $\delta^{13}\text{C}$ od $-0,99\text{‰}$ do $+2,11\text{‰}$, pri čemer se v plitvomorskih apnencih spreminja $\delta^{13}\text{C}$ približno od $+2,0\text{‰}$ do $+4,3\text{‰}$ (Milliman, 1974).

Na podlagi dobljenih rezultatov sklepamo, da se v geološki zgodovini izotopska sestava kisika in ogljika v raziskanih vzorcih ni bistveno spremenila. To pomeni, da vzorci niso pretrpeli večjih sprememb izotopske sestave omenjenih prvin, ki bi jih lahko povzročili kasnejši postsedimentacijski procesi, pri katerih imajo glavno vlogo

raztopine z dominantno količino meteorske vode. Zato so ti vzorci uporabni za paleotemperaturno analizo in za ugotavljanje značilnosti sedimentacijskega okolja.

Izotopska sestava kisika in ogljika ter sorazmerno majhna variabilnost $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$ v raziskanih vzorcih iz Loga pod Mangrtom, kažeta, po našem mnenju, na odprto plitvo morsko okolje, kjer so obstajali pretežno oksidacijski pogoji in so se karbonati zvečine izločali v izotopskem in kemičnem ravnotežju z atmosferskim CO_2 . Lokalno je pri anaerobnem razkrajanju mehkih delov školjk nastajal tudi CO_2 , v primerjavi z atmosferskim CO_2 , obogaten z lahkim ogljikovim izotopom. Ta je vplival na izotopsko sestavo ogljika v karbonatu iz nekaterih školjčnih jeder.

Nahajališče Lesno brdo

Povsem drugačna izotopska sestava kisika in ogljika je značilna za vzorce z Lesnega brda. Z masnospektrometrično analizo smo ugotovili, da se giblje njihov $\delta^{18}\text{O}$ od +23,42 ‰ do +28,93 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}\text{C}$ od -1,93 ‰ do +1,78 ‰ (tab. 2, sl. 2). Dobljeni podatki povedo, da so vzorci z Lesnega brda obogateni tako z lahkim kisikovim kot ogljikovim izotopom ter imajo tudi precej variabilnejšo izotopsko sestavo kisika in ogljika kot vzorci iz Loga pod Mangrtom.

Školjčne lupine imajo $\delta^{18}\text{O}$ v območju od +23,42 ‰ do +26,65 ‰, medtem ko se spreminja njihov $\delta^{13}\text{C}$ od +0,72 ‰ do +1,63 ‰. Najmanj težkega kisikovega izotopa vsebuje lupina školjke *Pachycardia rugosa*. Nekoliko več težkega kisika ima lupina školjke *Myophoria kefersteini*. Največja obogatitev s težkim kisikovim izotopom pa je značilna za lupine školjke *Trigonodus problematicus* (sl. 3).

Prikamnini črni bituminozni apnenec in črni bituminozni lapor, se po izotopski sestavi tudi na Lesnem brdu bistveno ne razlikuje od školjčnih lupin. Črni bituminozni apnenec ima $\delta^{18}\text{O}$ v območju od +24,60 ‰ do +26,04 ‰, pri čemer niha njegov $\delta^{13}\text{C}$ od -1,93 ‰ do +0,91 ‰. V črnem bituminoznem laporju, podatke imamo le za dva vzorca, je $\delta^{18}\text{O}$ +24,07 ‰ in +28,93 ‰, medtem ko ima $\delta^{13}\text{C}$ vrednost +1,03 ‰ in 1,78 ‰.

Izotopska sestava kisika v raziskanih vzorcih z Lesnega brda ni značilna za prave morske karbonate. Ti imajo namreč za nekaj ‰ večji $\delta^{18}\text{O}$, kot smo ga izmerili v vzorcih z Lesnega brda. To lahko pomeni, da je v geološki zgodovini prišlo do izotopske izmenjave med kisikom iz školjčnih lupin in kisikom iz prikamnine ter med kisikom iz raztopin z drugačno izotopsko sestavo kisika, kot jo ima morska voda. To bi lahko povzročilo osiromašenje omenjenih vzorcev s težkim kisikovim izotopom. Druga možnost, s katero si lahko razložimo dobljene vrednosti, pa predstavlja hipoteza, da okolje, v katerem so živeli omenjeni organizmi in v katerem sta se odlagala črni bituminozni apnenec in lapor, ni bilo tipično morsko.

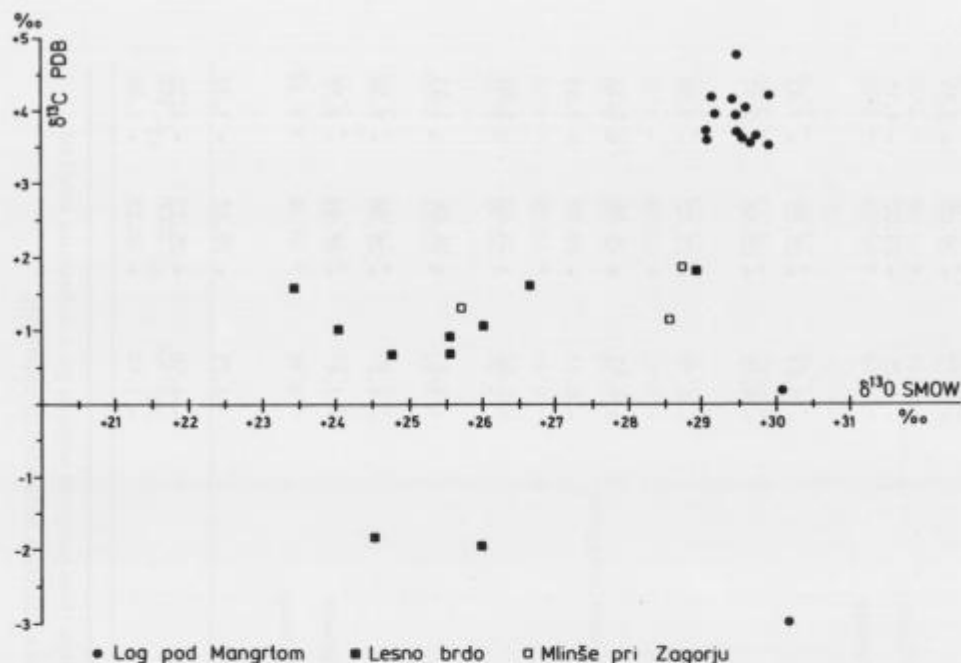
Izotopska sestava kisika in ogljika v vzorcih z Lesnega brda kaže, po našem mnenju, na sedimentacijsko okolje, v katerem je voda nasploh vsebovala več lahkega kisikovega in ogljikovega izotopa v primerjavi z vodo iz sedimentacijskega okolja Log pod Mangrtom, ki je bilo izrazito morsko.

Verjetno je bilo na Lesnem brdu razvito brakično sedimentacijsko okolje. Karbonatni skeleti različnih organizmov in karbonatne kamnine, nastale v brakičnem okolju, vsebujejo nasploh več lahkega kisikovega in ogljikovega izotopa in imajo tudi večjo variabilnost $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$. Izotopske raziskave recentnega sedimenta iz Piranskega zaliva in koprške luke, ki je nastajal tako v sladkovodnem kot v brakičnem in v morskem sedimentacijskem okolju, so pokazale, da ima njegov $\delta^{18}\text{O}$ razpon od +20,42 ‰ do +30,34 ‰, medtem ko se giblje $\delta^{13}\text{C}$ od -5,19 ‰ do +1,43 ‰ (Dolenec

Tabela 2. Izotopska sestava kisika in ogljika v vzorcih s primerjalnih nahajališč
 Table 2. Isotopic composition of oxygen and carbon in samples from localities selected for comparative analysis

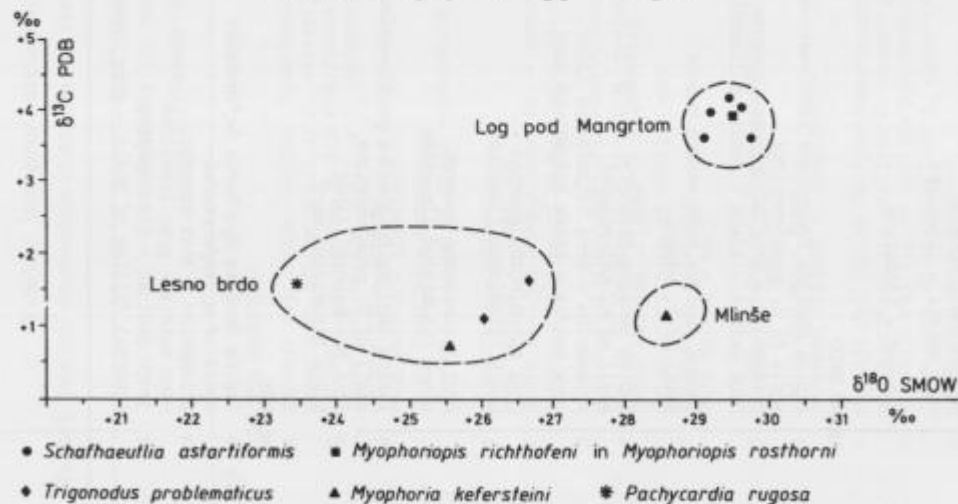
Vzorec Sample	Nahajališče/Tip vzorca Locality/Sample type	^{18}O PDB	^{18}O SMOW	^{13}C PDB
LOG POD MANGRTOM				
E	a zunanji del lupine školjke <i>Schafhaeutlia astartiformis</i>	- 0.96	+ 29.38	+ 4.13
	b outer part of the shell of <i>S. astartiformis</i>	- 1.22	+ 29.11	+ 3.93
	c notranji del lupine školjke <i>Schafhaeutlia astartiformis</i>	- 0.90	+ 29.44	+ 3.69
	d inner part of the shell of <i>S. astartiformis</i>	- 0.87	+ 29.47	+ 3.60
K2	e prikamnina - apnenec	- 0.90	+ 29.44	+ 4.72
	f rock matrix - limestone	- 0.50	+ 29.85	+ 4.15
	g jedro školjke <i>Neomegalodus</i> sp. - apnenec			
K3A	h internal filling of shell - limestone			
	i lupine školjk <i>Myophariopsis richthofeni</i> in <i>Myophariopsis rosthorni</i>	- 0.92	+ 29.42	+ 3.90
	j shells of <i>M. richthofeni</i> and <i>M. rosthorni</i>	- 0.27	+ 30.09	+ 0.15
	k jedro školjke - lapor	- 1.30	+ 29.03	+ 3.66
I3	l internal filling of shell - marl			
	m prikamnina - lapor			
	n rock matrix - marl			
J	o lupina školjke <i>Schafhaeutlia astartiformis</i>	- 0.82	+ 29.53	+ 3.99
	p shell of <i>S. astartiformis</i>	- 0.48	+ 29.88	+ 3.49
	q jedro školjke - apnenec			
	r internal filling - limestone			
J	s zunanji del lupine školjke <i>Schafhaeutlia astartiformis</i>	- 1.29	+ 29.04	+ 3.56
	t outer part of the shell of <i>S. astartiformis</i>	- 0.66	+ 29.69	+ 3.59
	u notranji del lupine školjke <i>Schafhaeutlia astartiformis</i>	- 0.18	+ 30.18	- 3.04
	v inner part of the shell of <i>S. astartiformis</i>			
J	w jedro školjke - apnenec			
	x internal filling of shell - limestone			

I 1/2	d	prikamnina - apnenec rock matrix - limestone	- 0.73	+ 29.08	+ 3.54
		apnenec - limestone	- 1.25	+ 29.08	+ 4.15
LESNO BRDO					
GR 3	a	lupina školjke <i>Trigonodus problematicus</i> shell of <i>T. problematicus</i>	- 3.61	+ 26.65	+ 1.63
	b	prikamnina - črni bituminozni apnenec rock matrix - black bituminous limestone	- 4.15	+ 25.56	+ 0.91
GR 7		lupina školjke <i>Pachyzardina rugosa</i> shell of <i>P. rugosa</i>	- 6.75	+ 23.42	+ 1.59
VČK 44	a	lupina školjke <i>Myophoria kefersteini</i> shell of <i>M. kefersteini</i>	- 4.67	+ 25.56	+ 0.72
	b	prikamnina - črni bituminozni lapor rock matrix - black bituminous marl	- 6.11	+ 24.07	+ 1.03
VČK 43		črni bituminozni apnenec black bituminous limestone	- 5.62	+ 24.60	- 1.80
ZČK 13		črni bituminozni apnenec black bituminous limestone	- 4.2	+ 26.04	- 1.93
PU 10	a	lupina školjke <i>Trigonodus problematicus</i> shell of <i>T. problematicus</i>	- 4.2	+ 26.04	+ 1.10
	b	črni bituminozni lapor black bituminous marl	- 1.4	+ 28.93	+ 1.78
MLINŠE					
Z VIII/4	a	lupina školjke <i>Myophoria kefersteini</i> shell of <i>M. kefersteini</i>	- 1.75	+ 28.57	+ 1.10
	b	prikamnina - sivi apnenec rock matrix - gray limestone	- 4.50	+ 25.73	+ 1.30
	c	jedro školjke - sivi apnenec internal filling of shell - gray limestone	- 1.40	+ 28.72	+ 1.80



Sl. 2. Diagram izotopske sestave kisika in ogljika v vzorcih z nahajališč Lesno brdo, Mlinše pri Zagorju in Log pod Mangrtom

Fig. 2. Diagram of isotopic composition of oxygen and carbon in the samples from Lesno brdo, Mlinše near Zagorje and Log pod Mangrtom



Sl. 3. Diagram izotopske sestave kisika in ogljika v školjčnih lupinah z nahajališč Lesno brdo, Mlinše pri Zagorju in Log pod Mangrtom

Fig. 3. Diagram of isotopic composition of oxygen and carbon in bivalve shells from Lesno brdo, Mlinše near Zagorje, and Log pod Mangrtom

et al., 1987; Ogorelec et al., 1984). Najmanjši $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$ je značilen za sediment, ki je nastajal v sladkovodnem sedimentacijskem okolju, največje vrednosti obeh parametrov pa so značilne za sediment iz morskega sedimentacijskega okolja. Sediment, ki je nastajal pri brakičnih pogojih, ima $\delta^{18}\text{O}$ približno v območju od +24 ‰ do +27 ‰. Podobno kot sediment so tudi skeleti različnih mehkužcev iz brakičnega okolja Piranskega zaliva obogateni z lahkim kisikovim izotopom – v primerjavi s skeleti mehkužcev z morskega okolja v Piranskem zalivu.

Mlinše pri Zagorju

Prvi podatki o izotopski sestavi kisika in ogljika v analiziranih vzorcih z nahajališča Mlinše pri Zagorju povedo, da imajo ti vzorci parametra $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$ približno v območju med vrednostmi $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$ vzorcev iz Loga pod Mangrtom in z Lesnega brda (sl. 2).

Lupina školjke *Myophoria kefersteini* iz Mlinš vsebuje nekoliko več težkega kisikovega izotopa v primerjavi z lupino istovrstne školjke z Lesnega brda, medtem ko imata obe približno enako izotopsko sestavo ogljika. Njen $\delta^{18}\text{O}$ je +28,57 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ pa ima vrednost +1,10 ‰. Podobno izotopsko sestavo kisika in ogljika ima tudi sivo apnenčevo jedro, medtem ko je apnenec, ki tvori prikamnino, obogaten z lahkim kisikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ je namreč v istem območju, v katerem se spreminja $\delta^{18}\text{O}$ vzorcev z Lesnega brda.

Za kakršnokoli natančno interpretacijo značilnosti sedimentacijskega okolja na tej lokaciji imamo zazdaj še premalo podatkov. Na podlagi prvih podatkov sklepamo, da je bilo sedimentacijsko okolje najverjetneje morsko, toda nekoliko drugačno kot na območju Loga pod Mangrtom. Najverjetneje je šlo za bolj ali manj geomorfološko zaprt biotop, v katerem je bil prisoten tudi ogljik organskega nastanka, ki je izviral iz razpadajočih organskih komponent. Zato imajo ti vzorci približno za 2 ‰ do 3 ‰ manjši $\delta^{13}\text{C}$ kot vzorci iz Loga pod Mangrtom.

Paleotemperaturna analiza

Temperaturno odvisnost izotopske sestave kisika v kalcitu, ki se izloča v izotopskem ravnovesju iz vodnih raztopin, so eksperimentalno določili Epstein in sodelavci (1953). Izrazili so jo z enačbo, ki jo je kasneje dopolnil Craig (1965) in ji dal naslednjo obliko:

$$T^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,2 (\delta k - \delta v) + 0,13 (\delta k - \delta v)^2 \quad (1)$$

To je modificirana Craigova enačba, ki podaja odvisnost izotopske sestave kisika v kalcitu od izotopske sestave te prvine v vodi in od temperature. V enačbi predstavlja k izotopsko sestavo kisika v CO_2 , ki smo ga dobili pri reakciji med 100 ‰ H_3PO_4 in posameznimi vzorci, v pa je izotopska sestava kisika v vodi, iz katere se je izločal karbonat. Oba parametra morata biti merjena nasproti istega standarda (običajno PDB). Če torej poznamo δk in δv , lahko s pomočjo omenjene enačbe izračunamo temperaturo nastanka kalcita v kateremkoli sistemu kalcit-vodna raztopina.

Ker relativno dobro poznamo izotopsko sestavo kisika v morski vodi, po podatkih Hoefsa (1973) ima le-ta od paleozoika naprej približno konstantno izotopsko

sestavo $\delta^{18}\text{O} \sim 0,0 \pm 1 \text{ ‰}$, lahko s pomočjo enačbe (1) izračunamo temperaturo nastanka kalcita, ki tvori školjčne lupine.

Če domnevamo, da je imela morska voda v sedimentacijskem okolju Loga pod Mangrtom $\delta^{18}\text{O}$ okrog $0,0 \text{ ‰}$, dobimo za povprečno temperaturo nastanka kalcitnih lupin školjke *Schafhaeutlia astartiformis* vrednost $21,2^\circ\text{C}$. Podobno temperaturo $20,9^\circ\text{C}$ dajo tudi lupine školjk *Myophoriopsis richthofeni* in *Myophoriopsis rosthorni*, medtem ko znaša temperatura nastanka apnenca, ki tvori prikamnino, izračunano po enačbi (1), približno 21°C . Dobljene vrednosti so dokaj realne in potrjujejo domnevo, da se izotopska sestava kisika v raziskanih vzorcih iz nahajališča Log pod Mangrtom ni bistveno spremenila in da so organizmi živeli v značilnem morskem okolju.

Za nahajališče Lesno Brdo so na podoben način izračunane temperature nastanka kalcita previsoke. Ob domnevi, da je tudi tu imela morska voda $\delta^{18}\text{O}$ okrog 0 ‰ , dobimo namreč za temperaturo vrednosti med $35,3^\circ\text{C}$ in $51,2^\circ\text{C}$. Kot smo že omenili, je na območju nahajališča Lesno brdo najverjetneje obstajalo brakično sedimentacijsko okolje, v katerem je bila morska voda obogatena z lahkim kisikovim izotopom in je imela $\delta^{18}\text{O}$ manjši od 0 ‰ , najverjetneje med približno -4 ‰ in -3 ‰ . Podobno izotopsko sestavo kisika ima tudi voda v brakičnem sedimentacijskem okolju Piranskega zaliva. Njen $\delta^{18}\text{O}$ se namreč giblje od $-4,80 \text{ ‰}$ in $+0,21 \text{ ‰}$, medtem ko niha v morskem sedimentacijskem okolju Piranskega zaliva od $+0,69 \text{ ‰}$ do $+1,10 \text{ ‰}$ (Dolenec et al., 1987).

Jadransko morje je zaradi efekta evaporacije nekoliko obogateno s težkim kisikovim izotopom in ima $\delta^{18}\text{O}$ približno v območju od $+0,08 \text{ ‰}$ (Makarska) do $+1,74 \text{ ‰}$ (Piranski rt). Če torej domnevamo, da je bil $\delta^{18}\text{O}$ vode iz sedimentacijskega okolja Lesnega brda med -4 ‰ in -3 ‰ , se je izločal kalcit, ki gradi raziskane školjčne lupine približno v temperaturnem razponu od 21 do 34°C . Končno si še pogledimo, pri kakšni temperaturi se je izločal kalcit, ki tvori školjčne lupine v nahajališču Mlinše pri Zagorju. Ob domnevi, da je morska voda v sedimentacijskem okolju $\delta^{18}\text{O} \sim 0,0 \text{ ‰}$, je nastal omenjeni kalcit pri temperaturi $24,7^\circ\text{C}$.

Dobljene vrednosti za temperaturo nastanka kalcita školjčnih lupin, ki v bistvu predstavljajo temperaturo morske vode, so dokaj realne in se večinoma gibljejo v temperaturnem območju, ki ga za norij navajajo Fabricius in sodelavci (1970).

Sklep

Primerjalna masnospektrometrična analiza izotopske sestave kisika in ogljika v školjčnih lupinah in prikamnini med nahajališči z različnimi biocenozami in različnimi normami reakcije zastopanih školjčnih rodov je pojasnila vzročnosti med biološkimi in nebiološkimi dejavniki v ekosistemu nahajališča Lesno brdo.

Ekstremna organiziranost združbe, visoka dominantnost in prevladujoča prisotnost ene ekološke enote, majhna gostota ter raznolikost so jasno kazali na prilagojenost biocenoze nahajališča Lesno brdo na zelo močan ekološki pritisk. Danes so tako močno kontrolirane biocenoze medplimskega pasu, estuarjev in obalnih lagun. Pokazalo se je, da se izotopska sestava kisika in ogljika na nahajališču Log pod Mangrtom, ki ima školjčno populacijo nedvomno morskega biotopa, zbira pri vrednostih, značilnih za morsko okolje. Izotopska sestava na nahajališču Lesno brdo z domnevano poikilohalino školjčno favno pa je razmeščena v intervalu variabilnosti brakičnega okolja. Na osnovi strnjene razumevanja delovanja bioloških, fizikalnih in kemičnih

nih dejavnikov v ekosistemu Lesnega brda in primerjava dobljenih podatkov s podatki za recentne mehkužce in sedimente morskega, brakičnega in sladkovodnega okolja v Piranskem zalivu ter iz literature domnevamo, da se izotopska sestava v postsedimentacijskem času ni bistveno spremenila. Razlike v izotopski sestavi med raziskovalnimi nahajališči moremo obravnavati kot razlike med nekdanjimi biotopi.

Tisti del študije, v katerem smo raziskovali delovanje fizikalnih dejavnikov v ekosistemu, je pokazal vzročnost med že določeno strukturo združbe in dinamiko vodnega okolja ter globino vode. Sklepava torej, da sta bila slanost in ionska sestava vodnega okolja glavna dejavnika v ekosistemu Lesnega brda, ki sta izvajala ekološki pritisk in določala zgradbo združbe.

Application of stable isotope analyses in paleobiological studies of Karnian bivalves from Lesno brdo

Summary

Paleobiological studies of the locality Lesno brdo were made by integrated approach.

Biostratinomical observations provide evidence that the death assemblage at Lesno brdo could be considered a paleobiocoenosis.

Interaction that once existed among biotic and abiotic factors of the paleoecosystem at Lesno brdo was one of the major questions to be answered. Indices obtained from techniques of faunal analysis have demonstrated that high stress environment must have controlled this highly structured community. We speculatively foresaw chemical and/or physical factors in the environment as the possible main community structure controlling factors. Distinctive differences in biofacieses among the Karnian localities in Slovenia caused by highly differentiated biotopes and the application of the mass spectrometry of oxygen and carbon have facilitated the answer to the raised question.

The study offers indications of differences in isotopic composition of oxygen and carbon between samples of bivalve shells, as well as between rocks from individual localities. They are, according to our opinion, a result of differing ecological conditions in individual areas. It should be emphasized that during the geological history the isotopic composition of oxygen and carbon in the investigated samples most probably did not change appreciably.

The isotopic composition of oxygen and carbon, and the extraordinarily small variability of δO^{18} and δC^{13} in samples from Log pod Mangrtom suggest, to our opinion, an open shallow marine depositional environment in which prevailed oxidation conditions and the sea water having a relatively constant isotopic composition of oxygen and carbon.

The samples from Drenov grič are enriched with respect to samples from Log pod Mangrtom with the light oxygen and carbon isotopes, and are, in addition, characterized also by a higher variability of δO^{18} and δC^{13} than the aforementioned samples. It is supposed, on the ground of the isotopic composition of oxygen and carbon, that in the area of Drenov grič most probably a brackish depositional environment existed in which the sea water was enriched with the light oxygen and carbon isotopes. Relatively low values of δC^{13} of the samples from that locality may be in part also a consequence of the influence of carbon of organic origin which probably did form

by decay of various organic components. They might have come into the sedimentation environment in part also from the land.

The first data on the isotopic composition of oxygen and carbon in samples from Mlinše near Zagorje bear evidence in favor of marine depositional environment where the conditions differed to a certain degree from those in the area of Log pod Mangrtom. Probably here existed a relatively restricted marine depositional environment.

The paleotemperatures calculated on the ground of the results of isotopic analyses of bivalve shells and of the assumed value of δO^{18} for sea water fall into the temperature domain referred to for Norian, with the exception of a single one.

The synthetic understanding of the function of the biological, chemical and physical factors in the paleoecosystem at Lesno brdo, comparative study of the isotopic composition of the recent mollusc shells from the normal saline mixohaline and fresh water environments of the Piran and Koper bays, and data from literature led us to the assumption that the total salt content of sea water and its ionic composition (i. e. mixohaline conditions) could be reasonably considered as the main community structure controlling factors.

Literatura

Craig, H. 1961, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen -18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1934.

Craig, H. 1965, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto, July 26-27, 1965, 1-24. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa.

Dolenec, T., Pezdič, J., Herlec, U., Faganeli, J., Ogorelec, B. & Mišič, M. 1987, Isotopic investigation of recent depositional environment in the Northern and Central part of Adriatic Sea. IAS 8th Regional meeting of sedimentology, 558 c-558 d, Tunis.

Epstein, S., Buchbaum, R., Lowenstam, H. & Urey, H. C. 1950, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 64, 1315-1326, Boulder.

Epstein, S., Buchbaum, R., Lowenstam, H. & Urey, H. C. 1951, Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 62, 417-426, Boulder.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jakobshagen, V. 1970, Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. *Geol. Rundschau* 59, 2, 805-826, Stuttgart.

Faure, E. 1977, *Principles of Isotope geology*. John Wiley, 464 pp., London.

Hoefs, J. 1973, *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, 140 pp., Berlin.

Keith, M. L. & Weber, J. W. 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28, 1787-1816, Oxford.

Mc Crea, J. M. 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Jour. Chem. Phys.* 18, 549-857.

Milliman, J. D. 1974, *Marine Carbonates. Recent Sedimentary Carbonates, Part 1.* - Springer-Verlag, 375 pp., Berlin.

Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Šercelj, A., Cimerman, F., Dolenec, T. & Pezdič, J. 1984, Kvarterni sediment vrtine V-3 v Koprskem zalivu. *Slovensko morje in zaledje* VII, 6-7, 165-186, Koper.

Sass, E. & Kolodny, Y. 1972, Stable isotopes, chemistry and petrology of carbonate concretions - Mishas formation. *Israel Chem. Geol.* 10, 261-286.

Urey, H. C., Lowenstam, H. D., Epstein, S. & Kinney, C. R. 1951, Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and Southern United States. *Geol. Soc., Am. Bull.* 62, 399-416, Boulder.

UDK 550.4:54.027.546.21:552.3(497.12)=836

Izotopska sestava kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu

Isotopic composition of oxygen in igneous rocks of Pohorje

Tadej Dolenec¹, Jože Pezdič² in Dragica Strmole³

Kratka vsebina

Z masnospektrometrično analizo smo dobili prve podatke o izotopski sestavi kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu ter v pegmatitnih in aplitnih žilah. Ugotovili smo, da ima tonalit, ki je bolj kislja kamnina kot čizlakit, več težkega kisikovega izotopa. Po prvih podatkih sodeč je bila magma, ki je dala pohorsko globočnino z $\delta^{18}\text{O} +9,1\%$ juvenilnega izvora, vendar dopuščamo možnost, da je lahko delno tudi asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje.

Obogatitev čizlakita z lahkim kisikovim izotopom je posledica njegove mineralne sestave. Gre namreč za bazično kamnino z $\delta^{18}\text{O} +7,1\%$, ki vsebuje več kot polovico avgita in rogovače, to je mineralov z manjšo sposobnostjo koncentracije težkega kisikovega izotopa v primerjavi s kremenom. Ta je poleg glinencev najpogostnejši mineral v tonalitu. Izotopska sestava kisika čizlakita je v območju, značilnem za gabske kamnine.

Aplitne in pegmatitne žile v tonalitu in aplitne žile v čizlakitu vsebujejo večinoma več težkega kisikovega izotopa kot omenjeni magmatski kamnini. Izmed vseh mineralov v pegmatitnih žilah ima kremen največji $\delta^{18}\text{O}$.

Abstract

First data on the isotopic composition of oxygen and carbon in tonalite and cezlakite from the pegmatitic and aplitic veins of Mt. Pohorje were obtained by mass spectrometric analysis. It has been established that tonalite which is more felsic than cezlakite contains higher amounts of the heavy oxygen isotope. According to first data the mother magma of this Pohorje intrusive rock with $\delta^{18}\text{O} +9,1\%$ was of juvenile origin, admitting the possibility of partly assimilation of rocks of the continental crust which were enriched with the heavy isotope.

The enrichment of the cezlakite with the light oxygen isotope seems to be the consequence of its composition. The rock is basic with the $\delta^{18}\text{O}$ value $+7,1\%$. It contains more than fifty percent of augite and hornblende, i. e. minerals with a lower ability of concentration of heavy oxygen isotope with respect to quartz. The latter is next to feldspars the most abundant mineral in tonalite. The isotopic composition of oxygen of cezlakite is in the area which is typical for gabbroid rocks.

The aplitic and pegmatitic veins in tonalite and aplitic veins in cezlakite contain mostly more heavy oxygen isotope than the mentioned igneous rocks. Among all minerals in the pegmatitic veins quartz has the highest value of $\delta^{18}\text{O}$.

^{1, 3} Inštitut za geologijo pri FNT, VTOZD Montanistika, Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

² Inštitut »Jožef Stefan«, Jamova 39, 61000 Ljubljana

Uvod

Poznavanje izotopske sestave kisika in nekaterih drugih lahkih prvin, predvsem ogljika in vodika v različnih mineralih iz magmatskih kamnin, je bistvenega pomena za nadrobno interpretacijo značilnosti in pogojev njihovega nastanka ter kasnejših sprememb, ki so jih te kamnine pretrpele v geološki zgodovini. Pri dosedanjih raziskavah naših magmatskih kamnin so bile izotopske analize povsem zapostavljene, tako da nimamo nikakršnih podatkov o izotopski sestavi kisika in drugih prvin v magmatskih kamninah iz slovenskega prostora.

Ker je kisik eden glavnih elementov v mineralih magmatskih kamnin – v mislih imamo predvsem silikate, pa tudi okside in karbonate –, smo sklenili, da najprej raziščemo izotopsko sestavo te prvine v pohorskih magmatskih kamninah, katerih nastanek še ni povsem razjasnjen.

V našem članku se bomo zaenkrat omejili le na značilnosti izotopske sestave kisika v pohorskem tonalitu in čizlakitu ter v pegmatitnih in aplitnih žilah, ki sečejo obe kamnini.

Najpomembnejši rezultati dosedanjih raziskav

Pohorski tonalit

Pohorski tonalit je sivkasta, drobn- do srednjezrnata kamnina z bolj ali manj razvito paralelno teksturo. Skupaj s kamninami magmatske cone v Karavankah, ki je sestavljena iz južnega tonalitnega in severnega granodioritnega pasu, ga uvrščamo med periadriatske globočnine (Faninger 1973). Po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935), ki je prva zelo nadrobno raziskala pohorske magmatske kamnine, je to zelo levkokratna kamnina z naslednjo povprečno modalno sestavo (v vol. %):

plagioklazi	62,25	biotit	6,50
ortoklaz	6,25	rogovača	1
kremen	22,25	klorit	1,75

V novjšem času je podrobno raziskoval pohorske magmatske kamnine še Faninger. Ob upoštevanju podatkov Dolar-Mantuanijeve in izsledkov svojih raziskav je podal za povprečje pohorske globočnine tonalita naslednjo modalno sestavo (Faninger 1970):

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

Na osnovi modalne sestave se je Faninger (1970, 1973) lotil tudi klasifikacije pohorske globočnine. Upoštevajoč Lindgrenovo klasifikacijo (Johansen 1958), ki deli granitoidne kamnine na granit, kremenov monzonit (adamellit), granodiorit in kremenov diorit (tonalit) na podlagi naslednjega razmerja med ortoklazom in celokupno količino glincev: $0 - 13 \frac{1}{3} - 33 \frac{1}{3} - 66 \frac{2}{3}$, je ugotovil, da po podatkih Dolar-Mantuanijeve (1935) in po izsledkih svojih raziskav (Faninger, 1970) pohorska globočnina v povprečju ustreza kremenovemu dioritu (tonalitu). Pri tem pa poudarja, da kamnina delno prehaja v granodiorit, v izjemnem primeru celo v kremenov monzonit.

Novejša klasifikacija magmatskih kamnin, ki jo je podal Streckeisen (1967), ne upošteva več kremenovega monzonita kot posebne skupine. Na podlagi naslednjega razmerja med plagioklazi in celotno količino glinencev: 0 – 10 – 65 – 90, so po tej klasifikaciji granitoidne kamnine razdeljene na alkalni granit, granit, granodiorit in kremenov diorit. Faninger (1970 in 1973) je vnesel potrebne podatke vseh dosedaj raziskanih vzorcev pohorske globočnine na diagram QAP (kremen, alklani glinenci, plagioklazi) in upošteva Strecheisenovo (1967) klasifikacijo ugotovil, da predstavlja pohorska globočina kremenov diorit, ki proti zahodu postopoma prehaja v granodiorit, izjemoma celo v granit. Če ustreza pohorska globočina po Strecheisenovi (1967) klasifikaciji kremenovemu dioritu, meni Faninger (1976), da jo moramo po IUGS (1973) imenovati tonalit. Faninger (1973) meni, da je pohorska globočina nastala v alpidski orogenezi, in sicer v laramijski fazi. DeLeon (1969) pa navaja za absolutno starost biotita v pohorskem tonalitu 19 ± 5 milijonov let.

Več kot o starosti je znano o izvoru njene magme. Po najnovejših raziskavah (Faninger, 1970, 1973) je magma pohorske globočnine anatektičnega, oziroma palingenetskega izvora. Vendar Faninger (1976) dopušča tudi možnost, po kateri naj bi nastala magma, ki je intrudirala v Centralnih Alpah kot pohorski tonalit, s hibridizacijo med neko večji del paligeno in neko juvenilno magmo. Ta naj bi s področja periadriatskega lineamenta v bližini pohorskega masiva prodrla v območje nastajanja paligene magme. Magma pohorske globočnine je nato prodrla med višje ležeče sklade in se strčila v obliki lakolita. Med ohlajanjem sta se v končni fazi strjevanja kot kislja diferenciat izločila v razpokah strjenih delov masiva applit in pegmatit. Magmaško ognjišče tonalitne magme se, kot meni Faninger (1970), ni takoj umirilo, temveč je še pozneje dovajalo istovrstno magmo, iz katere je pri izlivih na zemeljsko površje nastal dacit, kot nediferencirana žilnina pa tonalitni porfir. V zadnjih fazah magmatskega delovanja je nastal iz anatektične magme, ki je proti koncu postajala vedno bolj bazična, še malhit.

Čizlakit

V bližini cezlaškega kamnoloma je v pohorski globočnini leča hipidiomorfne zrnate melanokratne gabrske kamnine, ki sta jo podrobno opisala že Nikitin in Klemen (1937); Nikitin (1939) jo je poimenoval čizlakit. Kamnina sestoji v glavnem iz svetlo zelenega avgita, temno zelene rogovače in plagioklazov, ki vsebujejo 35 % do 52 % anortita (Nikitin 1939). Precej manj je kremena in kalijevih glinencev, medtem ko nastopajo sfen, apatit in biotit le kot akcesorni minerali. Podobno kot Nikitin (1937) meni Faninger (1965) na podlagi parametrov Zavarickega, da je čizlakit v bistvu diorit-piroksenit, ki se bolj približuje piroksenitu kot dioritu.

Nikitin in Klemen (1937), sta menila, da je čizlakit produkt zgodnje gravitacijske kristalizacijske diferenciacije tonalitne magme. Podobnega mnenja je bil sprva tudi Faninger (1965). Kasneje pa je prišel do sklepa, da je čizlakit nastal s pomočjo reakcije med tonalitno magmo in vključkom zelo bazične kamnine (Faninger, 1970). Kot dokaz za to navaja dejstvo, da so plagioklazi v čizlakitu le malo bolj bazični kot v tonalitu, da v čizlakitu narašča količina rogovače proti meji s tonalitom in da se v kamnini pojavljata, čeprav v majhnih količinah, tudi ortoklaz in biotit, ki v tako bazični kamnini vsekakor govorita za vpliv bolj kisle magme. Da je osnova čizlakita strejša od obdajajočega tonalita, dokazujejo po njegovem applitne in delno tudi tonalitne žile v čizlakitu. V svojem delu Pohorske magmatske kamnine je leta

1973 Faninger zapisal, da naj bi čizlakit predstavljal produkt hibridizacije med neko ultrabazično magmo, prihajajočo iz globine in magmo pohorske globočnine. Proces si zamišlja tako, da je ultrabazična magma prodrla v območje, kjer je prišlo do anatekse, s tem pa tudi do hibridizacije in nastanka čizlakita, ki je z intruzijo pohorske globočnine prišel v sedanjo lego.

Aplitne in pegmatitne žile

Tako pohorski tonalit kot čizlakit prepletajo številne aplitne in pegmatitne žile (slika 1 in 2). Najverjetneje so nastale zaradi migracije ostankov magme, katere večji del je že izkristaliziral. V bistvu so to kisli diferenciatni tonalitne magme. Aplitne žile se po strukturi ločijo od pegmatitnih žil. Zanje je značilna drobnozrnata struktura, medtem ko pegmatitne žile odlikuje debeložrnata struktura. Pri terenskih raziskavah smo ugotovili, da gre za več generacij omenjenih žil, katerih starostnega zaporedja nam zazdaj še ni uspelo natančno določiti. Kjer se aplitne in pegmatitne žile sečejo, vidimo, da je aplit običajno starejši od pegmatita (slika 2). Vendar moramo poudariti, da smo našli tudi tanke aplitne žile, ki sečejo pegmatitne. To dokazuje, da so apliti nastajali tudi potem, ko so bile nekatere pegmatitne žile že formirane. Podobno kot aplitne tudi pegmatitne žile ne pripadajo le eni generaciji. Pogosto namreč opazimo,



Sl. 1. Pegmatitne in aplitne žile v tonalitu

Fig. 1. Pegmatite and aplite veins in tonalite

da se pegmatitne žile sečejo med seboj, pri čemer so starejše ob mlajših često premaknjene. Na podlagi medsebojnih odnosov sodimo, da se na območju cezlaškega kamnoloma pojavljajo najmanj tri generacije pegmatitnih žil, ki so najverjetneje mlajše od prve generacije aplitnih žil, a starejše od druge generacije aplita.

Pegmatitne in aplitne žile v pohorskih magmatskih kamninah sta opisala že Benesch (1917) in Dolar-Mantuanijeva (1935). V zadnjem času jih je raziskoval tudi Faninger (1970, 1973). Dolar-Mantuanijeva (1935) in Faninger (1970, 1973) sta objavila tudi prve podatke o njihovi mineralni in kemični sestavi ter mikroskopskih značilnostih njihovih glincev.

Za aplit iz cezlaškega kamnoloma je Faninger (1970, 1973) zapisal, da sestoji v glavnem (v vol. %) iz plagioklazov 38,3, ki ustrezajo oligoklazu s 24 % anortita, ortoklaza 30,0 in kremenca 28,4. Od femičnih mineralov pa so prisotni biotit in klorit 3,1, granat 0,03 ter neprozorni minerali, v glavnem pirit z 0,1.

Pegmatit – gre za debeložrnati različek, ki lokalno prehaja v rdečkasti drobnozrnati aplit – večinoma sestavljajo plagioklazi, ki v povprečju ustrezajo oligoklazu z 11 % anortita, alkalni glinenci – ti predstavljajo ortoklaz in vsebujejo v povprečju 25 % albitne komponente – ter kremen. Mineralno paragenezo dopolnjujejo v majhnih količinah še biotit, klorit, granat in neprozorni minerali, večinoma pirit (Faninger, 1970, 1973).



Sl. 2. Aplitna žila v čizlakit

Fig. 2. Aplitic veins in gneiss

Metoda dela

Z namenom, da bi dobili prve podatke o izotopski sestavi kisika v pohorskih magmatskih kamninah, smo izbrali za izotopsko analizo tonalit in čizlakit iz cezlaškega kamnoloma ter aplit in pegmatit, ki preprezata omenjeni kamnini. Poleg tega smo masnospektrometrično analizirali tudi izotopsko sestavo kisika v krenenu, granatu in v glinencih iz pegmatitnih žil. Iz odprte kremenovo-karbonatne žile, ki seče čizlakit, pa smo vzeli za izotopsko analizo kristala kremen in kalcita.

Drobce kamnin in zrna posameznih mineralov smo najprej zdrobili, nato pa fluorirali, z izjemo kalcita, po postopku, ki ga je razvil Pezdič. S fluoriranjem smo pridobili potrebno količino kisika, ki smo mu nato izmerili izotopsko sestavo z masnim spektrometrom VARIAN MAT 250. Kalcitna zrna smo raztopili v H_3PO_4 pri temperaturi $50 \pm 0,5^\circ C$. Pri reakciji med kalcitom in kislino je nastal CO_2 , kateremu smo prav tako z istim masnim spektrometrom izmerili izotopsko sestavo. Izotopsko sestavo kisika in ogljika v raziskanih vzorcih podajamo v tabeli 1 kot relativne vrednosti $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C$, izražene v promilih glede na standard SMOW in PDB. Napaka meritev za $\delta^{18}O$ v vseh vzorcih razen v kalcitu je $\pm 0,2\text{‰}$, medtem ko znaša v kalcitu za oba parametra $\delta^{18}O$ in $\delta^{13}C \pm 0,1\text{‰}$.

Tolmačenje rezultatov izotopske analize

Izotopska sestava kisika v magmatskih kamninah je odvisna od temperature njihovega nastanka, izotopske sestave kisika v magmi, načina kristalizacije in kasnejših sprememb, ki so jih magmatske kamnine pretrpele v geološki zgodovini.

Minerali iz magmatskih kamnin imajo zaradi različnega faktorja izotopske frakcionacije (α) različen $\delta^{18}O$. Ker je ta faktor odvisen od temperature, lahko na podlagi razlik v izotopski sestavi kisika med različnimi minerali ugotovljamo temperaturo njihovega nastanka. Pri tem pa moramo poudariti, da se med izločanjem mineralov, ki jih uporabimo za temperaturno analizo, nista smeli spreminjati niti temperatura niti izotopska sestava kisika v talini oziroma v raztopini. Epstein in Taylor (1967) sta razvrstila kamninotvorne minerale glede na njihovo sposobnost vezave težkega kisikovega izotopa v naslednji vrstni red: kremen, dolomit, alkalni glinenci, kalcit, srednji plagioklazi, muskovit, anortit, priokseni, rogovača, olivin, granati, biotit, klorit, ilmenit in magnetit. V tem nizu ima največjo sposobnost obogatitve s težkim kisikovim izotopom kremen, najmanjšo pa magnetit.

Izotopska sestava kisika v silikatih, ki so glavni kamninotvorni minerali v magmatskih kamninah, je odvisna od njihove kemične sestave oziroma od vrste vezi. Minerali, v katerih je glavna Si-O-Si vez, vsebujejo največ težkega kisikovega izotopa, medtem ko imajo minerali, v katerih prevladuje Si-O-Al vez za 2‰ manj minerali s Si-O-Mg in Si-O-Fe vezmi pa za približno 4‰ manj težkega kisikovega izotopa v primerjavi s prvimi (Taylor & Epstein, 1962). Zato v magmatskih kamninah narašča vsebnost težkega kisikovega izotopa in s tem parameter $\delta^{18}O$ z naraščajočo količino SiO_2 . Ultramafične kamnine imajo namreč $\delta^{18}O$ v območju od +5,4‰ do +6,6‰. Podobna variabilnost $\delta^{18}O$ je značilna tudi za gabske kamnine, bazalte in anortite. Njihov $\delta^{18}O$ se prav tako giblje v sorazmerno ozkem razponu od +5,5‰ do +7,4‰. V tem območju je tudi $\delta^{18}O$ večine andezitov, trahitov in sienitov. Graniti in pegmatiti pa vsebujejo nekoliko več težkega kisikovega izotopa in imajo $\delta^{18}O$ v razponu od +7,0‰ do +13,0‰ (Faure, 1977). Obogatitev granitov in pegmatitov

s težkim kisikovim izotopom je posledica njihove mineralne sestave. Vsebujejo predvsem kremen in alkalne glinence, ki imajo več težkega kisikovega izotopa v primerjavi z minerali iz mafičnih in ultramafičnih kamnin.

Tonalit

Z masnospektrometrično analizo smo ugotovili, da ima povprečni vzorec nespremenjenega tonalita, to je tonalita, v katerega ni pronicala talina (iz katere sta nastala aplit in pegmatit) $\delta^{18}\text{O} + 9,1\text{‰}$ (tabela 1, slika 3). Tonalit, ki tvori prikamnino pegmatitnih žil, je po prvih podatkih sodeč izotopsko nekoliko spremenjen. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša $+9,8\text{‰}$ in kaže, da vsebuje nekoliko več težkega kisikovega izotopa kot povprečni nespremenjeni vzorec tonalita. Vendar imamo za kakršnokoli podrobnejšo interpretacijo izotopskih sprememb v tonalitu iz neposrednega stika s pegmatitom zaenkrat še premalo podatkov. Kljub temu lahko na podlagi prvih rezultatov kemičnih analiz, ki kažejo, da je neposredna prikamnina nekaterih pegmatitnih žil obogatena s SiO_2 in K_2O , pri čemer v tonalitu v smeri proti pegmatitnim žilam narašča predvsem količina kremenca, pa tudi ortoklaza, padata pa vsebnost femičnih mineralov in nekoliko tudi količina plagioklazov, pričakujemo, da bo imel spremenjeni tonalit nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ od nespremenjenega (Dolenec & Strmole – neobjavljeni podatki). Kremen, ki ga namreč vsebuje pegmatit, je – kot vidimo v tabeli 1 – obogaten s težkim kisikovim izotopom v primerjavi s tonalitom.

Taylor (1978) je razdelil granitoidne kamnine (granite, kremenove monzonite, granodiorite in tonalite) ter njihove efuzivne ekvivalente glede na izotopsko sestavo kisika v naslednje tri skupine:

- | | |
|--|--|
| 1. izotopsko normalne granitoidne kamnine | $+6\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +10\text{‰}$ |
| 2. granitoidne kamnine obogatene s težkim kisikovim izotopom | $\delta^{18}\text{O} > +10\text{‰}$ |
| 3. granitoidne kamnine obogatene z lahkim kisikovim izotopom | $\delta^{18}\text{O} < +6\text{‰}$ |

Po prvih podatkih sodeč, moremo uvrstiti pohorsko globočnino v prvo skupino, to je v skupino izotopsko normalnih granitoidnih kamnin, za katere je značilno, da izvirajo iz magme, nastale s taljenjem kamnin v zgornjem plašču. Granitoidne kamnine, nastale iz magme anatektičnega palingenetskega izvora, ki je asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje, pa imajo običajno $\delta^{18}\text{O}$ večji od $+10\text{‰}$. Po Chappellu in Whiteu (1974) so to tako imenovane granitoidne kamnine tipa S, z razliko od granitoidnih kamnin tipa I, katerih $\delta^{18}\text{O}$ je manjši od $+10\text{‰}$ in so nastale iz magme juvenilnega izvora. Turi (1982) meni, da imajo izotopsko normalne granitoidne kamnine, nastale pri diferenciaciji iz bazaltne ali andezitne magme, $+6\text{‰} \leq \delta^{18}\text{O} \leq +8\text{‰}$, medtem ko je magma granitoidnih kamnin, katerih $\delta^{18}\text{O}$ je v območju od $+8\text{‰}$ do $+10\text{‰}$, vključno z mejnima vrednostima, lahko delno že palingenetskega izvora.

Za razrešitev genetskega izvora pohorske globočnine bo seveda potrebno napraviti še več izotopskih in geokemičnih analiz, tako da bo možno klasificirati pohorsko globočnino tudi na osnovi vsebnosti in odnosa med posameznimi slednimi prvinami.

Pegmatitne in aplitne žile

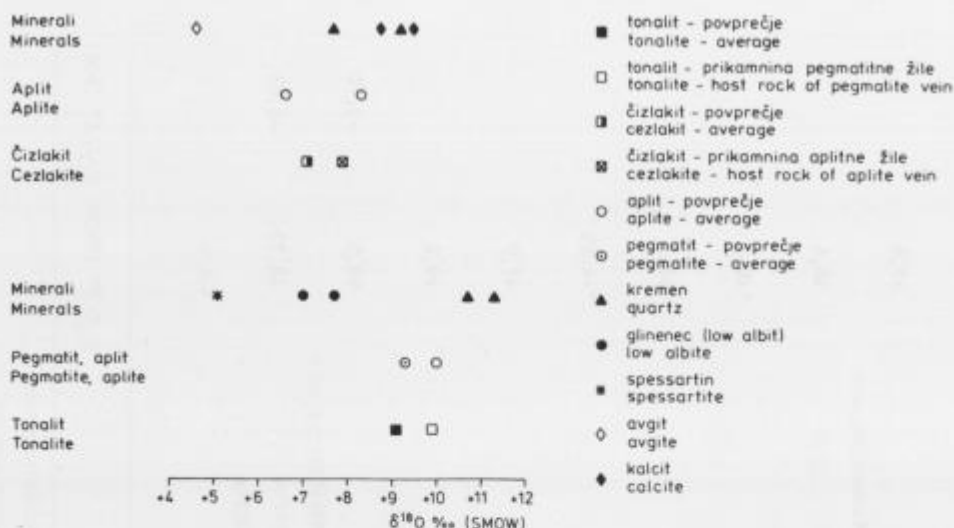
Izotopska sestava kisika v pegmatitnih in aplitnih žilah pove, da so bili diferencijski produkti tonalitne magme, ki so dali omenjene žile, obogateni s težkim kisikovim izotopom glede na prvotno magmo. Zato imata pegmatit in aplit po prvih

Tabela 1. Izotopska sestava kisika in ogljika v raziskanih vzorcih
 Table 1. Oxygen and carbon isotopic composition of investigated samples

Vzorec Sample		$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (SMOW)}$	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (PDB)}$
TONALIT - TONALITE			
T-2/5a	Drobozrnata aplitna žila v tonalitu (povprečje) Fine grained aplite vein in tonalite (average)	+10,0	
T-2/5p	Debelozrnata pegmatitna žila v tonalitu (povprečje); je mlajša od aplitne Coarse grained pegmatite vein in tonalite (average); it is younger of the aplite vein	+9,2	
T-2/5	Tonalit - prikamina Tonalite - country rock	+9,8	
T-3/1	Tonalit (povprečje večih kosov) Tonalite (average of several samples)	+9,1	
T-3/3	Glinenec (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile Feldspar (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+5,6	
T-4/2	Sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile Grey quartz from coarse grained pegmatite vein	+11,3	
T-6/F	Glinenec (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile Feldspar (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+7,7	
T-101/K	Svetlo sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile v tonalitu Light grey quartz from coarse grained pegmatite vein in tonalite	+10,7	
T-101/G	1 cm veliko zrno granata (spessartin) iz debelozrnate pegmatitne žile An garnet (spessartite) grain, 1 cm in diameter, from coarse grained pegmatite vein	+5,1	
T-101/F	Glinenčevo zrno (low albite) iz debelozrnate pegmatitne žile A feldspar grain (low albite) from coarse grained pegmatite vein	+7,0	

ČIZLAKIT - CEZLAKITE

T-8/C	Čizlakit - prikamina aplitne žile, bogata s kremenom in glinenoi Cezlakite - country rock of aplite vein, rich in quartz and feldspars	+7,9
T-8/A1	Drobnozrnata aplitna žila v čizlakitu (povprečje) Fine grained aplite vein in cezlakite (average)	+6,6
T-8/A	Drobnozrnata aplitna žila v čizlakitu (povprečje) Fine grained aplite vein in cezlakite (average)	+8,3
T-10	Čizlakit (povprečje večih kosov) Cezlakite (average of several samples)	+7,1
T-7/R	Avgit iz čizlakita Augite from cezlakite	+4,55
T-9/Kb	Svetlo sivi kremen iz debelozrnate pegmatitne žile v čizlakitu Light grey quartz from coarse grained pegmatite vein in cezlakite	+7,7
T-9/Kk1	8 mm veliko kremenovo zrno iz odprte žile v čizlakitu Quartz grain, 8 mm in diameter, from open vein in cezlakite	+9,2
T-9/Ck2	1 cm veliko romboedrično kalcitno zrno iz odprte žile v čizlakitu Rhombohedric calcite grain, 1 cm in diameter, from open vein in cezlakite	+9,5 -3,70
T-9/C	5 cm veliko romboedrično kalcitno zrno iz odprte žile v čizlakitu Rhombohedric calcite grain, 5 cm in diameter, from open vein in cezlakite	+8,77 -3,83



Sl. 3. Izotopska sestava kisika v raziskanih vzorcih

Fig. 3. Isotopic composition oxygen of investigated samples

podatkih nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ kot povprečni vzorec tonalita. Največ težkega kisikovega izotopa smo izmerili v aplitu. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša +10,0 ‰, medtem ko je debelo-zrnati pegmatit v primerjavi z aplitom nekoliko obogaten z lahkim kisikovim izotopom in ima $\delta^{18}\text{O}$ +9,2 ‰. Poudariti pa moramo, da gre za povprečno izotopsko sestavo kisika le v dveh nekaj cm debelih žilah, aplitni in pegmatitni, zato moramo šteti dobljene rezultate le za predhodno informacijo. Zavedati se moramo namreč, da je lahko izotopska sestava kisika v pegmatitnih in aplitnih žilah zelo variabilna, saj zavisi od njihove mineralne sestave, ki je zlasti v debelo-zrnatih pegmatitnih žilah precej bolj neenakomerna kot v drobozrnatem aplitu.

Masnospektrometrično smo raziskali tudi izotopsko sestavo kisika v nekaterih mineralih iz pegmatitnih žil. Ugotovili smo, da ima med raziskanimi minerali najmanjši $\delta^{18}\text{O}$ granat, za katerega smo z rentgensko analizo ugotovili, da pripada spessartinu, ki tvori v nekaterih pegmatitnih žilah največ nekaj mm, izjemoma tudi do 1 cm velika zrna. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša +5,1 ‰. Nekoliko večji $\delta^{18}\text{O}$ +5,6 ‰ in +7,7 ‰ imajo glinenčeva zrna, katera predstavljajo po podatkih rentgenske analize »low albit«. Če upoštevamo, da gre za isti mineral, vendar iz dveh različnih pegmatitnih žil, je razlika 2,1 ‰ v njegovi izotopski sestavi kisika relativno velika. Kaj je temu vzrok, zazdaj ne vemo. Morda je to posledica frakcionacije kisikovih izotopov pri nastajanju pegmatitnih žil. Omenili smo že, da gre za več generacij pegmatitnih žil, ki so nastajale iz preostanka taline. Ta se je verjetno vseskozi bogatila s težkim kisikovim izotopom. Zato bi lahko pričakovali, da imajo minerali iz starejših pegmatitnih žil nekoliko več lahkega kisikovega izotopa in s tem manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot isti minerali iz mlajših žil. Nadalje se postavlja vprašanje, ali so vse pegmatitne in aplitne žile nastale pri približno enaki temperaturi, oziroma ali je bila temperatura, pri kateri so nastale starejše žile, višja od temperature nastanka mlajših žil, kar je seveda

vplivalo na stopnjo frakcionacije kisikovih izotopov. Največ težkega kisikovega izotopa smo izmerili v kremenu iz pegmatitnih žil. Njegov $\delta^{18}\text{O}$, podatek imamo le za dva vzorca, znaša $+10,7\text{‰}$ in $+11,3\text{‰}$.

Dobljeni podatki o izotopski sestavi kisika v raziskanih mineralih iz pegmatitnih žil povedo, da imajo različni minerali precej različen $\delta^{18}\text{O}$ vendar je njihova izotopska sestava kisika v skladu s sposobnostjo koncentracije težkega kisikovega izotopa, kot jo podajata Epstein in Taylor (1967).

Čizlakit

Po podatkih izotopske analize ima čizlakit $\delta^{18}\text{O} +7,1\text{‰}$ in $+7,9\text{‰}$ (tabela 1, slika 5). Največ težkega kisikovega izotopa ima čizlakit, ki tvori neposredno prikamnino aplitne žile, bogate z glinenci, medtem ko je povprečni nespremenjeni vzorec te kamnine, to je čizlakita, v katerega ni pronicala talina, ki je dala aplitne in pegmatitne žile, nekoliko obogaten z lahkim kisikovim izotopom in ima zato tudi manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot prikamnina aplitne žile. $\delta^{18}\text{O}$ povprečnega vzorca čizlakita se nahaja v območju od $+5,5\text{‰}$ do $+7,4\text{‰}$, v katerem niha po Fa u r u (1977) $\delta^{18}\text{O}$ gabrskih kamnin. V primerjavi s tonalitom vsebuje čizlakit več lahkega kisikovega izotopa. Povprečna vzorca obeh kamnin se namreč v izotopski sestavi kisika med seboj razlikujeta za 2‰ . To je povsem razumljivo, saj je čizlakit gabska kamnina. Kot smo že omenili, sestoji v glavnem iz avgita in rogovače, ki sta v primerjavi z glinenci in kremenom – ti prevladujejo v tonalitu – obogatena z lahkim kisikovim izotopom. Da je to res, je potrdila tudi analiza izotopske sestave kisika v avgitu. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost $+4,55\text{‰}$.

Pegmatitne in aplitne žile

Tudi čizlakit prepletajo aplitne in pegmatitne žile. Po prvih podatkih sodeč, vsebujejo aplitne žile iz čizlakita nekoliko več lahkega kisikovega izotopa v primerjavi z žilami iz tonalita. Njihov $\delta^{18}\text{O}$, podatek imamo le za dve žili, znaša $+6,6\text{‰}$ in $+8,3\text{‰}$.

Iz pegmatitnih žil v čizlakitu smo masnospektrometrično analizirali izotopsko sestavo kisika le v kremenu. Ugotovili smo, da je v primerjavi s kremenom iz pegmatitnih žil v tonalitu za več kot 3‰ obogaten z lahkim kisikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost $+7,7\text{‰}$.

Dobljeni podatki kažejo, da se aplitne in pegmatitne žile iz tonalita in čizlakita po izotopski sestavi kisika med seboj nekoliko razlikujejo. Kaj je temu vzrok, zaenkrat ne vemo, saj imamo za verodostojno razlago na razpolago še premalo podatkov.

Čizlakit sečejo ponekod tudi odprte kremenovo-karbonatne žile z lepo razvitimi kremenovimi in kalcitnimi kristali. Ugotovili smo, da so mlajše od aplita in pegmatita. Kremen iz teh žil vsebuje nekoliko več težkega kisikovega izotopa kot kremen iz pegmatitnih žil v čizlakitu, v primerjavi s kremenom iz pegmatitnih žil v tonalitu pa je obogaten z lahkim kisikovim izotopom. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ znaša $+9,2\text{‰}$. Podobno izotopsko sestavo te prvine ima tudi kalcit, $+8,77\text{‰}$ in $+9,50\text{‰}$, medtem ko znaša njegov $\delta^{13}\text{C}$ $-3,70\text{‰}$ in $-3,83\text{‰}$. Na podlagi izotopske sestave kisika in ogljika v kalcitu ter kisika v kremenom sklepamo, da so odprte žile nastale pri zelo visoki temperaturi, ki verjetno ni bila dosti nižja od temperature nastanka pegmatitnih žil.

Sklep

Tonalit in čizlakit se po izotopski sestavi kisika med seboj nekoliko razlikujeta, pri čemer vsebuje čizlakit nekoliko več lahkega kisikovega izotopa kot tonalit. Tonalit, ki je bolj kislja kamnina in spada v dioritno skupino, ima torej v primerjavi s čizlakitom večji $\delta^{18}\text{O}$. Njegova mineralna sestava – gre za povprečni vzorec tonalita, katerega $\delta^{18}\text{O}$ je $+9,1\%$ – je, če upoštevamo le glavne minerale, naslednja: glinenci 69,1 % kremen 20 % in femični minerali 7,9 %. Med glinenci prevladujejo plagioklazi s 37,8 % anortita, pri čemer je ortoklaza le 11,8 % (normirana sestava – sistem CIPW). Kot vidimo, prevladujejo v tonalitu minerali, ki imajo v primerjavi z minerali iz čizlakita večjo sposobnost koncentracije težkega kisikovega izotopa; zato je povsem razumljivo, da je tonalit glede na čizlakit obogaten s težkim kisikovim izotopom.

Na osnovi prvih podatkov o izotopski sestavi kisika lahko uvrstimo pohorsko globočnino v skupino izotopsko normalnih granitoidnih kamnin, to je v skupino I, katere kamnine imajo $\delta^{18}\text{O} < +10\%$ in so nastale iz magme juvenilnega izvora. Če pa upoštevamo še ugotovitve Turia (1982) moramo zapisati, da je magma, ki je dala pohorsko globočnino, lahko delno že asimilirala s težkim kisikovim izotopom bogate kamnine kontinentalne skorje. Poudariti moramo, da so to le preliminarne ugotovitve in bo za razrešitev izvora magme, ki je dala pohorsko globočnino, pa tudi druge magmatske kamnine na tem območju, potrebno napraviti še precej izotopskih in geokemičnih analiz.

Povprečni vzorec čizlakita ima $\delta^{18}\text{O} +7,1\%$, medtem ko znaša $\delta^{18}\text{O}$ povprečnega vzorca tonalita $+9,1\%$. Obogatitev čizlakita z lahkim kisikovim izotopom je posledica njegove mineralne sestave.

Poudariti pa moramo, da se izotopska sestava kisika pohorskega čizlakita nahaja v istem območju kot večine gabskih kamnin. Gre namreč za bazično kamnino, za katero meni Fanning (1965), da je v bistvu diorit piroksenit, ki pa se bolj približuje piroksenitu kot dioritu. V našem primeru vsebuje 58 % femičnih mineralov, v glavnem avgita in rogavače, pri čemer je avgit precej obogaten z lahkim kisikovim izotopom, saj znaša njegov $\delta^{18}\text{O} +4,55\%$. Mineralno paragenezo dopolnjujejo še glinenci. Prevladujejo plagioklazi s 46,8 % anortita. Teh je 33,4 %, medtem ko pripada ortoklazu le 7,6 % (normirana sestava – sistem CIPW).

Aplit in pegmatit sta kot najbolj kislja diferencirana obogatena s težkim kisikovim izotopom glede na tonalit. Največja obogatitev s težkim kisikovim izotopom je značilna zlasti za kremen iz pegmatitnih žil, medtem ko imata glinenec (low albit) in granat manjši $\delta^{18}\text{O}$ kot tonalit.

Za aplit v čizlakitu smo dobili dva nasprotujoča si podatka. V prvem primeru vsebuje žilnina več težkega kisikovega izotopa kot čizlakit, v drugem primeru pa je prav obratno. Primerjava z aplitom iz tonalita pove, da ima slednji za $1,7\%$ oziroma $3,4\%$ večji $\delta^{18}\text{O}$ kot aplit iz čizlakita. Tudi kremen iz pegmatitnih žil v tonalitu ima večji $\delta^{18}\text{O}$ kot kremen iz pegmatitnih žil v čizlakitu. Kaj je temu vzrok, zazdaj ne vemo. Nedvomno gre za več generacij aplitnih in pegmatitnih žil, ki se verjetno nekoliko razlikujejo po izotopski sestavi kisika.

Zahvala

Za kritični pregled članka se avtorji iskreno zahvaljujejo prof. dr. M. Droveniku.

Isotopic composition of oxygen in igneous rocks of Pohorje

Summary

The Pohorje tonalite and cezlakite differ to a certain extent in isotopic composition of oxygen. Cezlakite contains somewhat more light oxygen isotope than tonalite. Tonalite which is a more acidic rock belonging to the diorite group has in comparison with cezlakite a higher value of $\delta^{18}\text{O}$. The mineral composition of the average tonalite sample with $\delta^{18}\text{O}$ of +9.1‰ is as follows, considering the major minerals: feldspars 69.1%, quartz 20% and femic minerals 7.9%. Among the feldspars prevail plagioclases with 37.8% of anorthite, and only 11.8% of orthoclase (norm composition, the CIPW system). Consequently, in the tonalite prevail those minerals which possess a higher ability of concentrating the heavy oxygen isotope with respect to minerals from cezlakite. Therefore it is entirely understandable why tonalite is enriched with the heavy oxygen isotope in regard to cezlakite.

On the ground of these first data on isotopic composition of oxygen the Pohorje intrusive rock can be attributed to the group of normal granitoid rocks, i. e. to the group I, the rocks of which have the $\delta^{18}\text{O}$ value about (less than) +10‰ and were formed from magma of juvenile source. By considering the findings of Turia (1982) we must conclude that magma which produced the Pohorje intrusive rock possibly already assimilated the rocks of the continental crust rich in heavy oxygen isotope. It must be underlined, however, that these conclusions are preliminary. For the solution of the question on the source of magma which produced the Pohorje intrusive rock, as well as other igneous rocks of the area, many more isotopic and geochemical analyses will have to be done.

An average sample of cezlakite has the $\delta^{18}\text{O}$ value of +7.1‰, while the $\delta^{18}\text{O}$ of the average sample of tonalite is +9.1‰. Enrichment of cezlakite with the light oxygen isotope is the consequence of its mineral composition. It should be emphasized, however, that the isotopic composition of oxygen of the Pohorje cezlakite appears in the same region as the majority of gabbroic rocks. Cezlakite is a basic rock which, according to Fanning (1965), is actually diorite pyroxenite, being closer to pyroxenite than to diorite. In our case the rock contains 58% of femic minerals, mainly augite and hornblende. Augite is considerably enriched with the light oxygen isotope, having the $\delta^{18}\text{O}$ value of +4.55‰. The mineral paragenesis is completed by feldspars. Prevail plagioclases with 46.8% of anorthite. They make 33.4% of the rock, while only 7.6% belongs to orthoclase (norm composition – CIPW system).

Aplite and pegmatite as the most acidic differentiates are enriched with the heavy oxygen isotope with respect to tonalite. The maximum enrichment with heavy oxygen isotope is characteristic especially for quartz from pegmatitic veins, whereas plagioclase (low albite) and garnet have lower $\delta^{18}\text{O}$ than tonalite.

For aplites in cezlakite two conflicting data were obtained. In the first case the vein contains more heavy oxygen isotope than cezlakite, and vice versa in the other case. Comparison with aplites from tonalite shows that the latter has for 1.7‰, respectively for 3.4‰ higher $\delta^{18}\text{O}$ value than aplites from cezlakite. Also quartz from pegmatitic veins in tonalite has a higher $\delta^{18}\text{O}$ than quartz from pegmatitic veins in cezlakite. The reason for that is not clear yet. Most probably there are several generations of aplitic and pegmatitic veins which probably differ in isotopic composition of oxygen.

Literatura

- Benesch, F. 1917, Beiträge zur Gesteinskunde des östlichen Bachergebirges (Südsteiermark). Mitt. d. Geol. Ges. Wien.
- Chappell, B. W. & White, A. I. R. 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174, Canberra.
- Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja absolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi Instituta za geološko-rudarska istraživanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovina, 6 – jubilara, 165–182, Beograd.
- Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. *Geol. Anali Balkanskog Poluostrva*, 12/2, Beograd.
- Epstein, S. & Taylor, H. P. Jr. 1967, Variation of O^{18}/O^{16} in mineral and rocks. In *Researches in Geochemistry*, vol. 2, 29–62, P. H. Abelson, ed. John Wiley, 663 p., New York.
- Faninger, E. 1965, Čizlakit v novejši petrografski klasifikaciji. *Geologija*, 8., 263–278, Ljubljana.
- Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferencijati. *Geologija* 13, 35–104, Ljubljana.
- Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. *Geologija*, 16, 271–315, Ljubljana.
- Faninger, E. 1976, Karavanški tonalit. *Geologija* 19, 153–210, Ljubljana.
- Faure, G. 1977, *Principles of Isotope Geology*, ed. John Wiley, 464 p., New York.
- IUGS (International Union of Geological Sciences), 1973, *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations*. N. Jb. Miner. H. Ig. 1973, H. 4, 149–164, Stuttgart.
- Johansen, A. 1958, *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*, Vol. II, Chicago.
- Nikitin, V. 1939, Čizlakit – nova kamenina Pohorja. *Zbornik Priir. društva*, Ljubljana.
- Nikitin, V. & Klemen, R. 1937, Diorit-pirokseniti v okolici Čizlaka na Pohorju. *Geol. Anali Balkanskog Poluostrva*, 14/2, Beograd.
- Streckeisen, A. 1967, *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. N. Jb. Miner., Abhandlung, Band 107, H. 22–3, Stuttgart.
- Taylor, H. P. Jr. 1978, Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granite rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 177–210, Amsterdam.
- Taylor, H. P. Jr. & Epstein, S. 1962, Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks Part I and II. *Bull. Geol. Soc. Am.* 73, 461–480; 675–694; Boulder.
- Turi, B. 1982, *Geochimica isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno nelle rocce granitiche*. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 38 (3), 1233–1249, Milano.

UDK 553.44:549.086(234.323.61) = 863

Nastanek cinkovo-svinčevega rudišča Topla in njegove značilnosti

Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its particularities

Matija Drovenik

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani,
Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

Mihael Pungartnik

Rudniki svinca in topilnica Mežica, 62392 Mežica

Kratka vsebina

V severnih Karavankah leži poleg svinčevo-cinkovega rudišča Mežica, z rudnimi telesi pretežno v ladinjskem apnencu in dolomitu, tudi cinkovo-svinčevo rudišče Topla, kjer je oruden anizijski dolomit. V Topli se je v treh ločenih, plitkih kotanjah, ki so ležale v nadplimskem nivoju, usedal v glavnem kalcitni mulj, ki je bil nato dolomitiziran. V karbonatni mulj so prihajali glineni minerali in kovinske spojine. Med diagenozo so kristalizirali železovi sulfidi, sfalerit in galenit. Tako so nastala tri konkordantna rudna telesa. Rudni minerali in dolomit so bili med epigenezo in retrogradno epigenezo večkrat mobilizirani. V članku podajamo značilnosti rudnih teles, podrobno analiziramo nastanek rude in nje preobrazbo od anizija do danes.

Abstract

In the northern Karavanke besides the zinc-lead ore deposit Mežica with orebodies predominantly in Ladinian limestones and dolomites there is also the zinc-lead deposit Topla, where Anisian dolomite is mineralized. In the Topla deposit the carbonate mud which was later dolomitized was deposited in three separated shallow trough in the upper tidal zone. Into the carbonate mud arrived clay minerals and metal compounds. During diagenesis iron sulfides, sphalerite and galena crystallized. In such a way three concordant orebodies originated. Ore minerals and dolomite have been mobilized several times during epigenesis and retrograde epigenesis. The paper deals with particularities of orebodies as well as with detailed analysis of the origin and transformations of ore from Anisian up to present.

Uvod

Izmed vseh slovenskih svinčevo-cinkovih rudišč so daleč najpomembnejša tista, ki leže v severnih Karavankah. V mislih imamo seveda predvsem Mežico s številnimi revirji, kjer pridobivajo svinčevo rudo že več kot 300 let. Tam so rudna telesa v ladinjskih in karnijskih karbonatnih kameninah.

Toda v zračni črti komaj 8 kilometrov jugozahodno od Mežice leži na južnih pobočjih Pece še eno, sicer manjše, vendar genetsko zelo zanimivo cinkovo-svinčevo rudišče Topla, kjer so orudene anizijske karbonatne kamenine. Zgodovinske podatke o tem rudišču najdemo pri Štr u c l u (1974), ki ga je v svoji disertaciji tudi nadrobneje proučil. Po teksturah in strukturah rude je ugotovil, da je le-ta nastala v karbonatnem mulju kotanj in jarkov nadplimske cone.

V rudi Tople pogosto najdemo teksture in strukture, ki govore v prid razlagi, da sta obe kovini, torej cink in svinec, obstajali že v karbonatnem mulju. Toda ponekod so prisotne tudi takšne teksture in strukture, ki bi po marsikaterem kriteriju lahko nastale epigenetsko, z drugimi besedami, rudni minerali bi utegnili kristalizirati šele po aniziju iz hidrotermalnih raztopin takšnega ali drugečnega izvora. Vendar so nastale tovrstne teksture in strukture le pri premeščanju rudnih mineralov od anizija do danes. S tem v zvezi naj opozorimo na dejstvo, da so bili procesi nastanka in preobrazbe rude precej bolj pestri in zapleteni, kot je bilo to znano do sedaj.

Vedeti moramo namreč, da je proučeval Štr u c l to rudišče v času, ko je bilo odprto in deloma dostopno eno samo rudno telo. Drugi deli rudišča so bili takrat sicer toliko raziskani, da so mežiški geologi lahko izračunali rudne zaloge, toda proizvodnja v novoodkritih rudnih telesih je zaživela šele leta 1974, torej istega leta, ko je bila objavljena Štr u c l ova disertacija.

Sedaj potekajo v novoodkritih rudnih telesih številna rudarska dela, tako da smo lahko nadrobno proučili njihove značilnosti in smo mogli sistematično zbrati vzorce za detajlno rudnomikroskopsko raziskavo.

Pri proučevanju tega rudišča je prvopodpisanega vodil poseben razlog. Pred leti je objavil razpravo (D r o v e n i k, 1970), v kateri je razložil diagenetski nastanek bakrovih rudnih mineralov v srednjepermjskih klastičnih usedlinah Škofja ter epigenetske in retrogradno epigenetske spremembe, ki jih je pozneje pretrpela bakrova ruda v peščenjakih, meljevcih in skrilavcih. Pri Topli ga je sedaj zanimalo, kako so se pravzaprav odražali diagenetski, epigenetski in retrogradno epigenetski procesi v cinkovo-svinčevi rudi, ki je nastala v karbonatnih kameninah anizijske starosti.

Zahvaljujeva se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je finančno omogočila izdelavo te naloge. Prav tako se zahvaljujeva C. Gantarju, višjemu tehničnemu sodelavcu Odseka za geologijo za izdelavo mikroskopskih slik, in V. Segalli, tehničnemu sodelavcu istega Odseka, za grafično opremo.

Dosedanji podatki o Topli

Osnovne podatke o geološki zgradbi in nastanku Tople, natančneje rudnega telesa z izdankom, najdemo pri Z o r c u (1955). Zapisal je, da je nastalo to rudišče, podobno kakor tudi Mežica, sinsedimentno, vendar ne v ladinijskih, temveč v anizijskih karbonatnih kameninah. Našel je namreč nekatere znake za tak nastanek in ugotovil, da vsebujejo karbonatne kamenine v Topli nekoliko povečano količino cinka in svinca, torej tistih kovin, ki sta sicer skoncentrirani v rudi sami. Kovini naj bi na morsko dno prinašale rudonosne raztopine, ki naj bi bile genetsko povezane s triadno magmatsko aktivnostjo. Kar zadeva mineralno paragenozo, je Zorc ugotovil, da vsebuje ruda pretežno sfalerit, manj pa je v njej galenita, tako da naj bi bilo razmerje med cinkom in svincom 5:1. Medtem ko je sfalerit zelo drobnozrnat, saj merijo njegova zrna zvečine 10 do 50 μm , nastopa galenit tudi v vtrošnikih s premeri do 5 mm. Skoraj povsod sta v rudi prisotna še markazit in pirit, sekundarni minerali pa

so zastopani s smithsonitom in cerusitom, le v sledovih naj bi bil prisoten tudi wulfenit.

Grafenauer (1958) je zapisal, da Zorčevi dokazi za submarinski, magmatogeno-singenetski nastanek Mežice niso zadostni. Prav tako se ni strinjal z njegovo razlago, da je nastala ruda Tople sočasno z dolomitom. Mikroskopske fotografije rude, ki so služile Zorcu kot dokaz za njen sinsedimentni nastanek, je razložil Grafenauer (1958) z epigenetskim difuznim prodiranjem raztopin, pri čemer naj bi nastala v karbonatnih kameninah avtomorfna tekstura zamenjave. V zvezi z Zorčevo domnevno, da je bil vzrok orudenja v severnih Karavankah triadni vulkanizem, je Grafenauer zapisal, da to ni verjetno. Po njegovem mnenju je težko razložiti, da bi dajal triadni inicialni magmatizem, ki ima kot svoje zastopnike bazične in intermedierne magme, naenkrat tako velike količine svinca in cinka, pa nič bakra. Soglašal je z Cissarzem (1956), ki je prišteval skladno s Schneiderhöhnovo hipotezo Mežico med regenerirana rudišča. Podobno stališče je imel tudi nekaj let pozneje, ko je razpravljal o genezi vzhodnoalpskih svinčevo-cinkovih rudišč (Grafenauer, 1962, str. 321): »Rudišča so hidrotermalna in morda regenerirana. Vulkanizem v triasu je dajal porfirit, ki bi bili morda vir kovin. Po Schneiderhöhnu pa bi bila vir regeneracija paleozojskih rudišč. Tonaliti in terciarni daciti in andeziti ne prihajajo v poštev kot nosilci rude.« Tudi v naslednjem članku je Grafenauer zapisal (1965), da je Topla, podobno kot tudi druga svinčevo-cinkova rudišča v anizijskih plasteh najverjetneje epigenetsko hidrotermalnega nastanka; ruda naj bi nastala pri infiltraciji in selektivnem nadomeščanju. S hidrotermalno aktivnostjo je povezal tudi dolomitizacijo, ki pa naj bi bila starejša od orudenja. Slednjič je razložil (Grafenauer, 1969), da je nastal največji del slovenskih svinčevo-cinkovih nahajališč pod vplivom hidrotermalnih raztopin, ki naj bi bile v genetski zvezi s srednjetriadnim magmatizmom. K temu je dodal, da je nastal del rudišč nedvomno že v zgodnji diagenetski fazi na morskem dnu. Ni pa zapisal, katera rudišča naj bi to bila.

Berce (1963) je uvrstil Toplo med singenetska rudišča; nastala naj bi podobno kot Borovica pri Varešu. Ker je Borovica po Cissarzu (1956) in tudi po novejših raziskavah bosanskih geologov (Kubat, 1982) povezana z vulkanogeno sedimentnimi procesi, menimo, da je imel Berce v mislih podoben nastanek tudi za Toplo.

Nadrobno se je ukvarjal s stratigrafskimi, litološkimi in geokemičnimi značilnostmi anizijskih karbonatnih kamenin v Topli in z nastankom cinkovo-svinčeve rude šele Štručl (1974). V litološkem zaporedju je ločil tri horizonte: spodnjega, srednjega in zgornjega. Spodnjega in zgornjega gradi apnenec, srednjega, v katerem je ruda, pa dolomit. Upošteval je abnormalno starost svinca v vzhodnoalpskih svinčevo-cinkovih nahajališčih, ki so razvrščena v triadnih karbonatnih kameninah, paleogeografske, litološko facialne in geokemične značilnosti rudonosnih kamenin, odsotnost magmatske aktivnosti v aniziju ter neskladnost slednjih prvin v mineralih Tople s slednimi prvinami v triadnih magmatskih kameninah in ugotovil, da orudjenje ni v genetski zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo. Izključil je možnost epigenetsko hidrotermalnega nastanka in podobno kot pred njim že Zorc sklepal, da so nastale rudne koncentracije sinsedimentno. Kovinske spojine naj bi usedale v kotanjah in jarkih nadplimske cone sočasno s karbonatnim muljem. Sulfidi so nastali nato v zgodnji diagenezi, ko je v usedlinah zavladalo redukcijsko okolje.

Štručl (1974) je opisal tudi posamezne rudne minerale in razložil paragenetsko zaporedje. Iz njegovega besedila in sl. 22 razberemo, da so nastali drobni piritni framboidi in pentagondodekaedrski kristalčki, sfaleritne kroglice in rombododekaedrski kristalčki ter zapolnitve med dolomitnimi zrni v zgodnji diagenezi, metaso-

matski sfalerit, pirit, zraščeni z galenitom, markazit, galenit in markazit, zraščeni z galenitom pa v njeni pozni fazi. V pozni diagenezi ali že v epigenezi so nastale po Štruclu bele dolomitne žilice, ki vsebujejo ponekod tudi sfalerit in galenit. Poleg sekundarnih mineralov, katere je našel že Zorc (1955), je ugotovil še hidrocinokit, anglezit, greenokit in limonit.

Osnovni podatki o rudišču

Rudarjenje na južnem vznožju Pece se je začelo že v prvi polovici 19. stoletja. Vzrok tej dejavnosti so bili izdanki svinčeve rude, katero so takrat iskali in kopali tako v Mežici kakor tudi v njeni okolici. Mežiški geologi so začeli v Topli z intenzivnejšimi raziskavami šele po drugi svetovni vojni, in sicer leta 1964. Deset let pozneje so sodili, da je v rudišču 14 pomembnejših cinkovo-svinčevih rudnih teles (Štrucl, 1974). Šele z odkopavanjem v zadnjih letih so ugotovili, da gre pravzaprav za tri večja rudna telesa.

Z rovi na obzorjih 1076 m, 1117 m, 1144 m, 1158 m, 1167 m in 1203 m je rudišče odprto po višini okrog 130 m. Vendar moramo opozoriti na dejstvo, da se spušča ruda po podatkih globinskega vrtnanja v vzhodnem delu rudišča še najmanj 60 m pod obzorje 1076 m, kar pomeni, da znaša danes znana višina rudišča okrog 190 m. Pripada pa mu površina približno 0,6 km².

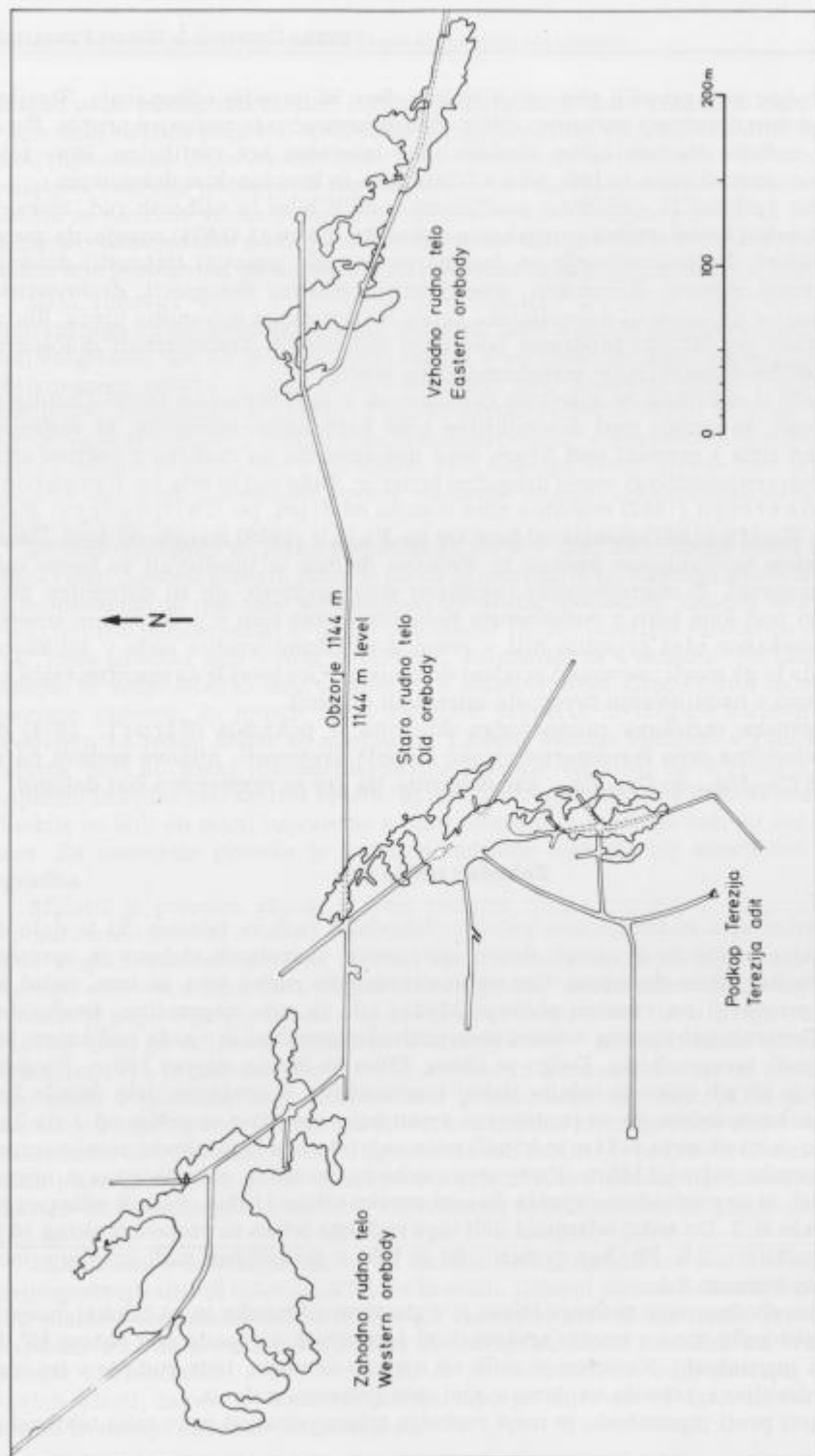
Od 1974 do 1988 leta je pridobil mežiški rudnik v Topli 250.148 ton cinkovo-svinčeve rude, ki je vsebovala 4,86 % Zn ter 1,63 % Pb. Če upoštevamo, da je bilo v rovni rudi sorazmerno precej jalovine, ki predstavlja neposredno talino in krovino rudnih teles, lahko zapišemo, da so vsebovali deli rudnih teles, ki so jih odkopali v omenjenem obdobju, okrog 10 % Zn ter približno 3,3 % Pb.

Zaradi otežkočenega transporta pozimi odkopavajo rudo navadno le od srede aprila do srede oktobra; s kamioni jo vozijo v žerjavsko separacijo. Ker je pretežno bolj drobnozrnata kakor mežiška, jo ločeno bogatijo. Pozimi v Topli le raziskujejo.

Značilnosti posameznih rudnih teles in njihovih rud

V prejšnjem poglavju smo omenili, da so v Topli tri rudna telesa. Ta na jamskih kartah nimajo posebnih imen. Toda v pričujoči razpravi smo jih zaradi lažjega opisa rudišča poimenovali. Tako ločimo Staro, Zahodno in Vzhodno rudno telo. Staro rudno telo (odkop št. 1), katerega so poznali že v prejšnjem stoletju, leži v srednjem delu rudišča. Po 1964 letu so našli z raziskovalnimi rovi in globinskim vrtnjem vsega 50 m zahodno od njega Zahodno (odkopa št. 2 in 3), okrog 250 m vzhodno pa Vzhodno rudno telo (odkopi št. 4, 5, 6, 7, 8, 9 in 10). Položaj rudnih teles podajamo na sl. 1, in sicer z njihovimi projekcijami na ravnino obzorja 1144 m, ne da bi upoštevali številne prelome, ki so prizadeli predvsem Staro in Vzhodno rudno telo.

Vzorci rud, ki jih je v svoji disertaciji proučil Štrucl (1974), so izvirali v glavnem iz Starega rudnega telesa, ki je bilo takrat, kot kaže njegova geološka karta obzorja 1143 m (tj. sedanjega obzorja 1144 m), edino odprto s številnimi rovi. Danes je odkopano Staro telo do te mere, da so v njem le še deli, ki praktično ne vsebujejo več svinca, in varnostni stebri. Ker pa so prizadeli to rudno telo številni prelomi, varnostni stebri popuščajo ter razpadajo in se krovina ruši; zato je težko dostopno. Nekoliko bolje smo ga proučili le na obzorju 1144 m, medtem ko nam je podatke za obzorje 1167 posredoval J. Kušej, za kar se mu lepo zahvaljujemo.



Sl. 1. Situacijska karta kaže projekcije rudnih teles na ravnino obzorja 1144 m
Fig. 1. Map showing projections of the orebodies to a plane of the 1144 m level

Nadrobno smo proučili obe ostali rudni telesi, ki ju sedaj odkopavajo. Številni, zvečine dobro ohranjeni varnostni stebri kažejo namreč zelo zanimive profile. Posameznim rudnim plastem lahko sledimo tako lateralno kot vertikalno. Prav tako moremo opazovati stike rudnih teles s talninskimi in krovninskimi dolomiti.

Preden opišemo in razložimo značilnosti rudnih teles in njihovih rud, moramo posvetiti nekaj besed srednjejazijskemu dolomitu. Štrucl (1974) navaja, da gre za več različkov. Najpomembnejši so: laminarni dolomit, pasoviti (zebrasti) dolomit, drobnnozrnati masivni dolomikrit, srednjezrnati masivni dolosparit, drobnnozrnati intraklastični dolomikrit, dolomikritna breča ter milonitna dolomitna breča. Rudne plasti grade po Štruclu predvsem laminarni dolomikrit, drobnnozrnati dolosparit, intraklastični dolomikrit ter intraformacijska breča.

Pri ločitvi mikritnih in sparitnih različkov se je oprl Štrucl na Bissel-Chilingerjevo delitev, ki uvršča med dolomikritne tiste karbonatne kamenine, ki vsebujejo dolomitna zrna s premeri pod $50\mu\text{m}$, med dolosparitne pa različke z večjimi zrni. Toda drugi sedimentologi imajo drugačne kriterije. Tako naj bi bila po Leightonu in Pendexterju (1962) mikritna zrna manjša od $31\mu\text{m}$, po Chilingerju, Bisselu in Wolfu (1967) manjša od $5\mu\text{m}$ ter po Folku (1959) manjša od $4\mu\text{m}$. Danes najpogosteje uporabljamo zadnjo, tj. Folkovo delitev in upoštevali jo bomo tudi v naši razpravi. Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da so dolomitna zrna s premeri pod $4\mu\text{m}$ tako v rudonosnem dolomitu kakor tudi v priklamenini izredno redka. Vsekakor niso prisotna niti v enem preglednem vzorcu rude v tolikšnem številu, da bi ga mogli imenovati orudeni dolomikrit. Gre torej le za sparitne različke, ki jih bomo v nadaljevanju preprosto imenovali dolomit.

Rentgenska raziskava rudonosnega dolomita je pokazala (Štrucl, 1974) da imajo dolomitna zrna sorazmerno visoko stopnjo urejenosti, njihova sestava pa se giblje od $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{53}$ do $\text{Ca}_{51}\text{Mg}_{49}$, kar dokazuje, da gre za razmeroma čist dolomit.

Zahodno rudno telo

Nadrobni opis rudišča bomo začeli z Zahodnim rudnim telesom, ki je dalo do danes največ rude in je zaradi dobro ohranjenih varnostnih stebrov in sprotnih rudarskih del lahko dostopno. Gre za konkordantno rudno telo, ki ima, sodeč po njegovi projekciji na ravnino obzorja 1144m (sl. 1), zelo nepravilno, ameboidno obliko. Generalno se razteza v smeri severozahod-jugovzhod in vpada pod kotom 20° do 40° proti severovzhodu. Dolgo je okrog 250m in široko največ 160m . Njegova debelina je zaradi valovite talnine dokaj spremenljiva. V srednjem delu doseže 3m , proti obrobnim delom pa se postopoma zmanjšuje; navadno se giblje od 1 do 2m . Odprli so ga na obzorju 1144m in kopali rudo najprej proti jugozahodu, torej navzgor do nadmorske višine 1185m . Proti severovzhodu, navzdol, pa odkopavajo njegov globlji del, ki se predvidoma spušča do nadmorske višine 1120m . Presek odkopov št. 2 in 3. kaže sl. 2. Do sedaj odkopani deli tega rudnega telesa so vsebovali okrog 10% Zn ter približno 2% Pb, kar pomeni, da je bilo v pridobljeni rudi razmerje med cinkom in svincem $5:1$.

Severovzhodna meja rudnega telesa je v glavnem tektonska in ga tamkaj omejuje močna tektonska cona s smerjo severozahod-jugovzhod, ki vpada pod kotom 45° do 60° proti jugozahodu. Kolikšen je skok ob njej, še ne vemo, toda ruda je v tej coni močno zdrobljena, tako da najdemo v njej celo galenitni milonit.

V smeri proti jugozahodu je meja rudnega telesa ponekod prav tako tektonska,

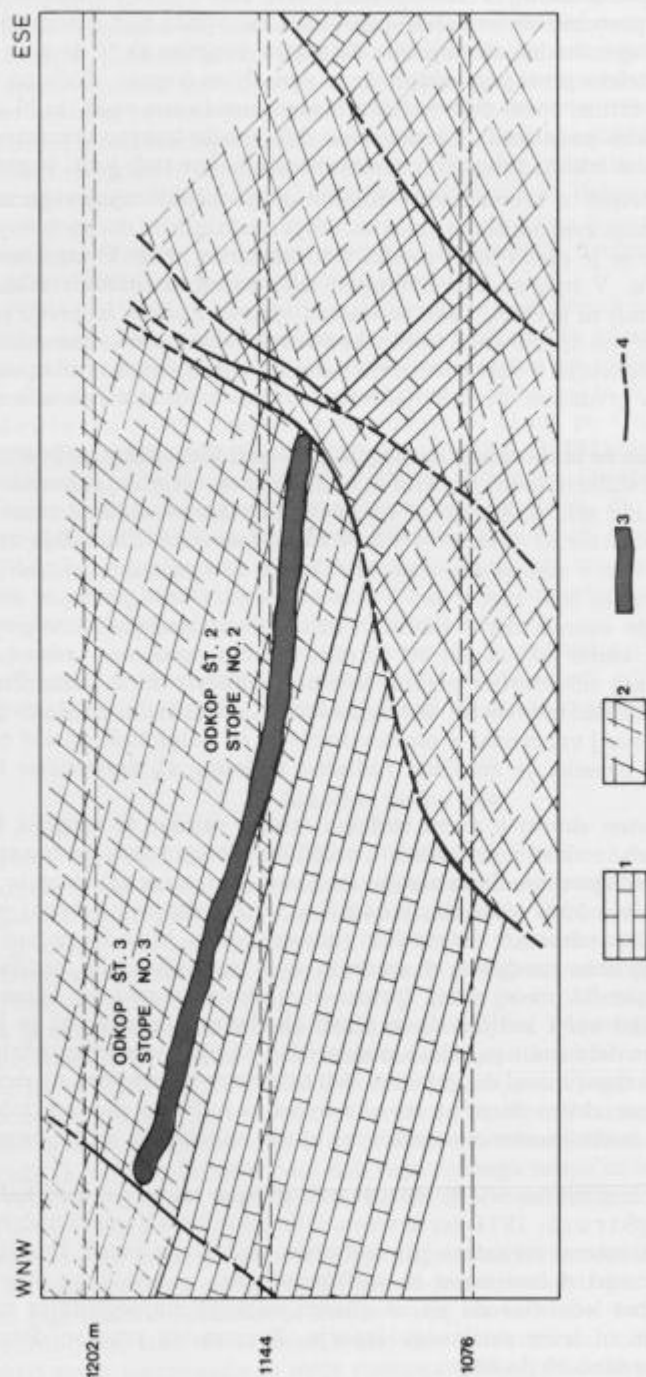
drugod pa se postopoma izklini. Prelom prehaja tu in tam v prelomno cono in smeri v tem delu rudišča pretežno severozahod-jugovzhod ter vpada pod kotom 55° do 65° proti jugozahodu. Jugozahodna stran je bila dvignjena verjetno za 10 do 20 m, vendar podaljšek rudnega telesa proti jugozahodu še ni zanesljivo dognan. Toda na obzorju 1203 m so navrtale vrtnice v tem delu rudišča močno oksidirano rudo, ki bi utegnili pripadati omenjenemu podaljšku. Z rudarskimi deli je bilo končno dokazano, da se rudno telo postopoma izklini tako proti severozahodu kakor tudi proti jugovzhodu.

Meja rudnega telesa s krovnskimi dolomitom je zaradi njegovega nekoliko konveksnega naleganja zvečine blago valovita. Meja s talninskim dolomitom je precej bolj razgibana, ker se je rudni mulj usedel v sorazmerno plitki kotanji na kraško oblikovanem reliefu. V njej so bili dvignjeni deli ponekod toliko visoki, da jih nastajajoči rudni mulj ni prekril. Tako so nastali »jalovi otočki«, ki imajo površino navadno okrog 15 m^2 ; na njih se stika talninski dolomit neposredno s krovnskimi. Ti »jalovi otočki« so pogostejši v obrobem delu rudnega telesa, kjer se ruda postopoma izklinja, kakor pa v srednjem. Presek »jalovega otočka« iz obrobne dela rudnega telesa kaže sl. 3.

Že makroskopsko se lahko prepričamo, da je v rudi Zahodnega telesa najpogostejši rudni mineral sfalerit. Manj je pirita in markazita ter najmanj galenita. Sfalerit je drobnozrnat in celo zelo drobnozrnat ter svetlo sive barve. Galenit tvori bolj ali manj izrazite metakristale, ki dosežejo velikost 13 mm; marsikje jih obdaja ozek FeS_2 rob. Zrna galenita leže v rudi posamično, združujejo se v skupine, pa tudi v jedre, manjše in večje leče, ki leže vzporedno s plastovitostjo. Glede pirita in markazita moramo zapisati, da njunih zrn v številnih primerih ni mogoče zanesljivo ločiti, predvsem ne tedaj, kadar so manjša od 1,5 mm. Vendar opazimo v rudi tudi lepo razvite, bolj ali manj idiomorfne piritne kristale velikosti do 2,5 mm. Prav tako najdemo značilne markazitne tvorbe, ki imajo okrogle, eliptične in črvičaste preseke. Slednje so bolj ali manj vzporedne s plastovitostjo in so dolge tudi po več centimetrom. Za omenjene preseke je značilna radialno trakasta ali simetrično trakasta zgradba.

Sfalerit je prisoten skoraj v vsem rudnem telesu, vendar je njegova količina v posameznih plasteh in zlasti v posameznih profilih rudnega telesa močno spremenljiva. Pogosto namreč opazimo, da se menjavajo plasti ali lamine zelo bogate rude, ki vsebuje celo več kakor 50 % sfalerita, z bogatimi, siromašnimi in skoraj jalovimi. Galenit je pogostejši predvsem v tistem delu rudnega telesa, ki se dviga nad obzorje 1144 m; tam ga najdemo predvsem v srednjih in v zgornjih delih profilov. Pod obzorjem 1144 je galenita precej manj. Piritna in markazitna zrna ter njune skupke smo našli v nekoliko večji količini le v plasti skrilavega laporja, ki je prisotna marsikje v najnižjem delu rudnega telesa, neposredno ob njegovem stiku s talninskim dolomitom. Ta plast doseže med dvignjenimi deli talnine debeline 5 cm, na dvignjenih delih pa se praviloma izklini. Sicer pa sta oba železova sulfida v posameznih rudnih plasteh in laminah neenakomerno razvrščena; njuna količina se giblje navadno od 1 % do 10 %.

Sulfidi leže v dolomitni osnovi, ki vsebuje tudi glinene minerale, med katerimi je najpogostnejši illit (Štručl, 1974) ter kremen. Glineni minerali so razvrščeni v rudnih plasteh neenakomerno: nekatere jih vsebujejo več, druge manj. Praviloma jih najdemo ob stikih med dolomitnimi in sulfidnimi zrni, ponekod pa tvorijo tudi manjše konkordantne leče. Seveda pa so glineni minerali najpogostejša sestavina tankih plasti, lamin in lezik skrilavega laporja. Kremenova zrna so detritičnega izvora in merijo navadno 50 do 80 μm .



Sl. 2. Zahodno rudno telo. Vzdolžni presek odkopov št. 2 in 3

1 – apnenec, 2 – dolomit, 3 – odkop, 4 – prelom

Fig. 2. Western orebody. Longitudinal section of the stopes Nos. 2 and 3

1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – stopes, 4 – fault

Na podlagi makroskopske in mikroskopske raziskave ocenjujemo, da vsebuje Zahodno rudno telo (če izvezamo minerale, ki so nastali pri oksidaciji sulfidov) v povprečju približno 20 % rudnih mineralov, 70 % dolomita in 10 % glinenih mineralov, medtem ko je kremen zastopan le s sledovi.

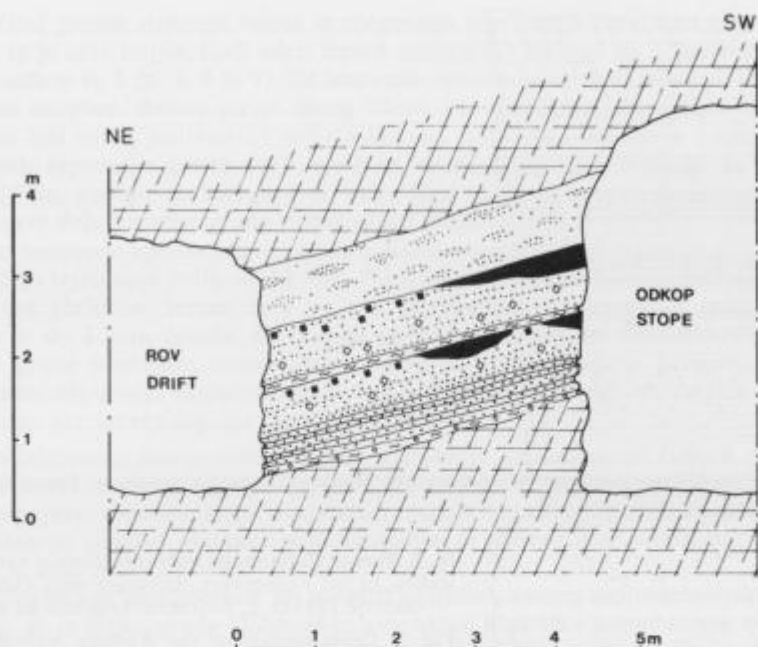
Tekstura tektonsko neprizadete rude je plastnata, progasta, laminarna, impregnacijska in le redko tudi masivna. Plastnata tekstura je pogojena z menjavajočimi se rudnimi in jalovimi plastmi ter z lezikami, laminami in tankimi plastmi skrilavega laporja. Barva rudnih plasti je odvisna predvsem od količinskega razmerja med sfaleritom in dolomitom. Če vsebujejo več sfalerita, je njihova barva svetlo siva do siva, z naraščajočo količino dolomita, ki vsebuje razpršene glinene minerale, pa postaja vse bolj temno siva. K temu moramo dodati, da vsebujejo nekatere rudne plasti tudi zelo drobno razpršeno organsko snov, kar dokazuje njihova izrazito temno siva barva.

Debelina rudnih plasti se spreminja v glavnem od 5 cm do 20 cm, doseže pa celo 80 cm. Lahko bi zapisali, da je debelina rudne plasti odvisna od debeline rudnega telesa: čim debelejša je rudno telo, tem debelejša so tudi rudne plasti. Le redko so homogeno zgrajene, kajti sulfidi so v njih pogosto neenakomerno razvrščeni. Tako vidimo, da so rudni minerali, zlasti sfalerit, ponekod zbrani predvsem v spodnjem delu plasti, manj ga je v srednjem in najmanj v zgornjem. Opisano zaporedje se v eni plasti lahko večkrat ponovi. Zategadelj imajo takšne rudne plasti razločno progasto teksturo. Predvsem v obrobnih delih rudnega telesa, tam, kjer se postopoma izklini, ima ruda tudi laminarno teksturo: rudne lamine se menjavajo z laminami slabo orudenega ali jalovega dolomita in skrilavega laporja. To zaporedje dokazuje ritmično sedimentacijo. Polirani kosi rude kažejo, da so bile tanjše rudne plasti in lamine večkrat nagubane in celo zgnetene. Opazimo tudi, da se vertikalno menjavajo deformirane plasti in lamine z nedeformiranimi. Lepe primere tovrstnih deformacij v rudi Tople je prikazal Štručl (1974) s slikami na tab. 11, 12 in 13.

Impregnacijsko teksturo ima ruda tedaj, ko vsebuje drobnozrnata dolomitno sfaleritna osnova bolj ali manj enakomerno razvrščena in nekoliko večja zrna galenita, pirita in markazita. Masivno teksturo imajo galenitne leče.

Struktura rude je pretežno drobnozrnata, v manjši meri klastična in porfiroidna, podrejeno tudi debelozrnata. Ruda z drobnozrnatno strukturo sestoji pretežno iz drobnih zrn sfalerita in dolomita, ki spremljajo zrnca pirita in markazita, ter seveda glineni minerali. Rudne plasti vsebujejo marsikje tudi orudene ali jalove dolomitne klaste, ki dosežejo velikost nekaj centimetrov. V presekih pravokotno na plastovitost so v glavnem ploščati, pretežno ostrorobi, redkeje rahlo zaobljeni. Barve so svetlo sive, sive in temno sive, nekateri pa so skoraj črni. V nekaterih varnostnih stebrih smo našli rudne plasti, v katerih so bili omenjeni klasti razvrščeni po velikosti: v njihovih spodnjih delih so bili največji, navzgor pa postopoma vse manjši. Spodnji deli plasti z večjimi klasti so navadno tudi bogatejši z rudnimi minerali, zlasti s sfaleritom. Z naraščajočo količino klastov dobi ruda klastično strukturo. Kadar so v drobnozrnati osnovi razvrščena sorazmerna večja, bolj ali manj izometrična galenitna zrna, ima ruda porfiroidno strukturo. Debelozrnato strukturo pa imajo le galenitne leče.

Čeprav sta severovzhodna in deloma tudi jugozahodna meja rudnega telesa tektonski, ga niso prizadeli prelomi, ki bi ga bili premaknili ali zdrobili do te mere, da bi bilo pridobivanje rude oteženo. Varnostni stebri v glavnem še vedno zanesljivo podpirajo krovino, čeprav so nekateri stari že 10 let. Toda zaradi tektonskih premikov je bila ruda marsikje natrta in pretarta. V razpokah, ki so nastale v različnih tektonskih obdobjih, je kristaliziral beli dolomit, tako da opazujemo v rudi prepleta-

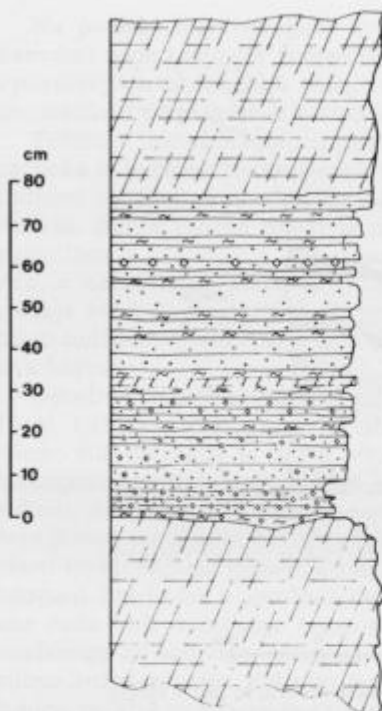


Sl. 4. Presek Zahodnega rudnega telesa v varnostnem steburu, ki leži v njegovem srednjem delu. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 4. Cross section of the Western orebody in the security pillar situated in its central part. Stope No. 3, 1144 m level. Legend in figure 3

joče se diskordantne, izjemoma tudi konkordantne, do 1,5 cm debele dolomitne žilice; v njih so tu in tam tudi zrnca rudnih mineralov. Značilno je, da so številne dolomitne žilice omejene le na določeno plast: ob leziki ali ob lamini skrilavega laporja se izklinjajo. Če je bila ruda nekoliko močnejše prizadeta, ima brečasto teksturo: oglate, ostrorobe kose in koščke rude veže belo dolomitno vezivo. V enem izmed rudnih stebrov na odkopu št. 2 smo našli v vezivu breče poleg dolomita še skeletasti galenit in kolomorfni sfalerit, v manjši meri tudi pirit in melnikovitpirit. Nasploh so rudni minerali v vezivu breče zelo redki. V tektonsko močnejše prizadete dele rudnega telesa lažje pronica meteorska voda. Ta povzroča oksidacijo sulfidov, predvsem pirita in markazita. Zato nastajajo v rudi pege in prevleke rjavkastega in rjavkasto rumenega limonita.

Talninski in krovinski dolomit sta si na oko precej podobna. V obeh primerih gre namreč za masivni, sivi, drobnozrnati različek. Tektonika ju je močnejše prizadela kot rudno telo, zato vsebujeta številne, nepravilno prepletajoče se bele dolomitne žilice, ki so nastale v več fazah. Pogosto opazimo tudi dolomitno brečo: kose in koščke dolomita vežejo bela dolomitna zrna, ki dosežejo velikost 2 mm. Kosi in koščki dolomita vsebujejo večkrat dolomitne žilice, prav tako pa sečejo dolomitne žilice tudi omenjeno brečo. Nekatere so torej starejše, druge mlajše od breče. Poleg tektonske breče najdemo v talninskem in krovinskem dolomitu tudi brečo s korodiranimi, nekoliko zaobljenimi kosi in drobci dolomita. V teh primerih gre verjetno za dissolucijsko brečo.



Sl. 5. Presek Zahodnega rudnega telesa v varnostnem stebri, ki leži v njegovem obrobem delu. Odkop št. 2, obzorje 1144 m, 2. podetaža. Legenda na sliki 3

Fig. 5. Cross section of the Western orebody in the security pillar situated in its marginal part. Stope No. 2, 1144 m level, 2nd sublevel. Legend in figure 3

Neposredno ob rudnem telesu, do razdalje 1–1,5 m, vsebujeta talninski in krovinski dolomit posamezna, komaj opazna zrnca rudnih mineralov. Ta zrnca zasledimo tu in tam tudi v belih dolomitnih žilicah in v vezivu breče. Ker sta pri najmlajših tektonskih fazah talnina in krovina močnejše razpokali kot rudno telo samo, so rudni minerali tudi močnejše oksidirali. Čeprav vsebujeta bistveno manj železovih sulfidov kot rudno telo, sta pogosto razločno obarvani z limonitom.

Zanimiv presek srednjega dela Zahodnega rudnega telesa, debel okoli 2,70 m, smo našli v enem izmed varnostnih stebrov odkopa št. 3 na obzorju 1144 m (sl. 4). V njegovem spodnjem delu, ki meri okrog 60 cm, se vrste 5 do 15 cm debele sfaleritne rudne plasti, ki jih ločijo lezike skrilavega laporja. Njegov srednji del pripada dvema sfaleritnima rudnima plastema s progasto teksturo, ki vsebujeta lamine skrilavega laporja. Spodnja meri 50 cm, zgornja pa 80 cm. Loči ju tanka plast skrilavega laporja z vpršenimi sfaleritnimi zrnji. V vrhnjem delu spodnje plasti sta dve manjši galenitni leči, v vrhnjem delu zgornje pa je le ena, toda nekoliko večja. Za vse je značilna debelozrnata struktura. Tu in tam opazujemo tudi izometrične preseke galenitnih kristalov, ki dosežejo premer 13 mm, in do 2,5 mm velika zrna železovih sulfidov. Zgornji del rudnega telesa meri okrog 80 cm. Ruda vsebuje dokaj enakomerno razvrščena, lečasta nakopičenja majhnih sfaleritnih zrn, v katerih so tudi tanke galenitne žilice. Zaradi izrazite plastnate teksture rude v spodnjem delu rudnega telesa je njegova meja z masivnim talninskim dolomitom povsem razločna. Težje je določljiva njegova meja s krovinskim dolomitom. Tekstura, struktura in barva orudenega in jalovega dolomita so namreč precej podobne.

Značilni presek rudnega telesa iz njegovega obrobnege dela, kjer se postopoma izklinja in je zato tanjše, nudi eden izmed varnostnih stebrov na 2. podetaži obzorja 1144m, odkop št. 2 (sl. 5, 6 in 7). Tu ima ruda izrazito plastnato teksturo in razločno ploščasto krojitev, debela pa je okrog 75cm. Na rjavkasto obarvanem talninskem dolomitu leži nekaj milimetrov debela lamina skrilavega laporja z majhnimi FeS_2 zrni. Sledi zaporedje svetlo sivih, sivih in temno sivih rudnih plasti, ki so debele največ 10cm, zvečine pa merijo 1 do 4cm. Med njimi so lamine skrilavega laporja. V spodnjem delu preseka grade rudne plasti pogosto lamine različnih odtenkov sive barve, ki vsebujejo spremenljive količine zelo drobnozrnatega sfalerita ter FeS_2 zrn, ki dosežejo izjemoma velikost 0,5mm. Svetlo sive plasti in lamine vsebujejo sorazmerno več sfalerita, temno sive pa več jalovinskih mineralov. V srednjem delu preseka je do 2,5cm debela, na pogled povsem jalova plast dolomita. Zgornji del preseka grade predvsem rudne plasti z bolj ali manj izraženo progasto teksturo. V opisanem zaporedju zasledimo tu in tam tudi tanke, bele dolomitne žilice, ki pa se ob laminah skrilavega laporja praviloma izklinijo.

V nadaljevanju nas posebej zanima zaporedje kristalizacije rudnih mineralov. S tem v zvezi moramo najprej zapisati, da bomo pri razvoju orudenja ločili štiri naravne pojave: sedimentacijo, diagenozo, epigenozo in retrogradno epigenozo. Kako tolmačimo te pojave? Razlaga sedimentacije je razmeroma preprosta, saj imajo geologi o tem pojavu enotno stališče. Poenostavljeno lahko zapišemo, da obsega sedimentacija vse tiste procese, pri katerih nastane v nekem sedimentacijskem okolju usedlina, ki jo lahko grade alohtone in avtohtone klastične komponente, oborine, ki se izločijo iz vode, in ostanki organizmov, ki so živeli v tem okolju ali pa so bili vanj prineseni.

Nekoliko bolj zapleteno je tolmačenje diagenoze in epigenoze. Kar zadeva ta dva naravna pojava, smo se oprli na razlago, ki jo zagovarjajo zlasti številni sovjetski znanstveniki. Po Strahovu (1962) obsega diageneza spremembe v nevezani usedlini, ki vodijo k nastanku trdne kamenine, epigeneza pa spremembe v vezani, trdni kamenini, dokler ne nastopi metamorfoza. Enako mislijo tudi nekateri ameriški sedimentologi, med njimi na primer Chilingar, Bissel in Wolf (1967), ki so zapisali: "It includes all physicochemical, biochemical and physical processes modifying sediments between deposition and lithification, or cementation, at low temperatures and pressures characteristic of surface and near-surface environments." Glede epigenoze pa pravijo omenjeni avtorji takole: "It includes all processes at low temperatures and pressure that affect sedimentary rock after diagenesis and up to metamorphism." Twenhofel (1939) in za njim številni drugi ameriški petrologi in sedimentologi ne ločijo diagenoze in epigenoze, temveč pripoznavajo le diagenozo. Zelo jedrnato navajajo njihovo razlago Gary in sod. (1979). Diageneza naj bi obsegala: "All the chemical physical and biologic changes undergone by a sediment after its initial deposition, and during and after its lithification, exclusive of surficial alternation (weathering) and metamorphism." Delijo jo na zgodnjo in pozno, pri čemer naj bi ustrezala zgodnja (early) diagenezi, pozna diageneza (late diagenesis) pa epigenezi sovjetskih in nekaterih ameriških znanstvenikov.

Kakor smo že omenili, bomo pri razlagi orudenja Tople ločili diagenozo in epigenozo. Kdor se je ukvarjal z nastankom klastičnih in karbonatnih kamenin, ve, da je produkte, ki so nastali pri teh dveh naravnih pojavih, pod mikroskopom pogosto težko ločiti. To velja tudi za rudne minerale, ki so nastali v usedlini med diagenozo, pa so bili kasneje med epigenozo prerazvrščeni. Pri proučevanju razvoja orudenja v Topli smo prišli do sklepa, da so nastala med diagenozo, torej v času nekonsolidira-



Sl. 6. Zahodno rudno telo z lepo izraženo plastnato teksturo. Talninski in krovinski dolomit je obarval limonit svetlo rjavo. Odkop št. 2, obzorje 1144m, 2. podetaža

Fig. 6. The bedded structure of the Western orebody is well visible. The footwall and hanging wall dolomite have been coloured light brown by limonite. Stope No. 2, 1144m level, 2nd sublevel



Sl. 7. Detajl sl. 6 kaže svetlo in temno sive plasti in lamine. Svetlo sive vsebujejo več sfalerita, temno sive pa več dolomita in glinenih mineralov

Fig. 7. Detail of fig. 6. reveals light and dark grey beds and laminae. The light grey beds are enriched in sphalerite, and the dark grey in dolomite and clay minerals

nega rudnega mulja, tista sulfidna zrna, ki ne vsebujejo vključkov drugih mineralov, oziroma so le-ti v njih sporadični in tudi zelo majhni, z dimenzijami pod $10\mu\text{m}$. Nastajajoča sulfidna zrna niso rastle pri metasomatskih procesih; zdi se, da so pri kristalizaciji v židkem mulju odtrgala karbonatna zrnca in zrnca drugih sulfidov. Med epigenezo pa so po našem mnenju nastale tiste generacije sulfidov, ki pogosto vsebujejo vključke drugih mineralov, predvsem korodirane vključke dolomitnih zrn, ki so praviloma večji od $30\mu\text{m}$. Prav ti vključki dokazujejo, da so zrastle sulfidi pri metasomatskih procesih v že otrdeli, orudeni karbonatni kamenini, ki so jo gradila predvsem sparitna dolomitna zrna.

Preostane še, da razložimo retrogradno epigenezo. Sedimentne kamenine se lahko zadrže v okolju, kjer vladajo epigenetski procesi, dolga geološka obdobja. Lahko pa se zgodi, da se zaradi kopičenja mlajših skladov postopoma spuščajo v globlje dele litosfere. Zaradi večjega tlaka in višje temperature začno prehajati v območje metamorfoze in tako nastanejo metamorfne kamenine. Prav tako se seveda lahko zgodi, da orogenetski premiki dvignejo sedimentne kamenine iz zemeljskih globin proti površju, tako da prihajajo postopoma v območje z manjšim tlakom in nižjo temperaturo. To obdobje postopnega dviganja kamenin iz globin litosfere proti površju imenujemo retrogradna epigeneza.

Kot smo že razložili, Drovenik in sod. (1980), so se v obdobju alpidске orogeneze južno od periadriatskega lineamenta dvignile na površino med drugimi tudi permske in triadne kamenine z rudišči v njih. Zaradi novih pogojev med dviganjem je prišlo do mobilizacije tako jalovih kot tudi rudnih mineralov. Prvi in drugi so se izločali predvsem v razpokah in v zdrobljenih conah. Tudi triadne kamenine severno od periadriatskega lineamenta so se med alpidsko orogenezo dvignile iz zemeljskih globin, le da so bile narinjene proti severu (Štručl, 1970). Po našem mnenju so tudi te kamenine in rudišča v njih zajeli retrogradno-epigenetski procesi.

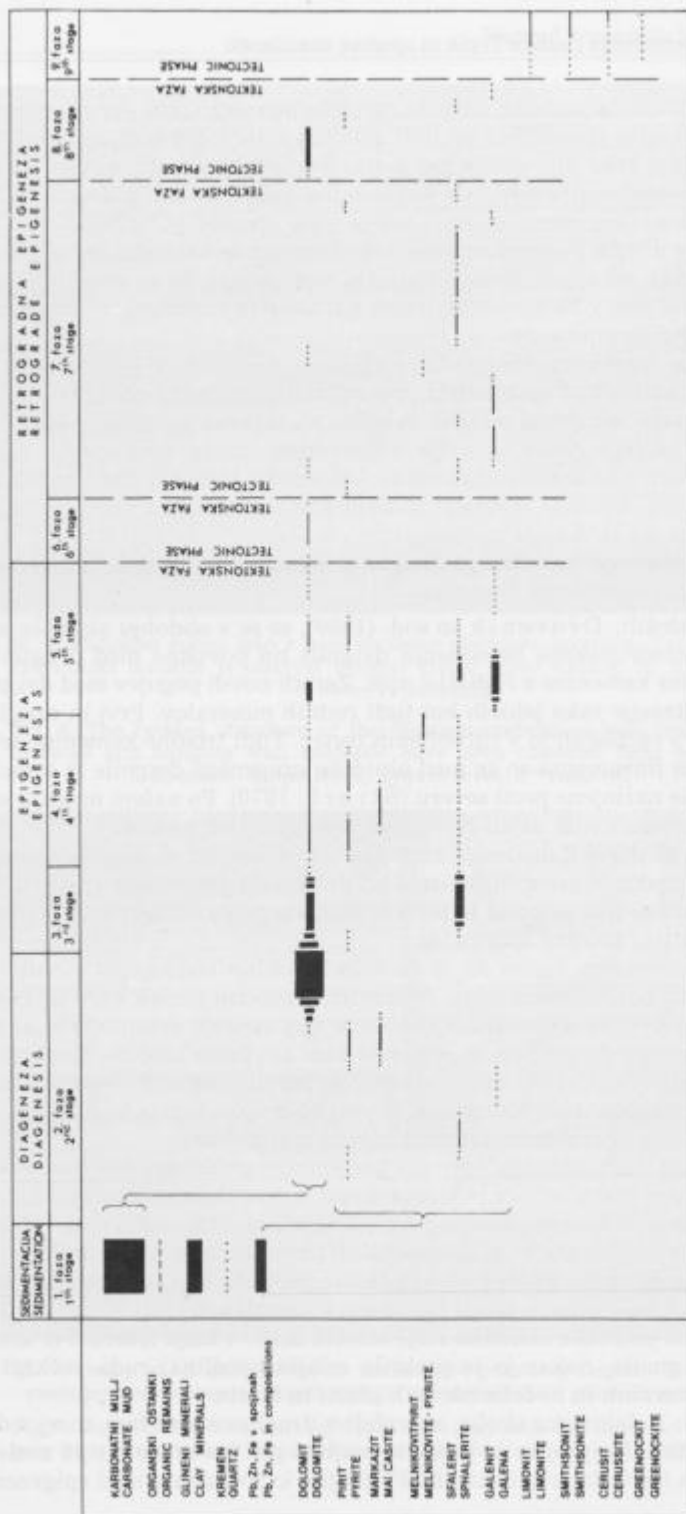
Pri nadrobni raziskavi Zahodnega rudnega telesa smo ugotovili, da obsega celotno obdobje nastanka in preobrazbe rude od anizija do danes devet razvojnih faz. Sedimentaciji in diagenezi pripada le po ena faza, epigenezi pripadajo tri in retrogradni epigenezi štiri razvojne faze (sl. 8).

Iz do sedaj razloženega vemo, da je nastalo Zahodno rudno telo v nadplimski plitki kotanji z razgibanim dnom. Njen shematični vzdolžni presek kaže sl. 9. V prvi razvojni fazi, torej za časa sedimentacije, so se v njej usedale avtohtone in alohtone komponente, v nastajajoči mulj pa so dotekale tudi kovinske spojine. Kopčili so se predvsem karbonatni – CaCO_3 mulj, glineni minerali, organski ostanki in zelo podrejeno tudi zrnca kremenca. Morda sta se vsaj občasno usedala tudi sadra (anhidrit?) in halit, toda za to podmeno nimamo nikakršnih dokazov.

Med nastajanjem karbonatnega, oziroma karbonatno glinenega mulja so prihajale v kotanjo tudi spojine cinka, svinca in železa, ki jih je prinašala rudonosna raztopina. V mulju so pri izrazito oksidacijskih pogojih nastajali prvotni rudni minerali cinka, svinca in železa. Zaradi intenzivnih diagenetskih procesov se ti niso ohranili.

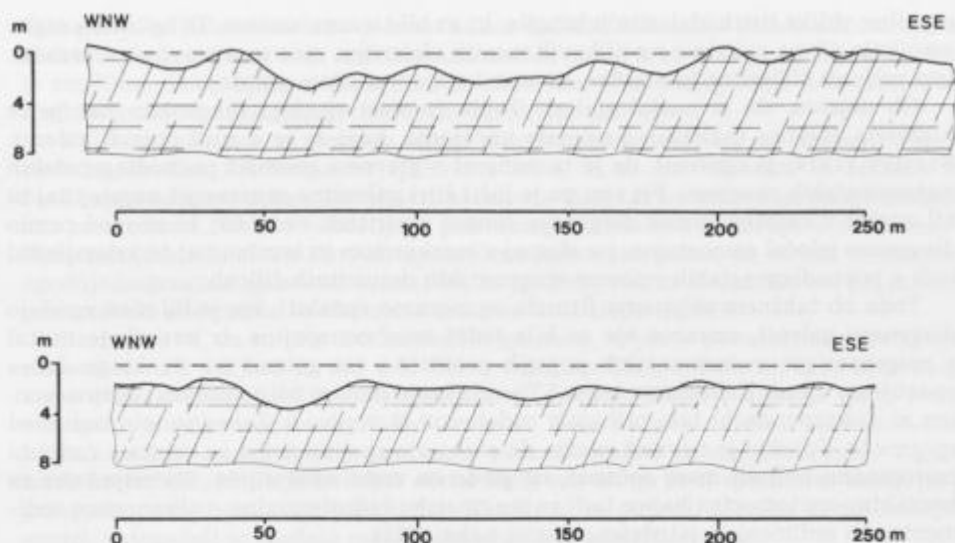
Neotrdeli ter le deloma otrdeli rudni in jalovi mulj sta bila občasno dezintegrirana, nakar so bila njuna zrna in klasti preneseni v nastajajoči mulj. Marsikje je le na pol otrdela usedlina polzela z nekoliko višje ležečih delov v nižje ležeče. Pri tem se je trgala, gubala in gnetla, nakar jo je prekrila mlajša usedlina; ruda večkrat kaže menjavanje deformiranih in nedeformiranih plasti in lamin.

Ko je zavladalo redukcijsko okolje, so začeli v drugi razvojni fazi, torej v diagenezi, nastajati sulfidi. Najprej so se pojavila majhna piritna zrnca, ki jih zasledimo v dolomitnih zrnih ter v sfaleritnih zrnih in v poljih, ki so nastala med epigenezo pri



Sl. 8. Grafični prikaz razvoja orudenja v Zahodnem rudnem telesu

Fig. 8. Graphic illustration of the evolution of the mineralization in the Western orebody



Sl. 9. Shematični vzdolžni presek plitkih kotanj, v katerih se je usedel rudni mulj, iz katerega je nastalo Zahodno (zgoraj) in Vzhodno rudno telo (spodaj)
Legenda na sliki 2

Fig. 9. Schematic longitudinal section of the shallow troughs where the ore bearing mud was deposited, from which the Western (upper) and the Eastern (lower) orebodies originated.
Legend in figure 2

metasomatskih procesih. Piritna zrnca merijo navadno od nekaj mikrometrov do $20\mu\text{m}$ ter imajo ksenomorfne in idiomorfne preseke. Sočasno z njimi so nastala do $35\mu\text{m}$ velika zrna framboidnega različka. Vseh teh piritnih zrn je v rudi navadno zelo malo – le tu in tam 0,5 do 1%.

Štručl (1974) je našel v enem izmed framboidnih piritnih zrn sfaleritni kroglici in zato sklepal, da je bolj ali manj sočasno s piritom nastal tudi sfalerit. Ta njegov sklep potrjujejo tudi naše raziskave. Menimo namreč, da so med zgodnjo diagenozo v rudnem mulju res nastale brezštevilne sfaleritne kroglice. Pod mikroskopom vidimo, da dosežejo velikost $40\mu\text{m}$, povprečno pa merijo okrog $20\mu\text{m}$. V njih nismo našli nikakršnih tujih vključkov. Te kroglice so pogosto služile kot jedra, ob katerih so zrastle do $90\mu\text{m}$ veliki sfaleritni rombododekaederski kristalčki. Tudi v njih ni tujih vključkov.

Zgodnjediagenetske sfaleritne kroglice in pogosto zelo lepo razviti kristalčki so se ohranili le v primerih ko sta jih obdala prav tako diagenetska železova sulfida pirit in markazit (tabla 1, sl. 1 in 2). Slednja se pogosto zraščata, njuni zraščenci pa dosežejo velikost $500\mu\text{m}$; v nekaterih je starejši pirit, v drugih markazit. V teh zraščencih so sfaleritne kroglice in kristalčki česta pojava. Poudariti moramo še, da vsebujejo FeS_2 zraščenci zelo redko tudi karbonatne vključke, ki praviloma niso večji od $5\mu\text{m}$.

Izven piritnih, piritno markazitnih in markazitnih zraščencev, ki se kažejo pod mikroskopom kot nepravilna polja, nismo našli niti sfaleritnih kroglic niti njegovih kristalčkov. Zato menimo, da je bil sfalerit kroglic in kristalčkov pri poznejših procesih prerazvrščen. S tem v zvezi moramo opozoriti na naslednjo ugotovitev: če so bile sfaleritne kroglice v FeS_2 zraščencu in na njegovem robu, so se ohranile le

pravilne oblike tistih sfaleritnih kroglic, ki so bile v zrnu samem. Drugi deli kroglic manjkajo ali pa opazimo na njihovih mestih sfaleritna zrna z nepravilnimi preseki. Isto velja za sfaleritne kristalčke, ki se nahajajo v enakem položaju.

Ob dejstvu, da je nastal sfalerit Tople že med zgodnjo diagenezo, nas je že v samem začetku raziskave zanimalo vprašanje, kdaj se je v rudi pojavil galenit. Štrucl (1974) je ugotovil, da je ta mineral v glavnem produkt poznodiagenetskih metasomatskih procesov. Pri tem pa je ločil štiri galenitne generacije: najprej naj bi bil nastal v začetku pozne diageneze skupaj s piritom, nato naj bi se med pozno diagenezo izločal samostojno, pa skupaj z markazitom in končno naj bi kristaliziral tudi v poznodiagenetskih oziroma epigenetskih dolomitnih žilicah.

Toda ob takšnem sklepanju Štrucla se moramo vprašati, kje je bil med zgodnjo diagenezo galenit, oziroma kje so bile tedaj svinčeve spojine, iz katerih je nastal v epigenezi pri metasomatskih pogojih praktično ves galenit (sl. 8), ki ga danes opazujemo v rudi Zahodnega telesa? To vprašanje se nam zdi toliko bolj upravičeno, ker ni dokazov, da bi bile prihajale rudonosne raztopine v Zahodno telo tudi med epigenezo. Splošno je namreč znano, da prihajajo spojine cinka in svinca z rudnimi raztopinami bolj ali manj sočasno, ne glede na vrsto nahajališča. To velja tako za kontaktno-metamorfna kakor tudi za magmatsko hidrotermalna, vulkanogeno sedimentna in sedimentna svinčevo-cinkova nahajališča.

Vprašanje, ki smo si ga zastavili že v začetku naših raziskav, je torej bilo, ali ni morda nastal galenit, podobno kot sfalerit, že v zgodnji diagenezi. Odgovor nanj smo dobili šele potem, ko smo natančno pregledali vrsto rudnih vzorcev. Kajti le v maloštevilnih obruskih, in še v teh zelo sporadično, smo našli navadno 100 do 300 μm velika, praviloma idiomorfna galenitna zrna (tabla 1, sl. 3) in njihove zraščence (tabla 2, sl. 1), ki jih obdaja 20 do 150 μm debel piritni, piritno markazitni ali markazitni rob. Ta pogosto vsebuje prej omenjene sfaleritne kroglice in kristalčke (tabla 1, sl. 3 in tabla 2, sl. 1), podrejeno tudi zelo majhne karbonatne vključke. Šlo je torej za že opisana različka FeS_2 , ki sta nastala v diagenezi pozneje kot sfaleritne kroglice in kristalčki. Ker pa tvorita tudi rob galenitnih kristalčkov, sklepamo, da sta mlajša celo od njih; z drugimi besedami, galenit je nastal v zgodnji diagenezi pred piritom in markazitom.

Za zgodnjediagenetske galenitne kristalčke je značilno, da imajo heksaedrski habitus in zato pod mikroskopom kvadratne, pravokotne, trikotne in šesterokotne preseke. V njih nismo našli nikakršnih karbonatnih ali piritnih vključkov. Posebej smo iskali sfaleritne kroglice in kristalčke z namenom, da bi ugotovili starostno razmerje med zgodnjediagenetskim sfaleritom in zgodnjediagenetskim galenitom. A nismo jih našli. Ker pa je v svinčevo-cinkovih rudah, ne glede na njihov nastanek, prva generacija sfalerita navadno starejša od prve generacije galenita, smo se za takšno starostno razmerje odločili tudi v našem primeru – dokler ne dobimo natančnejših podatkov.

Že sedaj pa naj opozorimo na dejstvo, da je bil zgodnjediagenetski galenit v nadaljnji preobrazbi rude praktično povsem nadomeščen z mlajšima generacijama dolomita in sfalerita. Prav zato so njegova zrna v rudi Zahodnega telesa tako zelo redka. S to ugotovitvijo v zvezi pa moramo omeniti še dve posebnosti: nadomeščanje je potekalo drugače v primerih, ko je obdajal galenitne kristalčke lepo razvit FeS_2 rob, kot v primerih, ko je bil razvit ta rob le delno ali pa ga sploh ni bilo.

V rudi tega rudnega telesa najdemo številne psevdomorfoze dolomita in sfalerita po galenitnih kristalčkih, ki so povsem obdane z FeS_2 robom. Te psevdomorfoze imajo preseke, ki so značilni za galenitne heksaedre (tabla 2, sl. 2). Pogosto nadomeš-

čata galenitni kristalček tako dolomit kakor sfalerit; dolomit je praviloma starejši od sfalerita, ki ga večkrat tudi razločno nadomešča (tabla 2, sl. 3). Za vse psevdomorfoze je značilno, da so njihova dolomitna in sfaleritna zrna precej večja kakor zrna teh dveh mineralov v obdajajoči dolomitno sfaleritni osnovi.

Kolikor FeS_2 rob ni povsem obdal galenitnega kristalčka, so pozneje v njem nastala številna dolomitna in sfaleritna zrna, ki se po velikosti in oblikah ne razlikujejo od zrn v dolomitno sfaleritni osnovi. Tudi razvrščena so na podoben način kot zrna osnove. Obliko nekdanjega galenitnega kristalčka nakazuje le delno razvit FeS_2 rob (tabla 3, sl. 1). Povsem upravičeno lahko sklepamo, da so bili v rudi tudi zgodnjediagenetski galenitni kristalčki, ki jih FeS_2 rob ni obdal. Ko sta jih pozneje nadomestila dolomitna in sfaleritna zrna, so brez sledu izginili.

Razlog za to, da so bili tisti kristalčki galenita, ki jih je povsem obdal FeS_2 rob, nadomeščeni z večjimi in oni z le delno razvitim FeS_2 robom ali celo brez njega z manjšimi dolomitnimi in sfaleritnimi zrni, moramo iskati v dejstvu, da je porna raztopina težje pronicala skozi FeS_2 robove. Zato so lahko nastali le maloštevilni kristalizacijski centri, toda sorazmerno večja dolomitna in sfaleritna zrna. V galenitne kristalčke, ki jih je le delno obdal FeS_2 rob ali ga le-ti sploh niso imeli, pa je prihajala porna raztopina brez težav. V njih so se pojavili številni kristalizacijski centri; zategadelj so nastala manjša dolomitna in sfaleritna zrna.

Toda z opisom epigenetske preobrazbe diagenetskega galenita smo nekoliko prehiteli razlago drugih sprememb, ki so potekale v rudi še med diagenezo. Ko so se namreč izločili opisani diagenetski sulfidi, je zajela rudni mulj dolomitizacija. Kako velika zrna so nastala, je bilo odvisno od okolja. Tam, kjer so prevladovali glineni minerali, so nastala in se ohranila do $40\mu\text{m}$ velika, evhedralna dolomitna zrna; povsod prevladujejo sparitna zrna, mikritna so resnično le maloštevilna. Drugače je potekala dolomitizacija tam, kjer je bilo glinenih mineralov le malo ali sploh niso bili prisotni. Tu so verjetno najprej nastala mikritna dolomitna zrnca, toda ta so se nato večala in zraščala, tako da merijo sparitna dolomitna zrna v rudi zvečine od 40 do $100\mu\text{m}$. Pretežno so subhedralna in anhedralna, nekatera tudi evhedralna. V številnih dolomitnih zrnih najdemo piritna zrnca, s katerimi se je začelo sulfidno orudenje, ter včasih tudi glinene minerale.

Dolomitna zrna so zelo verjetno rastle in se zraščala tudi še potem, ko je ruda že postala kolikor toliko jedra in trdna, to je v naši tretji razvojni fazi, ki se je pojavila v začetku epigeneze (sl. 8). V tej fazi so ob dolomitnih zrnih in ob njihovih stikih najprej kristalizirala piritna zrnca s premeri do $25\mu\text{m}$, ki imajo pod mikroskopom pretežno nepravilne preseke. Njihova količina je manjša od količine piritnih zrn, ki so nastala v zgodnji diagenezi.

Nekoliko pozneje so bile prerazvrščene vse tiste sfaleritne kroglice in rombododekaedrski sfaleritni kristalčki, ki niso bili ujeti v diagenetskih piritnih, markazitnih in piritno markazitnih zraščencih. To je bilo brez dvoma eno izmed obdobij najmočnejše epigenetske preobrazbe rude Zahodnega telesa. Brezštevilne sfaleritne kroglice in kristalčki so se v porni vodi topili, drugod pa se je sfalerit znova izločal. Ker je kristaliziral pri metasomatskih procesih na račun dolomita, je bil slednji prav tako mobiliziran. Izločal se je ob stikih dolomitnih zrn, rastle je v porah, marsikje pa je nadomeščal tudi sfalerit.

Poglejmo, kako se kaže v rudi sfalerit, ki je nastal v tej, tretji razvojni fazi. Zdaleč največ tega rudnega minerala najdemo v rudnih plasteh in laminah, kjer je glinenih mineralov sorazmerno malo. Proces mobilizacije so potekali v ugodnem okolju, zato ima ruda precej pester zlog:

– kjer so dolomitna zrna majhna, so praviloma majhna tudi sfaleritna zrna; njihovi premeri zvečine ne presežejo 60 μm . Imajo nepravilne, pa tudi izometrične preseke in se v bogati rudi združujejo v nepravilna polja (tabla 3, sl. 2). Marsikje tvori sfalerit tanke opne med dolomitnimi zrni, tako da opazujemo značilno strukturo medzrnskih filmov,

– tam kjer so dolomitna zrna večja, vidimo tudi večja sfaleritna zrna (tabla 3, sl. 3), ki imajo bolj ali manj izometrične preseke s premeri 50 do 250 μm . V njih najdemo pogosto korodirane dolomitne vključke, pa tudi drobna piritna zrnca,

– nadalje zasledimo nekaj 100 μm velika sfaleritna polja z ameboidnimi preseki, ki prav tako vsebujejo vključke dolomita (tabla 4, sl. 1). Ta polja se vzdolž svojih robov intenzivno zraščajo z dolomitno osnovo, kar dokazuje, kako spretno si je rudna raztopina iskala pot med zrni karbonatne kamenine,

– sfalerit je rasel v rudi tudi tako, da je najprej obdal posamezno dolomitno zrno in ga nato postopoma nadomeščal. Sprva je nastal le nekaj mikrometrov debel sfaleritni rob, ki je rasel v izbrano dolomitno zrno. Rob se je postopoma debelil, dokler sfalerit ni povsem nadomestil izbranega dolomitnega zrna. Ponekod se je vmesna faza metasomatskega procesa ohranila, Tako da lepo opazujemo značilno atolsko strukturo (tabla 4, l. 1),

– tu in tam najdemo tudi do 350 μm velika, skoraj povsem idiomorfna sfaleritna zrna, ki kažejo pri navzkrižnih nikolih razločno conarno zgradbo: menjavajo se cone, ki imajo svetlo sivo, s conami, za katere je značilna rumena ali rjavkasto rumena barva notranjih reflektov,

– pri teh procesih sproščeni dolomit je marsikje nadomeščal sfalerit; njegova zrna in zraščenci so bili ponekod skoraj povsem nadomeščeni z dolomitom. V takšnih primerih najdemo v dolomitnih zrnih majhne, črvičaste sfaleritne vključke, tako da se kaže mirmekitska struktura (tabla 4, sl. 3). Dolomit se je tu in tam vraščal v sfaleritna zrna ali njegove zraščence v obliki metakristalov (tabla 5, sl. 1). Ponekod so metasomatski procesi odkrili celo prvotno obliko idiomorfnih sfaleritnih zrn.

Sfalerit je prisoten tudi v tankih plasteh in v laminah, ki vsebujejo predvsem majhna subhedralna in evhedralna dolomitna zrna, sorazmerno večjo količino mineralov glin ter zrnca pirita. Sfalerit tvori zrnca s premeri 5 do 25 μm , ki imajo izometrične in nepravilne preseke in so dokaj enakomerno razvrščena (tabla 5, sl. 2). V nekaterih rudnih plasteh zasledimo številne sfaleritno dolomitne lamine, ki se menjavajo z laminami, katere grade glineni minerali (tabla 5, sl. 3). V vseh teh primerih so slednji dobesedno zacementirali dolomitna in sfaleritna zrnca, tako da niso več prišla v stik s poro vodo. Zlog rude je ostal takšen, kakršen je bil v začetku epigeneze.

Sledila je četrta razvojna faza, ko sta v epigenezi znova kristalizirala pirit in markazit. Mikroskopska raziskava je pokazala, da se jima je tu in tam pridružil tudi melnikovitpirit, ki ga makroskopsko ni bilo mogoče ločiti od markazita. Za številna FeS_2 zrna in njihove zraščence je značilno, da vsebujejo korodirane dolomitne in sfaleritne vključke, katerih dimenzije se gibljejo zvečine od 10 do 80 μm . Ponekod vsebujejo nepravilno zraščene dolomitne ali sfaleritne vključke in sfaleritno dolomitna zrna z atolsko strukturo. To dokazuje, da so nastali pirit, markazit in melnikovitpirit res šele potem, ko se je končala diagenaza in so v rudi že bila večja dolomitna in sfaleritna zrna, ki so nastala v zgodnji epigenezi pri metasomatskih procesih. Posebej moramo poudariti, da v FeS_2 zrnih in zraščencih četrte razvojne faze nismo našli sfaleritnih kroglic in rombododekaedrskih kristalčkov, ki so tako značilni za

diagenetski pirit in markazit. Sicer pa se kažejo železovi sulfidi te faze na naslednje načine:

- del pirita in markazita najdemo v dokaj lepo razvitih, posamičnih metakristalih. Njihovi premeri navadno ne presežejo $500\mu\text{m}$, toda našli smo tudi zrna s premeri $2,5\text{mm}$. Piritni metakristali imajo pravokotne, kvadratne, trikotne in šesterokotne preseke, markazitni pa kvadratne, rombaste, paličaste in vretenaste,

- pogostnejši kot posamični metakristali so monomineralni piritni in markazitni zraščenci. Piritni zraščenci dosežejo velikost nekaj milimetrov in imajo pod mikroskopom obliko izometričnih in nepravilnih polj, ki so pogosto omejena s pravilno razvitimi kristalnimi ploskvami. Markazitni zraščenci se kažejo pretežno v nepravilnih poljih z različno zgradbo. V nekaterih so markazitna zrna bolj ali manj enako velika, v drugih pa so v srednjem delu zelo majhna, ksenomorfna zrnca, ki jih obdajajo večja, hipidiomorfna in celo idiomorfna zrna. Zraščenci markazitnih zrn imajo večkrat tudi okrogle in eliptične preseke in razločno radialno trakasto zgradbo. Tu in tam najdemo zraščence v obliki sploščenih, bolj ali manj konkordantnih leč, ki imajo makroskopsko črvičaste preseke. Pod mikroskopom pa vidimo, da so zgrajeni iz zelo številnih paličastih markazitnih zrn, ki so med seboj vzporedna,

- zelo pogostni so piritno markazitni, oziroma markazitno piritni zraščenci, ki dosežejo sicer velikost $2,5\text{mm}$, toda zvečine so manjši od $500\mu\text{m}$. Ti imajo pod mikroskopom nepravilne in izometrične preseke. V sredini nekaterih zraščencev je pirit, katerega obdaja markazit, njemu pa ponovno sledi pirit; piritni rob pogosto kaže lepo razvite kristalne ploskve. V srednjem delu drugih zraščencev je markazit, katerega obrašča pirit. Za številne zraščence je značilno, da je mlajši pirit delno ali skoraj povsem nadomestil starejši markazit,

- tu in tam najdemo tudi zraščence pirita ali markazita z melnikovitpiritom. V njihovem jedru je piritno ali markazitno zrno (tabla 6, sl. 1). Tovrstni zraščenci dosežejo velikost 2mm ter imajo okrogle in ledvičaste preseke ter bolj ali manj izrazito koncentrično zgradbo.

Železovi sulfidi so metasomatsko rastli v sfaleritno dolomitni osnovi. To pomeni, da sta se zaradi njihove rasti oba minerala osnove, torej tako dolomit kot tudi sfalerit topila, njune sestavine pa so se, zahvaljujoč difuziji, premeščale in drugod sta minerala znova kristalizirala.

V peti razvojni fazi je nastal praktično ves galenit, kar ga najdemo v rudi Zahodnega telesa. Nastanek tega galenita je bil pogojen z metasomatskimi procesi, pri katerih sta dolomit in sfalerit skoraj povsem nadomestila zgodnjudiagenetske galenitne kristalčke druge faze (tabla 2, sl. 2 in 3; tabla 3, sl. 1). Iz porne vode, ki je vsebovala mobilizirane svinčeve spojine, so kristalizirala pri metasomatskih procesih v sfaleritno dolomitni osnovi brezštevilna galenitna zrna. Ker pa jakost mobilizacije in trajanje metasomatskih procesov nista nista bila povsod enaka, opazimo že makroskopsko, zlasti pa pod mikroskopom različno stopnjo razvoja galenitnih zrn. Ugotovili smo naslednje:

- če je trajal dotok spojin le relativno kratek čas, so nastala tako majhna galenitna zrna, da jih makroskopsko ni mogoče opaziti, zasledimo pa jih pod mikroskopom. Če pa so prihajale spojine dalj časa, so nastali galenitni metakristali velikosti tudi do 13mm in galenitne leče, kakršne kaže sl. 4,

- koncentracija svinca in žvepla v porni vodi je bila vsaj v začetku mobilizacijskih procesov razmeroma majhna, tako da so zrastle najprej skeletasti galenitni kristali, ki so se tu in tam še ohranili. Značilno je, da so se pogosto najprej razvili njihovi periferni deli (tabla 6, sl. 2 levo), nato pa so postopoma rastli proti sredini. Še

sedaj najdemo v rudi lepo razvite galenitne metakristale z vključkom sfaleritno dolomitne osnove (tabla 6, sl. 2 desno),

– z nadaljnjo difuzijo spojin so nastali lepo razviti metakristali, ki ponekod še vsebujejo posamezne korodirane vključke sfalerita (tab. 6, sl. 3) in dolomita, drugod pa so brez njih,

– tam kjer je bila koncentracija svinca in žvepla v porni vodi večja in so se pri metasomatskih procesih pojavila številnejša kristalizacijska jedra, so nastali nepravilni galenitni zraščenci, ki pa imajo v perifernih delih praviloma lepo razvite ploskve.

V nadaljnjem razvoju so se marsikje pogoji toliko spremenili, da se je galenit, vsaj začasno, nehal izločati, namesto njega pa je kristaliziral pirit. Slednji je na račun sfaleritno dolomitne osnove metasomatsko rastel ob galenitnih zrnih in ob njihovih zraščencih. Tako je nastal do 150 μm debel piritni rob (tabla 7, sl. 1). V njem večkrat najdemo vključke korodiranih dolomitnih in sfaleritnih zrn. Piritu je ponekod znova sledila kristalizacija galenita, ki je rastel na starejših PbS zrnih, tako da je nadomeščal njihov piritni rob.

Proti koncu pete razvojne faze so v marsikaterem galenitnem zrnju zrastle dolomitni metakristali, ki dosežejo velikost 150 μm ; pogosto imajo lepo razvite rombaste preseke in ravne robove ter vsebujejo korodirane galenitne vključke.

S peto fazo se je končalo epigenetsko obdobje razvoja orudenja, za katerega je bilo značilno, da so se v rudi sorazmerno intenzivno premeščali rudni minerali in dolomit; diagenetske strukture rudnih mineralov so v veliki meri izginile, pojavile so se epigenetske, ki sedaj v rudi močno prevladujejo. V začetku tega obdobja je bila ruda še dovolj porozna in je obstajal v posameznih plasteh, ki so jih ločile lezike, lamine in tanke plasti skrilavega laporja, bolj ali manj povezan sistem por z raztopino. V njej so se z difuzijo premeščale mobilizirane spojine do krajev, kjer so sulfidi in dolomit predvsem pri metasomatskih procesih znova kristalizirali; seveda pa so se ti minerali izločali tudi v porah. Zaradi povečanega litostatičnega tlaka in izločanja mineralov v porah je postajala prepustnost rude vse slabša. Zato je vse bolj slabila tudi difuzija, dokler se celotni sistem mobilizacije rudnih in jalovinskih mineralov ni ustavil.

Znova so se začeli dolomit in sulfidi premeščati šele v retrogradni epigenezi, potem ko so zajeli anizijske plasti tektonski procesi in so se začele dvigati proti površju. V začetku ti procesi niso povzročili močnejših prelomov, ki bi presekali rudno telo in premaknili njegove dele. Vendar so ga marsikje pretrli, tako da so nastale razpoke, v katere je začela prenikati podtalnica. Ta je v retrogradni epigenezi prevzela vlogo, ki jo je imela v epigenezi pora voda. V podtalnici so se namreč ponekod topili dolomit in v podrejenem obsegu tudi sulfidi, drugod pa so se ti minerali ponovno izločali. Toda za razliko od epigeneze se med retrogradno epigenezo dolomit in sulfidi niso izločali pri metasomatskih procesih, temveč so kristalizirali v razpokah in v porah, oziroma so povezovali kose in koščke rude v brečo.

Tako so v šesti razvojni fazi marsikje nastale dolomitne žilice. V razpokah se je namreč izločal makroskopsko beli dolomit, katerega zrna dosežejo velikost 1 mm. Prav gotovo gre za več generacij žilic, ki so razmeroma kratke in debele največ 3 mm ter se med seboj nepravilno prepletajo.

V sedmi razvojni fazi so nastale zelo zanimive sulfidne tvorbe, ki smo jih našli v odkopu št. 2, okrog 10 m pod obzorjem 1144 m. Gre za rudno brečo, v kateri so kosi in koščki rude povezani s sulfidno dolomitnim vezivom; sulfidi in dolomit pa so prisotni tudi v nekdanjih razpokah in porah rudnih kosov in koščkov. Že s prostim očesom lahko ugotovimo, da so zastopani sulfidi s sfaleritom, galenitom, piritom in

melnikovitpiritom. V obruskih prevladujejo do 8 mm velika, okrogla in eliptična sfaleritna polja svetlo in temno rjave barve, ki kažejo pogosto skorjasto zgradbo in se med seboj zraščajo. V njih zasledimo do 3 mm velika, izometrična galenitna zrna in njegove skelete, ki imajo na presekih obliko ribje kosti in dosežejo velikost 10 mm. Prisotna so tudi do 2 mm velika izometrična piritna in melnikovitpiritna zrna.

Mikroskopska raziskava rude je pokazala, da je imela ta breča zelo zapleten nastanek (sl. 8). Na stenah rudnih kosov in koščkov ter v njihovih porah je tu in tam najprej kristaliziral pirit. Najdemo ga v majhnih izometričnih zrnih (tabla 7, sl. 2) in izjemoma v tankih skorjah. Nato so zrastle do 500 μm velika dolomitna zrna. V rastočih dolomitnih zrnih se je občasno izločal sfalerit, ki tvori v njih le majhne vključke (tabla 7, sl. 2). V večini dolomitnih zrn dosežejo ti vključki velikost komaj 1 do 3 μm . Le tam, kjer je prišlo do njihove zbirne kristalizacije, merijo 5 do 15 μm . Sfaleritna zrna so razvrščena v dolomitnih zrnih conarno (tabla 7, sl. 2). Razvrstitev in gostoto sfaleritnih zrn v dolomitnih zrnih ugotovimo najlažje pri navzkrižnih nikolih: večja je njihova gostota, svetlejša je zaradi notranjih reflektov cona, v kateri se pojavljajo (tabla 7, sl. 3).

Medtem ko so dolomitna zrna rastle in se je v njih v presledkih izločal sfalerit, se je sestava prihajajoče raztopine občasno toliko spremenila, da je korodirala pravkar nastali dolomit (tabla 8, sl. 1). Dolomitna zrna so dobila v takšnih primerih nekoliko zaobljeno površino. Kasneje se je na korodiranih zrnih v optični kontinuiteti ponovno izločal dolomit in v njem tudi majhna sfaleritna zrna (tabla 8, sl. 1). Proces raztapljanja dolomitnih zrn s sfaleritnimi vključki ter vnovična kristalizacija dolomita in sfalerita sta se večkrat ponovila.

V dolomitnih zrnih s sfaleritnimi zrci se je tu in tam v obliki nežnih skeletov pojavil tudi galenit. V nadaljnjem razvoju se je iz raztopine izločil pretežni del galenita sedme razvojne faze. Najprej so nastala hipidiomorfna, pa tudi nekoliko skeletasta zrna s premeri do 3 mm. Le-ta se pogosto zraščajo v skupke nepravilnih oblik. Značilno je, da vsebuje marsikatero galenitno zrno sfaleritne vključke različnih velikosti in oblik. Ti vključki so v istem galenitnem zrnu navadno razvrščeni v eni ali več smereh. Sodimo, da rast galenitnih zrn ni potekala enakomerno, temveč s presledki. Ko v raztopini ni bilo dovolj svinčenih ionov, da bi nastajal galenit, se je iz nje ob povečani koncentraciji cinkovih ionov izločal sfalerit; pri navzkrižnih nikolih se lahko prepričamo, da imajo njegovi vključki kolomorfno strukturo. Pri nadaljnji kristalizaciji galenita je bil sfalerit vgrajen v njegova zrna.

Ena izmed posebnih značilnosti breče je v tem, da je v nadaljnjem razvoju orudenja ponovno kristaliziral galenit, toda sedaj pri izrazito omejeni difuziji svinčevih ionov. Zato so nastali na pravkar omenjenih galenitnih zrnih ali povsem samostojno zelo številni, raznovrstni galenitni skeleti. Svinčev sulfid je rasel zlasti v tistih smereh, v katerih je bila njegova kristalizacijska sposobnost največja, to je v smeri robov, pa tudi v smeri štiristevnih osi in vzporedno s ploskvami kocke. Najbolj česti so skeleti, ki imajo v preseku obliko ribje kosti. Ti so se ponekod ohranili v začetni fazi rasti (tabla 8, sl. 2) ali pa so lepo razviti (tabla 8, sl. 3). Prav tako najdemo preseke skeletov, ki imajo obliko kitajskih pismenk (tabla 9, sl. 1 in 2), tako da se kaže grafična struktura. Na prostih površinah galenitnih kristalov in njihovih zraščencev se je tu in tam izločil melnikovitpirit, pogostejše pirit.

Sestava raztopine se je nato spremenila. Postala je koloidna, iz nje pa se je izločal sfaleritni gel. Ta raztopina je topila prej omenjena dolomitna zrna s sfaleritnimi vključki (tabla 8, sl. 1), ZnS gel pa je obraščal korodirana dolomitna zrna, galenitne kristale in skelete kakor tudi pirit in melnikovitpirit. Nadrobna mikroskopska

raziskava je pokazala, da gre za porozni sfaleritni različek, ki kaže kolomorfno strukturo (tabla 8, sl. 2; tabla 9, sl. 1), kakršna je po Ramdohru (1975) značilna za gelske tvorbe. Pore so manjše od $1\mu\text{m}$ in zelo enakomerno razvrščene. Menimo, da so se izločili iz koloidne raztopine nekoliko večji sfaleritni kosmiči. Med njimi so bile pore, v katerih se je še nekaj časa zadržalo disperzijsko sredstvo. Pri dehidratizaciji gela, ko so se pojavile tudi številne kontrakcijske razpoke, se je premer sicer nekoliko zmanjšal, vendar so se le-te ohranile. Značilno je nadalje, da ta sfaleritni različek pri navzkrižnih nikolih ne kaže notranjih refleksov, tudi če uporabimo ksenonsko luč, temveč je enakomerno temen. Znano je, da ne kažejo notranjih refleksov sfaleritni različki, ki vsebujejo več železa, in tisti, v katerih so razpršena zrnca drugega rudnega minerala. Prof. Ottemann (Štrucl, 1974) je z mikrosondo ugotovil, da vsebujejo sfaleritna zrna iz Tople največ 0,12% Fe. To je premalo, da sfalerit ne bi kazal notranjih refleksov. Ker ni verjetno, da bi se bil retrogradno epigenetski kolomorfni sfalerit obogatil z železom, se nam zdi druga razlaga verjetnejša.

Preden so se sfaleritni kosmiči nehali izločati, se je sestava raztopine toliko spremenila, da so se tu in tam obarjali tudi kosmiči galenita. Nastale so koloidne tvorbe, ki imajo pod mikroskopom okrogle in eliptične preseke: v galenitni osnovi so enakomerno razvrščena mikrometrška sfaleritna zrnca.

V nadaljevanju orudenja so se iz koloidne raztopine znova izločali le sfaleritni kosmiči. Nabirali so se na prejšnjem, poroznem različku, tako da je postajala sfaleritna obloga galenitnih zrn in njihovih skeletov vse debelejša. Toda kosmiči sfalerita so bili sedaj manjši, zato je nastal jedri sfalerit, ki tudi pri največji povečavi ne kaže nobenih por (tabla 8, sl. 2 in 3). Pri navzkrižnih nikolih ima jedri sfalerit razločno skorjasto zgradbo. Posamezne skorje se ločijo po barvi notranjih refleksov: nekatere kažejo svetlo rumeno, druge svetlo rjavo barvo. Količinsko je drugega sfaleritnega različka več kot prvega.

Ob koncu sedme faze so se minerali znova izločali iz ionskih raztopin. V porah je najprej kristaliziral sfalerit, zvečine v lepo razvitih kristalčkih, ki dosežejo velikost $150\mu\text{m}$ (tabla 10, sl. 1); pri navzkrižnih nikolih imajo rumenkaste notranje reflekse. Te kristalčke je ponekod obdal galenit, ki se je izločal tudi v 5 do $15\mu\text{m}$ debelih kontrakcijskih razpokah obeh kolomorfni sfaleritnih različkov. Drugod je sfaleritna zrna obdal pirit (tabla 10, sl. 1).

Zadnji se je v tej fazi ponovno izločil sfalerit, ki je zapolnil predvsem pore, ki so še ostale med polji kolomorfni sfaleritov. Pri navzkrižnih nikolih imajo njegova polja svetlo rumene do skoraj brezbarvne notranje reflekse. Ta, najmlajši sfalerit je nadomeščal tudi galenitna zrna in galenitne skelete; tu in tam lahko opazimo popolne psevdomorfoze po galenitnem skeletu (tabla 10, sl. 2). Izločal pa se je tudi v kontrakcijskih razpokah kolomorfne sfalerita.

Sledili so tektonski premiki, ob katerih so v rudnem telesu znova nastale številne razpoke. V njih so med osmo razvojno fazo kristalizirala do 1,5 mm velika, makroskopsko bela dolomitna zrna. Tako so v rudi nastale dolomitne žilice (sl. 8), katerih gostota je v posameznih delih rudnega telesa različna. Navadno so diskordantne in se med seboj nepravilno prepletajo; tu in tam vsebujejo posamezna zrnca pirita, sfalerita in galenita. Opisane žilice sečejo tudi pravkar omenjeno rudno brečo sedme faze. Zelo verjetno so zastopane z več generacijami, toda le-teh nismo uspeli razčleniti. Težave so tudi pri ločitvi dolomitnih žilic, ki so nastale v šesti fazi od tistih, ki pripadajo osmi razvojni fazi. Ob tem moramo ugotoviti, da nismo našli žilic in seveda tudi žil ne, ki bi sekale celotno debelino rudnega telesa; žilice so namreč zvečine kratke, saj merijo v dolžino največ 15–20 cm. Le redko sečejo lamine skrilavega

laporja; navadno se ob njih izklinijo. Kjer pa je bila ruda močnejše pretrta, je nastala značilna breča; njene kose in drobce veže belo dolomitno vezivo. Tektonski premiki so vsekakor močnejše prizadeli talninski in krovninski dolomit kot rudno telo samo. V njima so nastale brezštevne, prepletajoče se dolomitne žilice, marsikje tudi tektonska in ponekod celo dissolucijska breča. Neposredno ob rudnem telesu vsebujejo te žilice in vezivo breče posamezna sulfidna zrnca, ki pa se po 1–1,5 m porazgube.

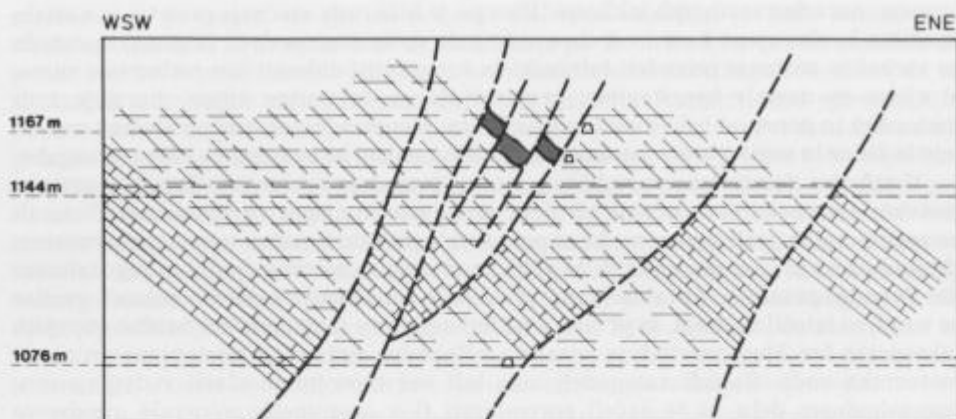
V začetku devete faze je rudišče ponovno prizadela tektonika. Znova je pretrla, ponekod tudi nekoliko močnejše zdrobila rudno telo in njegovo prikamenino. Pojavili so se prelomi in prelomne cone, ki so ponekod le presekali rudno telo in prikamenino, drugod pa so ju tudi premaknili; to velja predvsem za severovzhodni in jugozahodni del Zahodnega telesa. V prelomih in v prelomnih conah sicer najdemo milonit, vendar se v njih ni izločil dolomit, ki je tako značilni cement v razpokah in v brečah starejših tektonskih faz. Med deveto fazo je začela v Zahodno rudno telo postopoma pronicati meteorska voda. Sulfidi zategadelj niso bili več obstojni in zlasti v dvignjenem, jugozahodnem delu so se začeli spreminjati ti v obstojnejše minerale, predvsem v limonit, smithsonit, cerusit in v greenockit (sl. 8).

Staro rudno telo

Izmed vseh treh ima le to rudno telo še danes lepo viden izdanek, ki leži v grapi, dobrih 50 m vzhodno od vhoda v podkop Terezija, na nadmorski višini 1150 m do 1160 m. Ruda na izdanku je razmeroma sveža. Prav v njem in v rovih pod njim so začeli v prvi polovici prejšnjega stoletja kopati rudo na območju Tople. Ker so izkoriščali takrat, pa tudi pozneje le svinčevo rudo, so zgornje dele rudnega telesa, kjer so le-ti vsebovali večjo količino galenita, že zdavnaj odkopali. Ostali so tisti deli, ki vsebujejo sicer malo galenita, vendar sorazmerno precej sfalerita. V nekdanjih odkopih varnostni stebri popuščajo in so zato že bolj ali manj zarušeni. Dostop v odkop št. 1 je možen le ponekod na obzorju 1144 m in na obzorju 1166 m.

Staro rudno telo leži v srednjem delu rudišča (sl. 1). Rudarska dela so ga presekala med nadmorskimi višinami 1134 m in 1180 m. Njegova projekcija na obzorje 1144 m pove, da se razteza v smeri severoseverozahod-jugjugovzhod. Dolgo je okrog 200 m in široko 20 do 50 m. Zahodna in vzhodna meja tega rudnega telesa sta tektonski. Omejujeta ga preloma, ki smerita severoseverozahod-jugjugovzhod in vpadata pod kotoma 70° in 60° proti zahodu (sl. 10). Ta dva preloma sta ponekod verjetno odsekala dele rudnega telesa, ki leže, če je naša podmena pravilna, vzhodno in zahodno od odkopa št. 1. Prelomi so za to rudno telo tudi sicer zelo značilni. Najmočnejši so tisti, ki so bolj ali manj vzporedni z mejnima. Ob njih je bilo rudno telo skupaj s krovninskim in talninskim dolomitom razkosano v tanjše, proti zahodu nagnjene rezine, ki so po višini med seboj premaknjene, deli rudnega telesa v teh rezinah pa vpadajo proti vzhodu (sl. 10). Med prelomi so odkopavali dejansko le ozke pasove rude. To je navedlo Zorca (1955) na domnevo, da nastopa ruda v ceveh, ki se vlečejo ob prelomih. Poleg omenjenih so prisotni tudi prečni, z različnimi vpadi proti severu in proti jugu, ter horizontalni prelomi. Ruda in prikamenina sta bili pogosto zdrobljeni, tu in tam celo zmleti v milonit.

Rudno telo je bilo torej tektonsko močno prizadeto in ob prelomih, ki imajo različne smeri in vpade, tudi vertikalno in lateralno premaknjeno. Mimo tega je njegov stik s talnino in krovnino marsikje tektonski. Zato je vprašanje njegove debeline problematično. Verodostojen odgovor otežuje dejstvo, da spodnjemu, sfale-



Sl. 10. Staro rudno telo. Prečni presek odkopa št. 1. Legenda na sliki 2

Fig. 10. Old orebody. Transverse section of the stope No. 1. Legend in figure 2

ritnemu delu rudnega telesa, kjer je bistveno manj galenita kot v zgornjem, niso posvečali skoraj nobene pozornosti. Zato so podatki o debelini tega dela le skromni. V dostopnih odkopih na obzorju 1144 m se giblje celotna debelina rudnega telesa zvečine od 1 do 2 m in doseže največ 3 m. Na obzorju 1167 m pa se je gibala debelina zgornjega dela, ki je odkopan, 1 do 5 m in je merila povprečno okrog 2 m, medtem ko je bil spodnji del debel 0,3 do 2 m. Če vse te podatke upoštevamo, se nam zdi najverjetnejše, da je bilo rudno telo debelo v glavnem 2 do 3 m, doseglo pa je verjetno tudi debelino 6 do 7 m. Staro rudno telo je nastalo torej v razmeroma plitki kotanji z nekoliko bolj razgibanim dnom. K temu moramo dodati, da vsebuje v nekaterih varnostnih stebrih rudno telo do 0,5 m debelo lečo sivga, jalovega dolomita, vendar pa »jalovih otočkov«, ki so značilni za Zahodno rudno telo, nismo našli.

Po Zorcu (1955) je razmerje med cinkom in svincem v tem rudnem telesu 5:1, torej prav takšno, kot v Zahodnem rudnem telesu. Ruda v zadnjih desetletjih ni bila n drobneje analizirana. Toda vizualna ocena še dostopnih neodkopanih delov ter rude v varnostnih stebrih na obzorjih 1144 m in 1166 m v glavnem potrjuje Zorčevo navedbo.

Osnovo rude tvori sivi in temno sivi, nekoliko bituminozni drobnnozrnati dolomit, ki vsebuje številnejše lezike, lamine in plasti skrilavega laporja in več drobno razpršenih glinenih mineralov kot ruda Zahodnega telesa. Orudene so predvsem plasti, v katerih močno prevladuje dolomit, vendar najdemo sulfide tudi v laminah in v plasteh skrilavega laporja. Najpogostejši rudni mineral v rudi dostopnih odkopov na obzorju 1144 m in v preostali rudi na obzorju 1167 m je sfalerit. Prav gotovo je bil cinkov sulfid prisoten tudi v rudi zgornjega dela rudnega telesa na obzorju 1167 m, ki je vsebovala več galenita, a so jo že odkopali. Sfaleritna zrna so tako majhna, da jih s prostim očesom ni mogoče ločiti. Njegova količina je v posameznih plasteh močno spremenljiva: v nekaterih ga komaj opazimo, v drugih pa mu pripada celo več 10 %. Po količini mu sledijo železovi sulfidi, ki so v tem rudnem telesu pogostejši kot v Zahodnem; v rudnih plasteh jim pripada namreč od 3 do 15 %. Manjših zrn makroskopsko ni mogoče razlikovati, toda če upoštevamo tudi podatke mikroskopske raziskave, moramo zapisati, da sta zastopana pirit in markazit v skoraj enakih

količinah, medtem ko je melnikovitpirita precej manj. Zrna železovih sulfidov navadno ne presežejo velikosti 2 mm, vendar se le-ta zraščajo v nepravilne skupke in manjše leče, ki so položeni bolj ali manj vzporedno s plastovitostjo. Galenita je sorazmerno največ v rudi z izdanka. Tu je zastopan s ksenomorfnimi in celo idiomorfnimi zrni s premeri do 5 mm; marsikatero galenitno zrno obrašča FeS_2 rob. Po grobi oceni vsebuje ruda, ki jo danes še ima Staro rudno telo, približno 18 % rudnih mineralov, 67 % dolomita in 15 % glinenih mineralov; mikroskopska raziskava pove, da so v sledovih prisotna tudi detritična kremenova zrna, ki merijo zvečine okrog 70 μm .

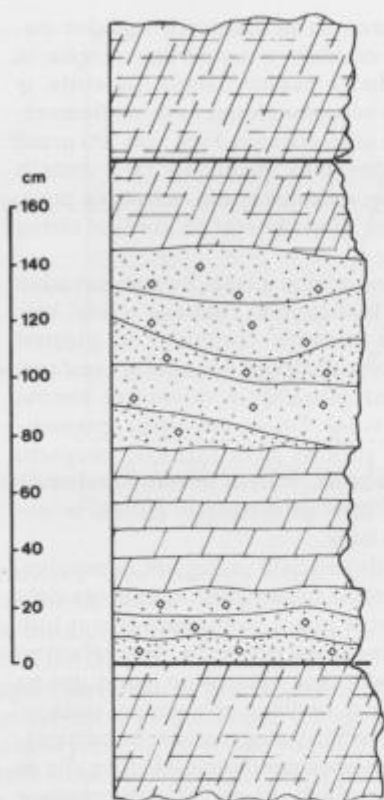
Tekstura rude je predvsem plastnata; posamezne rudne plasti merijo navadno 5 do 25 cm. Posebno lepo kažejo plastnato teksturo tisti preseki rudnega telesa, kjer se menjavajo rudne plasti s slabo orudenimi ali jalovimi laminami in plastmi skrilavega laporja. Rudne plasti imajo različno kvantitativno mineralno sestavo. V nekaterih so sfalerit, železovi sulfidi in glineni minerali v dolomitni osnovi enakomerno razvrščeni, tako da ima ruda homogen videz. Druge vsebujejo spremenljive količine omenjenih mineralov. Njihov presek večkrat kaže razločno progasto teksturo: v svetlo sivih progah je sorazmerno več sfalerita, v sivih močno prevladuje dolomit, v temno sivih se dolomitu v nekoliko večji meri pridružujejo glineni minerali, prisotna pa je tudi drobno razpršena organska snov.

Nadalje smo našli rudne plasti, ki vsebujejo v spodnjem delu precej več mineralov, predvsem sfalerita, kot v zgornjem; pri tem pa je prehod bogatejšega spodnjega dela v siromašnejši ali celo jalovi zgornji postopen. Tovrstne plasti vsebujejo večkrat tudi klaste jalovega ali le slabo orudenega črnega, bituminoznega dolomita. Razvrščeni so tako, da se njihova velikost od spodaj navzgor postopoma zmanjšuje, torej gre za postopno zrnavost. Tam, kjer se menjavajo lamine z različno mineralno sestavo, opazujemo laminarno teksturo. Sicer pa kaže ruda večkrat diagenetske deformacijske teksture, kot sta to na primer tekstura gnetenja in obremenitvena tekstura. Tu in tam smo našli tudi svojevrstne deformacije rudnih plasti, ki so jih najverjetneje povzročili plinski mehurčki, ko so se prebijali skozi židki rudni mulj proti površju.

Ruda ima najpogostejše drobnozrnato strukturo, ki prehaja ponekod v impregnacijsko, drugod v porfiroidno. Slednjo označujejo nekoliko večja FeS_2 zrna, v rudi izdanka pa predvsem galenitna zrna, ki so razvrščena dokaj enakomerno. Marsikatera rudna plast kaže tudi bolj ali manj izrazito psefitsko strukturo. V drobnozrnati osnovi so namreč številni, do nekaj centimetrov veliki klasti orudenega sivega in temno sivega dolomita, v manjši meri pa so ponekod prisotni tudi klasti jalovega ali slabo orudenega črnega dolomita. Klasti so razvrščeni ponavadi brez reda in brez neke orientacije. Imajo obliko kosmičev, drobcev in koščkov; nekateri so ostrorobi, drugi nekoliko zaobljeni in zdi se, kot bi bili gneteni.

Ruda tega rudnega telesa vsebuje več belih dolomitnih žilic kot ruda Zahodnega telesa. Prevladujejo diskordantne, vendar so prisotne tudi konkordantne žilice. Slednje opazujemo na primer ob lezikah in ob laminah ali med laminami skrilavega laporja. Povečini so kratke, nepravilnih oblik in debele navadno 1 do 7 mm. Pogosto se izklinijo že ob leziki, le redke presečejo lamino skrilavega laporja. Marsikje opazimo tudi značilno brečo: kose in koščke veže beli srednjezrnati dolomitni cement. V vzorcih rude iz razpadajočih varnostnih stebrov na obzorju 1144 m nismo našli sulfidnih zrn niti v žilicah niti v vezivu breče.

Talninski in krovninski dolomit sta si makroskopsko zelo podobna. Oba sta sive ali temno sive barve in drobnozrnata ter pogosto z limonitom intenzivno rjavo obarvana. Često vsebujeta bele dolomitne žilice, ki se nepravilno prepletajo. Tako za



Sl. 11. presek Starega rudnega telesa v varnostnem stebru. Odkop št. 1., obzorje 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 11. Cross section of the Old orebody in the security pillar, Stope No. 1, 1144 m level. Legend in figure 3

talninski kot za krovniški dolomit je značilna brečasta tekstura; zrnca dolomita v njenem vezivu dosežejo velikost 1,5 mm. Tam, kjer smo na obzorju 1144 m lahko opazovali karbonatno prikamenino, sicer nismo našli niti v njej niti v dolomitnih žilicah pa tudi v vezivu breče sulfidnih zrn. Toda limonitne prevleke dokazujejo, da vsebujeta talninski in krovniški dolomit prav gotovo vsaj železove sulfide.

Meja rudnega telesa s talninskim in krovniškim dolomitom je zaradi različnih lastnosti rude in karbonatne prikamenine navadno lepo opazna. Marsikje meji rudno telo na talnino in na krovnino tudi s prelomom oziroma s prelomno cono. V takšnih primerih sta ruda in prikamenina ob stiku večkrat milonitizirana.

Slika 11 kaže enega izmed najznačilnejših presekov rudnega telesa, kar smo jih našli v na pol porušeni varnostni stebri obzorja 1144 m. Tu meji ruda na talninski dolomit s prelomom. Nad njim je okrog 25 cm razmeroma bogate cinkove rude, ki jo grade tri, do 12 cm debele rudne plasti. Te vsebujejo poleg majhnih sfaleritnih zrn tudi majhna zrnca FeS_2 in sorazmerno precej glinenih mineralov; med plastmi so lezike skrilavega laporja. Sledi do 50 cm debela leča sivega, drobnozrnatega dolomita, ki je močno pretrt in vsebuje limonitne prevleke. V zgornjem delu rudnega telesa, debeline okrog 70 cm, so 8 do 25 cm debele plasti cinkove rude z različno koncentracijo sfalerita in zrn FeS_2 . Vse rudne plasti vsebujejo tudi precej glinenih mineralov, omejujejo pa jih lezike skrilavega laporja. Imajo nepravilne preseke, ki dokazujejo neenakomerno usedanje rudonosnega mulja ali njegovo polženje v židkem

stanju. Sledi sivi, močno zdrobljeni krovinski dolomit, v katerem je po 30 cm prelom, ki je bolj ali manj vzporeden s prelomom v talnini rudne plasti.

Razvoj orudjenja v Starem rudnem telesu je bil med diagenezo in med epigenezo zelo podoben njegovemu razvoju v Zahodnem rudnem telesu. Med sedimentacijo, to je med prvo razvojno fazo, so se odlagale v plitki kotanji z neravnim dnom iste komponente kot v Zahodnem rudnem telesu, torej CaCO_3 mulj, glineni minerali, prvotni rudni minerali cinka, svinca in železa, organski ostanki in zrnca kremenca, le da je bila količina sedimentiranih glinenih mineralov v rudnem mulju, iz katerega je nastalo Staro rudno telo, večja.

V začetku diageneze, med drugo fazo, so nastala v rudnem mulju najprej majhna piritna zrnca, med njimi tudi takšna s framboidalno zgradbo. Dosežejo velikost $40\mu\text{m}$, v rudi pa so zastopana največ z nekaj desetinkami odstotka. Nekoliko pozneje so zrastle majhne, brezštevilne sfaleritne kroglice. V rudnem mulju so ležale posamično ali pa so se združevale v manjše in večje skupine. V večjih skupinah jih je bilo verjetno po več sto, morda celo po več tisoč. Kroglice so pogosto služile kot jedra, ob katerih so zrastle sicer majhni, toda praviloma zelo lepo oblikovani rombododekaedrske kristalčki. V sfaleritnih kroglicah in v kristalčkih nismo našli niti karbonatnih niti piritnih vključkov.

Značilno je, da so se sfaleritne kroglice in kristalčki ohranili le tam, kjer sta jih obdala mlajša, prav tako diagenetska železova sulfida, pirit in markazit. O tem se lahko prepričamo, če opazujemo na primer večje skupine sfaleritnih kroglic. Kjer so jih obdala zrnca pirita in markazita, so se njihove oblike ohranile, kjer pa se med njimi zrnca FeS_2 niso izločila, so se zrasle in njihove pravilne oblike so izginile (tabla 10, sl. 3). Sicer pa vsebujejo polja diagenetskega pirita in markazita pogosto vključke sfaleritnih kroglic (tabla 11, sl. 1) in sfaleritnih kristalčkov (tabla 11, sl. 2). V srednjem delu tovrstnih polj sta železova sulfida navadno drobnozrnata, v njihovih obrobni delih pa pogosto opazujemo lepo razvite markazitne kristalčke z deskastimi preseki (tabla 11, sl. 1).

Za sfaleritnimi kroglicami in kristalčki, vendar pred omenjenima železovima sulfidoma je nastal tudi galenit. Zvečine je tvoril 50 do $150\mu\text{m}$ velike, lepo razvite kockice, le tu in tam so nastala tudi skeletasta galenitna zrna (tabla 11, sl. 3). Toda ta, diagenetski galenit se je le malokje ohranil. V epigenezi sta ga namreč skoraj povsem nadomestila dolomit in sfalerit. Galenitna zrna ter lepo vidne dolomitne, sfaleritne in dolomitno sfaleritne psevdomorfoze so se ohranile le tam, kjer je diagenetske galenitne kristalčke obdal rob prej omenjenega diagenetskega pirita in markazita (tabla 12, sl. 1 in 2). Če tega robu ni bilo ali je bil le delno razvit, so galenitna zrna brez sledu izginila in njihovo nekdanjo prisotnost v rudi ni mogoče dokazati.

Proti koncu druge razvojne faze je sledila dolomitizacija rudnega mulja, ki je poleg kalcijevega karbonata vseboval tudi sulfide, glinene minerale in podrejeno kremen. V vse večjem številu so se začela pojavljati evhedralna, subhedralna in anhedralna dolomitna zrna, ki so se med seboj zraščala. Tako je nastala dolomitna osnova rude Starega rudnega telesa. Ta je pretrpela pozneje epigenetske preobrazbe in ima sedaj predvsem hipidiotopično, izjemoma tudi idiotopično ter poikilotopično strukturo. Velikost dolomitnih zrn se giblje navadno od 40 do $120\mu\text{m}$. To pa pomeni, da gradi osnovo rude spartni dolomit.

V začetku epigeneze, v tretji razvojni fazi, se je nadaljevalo zraščanje dolomitnih zrn, ob njihovih stikih pa so se nato izločala piritna zrnca s premeri do nekaj $10\mu\text{m}$. Gre za sulfidno generacijo, ki je količinsko zanemarljivo majhna. Toda v tej fazi je nastal praktično ves sfalerit, kar ga danes opazujemo v rudi Starega rudnega telesa.

Takrat je zaživel zapleten proces mobilizacije sfalerita in dolomita, podobno kot se je to dogajalo v rudi Zahodnega telesa. Porna raztopina je topila diagenetske sfaleritne kroglice in kristalčke, nakar je sfalerit drugod nadomeščal dolomit, kristaliziral pa je tudi v porah drobnozrnate rude. Porna raztopina se je postopoma zasičila z dolomitom, ki se je nato prav tako izločal v porah rude ali pa je nadomeščal sfalerit. Sfaleritna zrna in polja se kažejo pod mikroskopom na načine, ki smo jih opisali v rudi Zahodnega telesa. Omenimo le še to, da metasomatski sfalerit pogosto vsebuje vključke korodiranih dolomitnih zrn, majhna piritna zrnca in skupke glinenih mineralov.

Na podoben način sta nastala v četrti fazi pirit in markazit. Oba najdemo v samostojnih zrnih ter v mono- in bimineralnih zraščencih. V sredini nekaterih zraščencev opazimo pirit, katerega obdaja markazit, njemu pa ponovno sledi pirit, večkrat z lepo razvitimi končnimi kristalnimi ploskvami. Drugod pa je v jedru zraščenca radialno trakasti markazit, katerega obdaja piritni rob (tabla 12, sl. 3 in tabla 13, sl. 1). Ta mlajši pirit pogosto nadomešča markazit, tako da opazimo razločne psevdomorfoze piritu po markazitu. Številna piritna in markazitna zrna in njuni zraščenci vsebujejo korodinarne vključke dolomitnih in sfaleritnih zrn tretje faze, ki dosežejo velikost 80 μm . Kristalizacija obeh železovih sulfidov, ki ju podrejeno spremlja tudi melnikovitpirit, je povzročilo seveda mobilizacijo drugih mineralov, predvsem dolomita.

Praktično ves galenit, kar ga najdemo v rudi Starega telesa, je nastal v peti razvojni fazi. Tudi pri njegovem nastanku so imeli odločilno vlogo procesi raztapljanja, premeščanja in ponovne kristalizacije. Iz porne raztopine se je v diagenetskih galenitnih kockicah metasomatsko najprej izločal dolomit, nato pa sfalerit. Tako so nastale dolomitne, sfaleritne in dolomitno sfaleritne psevdomorfoze po svinčevem sijajniku. Če je obdal omenjene kockice FeS_2 rob, so lepo opazne (tabla 12, sl. 1 in 2) – najprej zaradi robu, a tudi zato, ker vsebujejo večja dolomitna in sfaleritna zrna, kot so zrna teh dveh mineralov v osnovi rude. Toda tam, kjer je FeS_2 rob slabo razvit, so nastala iz razlogov, ki smo jih že navedli, manjša dolomitna in sfaleritna zrna, ki se niti po velikosti niti po obliki ne razlikujejo od tistih v osnovi. Tako nakazuje nekdanjo prisotnost galenitnih kockic le slabo razviti FeS_2 rob. Če pa ta rob sploh ni obstajal, dolomitnih, sfaleritnih in dolomitno sfaleritnih psevdomorfoz po diagenetskih galenitnih kockicah ni mogoče opaziti.

Sočasno s temi procesi je v peti fazi potekala kristalizacija mobiliziranega diagenetskega galenita. Slednji je pri svoji rasti nadomeščal zlasti dolomit in sfalerit tretje, deloma tudi pirit in markazit četrte faze. V rudi so galenitni skeleti, manjši metakristali, ki še vsebujejo vključke dolomitno sfaleritne osnove (tabla 13, l. 2), in večji, bolj ali manj pravilno razviti metakristali s korodinarnimi vključki vseh starejših mineralov. Marsikatero metasomatsko galenitno zrno te faze je obdal piritni, piritno markazitni ali markazitni rob. V njem so zlasti korodirani vključki dolomitnih in sfaleritnih zrn osnove. Najmlajša epigenetska tvorba so dolomitni metakristali, ki jih najdemo v pravkar opisanih galenitnih zrnih pete faze.

V retrogradni epigenezi so nastale dolomitne žilice in rudne breče z dolomitnim vezivom. Te tvorbe je v rudi Starega telesa starostno prav tako težko razčleniti kot v rudi Zahodnega telesa. Zelo verjetno gre za več generacij žilic, ki so nastale, če upoštevamo razvoj orudenja v Zahodnem telesu (sl. 8), v šesti, sedmi in osmi fazi. Vendar v rudi Starega rudnega telesa nismo našli svojevrstnih skeletastih galenitnih tvorb, pa tudi ne različkov kolomorfnega sfalerita. Vprašanje je, ali jih nismo našli zato, ker smo lahko nabrali vzorce za našo raziskavo le v manjšem, danes dostopnem

delu Starega rudnega telesa, ali pa zato, ker ti dve generaciji galenita in sfalerita sploh nista nastali.

Za deveto razvojno fazo je značilen nastanek sekundarnih mineralov: limonita, smithsonita, cerusita in greenockita.

Vzhodno rudno telo

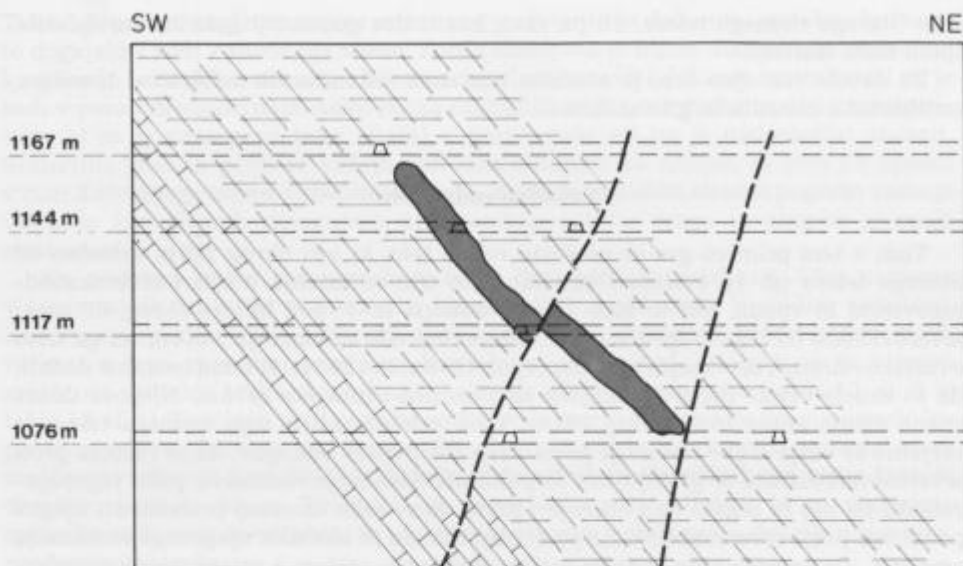
Tudi v tem primeru gre za ploščato rudno telo, ki leži okrog 250 m vzhodno od Starega telesa (sl. 1). Podobno kot Zahodno telo se razteza v smeri severozahod-jugovzhod in vpada, kot to kaže presek odkopa št. 7, pod kotom okrog 40° proti severovzhodu (sl. 12). Odprli so ga z rudarskimi deli na obzorju 1144 m ter ga nato z raziskovalnimi rovi omejili med obzorjem 1076 m in 1202 m. K temu moramo dodati, da so zadele vrtnine njegov podaljšek še 50 m pod obzorjem 1076 m. Njegova danes znana višina znaša torej okrog 180 m. Toda celotna višina tega rudnega telesa je verjetno še večja. Tako nakazuje prostorska razvrstitev odkopov, da se razteza proti severoseverovzhodu še globlje, kot so pokazale dosedanje raziskave, proti jugojugozahodu pa naj bi segalo nad obzorje 1202 m. Prav tako moremo pričakovati njegov podaljšek proti severozahodu. Le proti jugovzhodu je možnost njegovega raztezanja omejena. Tu namreč seka rudišče močan Kordežev prelom s smerjo severoseverovzhod-jugojugozahod z vpadom 20° do 25° proti zahodseverozahodu. Ob tem prelomu so se po dosedanjih podatkih spustile produktivne anizične plasti najmanj za 800 m.

Navzlic dejstvu, da pravih dimenzij Vzhodnega rudnega telesa še ne poznamo, sodimo, da je izmed vseh treh največje in da je vsebovalo prvotno tudi največje zaloge cinkovo-svinčeve rude. Dosedanje odkopavanje je zajelo le njegov del, katerega horizontalna projekcija meri v dolžino okrog 250 m, široka pa je od 20 do 50 m. Rudo dajejo odkopi št. 4, 5, 6, 7, 8, 9 in 10. Če ne upoštevamo razredčenja pri odkopavanju, se giblje količina svinca v njej okrog 3 % in cinka okrog 2 %.

Kjer rudno telo ni pretrpelo močnejših tektonskih deformacij, doseže njegova debelina 3,5 m, navadno pa se le-ta spreminja od 1,5 do 2,5 m. Toda premiki ob močnejših prelomih so povzročili, da se je rudno telo ponekod skoraj izklinilo, drugod pa se je zaradi luskanja odebelilo, tako da meri celo 7 m. Njegova meja s krovnino je ravna, s talnino pa nekoliko valovita, vendar se le-ta nikjer ne dviguje v »jalove otočke«. Vsi ti podatki govorijo, da je nastalo tudi Vzhodno rudno telo v razmeroma plitki kotanji; njen shematični presek kaže sl. 9.

Starejši tektonski premiki sicer niso bili posebno izraziti, vendar so marsikje pretrli in tudi zdrobili rudno telo. Iz podtalnice so se v razpokah izločala zrna makroskopsko belega dolomita, tako da so nastale do 3 cm debele žilice, ki se nepravilno prepletajo. Izmed vseh treh vsebuje ruda Vzhodnega telesa največ tovrstnih žilic. Marsikatera se razteza iz rudnega telesa v talnino ali v krovnino, vendar niti ena ne seka vse debeline rudnega telesa; najdaljša je merila komaj 20 cm. Kjer je bila ruda nekoliko močnejše zdrobljena, je nastala breča; koške in drobce rude vežejo dolomitna zrna. V žilicah in v vezivu breče smo našli le posamezna sulfidna zrnca s premeri do 1,5 mm.

Tudi Vzhodno rudno telo je prizadela mlajša tektonika, vendar ne tako močno kot Staro rudno telo. Prelomi so vsekakor pogostejši in tudi močnejše izraženi v njegovem jugovzhodnem kot v severozahodnem delu. V jugovzhodnem delu so močnejši prelomi bolj ali manj vzporedni s Kordeževim prelomom, v severozahodnem delu pa smerijo pomembnejši prelomi severoseverozahod-jugojugovzhod do severozahod-jugovzhod



Sl. 12. Vzhodno rudno telo. Prečni presek odkopa št. 7. Legenda na sliki 2

Fig. 12. Eastern orebody. Transverse section of the slope No. 7. Legend in figure 2

in vpadajo generalno s 75° do 85° proti zahodu-jugozahodu oziroma jugozahodu. Tako v jugovzhodnem kot v severozahodnem delu so nadalje prisotni še prelomi, ki so na omenjene bolj ali manj pravokotni in vpadajo v glavnem proti jugozahodu, jugovzhodu, severozahodu in severovzhodu. Močnejše prelome in prelomne cone spremlja pogosto milonit.

Omenjeni prelomi so razkosali rudno telo v bloke. Ti so v njegovem severozahodnem delu večji, v jugovzhodnem pa manjši in po višini premaknjeni tudi za 5 m. Zato je odkopavanje v jugovzhodnem delu otežkočeno in tudi razredčenje rude z jalovino je nekoliko intenzivnejše.

Orudeni drobnozrnati dolomit, katerega grade v glavnem zrna velikosti 45 do $100\mu\text{m}$, je sive in temno sive barve in nekoliko bituminozen. Zanj je značilno, da vsebuje manj glinenih mineralov, v rudnem telesu pa je tudi precej manj lezik, lamin in tankih plasti skrilavega laporja kot v preostalih dveh rudnih telesih. Najdemo jih v glavnem le v njegovem severozahodnem delu, proti jugovzhodu jih je vse manj.

Kar zadeva mineralno sestavo rude, moramo ugotoviti, da je njena osnovna značilnost v tem, da vsebuje več galenita kot ruda Zahodnega in Starega telesa. Velikost njegovih zrn se spreminja zvečine od 2 do 6 mm, največje pa je merilo celo 10 mm. V istem preseku rudnega telesa najdemo njegova hipidiomorfna in ksenomorfna zrna, razmeroma često pa tudi lepo razvite kocke s povsem ravnimi robovi. Zelo pogosto jih obdaja do 1,5 mm debel FeS_2 rob. Ponekod so razvrščena galenitna zrna neenakomerno, drugod presenetljivo enakomerno. Marsikje se skupaj z zrni drugih sulfidov združujejo v leče, ki so bolj ali manj sploščene po plastovitosti. Prav galenitna zrna določajo strukturo rude. Kjer so majhna podobno kot zrna drugih sulfidov, ima ruda drobnozrnato strukturo, tam kjer so večja od 3 mm, pa se razločno kaže porfiroidna struktura. Le-ta je za rudo Vzhodnega telesa najbolj značilna.

Sfalerit je svetlo sive in sive barve in tako drobnozrnat, da posameznih zrn v jami pri svetlobi rudarske svetilke ni mogoče ločiti. Prepoznamo pa jih na poliranih površinah. Zvečine so manjša od 0,2 mm, le največja dosežejo velikost 0,5 do 1 mm. Za to rudo je posebno značilno, da so sfaleritna zrna pogosto nenavadno enakomerno razvrščena, najsi gre za bogato ali siromašno vrsto.

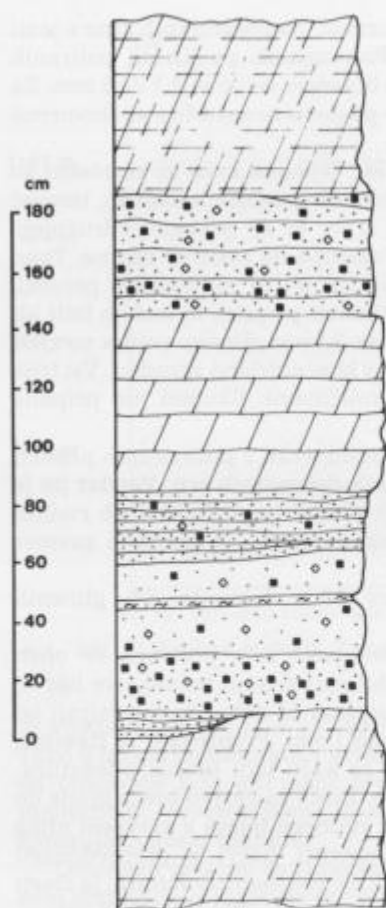
V rudi so vsepovsod prisotni tudi železovi sulfidi. Njihova zrna in zraščenci so najpogostnejši v galenitnih lečah. Pirit ne tvori le robu ob galenitnih kockah, temveč mu pripadajo tudi do 1,5 mm velika izometrična zrna, ki se ponekod združujejo v zraščence s premeri do nekaj mm. Tudi markazit nastopa na različne načine. Tako tvori posamezna idiomorfna zrna z deskastimi, suličastimi in rombastimi preseki, zraščence teh zrn, pa tudi zrna z okroglimi in eliptičnimi preseki, ki kažejo bolj ali manj izrazito radialno trakasto zgradbo s premeri do 2,5 mm. Enako velika so zrna melnikovitpirita, ki imajo prav tako okrogle preseke s koncentrično zgradbo. Vsi trije železovi sulfidi so zastopani s približno enakimi količinami. Skupno jim pripada okrog 5 %.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da so glineni minerali v posameznih plasteh dokaj enakomerno razvrščeni in leže zvečine ob stikih dolomitnih zrn. Vendar pa je glinenih mineralov v teh plasteh manj kot v rudnih plasteh preostalih dveh rudnih teles. Zelo redka sestavina rude so detritična zrna kremenca, ki dosežejo premer 90 μm .

Neoksidirana ruda vsebuje okrog 12 % sulfidov, 83 % dolomita, 5 % glinenih mineralov in v sledovih tudi kremen.

Talninski in krovniški dolomit sta si makroskopsko zelo podobna. V obeh primerih gre za neplastnati drobnozrnat sparitni dolomit sive in temno sive barve. Tako v talninskem kot v krovniškem dolomitu opazimo še dober meter vstran od rudnega telesa posamezna sulfidna zrnca velikosti do 1 mm. Prepredajo ju številne, kratke in tanke bele dolomitne žilice, marsikje pa se kaže tudi brečasta tekstura: dolomitne kose in drobce veže belo dolomitno vezivo. Žilice in vezivo breče grade do 1,5 mm velika dolomitna zrna. Ker ruda Vzhodnega rudnega telesa v glavnem nima plastnate teksture, rudonosni dolomit pa je po zrnavosti, barvi in prepredenosti z dolomitnimi žilicami zelo podoben talninskemu in krovniškemu dolomitu, je zlasti stik med siromašno rudo in karbonatno prikamenino težko opazen. V takšnih primerih se zdi, kot da talnina postopoma prehaja v rudno telo in le-to v krovino.

Rudo z razločno plastovito teksturo smo našli le v severozahodnem delu rudnega telesa. Tako smo opazovali v zahodnem delu odkopa št. 7 okrog 1,8 m debelo rudno telo, katerega so gradile številne rudne plasti in rudne lamine (sl. 13). Njegov spodnji del je meril okrog 0,8 m. Na temno sivem talninskem dolomitu so ležale najprej dolomitno sfaleritne lamine. Sledila je približno 20 cm debela plast bogate rude: sivi drobnozrnat dolomit je vseboval številne galenitne kockice, zrna FeS_2 ter zrnca sfalerita. Prekrivala jo je okrog 15 cm debela plast siromašne rude s podobno mineralno sestavo. Na njej je ležala dober centimeter debela plast skrilavega laporja s sfaleritnimi zrnji. Naslednjo, povprečno 15 cm debelo plast je gradila znova siromašna svinčevo-cinkova ruda. Spodnji del rudnega telesa se je končal z dolomitno sfaleritnimi laminami, ki so vsebovale poleg zrn FeS_2 tudi posamezne kocke galenita; druga na drugo so mejile z lezikami skrilavega laporja. Srednji del telesa je meril okrog 60 cm. Pripadal je jalovemu, temno sivemu drobnozrnatemu dolomitu. V njegovem zgornjem delu, debeline okrog 40 cm, je sledilo zaporedje 5 do 12 cm debelih rudnih plasti s srednje bogato in bogato rudo; ločevale so jih lezike skrilavega laporja. Meja rudnega telesa s krovniškim sivim drobnozrnatim dolomitom je bila



Sl. 13. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebri. Odkop št. 7, obzorje 1144 m. Legenda na sliki 3

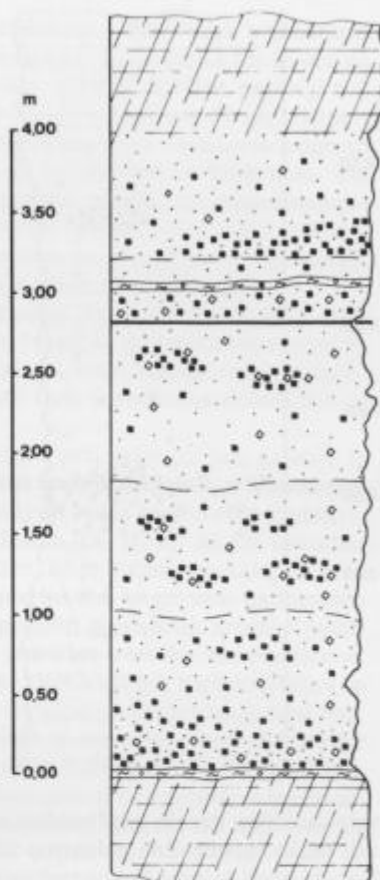
Fig. 13. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 7, 1144 m level. Legend in figure 3

povsem razločna. Tako rudno telo kot njegovo talnino in krovino so sekale številne dolomitne žilice.

V Vzhodnem telesu je pogostnejša ruda s slabo izraženo plastovitostjo in zlasti takšna brez nje. Slabo izraženo plastovitost ima ruda tam, kjer so v njej prisotne le posamezne lezike skrilavega laporja ali pa se rudne plasti komaj opazno razlikujejo po barvi orudenega dolomita oziroma po količini in razvrstitvi rudnih mineralov. Značilni primer takšne rude smo opazovali v vzhodnem delu odkopa št. 7 (sl. 14). Tu je bilo rudno telo debelo okrog 4 m. Na talninski dolomit je mejilo s približno 5 mm debelo lamino skrilavega laporja, ki je vsebovala zrnca FeS_2 . Sledila ji je približno 1 m debela plast bogato orudenega sivga drobnnozrnatega dolomita. V njej je bil količinsko najbolj zastopan galenit v značilnih metakristalih velikosti do 8 mm, ki so bili neenakomerno razvrščeni, podobno kot tudi zrna FeS_2 ; zato pa so bila zrnca sfalerita zelo enakomerno razpršena. Zaporedje se je nadaljevalo z okrog 80 cm debelo plastjo srednje bogato orudenega temno sivga drobnnozrnatega dolomita; sulfidi so se združevali zlasti v med seboj vzporedne leče. Sledila ji je na podoben način orudena plast sivga drobnnozrnatega dolomita, ki je merila okrog 1 m. V njej so

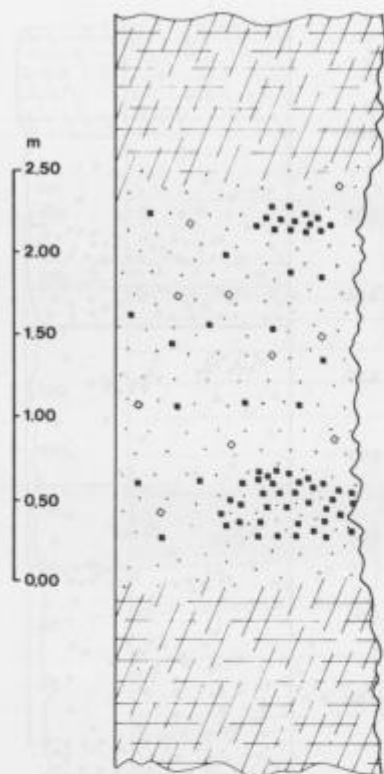
Sl. 14. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebri. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 14. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Legend in figure 3



bile prisotne tudi diskordantne, bele dolomitne žilice. S prelomom je mejila na okrog 20 cm debelo plast bogato orudenega sivega drobnnozrnatega dolomita z enakomerno razvrščenimi rudnimi minerali. To je prekrivala nekaj milimetrov debela lamina skrilavega laporja, ki je vsebovala tako zrna galenita kot tudi železovih sulfidov. V njeni krovni je bila najprej plast sivega, drobnnozrnatega dolomita z maloštevilnimi, komaj opaznimi sulfidnimi zrnji, ki je merila vsega 20 cm. Sledila ji je približno 80 cm debela plast orudenega sivega drobnnozrnatega dolomita. V spodnjem delu je vsebovala sicer bogato svinčevo-cinkovo rudo, toda proti krovni je bila količina rudnih mineralov postopoma vse manjša. Imeli smo vtis, da rudno telo postopoma prehaja v krovniški, sivi drobnzrnati dolomit.

Številne preseke rudnega telesa z neplastnato rudo smo opazovali v varnostnih stebrih in na čelih različnih odkopov, tako tudi v odkopu št. 10. Tu je bilo rudno telo debelo okrog 2,5 m (sl. 15). Pretežno srednje bogato orudeni sivi drobnzrnati dolomit je močno krušljiv. Prevladujoči rudni mineral v njem je bil galenit, katerega zrna so bila neenakomerno razvrščena in zbrana predvsem v dveh lečah. Ker so bila precej večja kot zrna drugih sulfidov in imela značilne kvadratne ter pravokotne preseke, je



Sl. 15. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebru. Odkop št. 10, obzorje 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 15. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 10, 1144 m level. Legend in figure 3

ruda razločno kazala porfiroidno strukturo. Poleg belih dolomitnih žilic je vsebovala tudi tanke, nepravilne galenitne žilice, kakršnih v drugih rudnih telesih nismo našli. V smeri proti talnini kakor tudi proti krovlini je bila ruda vse bolj siromašna. Ker je imel orudeni dolomit enako barvo in zrnavost kot jalovi, stika rude s prikamenino ni bilo mogoče zanesljivo določiti. Videti je bilo, kot da je prehod rude v talninski in krovinski dolomit postopen. Nekaj značilnih presekov je natančno proučila tudi Medvedova (1986).

Ko smo začeli sistematično raziskovati rudo, smo opazili na poliranih površinah obruskov klaste rudnega, pa tudi jalovega dolomita. Ti so drobnozrnati ter imajo podobno barvo in zrnavost kot osnova, v kateri leže. Zato jih makroskopsko, zlasti še v jami, ni bilo mogoče prepoznati. Mikroskopsko pa smo ugotovili, da je v rudi tega telesa neprimerno manj dokazov za diagenetski nastanek sulfidov kot v rudi drugih dveh teles. Diagenetskega nastanka so pravzaprav le piritna zrnca, ki so zastopana tudi s framboidnim različkom. Ta so zrastle prav gotovo pred dolomitizacijo, saj jih najdemo v dolomitnih zrnih rudne osnove. Niti v enem obrusku nismo zasledili za Toplo tako značilnih diagenetskih sfaleritnih kroglic! Tudi diagenetski rombododekaidrski ZnS kristalčki so izjemna redkost. Nekaj jih je našla Medvedova (1986) v dveh FeS_2 poljih enega izmed obruskov rude z odkopa št. 7. Ni sledu o diagenetskih galenitnih kristalčkih. Razvoj med epigenezo in med retrogradno epigenezo je bil podoben razvoju v Zahodnem, predvsem pa v Starem telesu. Vendar moramo opozoriti na nekatere posebnosti.

Tako smo ugotovili, da so metasomatska sfaleritna zrna tretje faze v številnih obruskih pogosto prav nenavadno enakomerno razvrščena, ne glede na to, če gre za bogato ali siromašno rudo. Njihovi premeri so dokaj skladni. Zdaleč največji del sfaleritnih zrn ima izometrične preseke (tabla 13, sl. 3) s premeri 50 do 130 μm ; najbolj česta so zrna s premerom okrog 90 μm . Sfaleritna zrna vsebujejo pogosto korodirane dolomitne vključke in piritna zrnca, ki so nastala v diagenezi. Pri navzkrižnih nikolih kažejo številna zrna conarno zgradbo: v njih se namreč menjavajo 10 do 30 μm debele cone s svetlo rumenimi in svetlo rjavimi notranjimi refleksi. Zanimivih zraščanj sfalerita z dolomitom, ki so značilna za rudo Zahodnega telesa, nismo našli. Prav redki so tudi primeri nadomeščanja sfalerita z dolomitom.

V četrti fazi je nastalo precej več melnikovitpirita kot med to fazo v rudi Zahodnega in Starega telesa. Obrašča piritna (tabla 14, sl. 1) in markazitna zrna in njune zraščence, ki so nastali prav tako v tej fazi, ali pa tvori samostojna, koncentrično zgrajena zrna. Melnikovitpirit vsebuje pogosto tudi korodirana dolomitna in sfaleritna zrna tretje faze.

Podobno kot v drugih dveh rudnih telesih, je nastal v peti razvojni fazi galenit, le da ga je v primerjavi z drugimi sulfidi več, saj je, kot smo že zapisali, v Vzhodnem rudnem telesu glavni rudni mineral. Pogosto tvori bolj ali manj idiomorfne metakristale s korodiranimi vključki starejših mineralov (tabla 14, sl. 2), ki jih navadno obrašča pirit. Toda galenit je znova rasel tudi še potem, ko je njegove metakristale že obdal omenjeni rob. Tu in tam se namreč vrašča v piritni rob in ga tudi nadomešča (tabla 14, sl. 3). Konec pete faze so se v pravkar opisanih galenitnih zrnih pojavili dolomitni metakristali, ki imajo pod mikroskopom pravilne preseke, nekorodirane, ravne robove in vsebujejo majhne galenitne vključke. Velikost teh metakristalov se giblje navadno okrog 80 μm ; mobilizirani galenit je verjetno nadomeščal piritni rob.

V retrogradni epigenezi so nastale med šesto, sedmo in osmo fazo bele dolomitne žilice, marsikje pa je bila ruda tudi zdrobljena, tako da je nastala breča z dolomitnim vezivom. V žilicah in v vezivu breče smo zasledili posamezna zrnca rudnih mineralov, vendar nismo našli breče, ki bi imela v vezivu skeletasti galenit ali kolomorfni sfalerit. Najmlajši prelomi so razkosali rudno telo, odprli pot meteorski vodi in v njem so začeli nastajati sekundarni minerali. Med njimi je najpogostnejši limonit, ki je marsikje obarval rjavo tako rudo kot tudi prikamenino; omeniti pa moramo še smithsonit, cerusit in greenockit.

Nastanek rudišča

Proučevanje Štručla (1974) in raziskave v okviru pričujoče študije so pokazale, da je nastala ruda v anizijskih karbonatnih kameninah Tople dejansko iz rudnega mulja, a so bili rudni minerali kasneje prerazvrščeni, kot je to na podlagi skromnih podatkov ugotovil že Zorc (1955). Zato bomo pri obravnavanju nastanka tega rudišča izključili razlago, da gre v Topli za epigenetsko, hidrotermalno metasomatsko orudenje. Toda tudi v zvezi s singenetsko koncentracijo kovin v rudnem mulju, diagenetskim nastankom sulfidov ter epigenetsko in retrogradno epigenetsko preobrazbo rude se porajajo številna vprašanja. Prvo med njimi je vsekakor od kod raztopine, ki so prinašale kovine?

Zorc (1955) je imel Toplo za enega izmed revirjev mežiškega rudišča, podobno kot na primer Naveršnik, Srednjo cono ali Graben. Mežiško rudišče pa naj bi bilo po njem submarinska, hidrotermalno sedimentna tvorba, genetsko povezana s triadno

magmatsko aktivnostjo. Menil je, da se je bogatenje Tople s cinkom in svinčcem nadaljevalo še potem, ko je rudišče na morskem dnu že prekril apnenec z vložki lapornatega skrilavca. Sklepal je tudi, da je v rudišču nakopičen le majhen del rudnih komponent, ki so jih terme prinašale v morje. Njihov glavni del naj bi se porazgubil v obliki sledov v morju in se nahaja v razpršenih, mikroskopsko majhnih zrnih sulfidov in oksidov železa, cinka in svinca v karbonatnih kameninah anizijske stopnje.

Štruel (1974) je imel vrsto pomislekov glede povezave Tople s triadno magmatsko aktivnostjo in podmorsko hidrotermalnim dotokom rudonosnih raztopin. Verjetneje se mu je zdelo supergenetsko poreklo rudnih koncentracij v triadnih, torej tudi v anizijskih kameninah. Kovine naj bi bilo v rudišče prinašalo morje, vanj pa naj bi prihajale zaradi preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin, morda tudi starejših rudišč. Poudaril je, da sulfidi niso nastajali z neposrednim izločanjem iz morske vode, temveč šele kasneje med diagenozo.

Rudarska dela so pokazala, da so razvrščena v Topli na površini, ki meri okrog 0,6 km², tri rudna telesa: Zahodno, Staro in Vzhodno. Nastala so iz rudnega mulja, ki se je usedel v treh, bolj ali manj poldogovatih kotanjah. Te so bile dolge 200 do 250 m, široke do 160 m in globoke do 7 m; v povprečju se je gibala njihova globina od 1 do 3 m. Nastale so v nadplimskem nivoju med krajšo emerzijsko fazo, ki je zajela dolomit srednjeanizijskega horizonta.

Rudni mulj je vseboval v glavnem kalcijev karbonat. Ta se je izločal iz morske vode, ki je prihajala v kotanje z visoko plimo in z občasnimi poplavami, ki so nastale zaradi viharjev. Pri procesih diagenoze se je kalcijev karbonat spremenil v dolomit.

V kotanjah so se usedali tudi glineni minerali. Te najdemo sedaj v lezikah, laminah in tankih plasteh skrilavega laporja, poleg tega pa so ponekod enakomerno, drugod neenakomerno razvrščeni tudi v dolomitno sulfidni osnovi rudnih plasti. Glineni minerali so razmeroma česta sestavina v Starem, manj jih je v Zahodnem in najmanj v Vzhodnem rudnem telesu. Upoštevajoč različne količine glinenih mineralov v posameznih rudnih telesih, način njihovega pojavljanja in prostorsko razdelitev, na primer v Vzhodnem telesu, sodimo, da jih v kotanje ni prinašalo morje, temveč površinska voda, deloma morda tudi veter. Poleg glinenih mineralov je prinašala površinska voda v zelo podrejenih količinah tudi zrnca kremenca.

Ker so nastala v diagenezi majhna, tudi framboidna piritna zrnca, sfaleritne kroglice in kristalčki, galenitni kristalčki ter nato znova pirit, katerega je spremljal markazit, je moral nastajajoči mulj dejansko vsebovati tudi minerale cinka, svinca in železa, ki so bili seveda obstojni pri oksidacijskih pogojih. To pa pomeni, da so prihajale v kotanje sočasno s kalcijevim karbonatom in glinenimi minerali tudi kovinske spojine.

Zorc (1955) je povezal rudonosne raztopine s triadno magmatsko aktivnostjo; rudna telesa naj bi bila submarinsko hidrotermalna tvorba. Danes uvrščamo rudišča, ki so nastala zaradi magmatske aktivnosti na morskem dnu v efuzivno-sedimentno skupino; ločimo pa dve podskupini: vulkanogeno-sedimentno in podmorsko-hidrotermalno. V prvem primeru so povezana rudišča s podmorskimi vulkanskimi erupcijami. Značilni primer so svinčevo-cinkovo-bakrova rudišča vrste »Kuroko« na Japonskem (Sato, 1977). Dognano je, da pri podmorskih vulkanskih erupcijah ne prihajajo v morje le velike in celo zelo velike količine lave in piroklastičnega materiala, temveč tudi plinov, par in raztopin, ki lahko v tej ali oni obliki prinašajo tudi kovine. Toda dokazov za podmorski vulkanizem v aniziju na območju Tople ni. Vsekakor pa v rudnih telesih ni piroklastičnega materiala.

Kovine prihajajo v morje tudi pri podmorsko-hidrotermalnih procesih. Izvor rudonosnih raztopin je lahko različen. Toda ker imamo v mislih srednjetriadni magmatizem, se nam zdi še najprimernejša podmena, da bi utegnile prihajati tovrstne raztopine iz subvulkanskega ognjišča. Tako sta nastali, med drugimi, tudi svinčevo-cinkovo-bakrovo rudišče Rammelsberg v zahodnem vznožju Harza (Kraume, 1955) in piritno-cinkovo-baritno rudišče Meggen v Vestfaliji (Ehrenberg et al., 1954). Proti tej domnevi govori najprej že pomanjkanje dokazov za geokemično sorodnost rud v triadnih svinčevo-cinkovih rudiščih severnih Karavank s triadnimi kameninami Slovenije (Drovenik, 1972, 1985b; Štruel, 1974). Očitno neskladje se kaže tudi v mineralni paragenezi in v geokemičnih značilnostih rudnih mineralov Tople ter v rudiščih, ki so res povezana s triadno magmatsko aktivnostjo. V mislih imamo predvsem svinčevo-cinkovi rudišči Šuplja Stijena in Brskovo v Črni gori svinčevo-cinkovi rudišči Veovača in Borovica v Bosni in svinčevo-cinkovo rudišče Zavrh v pirešičkem keratofirskem območju Slovenije. Ta rudišča imajo pestrejšo paragenezo kot Topla in zanjo je značilna prisotnost bakrovih mineralov, zlasti halkopirita, ki ga v rudi Tople ni. K temu moramo dodati, da sta galenit in sfalerit Tople zelo siromašna s slednimi prvini, in še tiste, ki so prisotne, so zastopane z majhnimi količinami, z izjemo kadmija v sfaleritu. Nasprotno pa vsebujeta omenjena minerala iz Zavrha razločno povišane vrednosti nekaterih prvin (Drovenik et al., 1980; Drovenik, 1985a, 1985b). Vse to nakazuje, da rudonosne raztopine, ki so povzročile orudenje Tople, niso izvirale iz srednjetriadnega subvulkana.

Štruel (1974) je dal prednost supergenetskemu poreklu rudnih koncentracij v triadnih karbonatnih kameninah severnih Karavank. Po njem naj bi povzročila orudenje morska voda, v katero sta prihajala svinec in cink zaradi preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin ali morebiti tudi starejših rudišč.

Podobno kot druge prvine, prihajata zaradi preperevanja na kopnem v morje seveda tudi svinec in cink. Ob tem ne gre prezreti dejstva, da prinaša obe kovini v morje tudi podmorska vulkanska dejavnost! Svinec in cink najdemo tako v morski vodi kot v raznih organizmih in usedlinah. Po podatkih Röslerja in Langerja (1975) vsebuje morska voda povprečno $0,01 \mu\text{g/g}$ cinka in $0,0003 \mu\text{g/g}$ svinca. Iz morske vode sprejemajo kovine, torej tudi svinec in cink, razni organizmi, predvsem planktonski in alge. Navajata, da vsebuje suha planktonska snov v povprečju $2,600 \mu\text{g/g}$ cinka in $5 \mu\text{g/g}$ svinca, suha snov alg pa $150 \mu\text{g/g}$ cinka in $8,4 \mu\text{g/g}$ svinca. Ko organizmi odmro, se zberejo njihovi ostanki v usedlinah. Seveda se vežeta obe kovini iz morske vode za usedline tudi zaradi drugih vzrokov. V morju obstaja torej skladen proces: svinec in cink, podobno kot druge prvine, stalno prihajata v morje, vendar se iz morske vode tudi sproti izločata in zbirata v usedlinah. Tako vsebujejo npr. usedline bližje obale povprečno $20 \mu\text{g/g}$, globokomorske usedline pa povprečno $162 \mu\text{g/g}$ svinca (Rösler & Lange, 1975).

Koncentracije cinka in svinca so bile v morju tudi v aniziju zelo verjetno tako majhne, da niso mogle povzročiti orudenja v Topli. Težko je razumljivo, da bi se zaradi preperevanja na kopnem morska voda bistveno obogatila z obema kovinama; še posebno, če upoštevamo, da je bilo območje Tople oddaljeno od Vindelijskega praga, od koder naj bi bile po Štruelju prihajali obe kovini, kar okrog 200 km.

Tudi če bi bila vsebovala morska voda na območju Tople v anizu desetkrat več cinka in svinca, kot ga vsebuje danes, je več kot dvomljivo, da bi se mogli skoncentrirati obe kovini v omenjenih treh kotanjah do te mere, da bi nastalo rudišče. Če namreč upoštevamo, da je vsebovala Topla v celoti okrog 50 000 t cinka in približno 17 500 t svinca, bi morale biti na razpolago za tolikšno količino cinka okrog 5×10^{11} ton

in za količino svinca okrog 6×10^{12} ton morske vode. Z drugimi besedami, visoka plima in viharji bi morali v vsako kotanjo naplaviti po okrog 2 bilijona ton morske vode. Pri tem bi veljal še pogoj, da je voda vsakega posameznega dotoka sproti izhlapela in tako napravila prostor za nov dotok. Ali je to verjetno?

Končno moramo opozoriti še na dejstvo, da ima morska voda v splošnem zelo homogeno sestavo in da je razmerje med spojinami v njej, vsaj na manjših območjih, zelo stalno. To seveda ne velja takrat, ko prihajajo lokalno v morje ali na njegovo dno raztopine takšnega ali drugačnega izvora, ki vsebujejo v večji meri določene prvine. Prav gotovo pa velja za primer, ko prihajajo kovine v morje zaradi preperevanja na oddaljenem kopnem. Če bi torej prihajali kovini z morsko vodo, lahko upravičeno trdimo, da bi bilo razmerje med cinkom in svincem v vseh treh rudnih telesih praktično enako. Ob tem se spomnimo na dokaj stalno razmerje med kovinami v sedimentnih železovih in manganovih rudiščih, ki so nastala v morskem okolju! Res je sicer razmerje med cinkom in svincem v Zahodnem in v Starem rudnem telesu 5:1, toda v Vzhodnem je 2:3! Pri tem je zgornji del Zahodnega in Starega rudnega telesa bogatejši s svincem kot spodnji.

Če bi prihajale kovinske spojine z morsko vodo, bi tudi pričakovali, da bi vsebovale plasti določenega preseka nekega rudnega telesa vsaj približno enake količine svinca in cinka. Toda tako v Zahodnem kot v Starem rudnem telesu si slede v vertikalnem zaporedju večkrat zelo bogate, bogate, siromašne in jalove plasti, medrudne dolomitne leče pa praktično ne vsebujejo rudnih mineralov. Toda osnovo vseh rudnih plasti je tvoril prvotno vendarle kalcijev karbonat, ki se je izločal iz morske vode! Kje naj bi torej bile kovinske spojine, ko se je obarjal kalcijev karbonat?

Če vse to upoštevamo, se nam zdi malo verjetno, da bi prinašala kovinske spojine v naše rudišče morska voda, še zlasti ob domnevi, da se je z njimi obogatila pri preperevanju kopnega, ki je bilo od območja Tople takrat verjetno oddaljeno okrog 200 km.

Glede na to, da je nastajal rudni mulj v kotanjah nadplimske ravni, bi lahko domnevali, da je prinašala kovinske spojine površinska voda, tako da bi bil nastanek Tople podoben nastanku rudišč preperevanja. Kotanje naj bi predstavljale pasti, v katere bi se kovinske spojine ujele. Podobnega nastanka je po Padaliniju in sod. (1972) ter po Zuffardiju (1976) svinčevo-baritno nahajališče Arenas na Sardiniji. V našem primeru bi torej mogli predpostaviti, da je površinska voda prinašala kovinske spojine sočasno z glinenimi minerali.

Proti takšni domnevi govorita vsaj dve dejstvi. Najprej moramo ugotoviti, da so lamine in tanke plasti skrilavega laporja ponavadi jalove, sicer pa vsebujejo manj sfalerita in galenita kot lamine in plasti, katerih osnovo tvori dolomit. Če bi prinašala kovinske spojine površinska voda, bi moralo biti razmerje prav obratno: lamine in plasti skrilavega laporja bi morale vsebovati več rudnih mineralov kot lamine in plasti s karbonatno osnovo. Upoštevati pa moramo tudi rezultate mikroskopskih raziskav. Te so pokazale, da vsebujejo nekatere rudne plasti po več 10% rudnih mineralov, toda le nekaj odstotkov glinenih mineralov. Ali je mogoče, da je prinašala površinska voda v teh primerih bistveno več kovinskih spojin kot glinenih mineralov? Najbrž ne. Zato menimo, da podmena o prinosu kovinskih spojin s površinskimi vodami ni verjetna.

Upoštevajoč do sedaj znane podatke o Topli, sem nam zdi najverjetnejše, da je imela rudonosna raztopina, ki je prihajala v omenjene tri kotanje lokalni izvir. Ob razmišljanju, kakšna raztopina naj bi to bila, se nagibamo k mnenju Maynarda

(1983), da so utegnile povzročiti nastanek singenetskih svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah Alp podobne rudonosne raztopine, kot so bile tiste, iz katerih so se izločali rudni minerali v epigenetskih svinčevo-cinkovih rudiščih doline reke Mississippi, le da so se izlile na površje.

In kakšne so bile rudonosne raztopine v dolini reke Mississippi? Skoraj vsi raziskovalci, ki se ukvarjajo z nastankom tamkajšnjih rudišč, sodijo na podlagi analiz tekočinskih vključkov v rudnih in v jalovih mineralih, da je kovine prinašala slanica (Sangster, 1976). Dejstvo je namreč, da so v teh vključkih ugotovili sledi kovin, zlasti svinca in cinka. Ne gre prezreti dejstva, da je našel na primer McIlmains (Sverjensky, 1981) v vključkih slanice iz galenita v rudiščih zgornjega dela doline Mississippi $250 \mu\text{g/g}$ cinka, Pinckney in Haffty (1970) pa sta ugotovila v vključkih slanice v fluoritu z območja Illinois-Kentucky 10 do $1.050 \mu\text{g/g}$ cinka. Temperatura rudonosne slanice, iz katere so se v rudiščih jugovzhodnega dela države Missouri izločali rudni in jalovinski minerali, se je gibala med 91 in 141°C (Roeder, 1976, 1977; Sverjensky, 1981).

Toda mnenja raziskovalcev se razlikujejo tako v pogledu izvora kovin kakor tudi načina njihovega prenosa v slanici. Tako naj bi na primer v rudišča jugovzhodnega dela države Missouri prihajala svinec in cink po mnenju Davisa (1977) iz krovninskih karbonatnih kamenin zagrebenskega faciesa, in sicer naj bi se bili obe kovini sprostili pri dolomitizaciji apnenca, Kisvarsanyi (1977) pa sodi, da ju je slanica izlužila iz magmatskih kamenin predkambrijske osnove, ki so vsebovale pojave svinčevo-cinkovih rud. Naftne kapljice, ki so prisotne v tekočinskih vključkih nekaterih rudišč, navajajo geokemike tudi na misel, da prihajata kovini s slanico iz naftnih nahajališč. Dokazano je, da vsebuje nafta številnih nahajališč v sledeh predvsem vanadij in nikel, pa tudi druge kovine, med njimi svinec in cink (Tissot & Welte, 1978), v slanici z naftnih polj v srednjem delu doline Mississippi pa so našli po podatkih Whita (1981) v glavnem od 10 do 80 mg/l svinca in povprečno okrog 180 mg/l cinka.

Kovine naj bi v rudonosni slanici potovale v obliki kompleksnih kloridnih ionov (Helgeson, 1964; Roeder, 1976, 1977; Sverjensky, 1981), v bisulfidnih ionskih kompleksih (Barnes & Czamanske, 1967), svinec morda tudi v obliki svinčevega saliciklata $\text{PbC}_7\text{H}_5\text{O}_3^+$ (Giordano & Barnes, 1981).

V odvisnosti od značaja rudonosne raztopine in vrste ionov naj bi se izločali rudni minerali v epigenetskih rudiščih doline reke Mississippi predvsem zaradi (Sverjensky, 1981):

- mešanja z raztopino, ki vsebuje H_2S ,
- nadomeščanja diagenetskih železovih sulfidov,
- termičnega razkroja organskih spojin, pri čemer se sprošča reducirano žveplo,
- redukcije sulfatov pri reakciji z organsko snovjo ali z metanom,
- redukcije sulfatov pri reakciji z minerali, ki vsebujejo železo,
- povišanih vrednosti pH,
- razredčenja in
- zaradi znižanja temperature.

V našem primeru nimamo dokazov, da je prinašala kovine rudonosna slanica; v rudnih mineralih in v dolomitu nismo zasledili tekočinskih vključkov. Tudi če bi jih našli, določitev njihove sestave ne bi pomagala pri odgovoru na vprašanje o značaju rudonosne raztopine, kajti orudenje Tople je singenetsko, prvotni rudni minerali so prešli med diagenezo v sulfide, ti pa so bili pozneje prerazvrščeni. Tekočina v mineralih torej ne bi predstavljala prvotne rudonosne raztopine, ki je prinašala kovine v vse

tri kotanje, temveč raztopimo, iz katere so se epigenezo in retrogradno epigenezo kristalizirali rudni minerali in dolomit.

Sicer pa tekočinskih vključkov nismo našli niti v Mežici niti v drugih svinčevo-cinkovih rudiščih v triadnih karbonatnih kameninah v Sloveniji. V literaturi tudi ni podatkov, da so tovrstne vključke zasledili v drugih vzhodnoalpskih stratiformnih svinčevo-cinkovih rudiščih. Toda Wolter in Schneider (1983) sta lužila karbonatno pri kamenino in rudo iz svinčevo-cinkovega rudišča Bleiberg-Kreuth in našla v območju orudenja povečane količine Na, Cl, Ca in SO_4 . Mnenja sta, da predstavlja vsaj del teh ionov relikte slanice (formacijske vode), ki naj bi prinašala kovine in iz katere naj bi kristalizirali rudni minerali. Slanica pa je bila dokazana v tekočinskih vključkih fluoritnih zrn iz konkordantnih fluoritnih nahajališčih v anizijskih gutensteinskih plasteh na Avstrijskem (Göttinger, 1985) in v vključkih fluorita iz prav tako konkordantnega fluoritovega nahajališča Paglio Pignolino v karnijskih plasteh na območju svinčevo-cinkovega rudišča Gorno v Italiji (Hein, 1986).

Izvor svinca v svinčevo-cinkovih rudiščih, ki leže v triadnih kameninah Južnih in Vzhodnih Alp, naj bi po izotopski sestavi svinca v galenitu iskali v spodnji skorji, oziroma v zgornjekarbonskih in permskih magmatskih kameninah, ne pa v triadnem magmatizmu (Köppel, 1983). Če ta razlaga velja, potem je morala rudonosna slanica izlužiti svinec in cink iz paleozojskih, morda celo starejših kamenin.

Obsežne raziskave so pokazale, da je nastalo rudišče Topla v devetih razvojnih fazah. Prva obsega obdobje sedimentacije, ko se je nabiral v vseh treh kotanjah predvsem karbonatni – CaCO_3 – mulj, pa tudi karbonatno-glineni mulj. V njih je bila morska voda s pH okrog 8–8,5, ob močnejšem deževju tudi brakična voda s pH okrog 7–8. Okolje je bilo vseskozi oksidacijsko. Morda sta občasno nastajala sadra (anhidrit?) in halit, vendar za to ni nobenih dokazov. Rudonosna slanica je pritekala v kotanje ali je izvirala neposredno ob njih in se vanje izlivala. Njen pretežni del je verjetno odtekal v morje, kot je to domneval že Zorc (1955). Vsekakor velja omeniti, da znaša po podatkih Štrucla (1974) v dolomitnem kompleksu na obzorju 1144 m povprečna vsebina svinca $3.570 \mu\text{g/g}$ in cinka $3.970 \mu\text{g/g}$. Kovinske spojine so prihajale v okolje z nižjo temperaturo ter z drugačnima pH in Eh vrednostima, kot sta bili v slanici, dokler ni dospela na površje. Zato niso bile obstojne in v mulju kotanj so nastali prvotni rudni minerali. Ti se zaradi diagenetskih sprememb niso ohranili.

Leče jalovega medrudnega dolomita dokazujejo, da je dotok rudonosne raztopine verjetno občasno presahnil. Sicer pa je vsebovala rudonosna slanica vseskozi približno enako količino železovih spojin, toda v začetku več cinkovih in manj svinčevih, pozneje pa se je količina svinčevih spojin v njej povečala. Spomniti se moramo, da vsebuje spodnji del Zahodnega in Starega rudnega telesa v glavnem sfalerit, srednji in zlasti zgornji del pa tudi galenit. Če upoštevamo, da vsebuje ruda Vzhodnega telesa okrog 3 % Pb in 2 % Zn, potem se nam ponuja sklep, da je prihajala v to rudno telo slanica s podobno sestavo, kot je bila sestava tiste slanice, iz katere so se izločali rudni minerali v zgornjem delu Zahodnega in Starega telesa.

Kalcijev karbonat se je izločal iz morske vode, ki je prihajala v kotanje z visoko plimo in z viharji. Od količine oborjenega karbonatnega mulja je bila v precejšnji meri odvisna stopnja orudenja nastajajočih plasti: manj karbonata se je izločilo iz morske vode, bolj bogata je bila usedlina s prvotnimi rudnimi minerali in obratno.

Plastnata tekstura, ki je tako značilna za Zahodno in za Staro, deloma tudi za severozahodni del Vzhodnega rudnega telesa, je pogojena s prvotnim količinskim razmerjem med odloženimi sestavinami mulja. Danes jo opazimo predvsem zaradi menjavanja rudnih in jalovih dolomitnih plasti ter zaradi prisotnosti lezik, lamin in

tankih plasti skrilavega laporja. S sfaleritom bogato orudene plasti so svetlo sive barve, z naraščajočo količino dolomita, katerega spremljajo minerali glin, postane barva plasti siva in celo temno siva. Nekatere vsebujejo tudi drobno razpršeno organsko snov in so izrazito temno sive barve. Tu in tam opazimo laminarno teksturo, ki je pogojena z menjavanjem rudnih in jalovih lamin.

Odloženi mulj so zajeli v drugi razvojni fazi diagenetski procesi. Rudne plasti med zgodnjo diagenezo večinoma niso bile deformirane. Toda ponekod v Starem in tudi v Zahodnem rudnem telesu so bile zaradi polzenja in razlik v teži deformirane: nagubane, gnetene, pa tudi raztrgane. Nadalje moramo omeniti, da smo našli v plasteh Starega in Zahodnega rudnega telesa vertikalno menjavanje delov, ki so bogati z rudnimi minerali in vsebujejo tudi orudene ali jalove klaste, razvrščene po velikosti z deli, ki so skoraj jalovi in tudi brez klastov. Te plasti so nastale tako, da so vdori morske vode dezintegrirali nevezani in že nekoliko vezani mulj in material prenesli drugam, kjer se je znova odložil. Najprej so se usedali težji prvotni minerali in večji klasti, nato v vse večji meri kalcijev karbonat in glineni minerali ter manjši klasti, končno pa le kalcijev karbonat in glineni minerali. Če je bil dezintegriran nekoliko bolj vezan mulj, so nastali številnejši klasti, tako da imajo rudne plasti izrazito klastično strukturo.

Medtem ko je bilo v najvišjem delu rudnega mulja dovolj prostega kisika, se je njegova količina z globino postopoma zmanjševala. Vzrok temu je bil razpad organskih snovi in metabolizem aerobnih bakterij. Ker je bilo prostega kisika z globino vse manj, se je začelo oblikovati redukcijsko okolje. Tedaj so zaživele anaerobne bakterije, ki so dobivale za življenje potrebni kisik z redukcijo sulfatov. Pri tem se je sproščal vodikov sulfid, pri razkroju organskih ostankov pa so nastajale tudi druge spojine, predvsem CO_2 in CH_4 , pa tudi NH_3 . Okolje je postajalo vse bolj redukcijsko, v odvisnosti od zastopanosti posameznih spojin pa se je gibala vrednost pH podtalnice verjetno med 6 in 8. Pri tem moramo vedeti, da vodikov sulfid znižuje, amonijak pa povišuje pH (Füchtbauer & Müller, 1970).

Prvotni rudni minerali v redukcijskem okolju niso bili več obstojni. V podtalnici so se začeli topiti, zaradi prisotnega vodikovega sulfida pa so začeli nastajati zgodnjediagenetski sulfidi. Dokaz za biogeni izvor žvepla so dale masnospektrometrične analize izotopske sestave sulfidnega žvepla. Zbrani podatki povedo (Grinenko et al., 1974; Drovenik et al., 1976; Drovenik, 1985a), da se giblje vrednost $\delta^{34}\text{S}$ od $-29,85\%$ do $+14,31\%$. Sulfidno žveplo je torej pretežno obogateno z lahkim izotopom, vrednost $\delta^{34}\text{S}$ pa niha v razponu, ki znaša kar 44% . Oba podatka sta značilna za žveplo, ki se je sprostilo pri bakterijski redukciji sulfatnega iona.

V rudnem mulju so se najprej pojavila piritna zrnca s premeri do $40\mu\text{m}$; ta so pogosto zastopana s framboidnim razlikom. V rudi so piritna zrnca v glavnem dokaj enakomerno razvrščena, v posameznih plasteh pa jim pripada navadno največ nekaj desetink odstotka. Pri raziskavi rude Zahodnega in Starega telesa smo ugotovili, da so nastale bolj ali manj sočasno z zgodnjediagenetskim piritom sfaleritne kroglice, ki dosežejo velikost $40\mu\text{m}$, navadno pa merijo okrog $20\mu\text{m}$. V rudi obeh teles so morale biti brezštevilne. Pogosto so služile kot jedra, ob katerih so zrastle do $90\mu\text{m}$ veliki, izredno lepo razviti rombododekaedrski sfaleritni kristalčki, ki so se pogosto zraščali. Nato so kristalizirale galenitne kockice, ki so dosegle velikost $300\mu\text{m}$. Za sfaleritne kroglice in kristalčke pa tudi za galenitne kockice je značilno, da ne vsebujejo niti karbonatnih niti piritnih vključkov. V tej, drugi fazi sta kot zadnja nastala pirit in markazit. Pod mikroskopom vidimo, da tvorita manjša piritna, piritno-markazitna in markazitna polja, ki često vsebujejo sfaleritne kroglice in

kristalčke. Mimo tega tvorita železova sulfida deloma ali povsem razvit rob ob galenitnih kockicah. Tudi v tem primeru vsebujeta sfaleritne kroglice in kristalčke. Sicer pa smo našli v tej generaciji pirita in markazita le izjemoma tudi karbonatne vključke s premeri do 10 μm . Ruda Vzhodnega telesa ne vsebuje niti sfaleritnih kroglic, niti galenitnih kockic, rombododekaedrske sfaleritne kristalčki pa predstavljajo izjemno redkost.

Konec druge razvojne faze je začela prihajati raztopina, relativno bogata z magnezijem, ki je povzročila dolomitizacijo vseh treh rudnih teles. Najprej so nastala mikritna dolomitna zrnca, ki so izjemoma ohranjena v laminah in v plasteh skrilavega laporja, nato pa so le-ta zrastle v sparitna zrna. Pozneje so jih zajeli epigenetski procesi in merijo sedaj navadno 40 do 100 μm . Dolomitna zrna so resnično najpogostnejša sestavina rude v vseh treh telesih.

Z dolomitizacijo se je po našem mnenju končalo obdobje diageneze. Nastala je čvrsta ruda s sulfidnimi zrni v dolomitni osnovi, ki je vsebovala tudi glinene minerale. Lezike, lamine in plasti z glinenimi minerali ter primesjo karbonatnih zrn so predstavljale lapor. V njem so bili tu in tam razpršeni rudni minerali.

Na rudonosne anizijske karbonatne kamenine so se odložile mlajše triadne in jurske plasti. V začetku terciara je znašala njihova skupna debelina okrog 2200 m (Mioč & Žnidarčič, 1983). Rudna telesa so prihajala postopoma v območje večjega tlaka in višje temperature. Tako je diagenezo postopoma zamenjala epigeneza s tretjo, četrto in peto razvojno fazo. Lezike, lamine in plasti laporja so postajale vse bolj skrilave.

V rudnih telesih prisotna porna voda je imela za preobrazbo diagenetskega orudenja izjemno pomembno vlogo: diagenetski sulfidi so se v njej topili, njihove sestavine so se v njej zaradi difuzije premeščale, ko je bila z njimi nasičena pa so se sulfidi iz nje znova izločali. V posameznih obdobjih so vladali v rudnih telesih takšni pogoji, ki so dovoljevali le mobilizacijo sulfidnih zrn določene kemične sestave. Ti pogoji so se menjavali, tako da so bili rudni minerali med epigenezo večkrat mobilizirani in pod mikroskopom smo našli več njihovih generacij. Če velja naša podmena, da so bili mobilizirani sulfidi v treh bolj ali manj zaprtih sistemih, potem se nam zdi najverjetnejše, da so se premeščale kovine v bisulfidnih kompleksih, ki so se porajali pri raztapljanju sulfidov v porni vodi.

Rudni minerali so kristalizirali iz porne vode v glavnem pri metasomatskih procesih na račun dolomita. Zato vsebujejo epigenetski sulfidi pogosto korodirane vključke dolomitnih zrn. Porna voda se je pri tem obogatila s kalcijevimi in magnezijevimi ioni in drugod se je tudi na račun sulfidov znova izločal dolomit. Seveda pa so rudni minerali in dolomit deloma kristalizirali tudi v porah rude. Le zelo majhen del sulfidov je migriral v talninski in v krovninski dolomit. Njihove impregnacije so relativno najbolj česte neposredno ob rudnih telesih. Z oddaljevanjem od njih se postopoma izgubljajo; 1 do 1,5 m vstran sta talninski in krovninski dolomit praktično jalova.

V tretji razvojni fazi so pri mobilizacijskih procesih najprej nastala zelo majhna, količinsko nepomembna piritna zrnca, ki leže ob stikih dolomitnih zrn. Nato je porna voda topila sfaleritne kroglice in kristalčke, razen tistih, ki so bili povsem vključeni v diagenetska železova sulfida in bila tako zavarovana pred premeščanjem. V Zahodnem in v Starem rudnem telesu so piritna, piritno-markazitna in markazitna zrna s sfaleritnimi kroglicami in kristalčki razmeroma pogostna, čeprav je količinsko tega sfalerita zelo malo. V Vzhodnem rudnem telesu so FeS_2 zrna z omenjenimi sfaleriti-

nimi vključki izjemno redka. Ob tem velja omeniti, da v nobenem rudnem telesu nismo našli prostih sfaleritnih kroglic ali kristalčkov.

Sfalerit tretje faze je razvrščen v Zahodnem in v Starem rudnem telesu zelo neenakomerno. V posameznih presekih se menjavajo plasti, ki vsebujejo po več 10 % sfalerita, s takšnimi, kjer je zastopan ta rudni mineral le z nekaj odstotki ali pa je prisoten komaj v sledovih. Celo v isti rudni plasti zasledimo od njene talnine proti njeni krovlini dele z različno koncentracijo ZnS. Takšne plasti imajo razločno progasto teksturo. Sicer pa se kaže sfalerit na različne načine. Močno prevladujejo zrna z nepravilnimi, deloma izometričnimi preseki velikosti do 60 μm , ki se ponekod združujejo v skupke s premeri do nekaj 100 μm . Ti imajo pod mikroskopom ameboidno obliko. Ponekod zasledimo bolj ali manj idiomorfna sfaleritna zrna s premeri do 350 μm , ki imajo pri navzkrižnih nikolih conarno zgradbo. Tu in tam opazimo tudi atolsko strukturo: dolomitno zrno obroblja sfaleritni rob. V Vzhodnem rudnem telesu je sfalerit tako v siromašni kot v bogati rudi nenavadno enakomerno razvrščen: zvečine ga najdemo v izometričnih zrnih s premeri navadno 50 do 130 μm , ki kažejo pri navzkrižnih nikolih pogosto conarno zgradbo. Pri metasomatskih procesih sproščeni dolomit je nadomeščal sfalerit ali pa se je izločal v porah rude.

V četrti fazi je sledila mobilizacija diagenetskih železovih sulfidov. V rudi vseh treh rudnih teles so nastala do nekaj milimetrov velika idiomorfna in ksenomorfna piritna in markazitna zrna, pa tudi njuni zraščenci. V slednjih se je navadno najprej izločil pirit, sledil mu je markazit, nakar je znova kristaliziral pirit. Kot zadnji je nastal melnikovitpirit; najbolj pogosten je v Vzhodnem rudnem telesu. Za vse različke železovih sulfidov in za njihove zraščence je značilno, da pogosto vsebujejo vključke korodiranih dolomitnih in sfaleritnih zrn.

V naslednji, peti razvojni fazi je kristaliziral praktično ves galenit, kar ga najdemo sedaj v rudi Tople. Pogosto se javlja v bolj ali manj idiomorfnih metakristalih velikosti od nekaj 10 μm do 13 mm, ki dajejo rudi porfiroidno strukturo. Najdemo jih v Zahodnem in v Starem, zlasti pa v Vzhodnem rudnem telesu, ki je z galenitom bogatejši kot s sfaleritom. Često vsebujejo vključke dolomitno-sfaleritne osnove, predvsem pa posamezna korodirana zrna dolomita, sfalerita in železovih sulfidov. Galenitne metakristale obdaja pogosto piritni, izjemoma tudi melnikovitpiritni rob, katerega nadomešča tu in tam mlajši galenitni različek, ki je rasel na galenitnih metakristalih. V slednjih so pri koncu pete faze zrastle posamezni dolomitni metakristali.

Galenit pete razvojne faze je nastal z mobilizacijo diagenetskega različka, ki sta ga metasomatsko skoraj povsem nadomestila dolomit in sfalerit iste faze. Diagenetski galenit se je podrejeno še ohranil v rudi Zahodnega in Starega telesa, ki vsebuje tudi številne psevdomorfoze dolomita in sfalerita po njem. Toda v Vzhodnem rudnem telesu, ki vsebuje izmed vseh treh dejansko največ epigenetskega galenita, nismo našli niti njegovega diagenetskega različka niti omenjenih psevdomorfov, pa čeprav smo prepričani, da je bil prav galenit v tem rudnem telesu najbolj pogosten diagenetski sulfid. Zakaj?

Pri raziskavi rude Zahodnega in Starega rudnega telesa smo ugotovili, da se je diagenetski galenit ohranil in da so omenjene psevdomorfoze razločno opazne le v primerih, ko je galenitne kockice povsem obdal mlajši, prav tako diagenetski piritni, markazitni ali piritno-markazitni rob. Če je bil ta le delno razvit, so nastala pri metasomatskih procesih na račun galenita dolomitna in sfaleritna zrna enakih velikosti in podobnih oblik, kot jih imajo njuna zrna v osnovi rude. Psevdomorfoze prepoznamo le zaradi delno razvitega FeS_2 robu. Sodimo, da so bila v rudi Zahod-

nega in Starega rudnega telesa prisotna tudi zelo številna diagenetska galenitna zrna, ki jih sploh ni obdal FeS_2 rob. Ta so bila, po našem mnenju, v peti fazi povsem nadomeščena z dolomitnimi in sfaleritnimi zrni, in sicer tako, da psevdomorfoz ni mogoče prepoznati.

Prepričani smo, da so bili v rudi Vzhodnega telesa prvotno prisotni še številnejši diagenetski galenitni kristalčki kot v rudi Zahodnega ali Starega telesa; nekateri obdani z lepo razvitim, drugi le z delno razvitim, v glavnem pa brez FeS_2 robu. Vzrok za popolno odsotnost diagenetskega galenita ne gre iskati v podmeni, da ga v rudi ni bilo, temveč v dejstvu, da so bili v Vzhodnem rudnem telesu epigenetski procesi intenzivnejši kot v ostalih dveh.

S tem v zvezi ne gre prezreti dejstva, da vsebuje ruda Zahodnega telesa okrog 10% in ruda Starega telesa celo okrog 15% glinenih mineralov. Ti so deloma razvrščeni v rudnih plasteh, pretežno pa grade lezike, lamine in tanke plasti skrilavega laporja, ki jih ločijo in so preprečevale intenzivnejše premeščanje rudnih mineralov. Ti so ostali med epigenetsko mobilizacijo v glavnem v istih plasteh, kjer so bili med diagenozo. Najboljši dokaz za to je dejstvo, da je sfalerit v plasteh omenjenih dveh rudnih teles zelo neenakomerno razvrščen.

V rudi Vzhodnega telesa pa pripada glinenim mineralom komaj okrog 5%. Najdemo jih skoraj izključno v rudnih plasteh. Lezike, lamine in tanke plasti skrilavega laporja so zelo redke, v pretežnem delu rudnega telesa jih praktično ni. Prav zato so bili epigenetski procesi izrazitejši, močnejši – kovinski ioni so se lahko premeščali po vsem rudnem telesu. V prid tej razlagi lahko navedemo, da so celo FeS_2 zrna z diagenetskimi sfaleritnimi kristalčki izjemno redka, da tvori epigenetski sfalerit približno enako velika zrna, ki so tako v siromašni kot v bogati rudi presenetljivo enakomerno razvrščena, ter da diagenetskih galenitnih kristalov in prej omenjenih psevdomorfoz po teh kristalih ni moč opaziti.

V rudi Vzhodnega telesa torej praktično manjkajo dokazi za to, da sta bila sfalerit in galenit že diagenetska minerala. Če ne bi poznali razvoja orudenja v Zahodnem in v Starem rudnem telesu in če ne bi po geoloških podatkih sklepali, da so nastala vsa tri rudna telesa bolj ali manj pri podobnih pogojih, ne bi mogli trditi, da sta bila svinec in cink prinesena že v mulj, iz katerega je nastalo Vzhodno rudno telo. Po prisotnih teksturah in strukturah rude bi namreč upravičeno sklepali, da so prinesle obe kovini epigenetske raztopine.

Omeniti moramo, da smo našli posamezna sulfidna zrnca tudi v talninskem in v krovninskem dolomitu tako Zahodnega kakor tudi Vzhodnega rudnega telesa, toda le v njuni neposredni bližini – po 1 do 1,5 m se porazgube. To pa pomeni, da so bili epigenetski mobilizacijski procesi omejeni praktično le na rudna telesa sama.

Koliko časa je trajalo premeščanje rudnih mineralov v obdobju epigeneze, ne vemo. Toda upoštevati moramo, da je po približno 15 milijonih letih prekrilo rudonosne anizijske plasti okoli 800 do 1000 m ladinijskih, približno 350 m karnijskih, do 750 m norijskih ter 100 do 150 m retijskih skladov (Mioč & Žnidarčič, 1983). Zaradi vse večjega litostatičnega tlaka in zaradi mobilizacijskih procesov so se rudni minerali in dolomit izločali v porah, tako da je postajala poroznost rude vse manjša in njena prepustnost vse slabša. Konec triade je bila pora voda verjetno že negibljivo ujeta med sulfidnimi, dolomitnimi in glinenimi zrni, tako da so se mobilizacijski procesi ustavili.

Raztapljanje mineralov, premeščanje sestavin in njihova ponovna kristalizacija je znova zaživelo v retrogradni epigenezi. Ti procesi so se pojavili s tektonskimi premiki v terciaru, ko so se triadne plasti gibale proti površju, če ne prej v zvezi z rodansko

tektonsko fazo. Ne gre prezreti dejstva, da leži Topla neposredno ob veliki periadriatski dislokaciji, od katere so se valile kameninske gmote tako proti jugu kot proti severu. Rudna telesa ter njihova talnina in krovtnina so bili med posameznimi premiki najprej pretrti, ponekod tudi slabše zdrobljeni. Tako so nastale razpoke in zdrobljene cone. Pojavila se je sekundarna poroznost, ki je omogočala pronicanje podtalnice v orudene anizijske plasti. Ta je v šesti razvojni fazi topila dolomit in ko se je z njim zasičila, se je v razpokah ponovno izločal. Tako so nastale v rudnih telesih ter v njihovi talnini in krovtnini bele dolomitne žilice, ponekod tudi breča, vendar znakov za mobilizacijo rudnih mineralov v tej fazi nismo našli.

V naslednji, sedmi razvojni fazi so se poleg dolomita premeščali tudi rudni minerali. Dokaz za to je svojevrstna rudna breča, ki smo jo našli v Zahodnem rudnem telesu. Rudne kose in koščke veže dolomitno vezivo, ki vsebuje tudi sulfide, predvsem galenit in sfalerit ter v manjši meri pirit in melnikovitpirit. Rudni minerali so zastopani z več generacijami. Medtem ko najdemo galenit pretežno v skeletastem različku, tvori sfalerit v glavnem kolomorfne agregate, ki obraščajo galenitne skelete. V singenetskem rudišču se je torej zaradi mobilizacije sulfidov med retrogradno epigenezo oblikovala ruda z mineralno sestavo in strukturami, ki so jih imeli pred leti za značilnosti teletermalnih svinčevo-cinkovih rudišč.

Med mlajšo tektonsko aktivnostjo so nastale v rudi nove razpoke in zdrobljene cone. V njih so v osmi fazi poleg dolomita tu in tam kristalizirali tudi sfalerit, galenit in pirit. Tako so nastale številne, pretežno diskordantne žilice, ki jih najdemo zlasti v Vzhodnem rudnem telesu; manj jih je v Starem in najmanj v Zahodnem. Predvsem v Vzhodnem telesu smo našli tudi brečo z rudnimi kosi in koščki ter dolomitnim vezivom.

Talninski in krovtninski dolomit prepredajo brezštevilne dolomitne žilice. Te vsebujejo ob rudnih telesih posamezna sulfidna zrnca, ki pa se po 1,5 m izgube. Najverjetnejša razlaga se nam zdi, da so bili rudni minerali mobilizirani iz rudnih teles. Sicer pa ima tako talninski kot krovtninski dolomit zelo često brečasto teksturo: kose in koščke kamenine vežejo dolomitna zrna. Pretežno gre za tektonsko, deloma morda tudi za dissolucijsko brečo.

Pri najmlajših tektonskih premikih so nastali prelomi in prelomne cone, ki so razkosali predvsem Staro in Vzhodno, v manjši meri tudi Zahodno rudno telo. V deveti fazi so zajeli rudo vseh treh teles procesi oksidacije. Galenit se je začel spreminjati v cerusit in anglezit, sfalerit v smithsonit, pri čemer je nastal tudi greenockit, železovi sulfidi pa v limonit. Podrejeno naj bi bil nastal tudi wulfenit.

Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its particularities

Summary

The most important Slovenian lead-zinc ore deposits are situated in the northern Karavanke. There is, first of all, the Mežica deposit with numerous sections, where lead ore is mined already for 300 years. Orebodies are situated mainly in Ladinian, partly also in Carnian limestones and dolomites. But only 8 km southwest on the southern slope of the Peca Mountain occurs another, smaller, but genetically very interesting deposit Topla, where the zinc-lead ore lies in Anisian dolomites. This deposit was briefly described by Zorc (1955) and then studied by Štručl (1974), who also summarized its early history.

The mining activity in Topla started at the beginning of the 19th century and ceased some ten years later. During this time was produced only very small quantity of lead ore. The Mežica lead zinc Mine began with detailed explorations in 1964. Now, beside the Old orebody, which was exploitation's target in the past century, two other orebodies are known on the area of about 0,6 km² – the Western and the Eastern orebodies. They have been explored by adits and drifts between the 1076m and 1203m levels, thus in the height of almost 130 m. But taking into account also results of drilling below and above the mentioned levels, the total height of Topla deposit should be estimated at about 180 m.

Between 1974 and 1988 the Mežica has mined 250.148 tons of zinc-lead ore which averaged 4.86 % Zn and 1.63 % Pb. Considering that the raw ore comprises relatively high quantity of barren carbonate rocks, which represent footwall and hanging wall dolomite of the orebodies we estimate, however that the mined parts of orebodies averaged about 10 % Zn and 3.3 % Pb.

All three orebodies lie concordantly in Anisian dolomite. Zinc and lead ore originated from orebearing mud, which was deposited into three relatively shallow, more or less elongated troughs with very irregular boundaries, situated in the upptidal zone during short emergences. Orebearing mud was built up predominantly by calcium carbonate in lesser amount by clay minerals and primary ore minerals, which were stable in oxidation zone conditions. In addition orebearing mud included also organic remnants and in traces quartz grains.

Calcium carbonate has precipitated from sea water, which attained the troughs by high tide and by inundations. During the diagenesis it has been wholly converted into dolomite, which is the main component in all orebodies. From time to time anhydrite (gypsum?) and halite may have been deposited, but the proofs for them are lacking. Clay minerals were carried by surface water. Now they occur in laminas and thin beds of slaty marl, but are also dispersed in dolomite sulfide matrix of ore beds. Clay minerals are common in the Old orebody, they are not frequent in the Western orebody and are relatively rare in the Eastern one. By surface water quartz grains were also supplied. Metals compounds from which the primary ore minerals originated arrived by ore fluids; their issue will be discussed later.

Until now the largest quantity of ore has been produced from the Western orebody, which strikes generally NW-SE and dips 20° to 40° NE. It is about 250 m long and nearly 160 m wide. Their thickness is because of the undulatory footwall quite variable. In the central part of the orebody it reaches 3 m, but diminishes toward the boundaries; usually varies between 1 and 2 m. The ore display most common bedded structure.

The northeast and the southwest boundaries of the orebody are predominantly tectonic. They are marked by fault zones, which strike NW-SE and dip 45° to 60°, respectively 55° to 60° SW. But toward northwest and southeast the orebody pinches gradually out. The contact of the orebody with the hanging wall dolomite is gently waved. On the contrary with the footwall dolomite it is quite irregular due to the fact, that the orebearing mud was deposited on the karstified ground. In some places the elevated parts of the footwall dolomite were so high, that they could not be covered by the orebearing mud. In such a manner originated "barren islands", which are typical for the Western orebody. Although the northeastern and the southwestern boundaries are tectonic the orebody itself was not heavily crushed or dislocated by faults, thus the exploitation processes normaly.

Macroscopic and microscopic examinations lead to the conclusion that the We-

stern orebody is composed of sulfides – about 20%, of dolomite – 70% and of clay minerals – 10%. Quartz appears only in traces. The part of the Western orebody mined up to the present average about 10% Zn and 2% Pb.

The Old orebody occurs in the central part of the deposit. Its outcrop, rich in galena is situated at elevation 1150 to 1160 m. In this outcrop and in adits below it started the mining activity in Topla at the beginning of the past century. Due to the fact that then, as well as later only the lead was economic, the upper parts of the orebody, rich in galena, have been removed already long years ago. Left were only the lower parts of the orebody with lower amount of galena. The security pillars are more or less ruined, and access to the abandoned working is now possible only in some workings at the 1144 m and 1166 m level.

Projection to the plan of 1144 m level shows that the Old orebody strikes NNW-SSE. It is up to 200 m long, 20 to 50 m wide, normally 2 to 3 m and exceptionally even 7 m thick. Bedded structure of ore is most common. The western and the eastern boundaries are tectonic, actually limited by two faults striking NNW-SSE and dipping 70° respectively 60° WSW. Among all three the Old orebody is the strongest tectonically deformed. Most faults are parallel with the bordering ones. Along these faults the orebody, together with footwall and hanging wall dolomite, was dissected in relatively thin, toward west inclined slides, which have been vertically displaced. The parts of orebody in particular slides dip eastwards. Present are also traverse faults with various dips southwards and northwards as well as horizontal faults. The ore and wall rock are quite often crushed, here and there also extreme granulated and sheared into mylonite.

Rough estimation shows that the ore consists of about 18% of ore minerals, 67% of dolomite and 15% of clay minerals; in traces quartz is present too. The relation between zinc and lead in the Old orebody was about 5:1, consequently the same as in the Western orebody.

Analogously to Western the Eastern orebody strikes generally NW-SE, but dips predominantly 40° NE. In spite of the fact, that its real dimension is not known yet, we believe that this orebody represented originally the largest reserves. Up to the present the workings have been performed only in a segment which projection to the 1144 m level is about 250 m long and 20 to 50 m wide. Faults predominantly striking NNE-SSE and NNW-SSE have dissected the orebody in blocks; they are larger in its western part and smaller in the eastern one. In places where the orebody was not tectonically deformed, their thickness varies usually between 1.5 and 2 m and achieves 3 m. But due to the displacement along faults the orebody may pinch out or their thickness increase and could reach even 7 m.

The bedded structure could be seen only in the northwestern part of the orebody. The largest segment of the known orebody is obscurely bedded or shows even no internal structure. The laminas and thin beds of slaty marl, which are very characteristic for the Old and for the Western orebody are rare; in many cross sections they are completely absent.

Because the grains of the orebearing dolomite are of the same size as those of wall rock dolomite, and colours are quite similar, the contact between the orebody and wall rock is often hardly discernible, especially in the case of the low grade ore. It seems that the orebody gradually passes into a barren wall rock. Ore consists of about 12% of sulfides, 83% of dolomite and 5% of clay minerals; quartz is very rare. In contrast to other orebodies, the Eastern one contains more lead than zinc, namely 3% Pb and 2% Zn. Galena and sphalerite are to be found throughout the whole orebody.

On the basis of known data is rather difficult to support an epigenetic hydrothermal origin of Topla as suggested by Grafenauer (1958, 1962, 1965, 1969). More and more details speak namely in favour of syngenetic mineralization as argued by Zorc (1955) and accepted also by Štručl (1974). But in spite of this statement the origin of metals remains still unsolved problem.

Zorc (1955) considered that the ore fluid which carried lead and zinc into the sea bottom was in close relations with Triassic igneous activity. However in Topla there have not been found any evidence neither for volcanic-sedimentary nor for submarine-hydrothermal activity. Especially are lacking proofs about geochemical relationship of the Topla ore with those lead-zinc ore deposits, which originated in Slovenia, in Bosnia and Montenegro evidently in close connection with the Middle Triassic igneous activity.

Štručl (1974) has suggested a superficial origin of metals. He considered that they were brought by sea water in which accumulated during weathering of older, mainly igneous rocks and eventually older deposits. Against this theory several well founded objections exist also. It should be only mentioned that the Vindelician ridge, which was at time of the mineralization in Topla the nearest mainland, appeared about 200 km to the north. Therefore it is difficult to expect that the sea water at Topla may have had essentially higher contents of zinc and lead. Even if they were ten times above normal values the syngenetic mineralization is very questionable.

Taking into account the fact that the orebearing mud originated in trough situated in uppertidal zone it could be supposed, that lead and zinc were brought by surface water. Against such an interpretation speaks the circumstance that the laminas and thin beds of slaty marl contain by far less zinc and lead than dolomitic beds, if at all. Consequently metals did not arrive together with clay minerals.

Reviewing the known data about Topla it seems most probably that the ore fluid had a local source. Thinking about the question, what solution this would have been, we incline to the opinion of Maynard (1983), that the syngenetic lead-zinc deposits in the Triassic carbonate rocks of Alps arises from ore fluids similar in origin to those from the Mississippi Valley type deposits – they just reach the surface. Since the ore fluids in epigenetic lead-zinc Mississippi Valley type deposits are in generally believed to be brines, we suppose that the high saline water was also the ore fluid in the case of Topla. It should be further stated, that the lead in the lead-zinc deposits of Southern and Eastern Alps should derive from the lower crust or is in some way or other connected with the Upper Carboniferous to Permian igneous rocks (Köppel, 1983).

Extensive field observation and detailed microscopic examinations led to the conclusion that the Topla deposit originated during nine stages. The first one includes sedimentation, when carbonate and carbonate-clayey mud accumulated in three troughs. Ore forming brine sprang directly into the troughs or has had its sources in their close vicinity. Prevailing part of the brine flowed very probably into the neighbouring sea. It should be remind that the dolomite complex at the 1144 m level averages 3570 µg/g lead and 3970 µg/g zinc (Štručl, 1974). Metal compounds arrived in an environment with lower temperature and with different pH and Eh of those being in brine before it has reached the surface. Therefore they were no more stable and primary ore minerals originated in the mud. They have completely disappeared during the following diagenetic processes.

The ore fluid contained throughout nearly the same quantity of iron, but in the beginning more zinc and less lead, which was later somewhat enriched. We have to

remind that in the lower part of the Western and of the Old orebodies galena is scarce, but it became more frequent in their upper part. If we further consider that the Eastern orebody averages 3% lead and 2% zinc the conclusion can be reached that in the trough of this orebody flowed the same brine from which originated primary ore minerals in the upper part of the Western and of the Old orebody. The concordant lenses and beds of barren dolomite in orebodies demonstrate that the feed of brine temporarily ceased.

Bedded structure so characteristic for the Western as well as for the Old orebody was actually conditioned by primary quantitative relationship between particular mud components. It can be observed first of all thanks to alternation of mineralized and barren dolomite beds, by their various colours and by the presence of laminas and thin beds of slaty marl. Ore beds rich in sphalerite are usually pale grey. With increasing amount of dolomite and clay minerals their colour became grey and even dark grey. Some beds include finely dispersed organic matter and are distinctly dark grey. Ore from the Western and Old orebodies shows quite often laminated structure.

Deposited mud was affected by diagenetic processes during the second stage. Unconsolidated and partly consolidated mineralized as well as barren beds and laminas were in places, especially in the Old and the Western orebodies due to the sliding crumbled, twisted, folded and even desintegrated. Some beds include such a quantity of clasts that the clastic texture is very well discernible.

Whereas in the uppermost part of the mud the free oxygen was in excess, its amount has diminished degresively with depth, due to the decay of organic material and metabolism of aerobic bacteria. Since the free oxygen was more and more deficient with the depth, reducing conditions arised. Now started activity of the anaerobic bacteria, which got the necessary oxygen by reduction of sulfate and released thereby hydrogen sulfide; Eh and pH have changed considerably. Therefore the primary ore minerals were no more stable and began to dissolve. On account of the hydrogen sulfide early diagenetic sulfides crystallized. The evidence for the biogenic origin of sulfur was brought by massspectrometric analyses. Collected data show, that $\delta^{34}\text{S}$ varies from $-29,85\text{‰}$ to $+14,31\text{‰}$. Sulfide sulfur is mostly enriched with light isotope and $\delta^{34}\text{S}$ varies in a very broad range. Both data speak in favour of sulfur, which originated in bacterial reduction of sulfate ion.

In the mud first appeared disseminated, tiny anhedral and euhedral pyrite grains with diameter up to $40\text{ }\mu\text{m}$; spheres with framboidal texture are rather often. The quantity of this pyrite generation is negligible. More or less simultaneously tiny sphalerite globules were formed, the diameters of which reach $40\text{ }\mu\text{m}$ and are commonly about $20\text{ }\mu\text{m}$. They presented frequently nuclei around which very well developed rhombic dodecahedron sphalerite crystals originated having diameter up to $90\text{ }\mu\text{m}$. Then galena cubes were deposited with diameters usually of 100 to $300\text{ }\mu\text{m}$, and finally crystallized pyrite and marcasite. They are present as individual grains and aggregates which often include sphalerite globules and crystals. Additionally they have overgrown also several galena cubes. Sphalerite globules and crystals as well as galena cubes are free of inclusions of earlier minerals, which are quite sporadic also in pyrite and marcasite.

At the end of the second stage arrived in all three orebodies magnesium bearing water, which has converted original calcium carbonate to dolomite. First originated micritic dolomite grains, here and there preserved in laminas and thin beds of slaty marl. Then they have grown to coarser grained sparite. Later dolomite grains have been affected by epigenetic processes and exhibit now diameters commonly of 40 to

100 μm . Dolomitization has completed, in our opinion, the period of diagenesis. The beds were converted in solid ore with sulfides in dolomite matrix, which included also finely dispersed clay minerals. Laminas and thin beds composed chiefly of clay minerals with admixture of dolomite grains represented dolomitic marl.

Orebearing Anisian carbonate rocks have been subsequently covered by the younger Triassic and Jurassic sedimentary rocks. At the beginning of Tertiary their entire thickness was about 2.200 m. Orebodies subsided slowly into the deeper zones of greater pressure and of higher temperature. In such a way the diagenesis was succeeded by epigenesis, which includes the third, fourth and the fifth period. Laminas and beds of marl become more and more slaty.

Interstitial water existing in the orebodies had by the epigenetic conversion of diagenetic ore exceptionally important function: diagenetic sulfides has been dissolved in it, their components have been displaced in it and when it was saturated by metal compounds, the sulfides crystallized again. Such conditions existed in orebodies in particular extent of time, which permitted mobilization only of sulfide grains with definite chemical composition. Since the conditions alternated, the ore minerals were repeatedly mobilized during the epigenesis.

Sulfides were deposited from interstitial water mainly by metasomatic replacement of dolomite grains. Therefore the epigenetic sulfides very often include corroded dolomite remnants. By this process the interstitial water was enriched in calcium and magnesium – dolomite has crystalized and replaced here and there sulfides. Ore minerals and dolomite were deposited, of course also in pores themselves. Only insignificant quantity of sulfides has migrated into the footwall and hanging wall dolomite. Their tiny grains could be observed directly along the orebodies; 1 to 1,5 m away the carbonate wall rock is practically barren.

During the third stage tiny, quantitatively insignificant pyrite grains crystallized first, appearing on the contact of dolomite grains. Then all sphalerite globules and crystals have been dissolved by interstitial water, except those which were completely incorporated in diagenetic iron sulfides and in such a way protected from mobilization. In the Old as well as in the Western orebodies are diagenetic iron sulfide grains and aggregates with sphalerite globules and crystals relatively common, although the quantity of this sphalerite is unimportant. In the Eastern orebody, however, FeS_2 grains and aggregates including sphalerite globules and crystals are nearly totally lacking.

Sphalerite belonging to the third stage is economically the most important ore mineral of Topla deposit. But its grains are very difficult to perceive in most hand specimens especially when inspected underground. Sphalerite appears in the Western as well as in the Old orebody highly irregularly. In several cross section beds averaging some 10 % ZnS alternate with those, containing only some percents of ZnS , or it appears in traces, if at all. Anhedral grains about 60 μm or less across strongly prevail, which have somewhere grown to aggregates with diameter up to some 100 μm . In the Eastern orebody, on the contrary, sphalerite occurs mainly in euhedral grains, usually ranging in size from 50 to 130 μm . They are very uniformly dispersed in high, as well as in low grade ore; inclusions of dolomite are very common.

During the fourth stage followed the principal rearrangement of diagenetic iron sulfides. In all three orebodies crystallized up to some mm large euhedral, subhedral and anhedral pyrite and marcasite grains, as well as their aggregates; pyrite appeared first followed by marcasite and than pyrite again. The youngest ist melnicovite-pyrite, which is relatively most abundant in the Eastern orebody. FeS_2 grains and

aggregates include irregularly shaped replacement remnants of dolomite and of sphalerite grains belonging to the third stage.

In the next, fifth stage almost all galena was deposited, which could be found in Topla today. It appears very often in more or less euhedral metacrysts which range in size from some 10 μm to 13 mm, and which give particularly to the Eastern orebody typical porphyroide texture. Metacrysts enclose often corroded inclusion of earlier minerals, as well as younger dolomite metacrysts. Euhedral galena grains are quite often rimmed by pyrite and melnicovite-pyrite. Galena belonging to this phase originated in the mobilization of its diagenetic cubes, which were almost completely replaced by dolomite and sphalerite of the same stage. Diagenetic galena cubes are subordinately preserved in the Western and in the Old orebodies, where also dolomite and sphalerite pseudomorphs on it are to be found. But in the Eastern orebody, which includes the largest quantity of epigenetic galena neither diagenetic cubes nor pseudomorphs mentioned are to be found, although the galena had to be here the most common diagenetic sulfide. Why?

Microscopic examination of polished sections from the Western and Old orebody demonstrate, that the diagenetic galena cubes as well as the dolomite and sphalerite pseudomorphs on its could be well observed only in the cases, if the cubes were rimmed by diagenetic FeS_2 . We are convinced that in the Eastern orebody occurred during the diagenesis by far numerous galena cubes than in the Western and Old orebody, some of them with more or less well developed FeS_2 rim, but the largest part without it. The reason for the totally absence of galena cubes in the Eastern orebody should not be sought in supposition, that they were originally absent, but in the fact, that the epigenetic processes were in the Eastern orebody by far more intensive than in other two. Therefore the galena cubes, pseudomorphs on its and FeS_2 rims have completely disappeared.

In this connection it is necessary to remind that the Western orebody contain about 10%, and the Old one even 15% of clay minerals. They are finely dispersed in ore beds, but occur predominately in laminas and thin beds of slaty marl, which have prevented, in our opinion, the epigenetic mobilization. The ore minerals have remained mainly in same beds, where they originated during diagenesis. The best proof for such interpretation yield highly unequally distribution of sphalerite. In the Eastern orebody, however, the clay minerals averages only about 5% and are chiefly dispersed in ore beds. Laminas and thin beds of slaty marl are very rare in the prevailing part of the orebody even absent. Therefore were the epigenetic processes more expressive – ore minerals have been mobilized throughout the entire orebody. In favour of this explanation speaks the fact, that even the FeS_2 grains with diagenetic sphalerite crystals are extremely rare and that epigenetic sphalerite occurs in equally large grains, which are in the high, as well as in the low grade ore surprisingly uniformly distributed.

In the Eastern orebody evidences that the sphalerite and galena were already diagenetic minerals are actually lacking. If the evolution of mineralization in the Western and in the Old orebodies would not be known, and if according to geologic data we could not conclude, that all three orebodies originated more or less simultaneously, under similar condition, we could not affirm, that zinc and lead have been already brought into the mud from which later the Eastern orebody originated. Considering the present ore structures and textures the more plausible interpretation would be, that both metals have reached the deposit by epigenetic ore fluids.

It must be finally born in our mind, that isolated sulfide grains have been found

also in the footwall and hanging wall dolomite of the Western as well as of the Eastern orebodies, but only in their close vicinity – 1 to 1,5 m aside they disappeared. This proves that the mobilization processes were restricted practically only on the orebodies itselfs.

How long the mobilization of ore minerals during epigenesis persisted is matter of speculation. But it is necessary to know, however, that after 15 millions of years the orebearing Anisian strata were covered by nearly 2.000 m of Middle and Upper Triassic sedimentary rocks. Due to higher litostatic pressure and mobilization minerals have been deposited also in interstices, therefore the permeability was lower and lower. At the end of Triassic period the interstitial water was very probably already immovably captured. Thus the mobilization ceased.

Dissolution of minerals as well as their rearrangement has revived with retrograde epigenesis. This processes appeared during Tertiary orogenic activity, when the orebearing Anisian strata were brought to higher level by folding. It should be noted that Topla occurs very close to the Periadriatic lineament, from which immense masses of rocks were pushed to the south and to the north. During repetitively tectonic phases orebodies and wallrock were cracked, fractured and even displaced. In such a way fissures, fractures, fractures zones, faults and fault zones originated. The secondary permeability has increased and the infiltration of underground water into the orebodies was possible.

In the sixth stage the dolomite was mobilized and numerous discordant, irregular veinlets of macroscopic white dolomite have been formed. In some places also breccia cemented by macroscopic white dolomite originated. During the seventh stage beside dolomite ore minerals have been moved also. This is demonstrated by peculiar breccia occuring in the Western orebody. Ore fragmente with sharp edges are cemented by white dolomite and by sulfides, mainly by galena and sphalerite in lesser amount also by pyrite and melnikovite-pyrite. Several generations of particular ore minerals have been observed in a single polished section. Whereas galena occurs predominantly in skeletal variety, sphalerite exhibits colloform character. Euhedral and skeleton galena is actually encrusted with colloform sphalerite. In orebodies which originated by syn-diagenetic processes appeared during retrograde epigenesis ore texture and structures, which have been years ago described by majority of authorities as typical features of telethermal lead zinc deposits.

In the following eight stage the ore deposit was affected again by tectonic activity. Irregular discordant dolomite veinlets and breccias originated, cemented by dolomite including in traces of tiny sulfide grains. During the last tectonic movements appeared fault and fault zones, which have dislocated especially the Old and the Eastern. In the neinth stage, which includes also the present time, meteoric water penetrates into deposit. At expense of sulfides cerussite, anglesite, smithsonite, greenockite as well as limonite arise. Subordinately wulfenite should be present too.

Literatura

- Barnes, H. L. & Czamanske, G. K. 1967, Solubilities and transport of ore minerals. - V: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston, Inc., 334-381, New York.
- Berçe, B. 1963, The formation of the ore-deposits in Slovenia. *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, 19, 1-16, Pavia.
- Chilingar, G. V., Bissel, H. J. & Wolf, K. H. 1967, Diagenesis of carbonate rocks: - V: Larnes G. and Chilingar, G. V. (Ed.): *Diagenesis in sediments*, Elsevier, 179-332, Amsterdam.
- Cissarz, A. 1956, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. *Rasprave Zaveda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije*, Beograd.
- Davis, H. J. 1977, Genesis of the Southeast Missouri lead deposits. *Economic Geology*, vol. 72, No. 3, 443-450, Lancaster.
- Drovenik, M. 1970, Nastanek bakrovega rudišča Škofje. Prvi kolokvij o geologiji Dinardov, 2. del, 17-63, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 2-3, 145-167, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1985a, Some geochemical characteristics of lead-zinc deposits in Slovenia, NW Yugoslavia. *Monograph Series on Mineral Deposits 25*, Gebrüder Borntraeger, 105-120, Berlin-Stuttgart.
- Drovenik, M. 1985b, Significance of the Triassic igneous - tectonic activity for the origin of the Slovenian mineral deposits. *Razprave IV. razreda SAZU*, XXVI, 343-360, Ljubljana.
- Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdíć, J. 1976, Izotopska sestava žvepla v sulfidih rudnih nahajališč v Sloveniji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 2-3, 193-246, Ljubljana.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. *Geologija* 23/1, 1-157, Ljubljana.
- Ehrenberg, H., Pilger, A. & Schröder, F. 1954, Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, Heft 12, Hannover.
- Folk, R. L. 1959 Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 43, no. 1, 1-38, Tulsa.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. 1970, Sedimente und Sedimentgesteine. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Garry, M., McAfee, R. & Wolf, C. L. 1972, Glossary of geology. American Geological Institute, Washington.
- Giordano, T. H. & Barnes, H. L. 1981, Lead transport in Mississippi-Valley-type ore solutions. *Economic Geology*, vol. 76, no. 8, 2200-2211, Lancaster.
- Göttinger, M. A. 1985, Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Österreich. Ein Überblick. *Arch. f. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A.* 6, 183-192, Wien.
- Grafenauer, S. 1958, Diskusija k članku Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica. *Geologija* 4, 229-236, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih nahajališč. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 4, 313-332, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 2, 165-172, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 3-4, 353-364, Ljubljana.
- Grinenko, V. A. Zairi, N. M. & Šadlun, T. N., 1974, Poligennaja priroda globuljarnyh sulfidov v stratiformnyh mestoroždenijah. *Geologija rudnyh mestoroždenij*, no. 1, 66-77, Moskva.
- Hein, U. F. 1986, Zur Geochemie des Fluors im Nebengestein und Spurenelementfraktionierung in Fluorit der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. *Berliner Geowiss. Abh., Reihe A*, Band 87, Berlin.
- Helgeson, H. C. 1964, Complexing and hydrothermal ore deposition. Pergamon Press, New York.
- Kisvarsanyi, G. 1977, The role of the Precambrian igneous basement in the formation of the stratabound lead-zinc-copper deposits in Southeast Missouri. *Economic Geology*, vol. 72, no. 3, 435-442, Lancaster.
- Köppel, V. 1983, Summary of lead isotope data from ore deposits of the Eastern and Southern Alps: some metallogenetic and geotectonic implications. - V: Schneider, H. J.

(Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe. Springer, 162–168, Berlin-Heidelberg.

Kraume, E. 1955, Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 18, Hannover.

Kubat, I. 1982, Metalogenija i prognoza čvrstih mineralnih sirovina u trijasu Bosne i Hercegovine. Posebno izdanje geološkog glasnika, knjiga XVIII, Sarajevo.

Leighton, M. W. & Pendexter, C. 1962, Carbonate rock types. – V: Ham, W. E. (Ed.): Classification of carbonate rocks. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, Mem. 1, 33–61, Tulsa.

Maynard, J. B. 1983, Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer, New York-Heidelberg.

Medved, B. 1986, Raziskava rude Vzhodnega rudnega telesa Zn-Pb rudišča Topla. Diplomsko delo, Ljubljana.

Mioč, P. & Žnidarčič, 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ravne na Koroškem, Zvezni geološki zavod, Beograd.

Padalino, G., Pretti, S., Tocco, S. & Violo, M. 1972, Some examples of lead-zinc-barite depositions in carstic environments. Proceedings of the second international symposium on the mineral deposits of the Alps, 195–206, Ljubljana.

Pinckney, D. M. & Haffty, J. 1970, Content of zinc and copper in some fluid inclusions from the Cave-In-Rock district, Southern Illinois. Economic Geology, vol. 65, no. 3, 451–458, Lancaster.

Ramdohr, P. 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.

Roedder, E. 1976, Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 2, Elsevier, 67–110, Amsterdam.

Roedder, E. 1977, fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. Economic Geology, vol. 72, no. 3, 474–479, Lancaster.

Rösler, H. J. & Lange, H. 1975, Geochemische Tabellen. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

Sangster, D. F. 1976, Carbonate-hosted lead-zinc deposits. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 6, Elsevier, 447–456, Amsterdam.

Sato, T. 1977, Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. – V: Volcanic processes in ore genesis. The institution of mining and metallurgy, 153–161, London.

Strahov, N. M. 1962, Osnovy teorii litogeneza. AN SSSR, tom III, Moskva.

Sverjensky, D. A. 1981, The origin of a Mississippi-Valley-type deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. Economic Geology, vol. 76, no. 7, 1848–1872, Lancaster.

Štruel, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5–20, Ljubljana.

Štruel, I. 1974, Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. Geologija 17, 299–397, Ljubljana.

Tissot, B. P. & Welte, D. H. 1978, Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin-Heidelberg.

Twenhofel, W. H. 1939, Principles of sedimentation. McGraw-Hill, New York.

White, D. E. 1981, Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Economic Geology, Seventy-fifth anniversary volume, 392–423, Lancaster.

Wolter, R. & Schneider, H.-J. 1983, Saline relics of formation water in the Wettersteinkalk and their genetic connection with the Pb-Zn mineralization. – V: Schneider, H.-J. (Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe. Springer, 223–230, Berlin-Heidelberg.

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

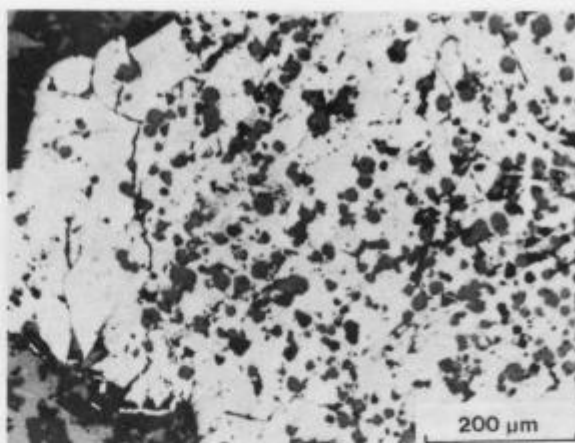
Zuffardi, P. 1976, Karst and economic mineral deposits. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 3, Elsevier, 175–212, Amsterdam.

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1 – Fig. 1

Majhne sfaleritne kroglice in kristalčki v piritno markazitnem polju. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

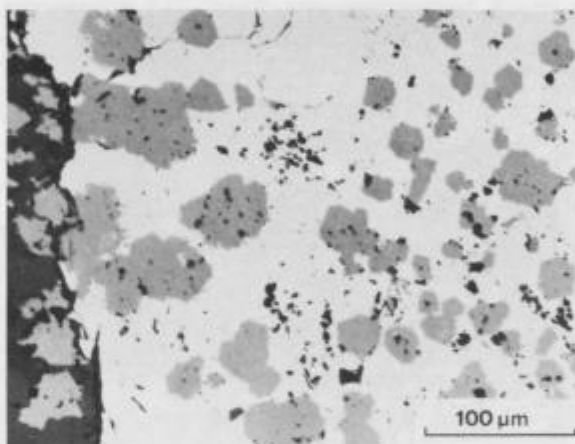
Pyrite marcasite patch includes tiny sphalerite globules and crystals. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razviti sfaleritni kristalčki v piritno markazitnem polju. Odkop št. 3, 14 m nad obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

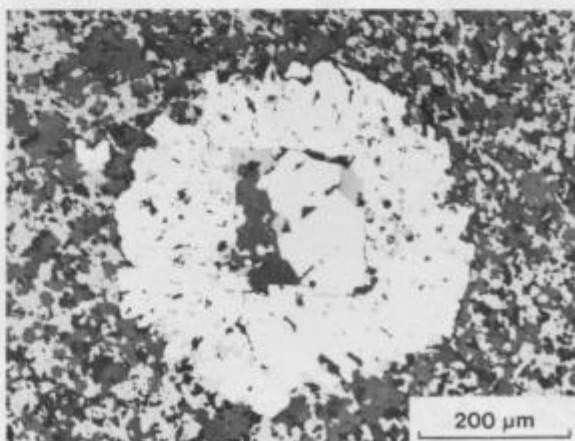
Pyrite marcasite patch includes well developed sphalerite crystals. Stope No. 3, 14 m above the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Idiomorfni galenit je deloma nadomeščen s sfaleritom in dolomitom. Obdaja ga FeS_2 rob z majhnimi sfaleritnimi kroglicami. V osnovi sta drobnnozrnati dolomit in sfalerit. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

Euhedral galena partly replaced by sphalerite and dolomite surrounded by FeS_2 rim including tiny sphalerite globules. Matrix consists of fine grained dolomite and sphalerite. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



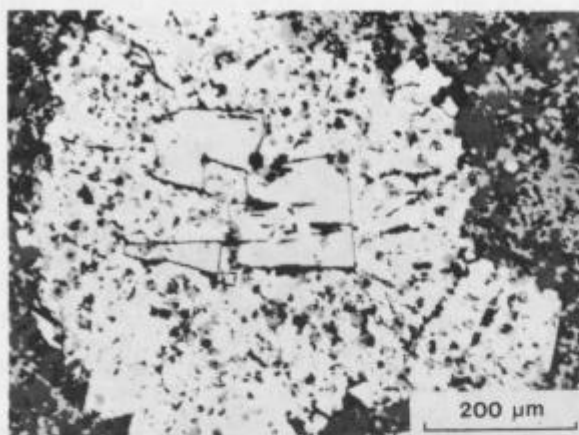
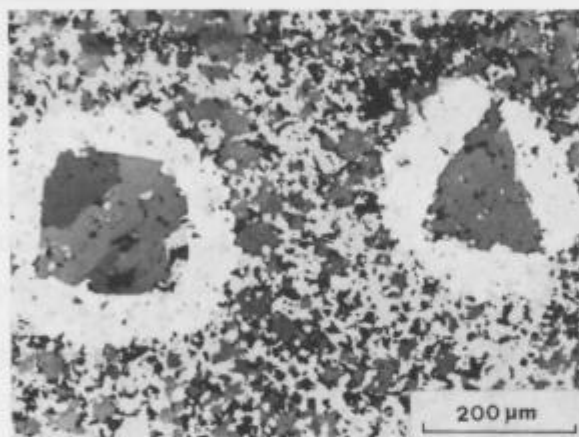


Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1 – Fig. 1

Skupek galenitnih zrn, katerega obdaja FeS_2 rob z majhnimi sfaleritnimi kroglicami v drobnnozrnati sfaleritno dolomitni osnovi. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsečna svetloba

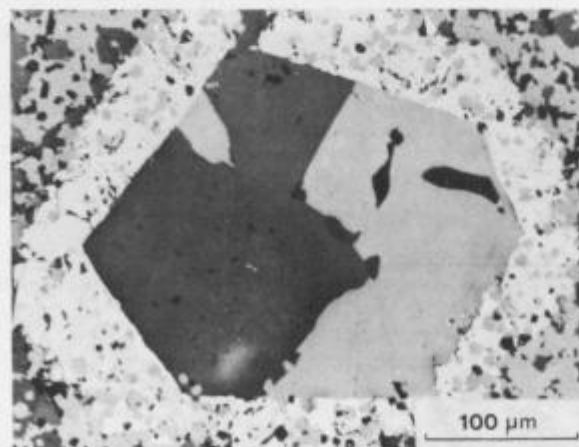
Cluster of galena grains encrusted by FeS_2 rim which includes tiny sphalerite globules, occurs in fine grained sphalerite dolomite matrix. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Dolomitni psevdomorfozi po galenitnih kockah. FeS_2 robova vsebuje majhne sfaleritne kroglice. Osnovo gradita drobnnozrnata sfalerit in dolomit. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsečna svetloba

Dolomite pseudomorphs after galena cubes. FeS_2 rims include tiny sphalerite globules. Matrix consists of fine grained sphalerite and dolomite. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Galenit nadomeščata starejši dolomit in mlajši sfalerit. Pseudomorfozo obdaja FeS_2 rob, z majhnimi sfaleritnimi kroglicami. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsečna svetloba

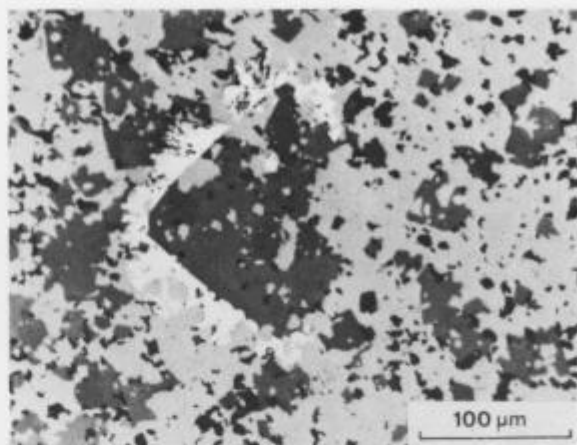
Older dolomite and younger sphalerite replace galena. Pseudomorph is surrounded by FeS_2 rim which includes tiny sphalerite globules. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1 – Fig. 1

Delno razviti FeS_2 rob nakazuje obliko galenitne kocke, ki je bila povsem nadomeščena s številnimi manjšimi dolomitnimi in sfaleritnimi zrni. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

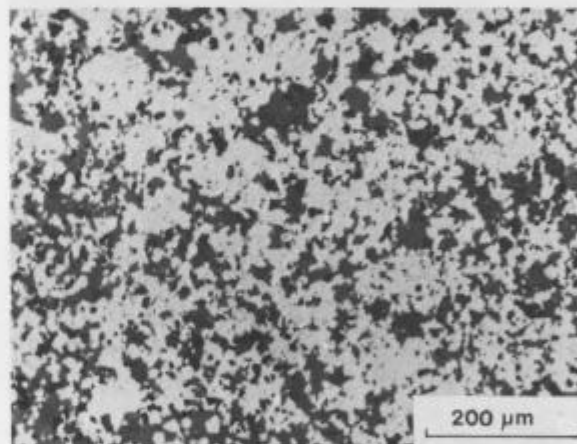
Partly developed FeS_2 rim indicates the shape of the galena cube which was entirely replaced by numerous smaller dolomite and sphalerite grains. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Manjša sfaleritna zrna se združujejo v nepravilna polja. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Smaller sphalerite grains are joined in irregular patches. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritna zrna z izometričnimi preseki. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Sphalerite grains with isometric cross-sections. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light

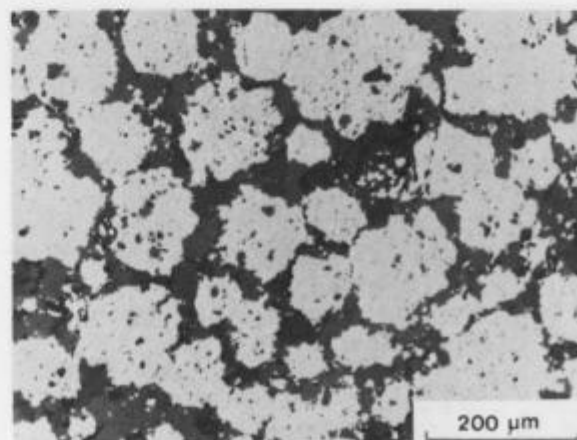
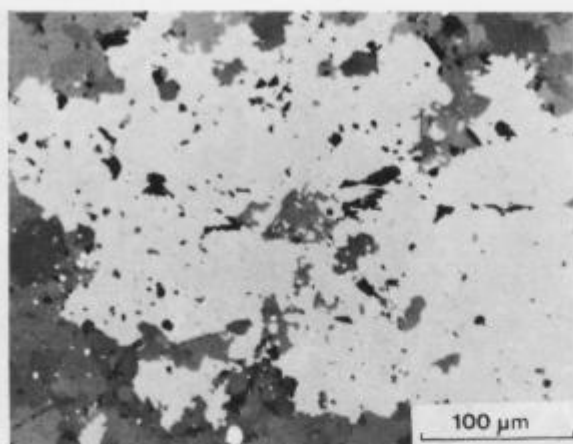


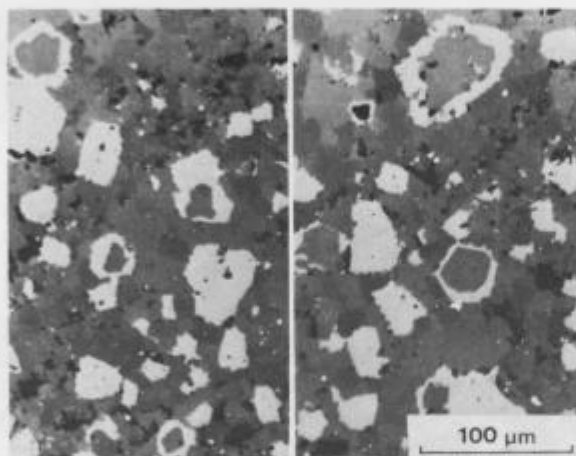
Tabla 4 – Plate 4



Sl. 1 – Fig. 1

Večje sfaleritno polje z ameboidnim presekom vsebuje korodirane dolomitne vključke. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

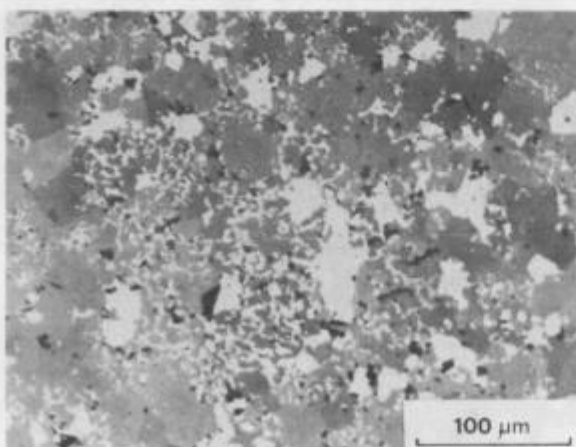
Larger amoeboid sphalerite patch includes corroded dolomite grains. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Sfalerit obrašča dolomitna zrna, tako da opazujemo značilno atol-sko strukturo. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite overgrows dolomite grains yielding in this way the atoll texture. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Mirmekitska struktura je nastala zaradi delnega nadomeščanja sfalerita z dolomitom. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

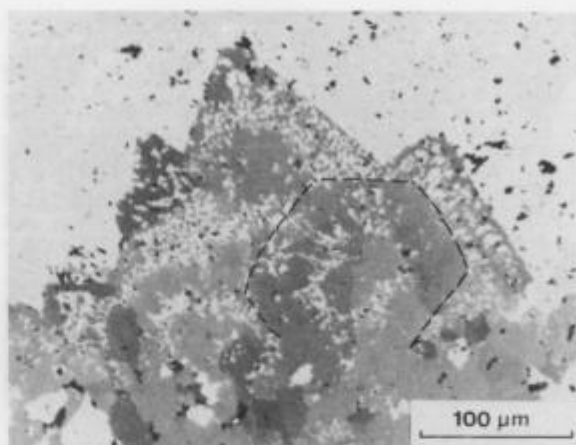
Myrmekitic texture originated by partial replacement of sphalerite by dolomite. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light

Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1 Fig. 1

Dolomitni metakristali nadomeščajo sfaleritno polje. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsečna svetloba

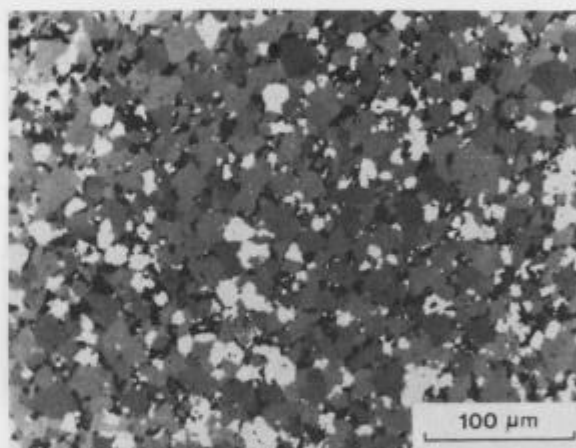
Dolomite metacrysts replace sphalerite patch. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Majhna sfaleritna zrna med subhedralnimi in euhedralnimi dolomitnimi zrni. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsečna svetloba

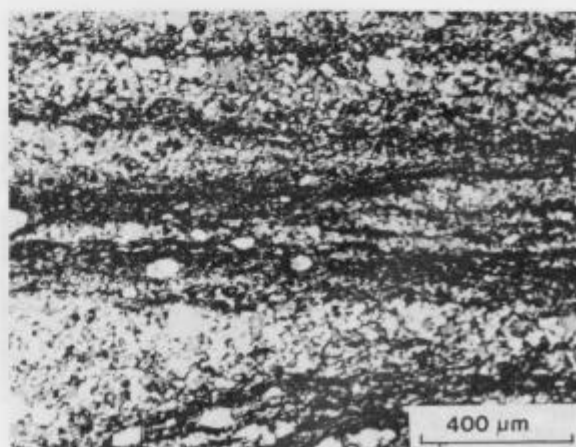
Small sphalerite grains between subhedral and euhedral dolomite grains. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritno dolomitne lamine se menjavajo z laminami, ki jih grade glineni minerali. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsečna svetloba

Sphalerite dolomite laminas alternate with laminas consisting of clay minerals. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



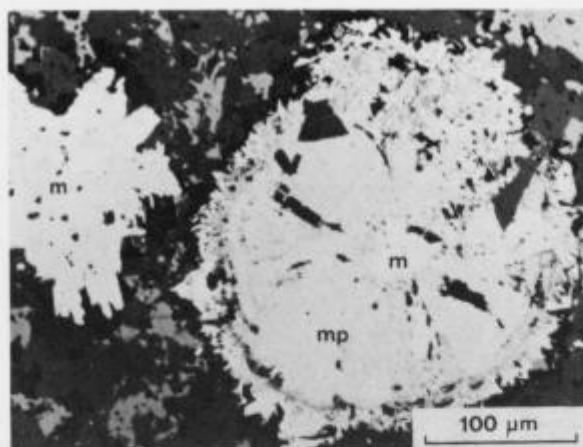
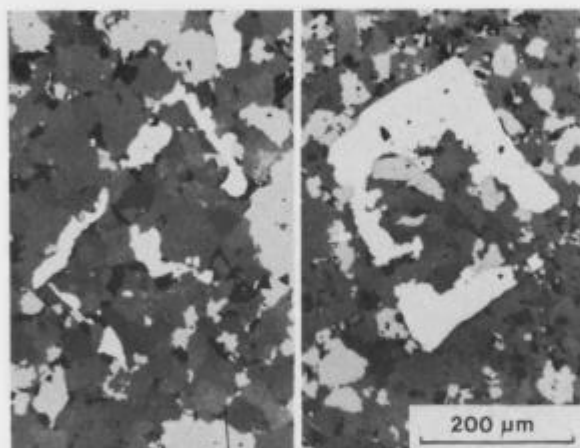


Tabla 6 – Plate 6

SL. 1 – Fig. 1

Levo: belo polje grade markazitna zrna (m). Desno: markazitno jedro (m) obdaja melnikovitpirit (mp). Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

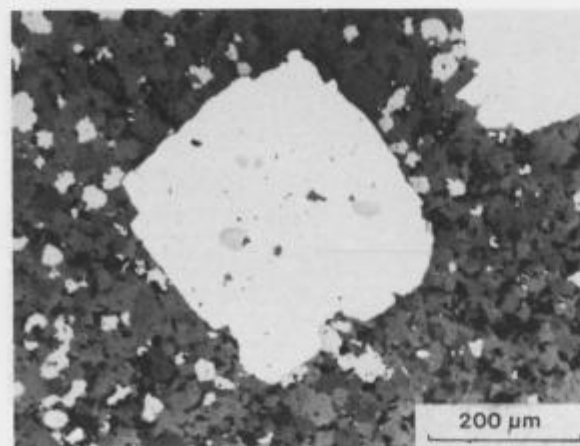
On the left: white patch built up by marcasite grains (m). On the right: marcasite core (m) surrounded by melnikovite-pyrite (mp). Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



SL. 2 – Fig. 2

Levo: skeletni galenitni kristal. Desno: bolj razvit galenitni kristal z vključkom sfaleritno-dolomitne osnove. Odkop št. 3, 14 m nad obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

On the left: skeletal galena. On the right: more developed galena crystal includes sphalerite-dolomite matrix. Stope No. 3, 14 m above the 1144 m level. Reflected light



SL. 3 – Fig. 3

Lepo razvit galenitni kristal s posameznimi majhnimi sfaleritnimi in galenitnimi vključki. Odkop št. 3, 14 m nad obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

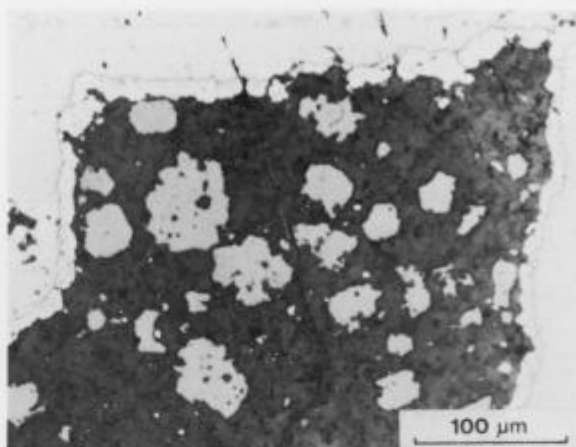
Well developed galena crystal includes some small sphalerite and dolomite grains. Stope No. 3, 14 m above the 1144 m level. Reflected light

Tabla 7 – Plate 7

Sl. 1 – Fig. 1

Piritni rob ob stiku galenita in sfaleritno dolomitne osnove. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

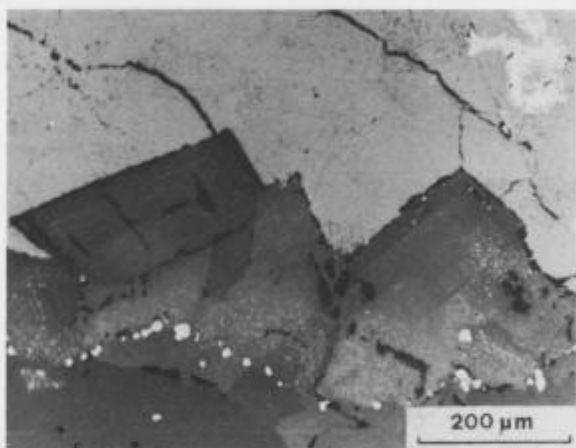
Pyrite rim between galena and sphalerite dolomite matrix. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

V pori so nastala najprej piritna in nato subhedralna dolomitna zrna s številnimi zelo majhnimi ZnS vključki, ki so conarno razvrščeni. Zgoraj sta maljša sfalerit in galenit. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

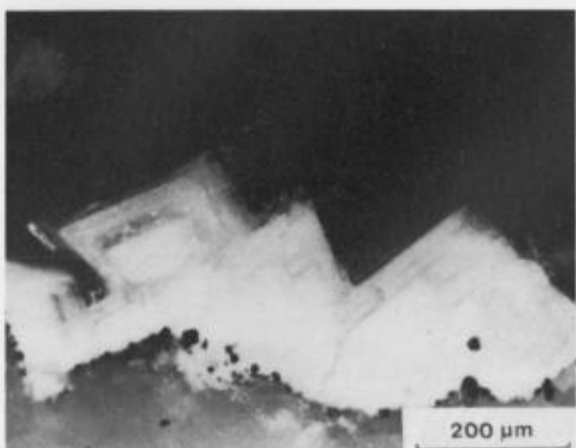
In the vug originated first pyrite and then subhedral dolomite grains with tiny ZnS inclusions. Upper occur younger sphalerite and galena. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Isto kot sl. 2, le pri navzkrižnih nikolih. Svetlejše cone v dolomitu vsebujejo več zelo majhnih ZnS vključkov kot temnejše

The same as fig. 2, crossed nicols. Brighter dolomite zones include more tiny ZnS inclusions than the darker zones



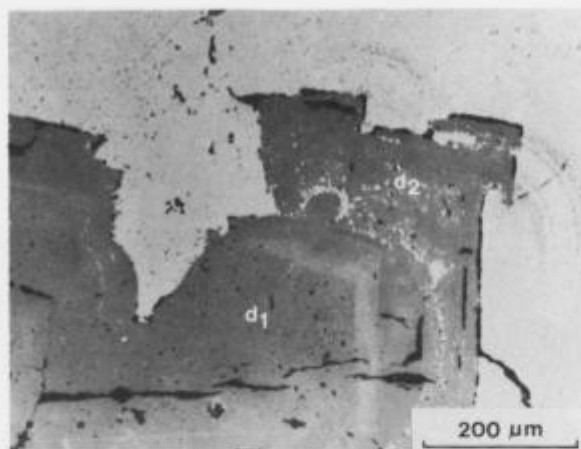
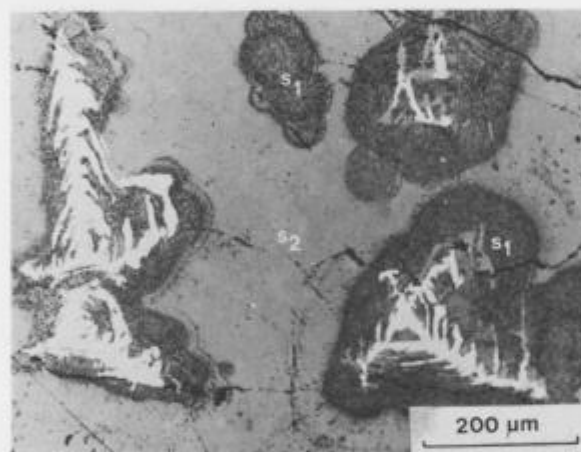


Tabla 8 – Plate 8

Sl. 1 – Fig. 1

Korodirani dolomit z ZnS vključki (d_1) obdaja dolomit (d_2), ki tudi vsebuje ZnS vključke. Oba korodira mlajši sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsečna svetloba

Corroded dolomite (d_1) with ZnS inclusions surrounded by dolomite (d_2) which also contains ZnS inclusions. Both are replaced by younger sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Slabo razvite galenitne skelete obdajata porozni (s_1) in jedri (s_2) sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsečna svetloba

Poorly developed galena skeletons surrounded by porous (s_1) and dense (s_2) sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Lepo razvite galenitne skelete s strukturo ribje kosti obdajata porozni (s_1) in jedri (s_2) sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsečna svetloba

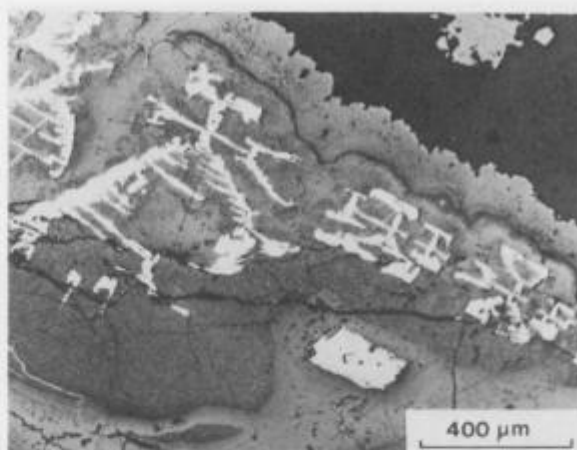
Well developed galena skeletons showing herring bone texture surrounded by porous (s_1) and dense (s_2) sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light

Tabla 9 – Plate 9

Sl. 1 – Fig. 1

Preseki galenitnih skeletov imajo oblike, ki so podobne kitajskim besednim znamenjem. Obdajata jih porozni in jedri sfalerit. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

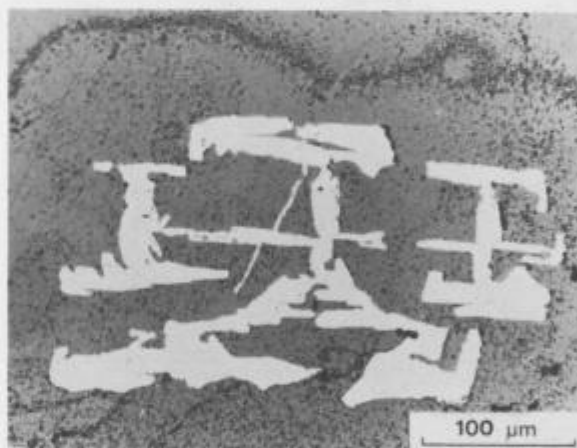
Cross sections of galena skeletons showing shapes similar to Chinese characters. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Detajl slike 1. Zanimiv presek galenitnega skeleta je lepo viden. Odsevna svetloba

Detail from the figure 1. Interesting cross section of the galena skeleton is well visible. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfalerit in galenit kažeta grafično strukturo. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite and galena show graphic texture. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light

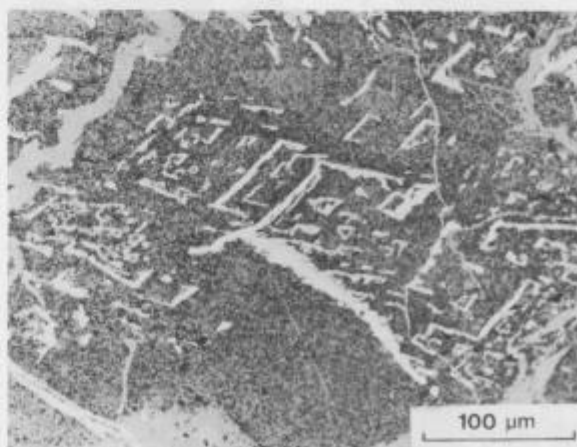
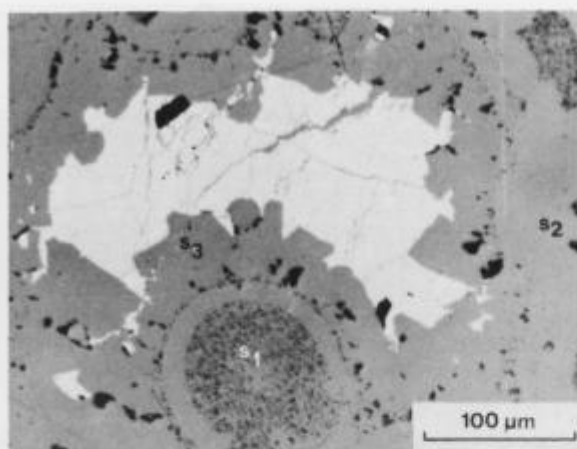


Tabla 10 – Plate 10

Sl. 1 – Fig. 1

Porozni ZnS (s_1), obdan z jedrim (s_2), na katerem so zrastle ZnS kristalčki (s_3). Zadnji je nastal pirit, ki ga nadomešča limonit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

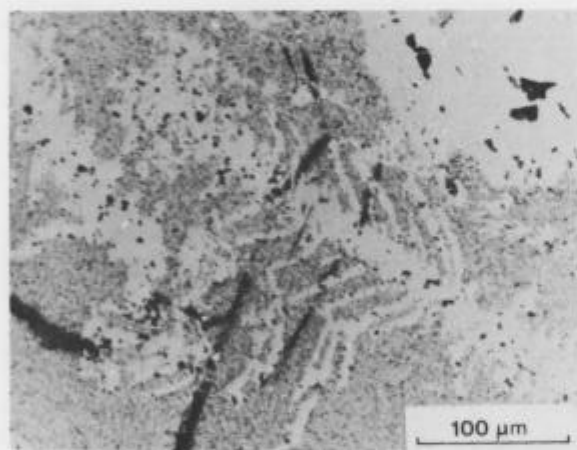
Porous ZnS (s_1) surrounded by dense one (s_2) on which ZnS crystals (s_3) have grown. Finally crystallized pyrite, replaced by limonite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

V poroznem ZnS je ZnS psevdomorfoza po galenitnem skeletu s strukturo ribje kosti. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Sphalerite pseudomorph after galena skeleton in porous sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritne kroglice so ohranjene le tam, kjer so jih obdala drobna FeS_2 zrna (v sredini in spodaj), sicer so se zrasla (zgoraj). Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

Sphalerite globules were preserved only where they were surrounded by fine grained FeS_2 (middle and lower part), otherwise they have grown together (upper part). Outcrop near the Terezija adit. Reflected light

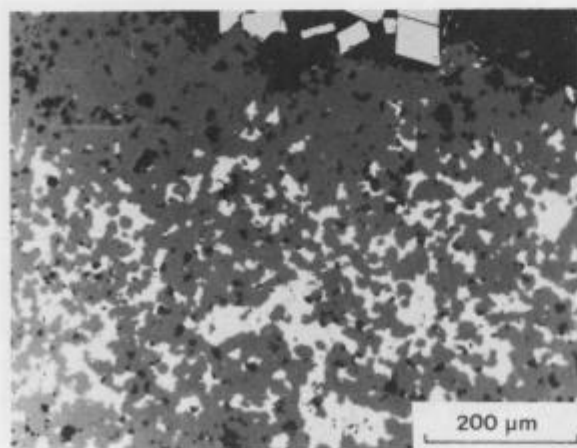
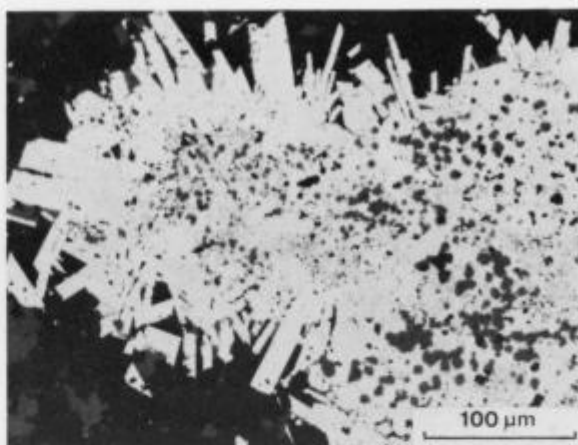


Tabla 11 – Plate 11

Sl. 1 – Fig. 1

Sfaleritne kroglice v drobnozrnatem FeS_2 polju, katerega obrobijo lepo razviti markazitni kristalčki. Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

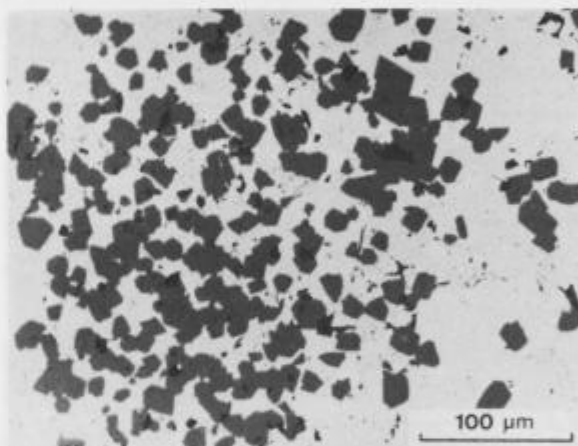
Sphalerite globules in fine grained FeS_2 patch which is surrounded by well developed marcasite crystals. Outcrop near the Terezija adit. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razviti sfaleritni kristalčki v FeS_2 polju. Odkop št. 1, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

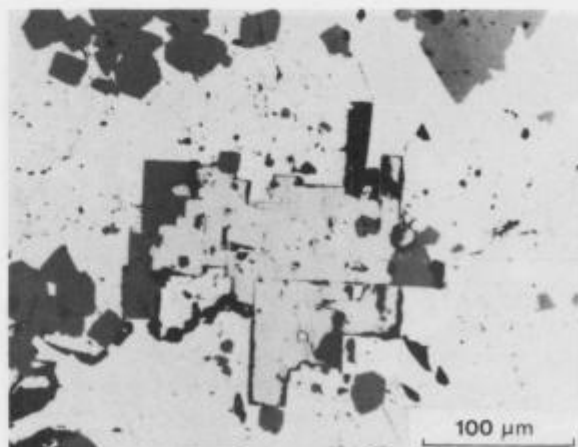
FeS_2 patch includes well developed sphalerite crystals. Stope No. 1, 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Skeletasto galenitno zrno, deloma nadomeščeno z dolomitom, obdaja FeS_2 rob s sfaleritnimi kristalčki. Odkop št. 1, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

Skeletal galena partly replaced by dolomite is surrounded by FeS_2 rim which includes sphalerite crystals. Stopen No. 1, 1144m level. Reflected light



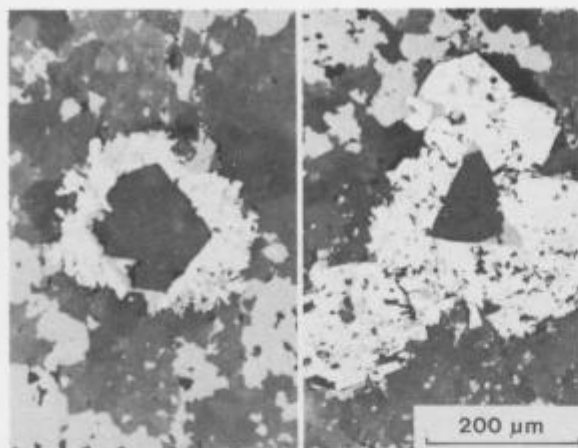
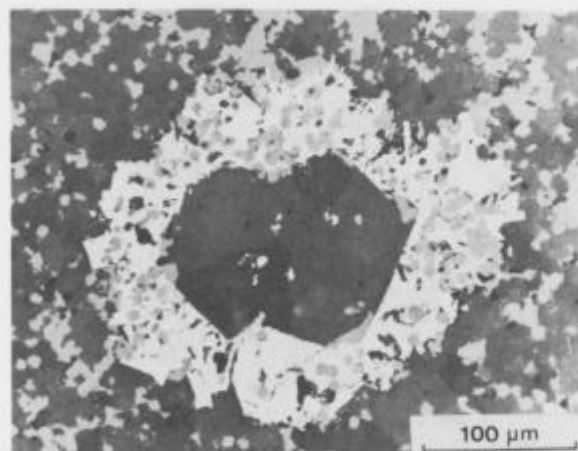


Tabla 12 – Plate 12

Sl. 1 – Fig. 1

Dva značilna preseka dolomitnih psevdomorfov po galenitnih kristalih z FeS_2 robom, v katerem so sfaleritne kroglice. Odkop št. 1, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

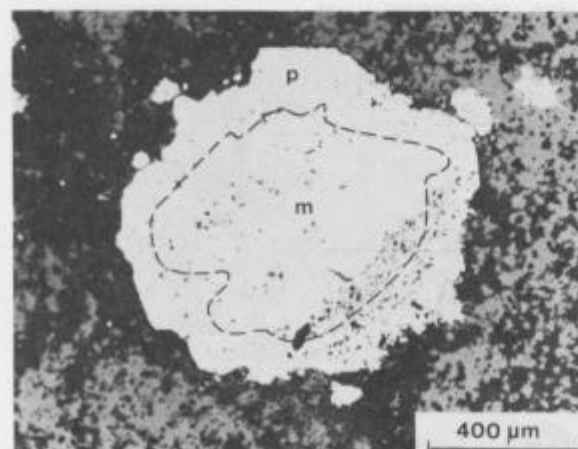
Two characteristic sections of dolomite pseudomorphs after galena crystals with FeS_2 rim which includes sphalerite globules. Stope No. 1, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Zraščeni galenitni zrnji je obdal FeS_2 rob s sfaleritnimi kroglicami, nato pa ju je nadomestil dolomit. Odkop št. 1, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

Two galena grains grown together were surrounded by FeS_2 rim including sphalerite globules, and later replaced by dolomite. Stope No. 1, 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Markazit (m) obdaja piritni rob (p). Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

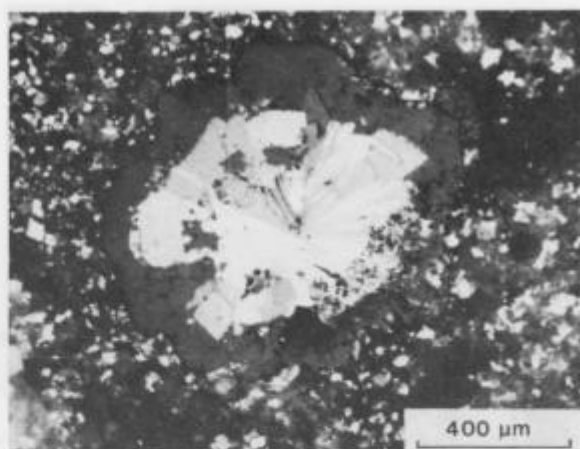
Pyrite rim (p) surrounds markazite (m). Outcrop near the Terezija adit. Reflected light

Tabla 13 – Plate 13

Sl. 1 – Fig. 1

Isto kot sl. 3 na tab. 12, le pri navzkrižnih nikolih. Lepo vidimo radialno trakasto strukturo markazita

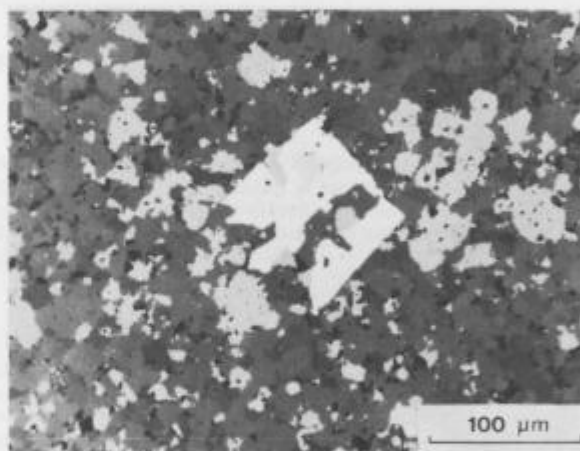
Same as fig. 3 on plate 12, crossed nicols. Radial ribboned texture of marcasite is well visible



Sl. 2 – Fig. 2

Galenitni metakristal vsebuje vključke dolomitno sfaleritne osnove. Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevana svetloba

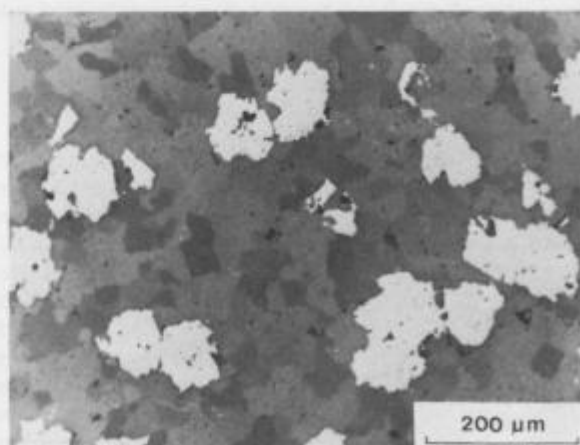
Galena metacryst with inclusions of dolomite sphalerite matrix. Outcrop near the Terezija adit. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritna zrna z izometričnimi preseki v dolomitni osnovi. Odkop št. 7, 8m pod obzorjem 1144m. Odsevana svetloba

Sphalerite grains showing isometric cross-sections in dolomite matrix. Stope No. 7, 8m below the 1144m level. Reflected light



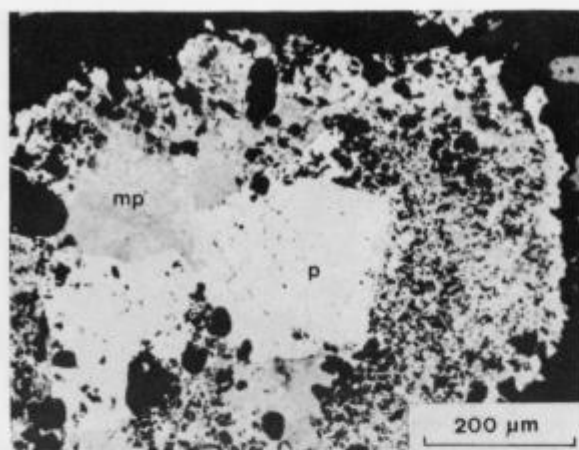
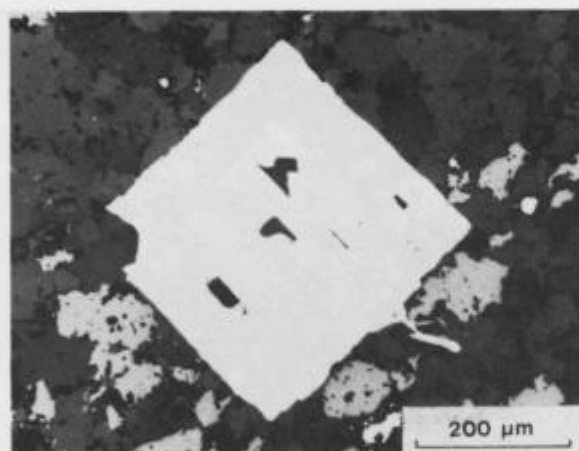


Tabla 14 – Plate 14

Sl. 1 – Fig. 1

Melnikovitpirit (mp) vključuje korodirana dolomitna zrna in obdaja starejši pirit (p). Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

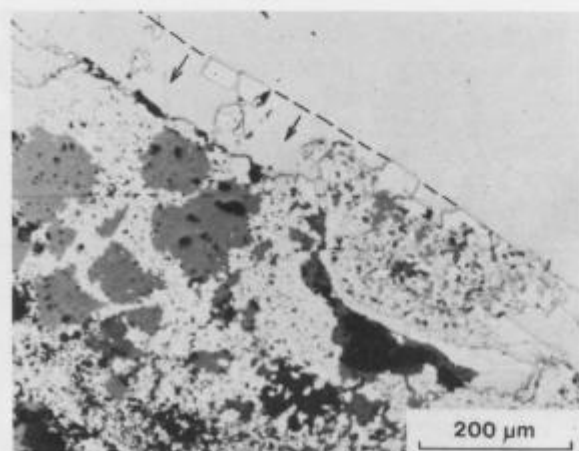
Melnikovite-pyrite (mp) includes corroded dolomite grains and surrounds older pyrite (p). Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razvit galenitni metakristal vsebuje nekaj korodiranih dolomitnih zrn. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Well developed galena metacryst includes some corroded dolomite grains. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Galenit nadomešča piritni rob. Črčkasta črta kaže prvotno mejo robu, puščici pa smer nadomeščanja. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Galena replaces pyrite rim. Dashed line shows the former boundary of the rim, arrows indicate the direction of replacement. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light

UDK 553.622:669(497.12)=863

Nekovinske mineralne surovine na ozemlju Šaleške kotline

Nichtmetallische Mineralrohstoffe im Gebiet des Šalek-Beckens

Janez Štern, Aleksander Brezigar in Miha Mišič
Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Jožica Štukovnik

»Gorenje« Tovarna gospodinske opreme, obrat Keramika Gorenje, 63327 Šmartno ob Paki

Kratka vsebina

O nekovinskih mineralnih surovinah ozemlja je podan pregled podatkov o večjih objektih za njihovo izkoriščanje. Prikazan je regionalni obseg različnih kamenin, ki so po začasni selektivni oceni perspektivne kot »nekovine«. Predstavljeni so rezultati novejših raziskav za keramiko zanimivih nahajališč gline v talnini in krovni in premogonosnih plasti Šaleške kotline.

Kurzfassung

Über die nichtmetallischen Mineralrohstoffe des Gebietes ist eine Daten-Übersicht für die grösseren Objekte zur Nutzung der Rohstoffe gegeben. Der regionale Umfang verschiedener Gesteine ist dargestellt, welche nach einer vorläufigen selektiven Bewertung als »Nichtmetalle« perspektivisch sind. Neuere Untersuchungsergebnisse von keramisch interessanten Tonvorkommen im Liegenden und Hangenden der kohlenführenden Schichten des Šalek-Beckens sind vorgestellt.

Uvod

Sestavek je del gradiva iz raziskovalne naloge Karta nekovinskih mineralnih surovin SR Slovenije (s Tolmačem) za leto 1983, ki jo financira Raziskovalna skupnost Slovenije. Prispevek »Nekovinske mineralne surovine na ozemlju Šaleške kotline« je bil podan na Simpoziju o geologiji Šaleške kotline v Titovem Velenju leta 1983. V skrajšani obliki je pod istim naslovom izšel v Geološkem zborniku 3, 1983, Odsek za geologijo, Ljubljana, v celoti pa naj bi izšel v Geološkem zborniku 6. Ker ta zaradi denarnih težav ni izšel, objavljamo celoto šele sedaj. Prispevek podaja stanje raziskav v letu 1983 in ga kasneje nismo spreminjali. K predhodnim informacijam (Štern, 1983) dodajamo za ozemlje Šaleške kotline podrobnejše podatke o večjih objektih za pridobivanje in predelavo »nekovin«, regionalni obseg perspektivnih kamenin kot nekovinskih mineralnih surovin po začasni oceni in rezultate novejših

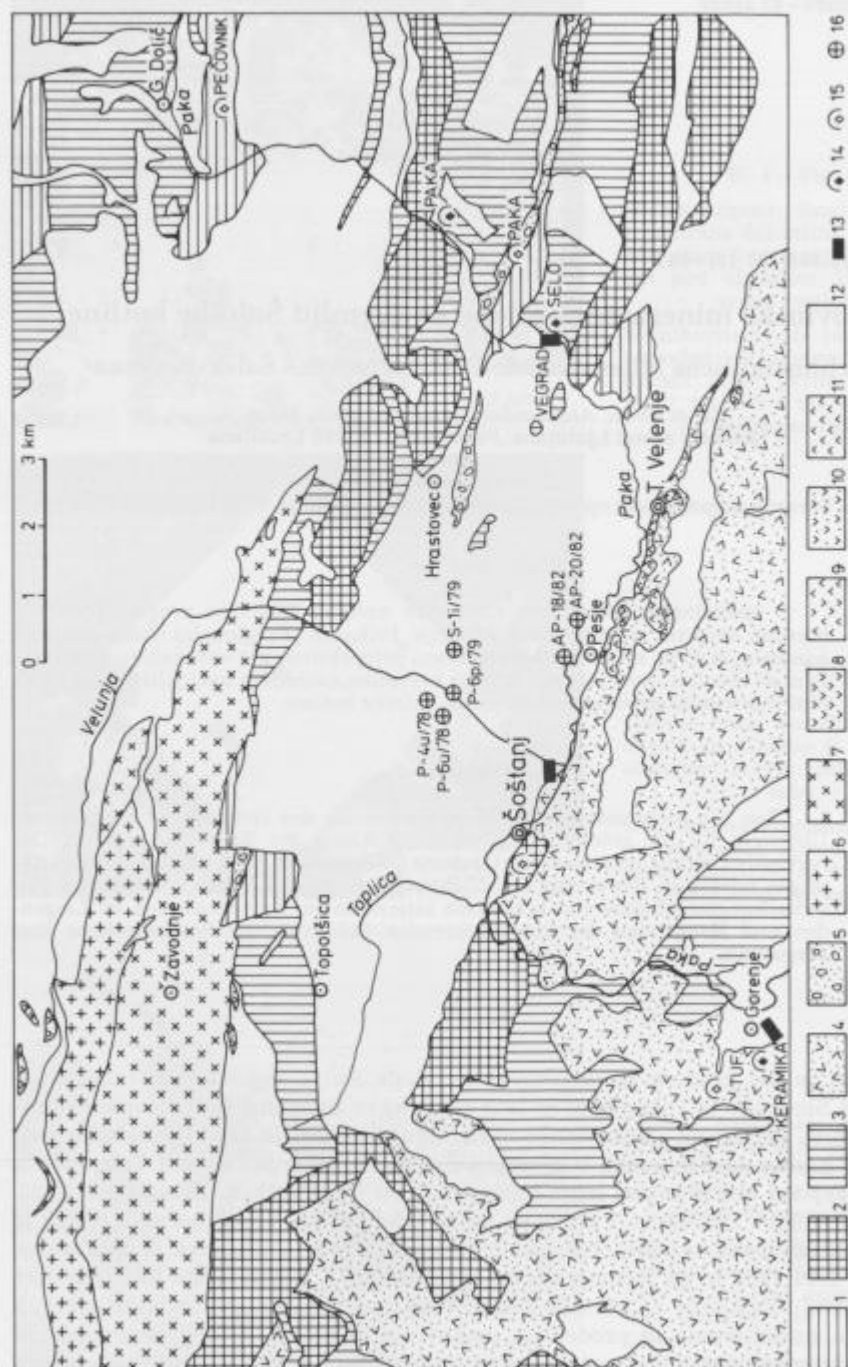


Abb. 1. Nichtmetallische Mineralrohstoffe im Gebiet des Šalek-Beckens

raziskav za keramiko ali opekarstvo zanimivih nahajališč gline v sklopu premogonosnih plasti Šaleške kotline.

Prostorsko lego obravnavanih kamenin-surovin »nekovin« in večjih obstoječih objektov za njihovo izkoriščanje kaže slika 1. Na njej so označene še raziskovalne vrtnice, s katerimi so ugotovili keramično zanimive gline.

Nekovinske mineralne surovine Šaleške kotline v eksploataciji

Janez Štern

Na ozemlju Šaleške kotline so številni manjši kamnolomi in »peskokopi«, ki jih več ne ali pa le še občasno izkoriščajo za bližnje lokalne potrebe (npr. pri Topolšici, južno od Šoštanja in Velenja, na več krajih ob Paki). Stalno in v večjem obsegu na tem ozemlju pridobivajo kamnine-»nekovine« le v treh velikih kamnolomih in predelujejo v treh industrijskih obratih.

Dolomit za gradbene agregate pridobivajo na dveh krajih vzhodno od reke Pake.

Kamnolom dolomita »Paka«

(REK RL Velenje, tozd Izobraževanje)

V Paki, okoli 200 m vzhodno od asfaltirane ceste (in opuščene železnice) Velenje-Dravograd, pridobiva Rudnik lignita Velenje kvalitetni dolomit za gradbeni agregat. Geološke raziskave (leta 1981) so pokazale, da obsega to ležišče srednjetrodnega, močno zdrobljenega dolomita do 7 ha veliko, s prelomi omejeno območje. V njem so ugotovili 1,700 000 m³ skupnih zalog surovine. Te količine dolomita bodo lahko pridobili le, če bodo prestavili cesto na Paški Kozjak, ki omejuje kamnolom proti vzhodu. Zaradi izredne naravne drobljivosti pridobivajo v kamnolomu Paka dolomitni granulati frakcij 0–5, 5–10, in 10–30 mm le s preprostim sejanjem masovnih odstrelov. Dolomitni granulati Paka (na osnovi preiskav kvalitete pri ZRMK Ljubljana, 1980) ustrezajo zahtevam za uporabo kot grobi pesek za malte in omete. Deloma apneni dolomit iz Pake je skoro bela, zelo čista karbonatna surovina (tabela 1).

Za leto 1983 so za kamnolom dolomita Paka predvidevali izkop okoli 160 000 m³ granulata, od tega okoli 25 % za potrebe REK Velenje, ostalo za druge odjemalce.

-
- 1 apnenec – Kalkstein
 - 2 menjajajoča se apnenec in dolomit – abwechselnde Kalke und Dolomite
 - 3 dolomit – Dolomit
 - 4 andezitni tuf – Andesit-Tuff
 - 5 kremenov konglomerat in peščenjak – Quarzkonglomerat und Sandstein
 - 6 granit – Granit
 - 7 tonalit – Tonalit
 - 8 diabaz – Diabas
 - 9 dacit – Dacit
 - 10 andezit – Andesit
 - 11 keratofir – Keratophyr
 - 12 malo perspektivne ali neperspektivne druge kamnine – wenig oder nicht perspektive andere Gesteine
 - 13 obrat predelave nekovinskih mineralnih surovin – Verarbeitungsbetrieb nichtmetallischer Mineralrohstoffe
 - 14 aktivni večji kamnolom – grösserer Steinbruch, aktiv
 - 15 opuščeni večji kamnolom – grösserer Steinbruch, stillgelegt
 - 16 raziskovalna vrtnica za ugotovljeno keramično glino – Kernbohrung (Bezeichnung) mit festgestelltem keramischem Ton

Tabela 1. Kemična sestava dolomita iz Pake
Tabelle 1. Chemische Zusammensetzung des Paka Dolomits

CaO	43,10 %	nihanja - Schwankungen	32,56 - 53,64 %
MgO	10,58 %	nihanja - Schwankungen	1,72 - 19,52 %
SiO ₂	0,06 %		
R ₂ O ₃	0,81 %		
S	0,017 %	Analize - Analysen: Laboratoij - REK EK	
P	0,020 %	Zasavje, Trbovlje, 1981	
Žaroizguba Glühverlust	45,39 %		

Kamnolom in predelava dolomita Selo
(GIP VEGRAD, tozd VEMONT, Titovo Velenje)

V kraju Selo blizu asfaltirane ceste Titovo Velenje-Dravograd so postavili tovarno betonskih elementov, tik ob njej vzhodno pa odprli »peskolom« dolomita za gradbene agregate. Po geoloških raziskavah (leta 1978) je kamnolom lociran v dolomitu spodnjetriadne skitijske starosti, ki slemeni v smeri E-W in ga na severni in zahodni strani prekrivajo heterogene karbonatno-klastične kamenine spodnje triade. Dolomit v ležišču Selo je precej tektonsko razlomljen in zdrobljen ter zelo močno in še globoko pod površino pomešan z limonitno-rjavo glinasto preperino. Proizvedeni agregati dolomita Selo frakcij 0-5, 5-10, 10-30 in 30-70 mm so na osnovi preiskav vzorcev iz redne proizvodnje uporabni le za betone, ki niso izpostavljeni atmosferskim vplivom in obrabi.

S stanjem 1977 so v ležišču dolomita Selo ugotovili 1.440.000 m³ odkopnih zalog surovine. Po ustreznih dodatnih raziskavah bo kamnolom Selo možno razširiti dalje proti vzhodu. Proizvodnjo dolomitnih agregatov Selo so leta 1978 planirali na okoli 150.000 m³ letno, v letu 1983 pa je znašala okoli 80.000 do 100.000 m³. Večino (70 %) granulotov porabi GIP VEGRAD za svoje potrebe, deloma v tovarni betonskih elementov (predvsem tlakovcev), deloma v industrijski pripravi betona.

Predelava EF-pepela iz lignita TE Šoštanj
(REK Velenje, DO Elektrofitrski elementi Družmirje)

V tovarni EFE že vrsto let uspešno predelujejo manjši del velikih količin EF-pepela od izgorevanja lignita v bližnji termoelektrarni. Količino okrog 300 ton te odpadne surovine dnevno oblikujejo po posebnem postopku z dodatki apna, azbestnega prahu in vode v »EFE«-zidake in bloke, z dodatkom cementa tudi v izolacijske gradbene elemente. Proizvodne zmogljivosti EF-elementov znašajo okrog 45 milijonov opečnih enot normalnega formata na leto. Del EF-pepela z ustreznimi dodatki predelujejo tudi v »EFELIT«-omete in malte (okrog 25.000 ton letno). Vsi EFE-proizvodi so po veljavnih normah dovolj kakovostni, pa znatno cenejši od klasičnih opečnih izdelkov. Iz EF-elementov so zgradili velik del novega mesta Titovo Velenje.

Kamnolom andezitnega-pucolanskega tufa Gorenje
(VEGRAD – Titovo Velenje, obrat Tuf – Šmartno ob Paki)

Oligocenski (ali oligo-miocenski?) andezitni tuf zahodno od Gorenja so v preteklosti pridobivali kot iskan naravni okrasni (arhitektonski) kamen, npr. opuščenem »Špehovem« kamnolomu. Od leta 1962 izkoriščajo andezitni tuf v vse večjem kamnolomu »Gorenje« (okrog 400 m zahodno od vasi Gorenje) le še kot granulat za dodatek pucolanskim cementom. Z raziskavami severno in južno od kamnoloma v letih 1977 in 1978 so v ležišču Gorenje ugotovili okrog 1.050.000 m³ eksploatacijskih zalog surovine. Tuf Gorenje ima po veljavnih normativih zadovoljive pucolanske lastnosti (dobre trdnosti in vrednosti »vodne potrebe«). Kamenino sestavljajo minerali kremen, analcim in andezin ter manjše primesi kalcita in glinenih mineralov, delno pa tudi montmorillonit, ki je zaradi »naknadne vodne potrebe« škodljiv betonu. Leta 1977 so v Gorenju pridobili nad 250.000 t tufskega granulata, načrtovali pa so ga za leto 1983 le še 110.000 ton. Zaradi visokih transportnih stroškov in tehnoloških razlogov dobavljajo »tuf Gorenje« samo še bližnjim cementarnam.

Tovarna keramike »GORENJE«
(TGO GORENJE, tozd Gradbeni elementi)

V Gorenju pri Šmartnem ob Paki so leta 1974 postavili tehnološko zelo moderno tovarno, ki uspešno izdeluje lepe in kvalitetne keramične obložne ploščice, v precejšnjem obsegu tudi za izvoz.

S potrebno glino (letno okrog 20.000 m³) se Keramika-Gorenje ne oskrbuje iz Šaleške kotline. Izkorišča glinišče Hom pri Radmirju, ki je od tovarne oddaljeno okrog 20 km. Ležišče je leta 1978 imelo okrog 325.000 m³ zalag gline. Surovina predstavlja povprečno kakovostno opekarsko glino, ki pa je z zelo dobro pripravo in ustreznimi dodatki uporabna za zahtevno izdelavo keramičnih ploščic. V teku so geološke raziskave, katerih cilj je zagotoviti dodatne zaloge ustrezne gline še na drugih krajih.

Zahvala

Zahvaljujem se kolegom Miranu Iskri, Jožetu Veselu in Valentinu Lapajnetu, da so mi dovolili uporabo njihovih podatkov iz neobjavljene dokumentacije Geološkega zavoda Ljubljana.

Regionalna razširjenost kamenin, ki so po začasni oceni perspektivne kot »nekovine«

Začasno oceno in prikaz razprostranjenosti perspektivnih kamenin kot nekovinskih mineralnih surovin na ozemlju Šaleške kotline smo vrednotili novejšo objavljeno in arhivske osnovne podatke o regionalno-geološki sestavi in zgradbi (Mioč & Žnidarčič, 1976, 1978). Splošne in pregledne geološke informacije s karte in pripadajočega »Tolmača« smo za preliminarno oceno ekonomsko-geološke perspektivnosti kamenin selektivno analizirali le po osnovnem merilu vrednotenja nahajališč »nekovin«: – po litološko-mineraloški sestavi in variabilnosti, po okvirni kakovosti in po možni tehnološki uporabnosti.

Rezultate analize in začasne ocene perspektivnosti različnih kamenin kot nekovinskih mineralnih surovin na ozemlju Šaleške kotline smo prikazali kot pregledno karto na sliki 1 z legendo. S karte moremo razvideti, da so razen neperspektivnih vrst kamenin v geološki zgradbi ozemlja Šaleške kotline v znatnem obsegu zastopane tudi kamenine, ki so po začasni oceni perspektivne kot nekovinske mineralne surovine, predvsem za gradbeništvo in industrijo gradbenih materialov. Le deloma nekatere od njih že izkoriščajo.

Največje količine in najbolj perspektivne »nekovine« na obravnavanem ozemlju predstavljajo karbonatne kamnine. Relativno najmanj zastopani, a tehnološko najpomembnejši med njimi, so čisti apnenci.

Obsežni masiv zgornjetriadnega apnenca je poznan južno od Zgornjega Doliča v severnem grebenu Paškega Kozjaka. Okrog 2,6 ha veliko območje sedaj opuščenega kamnoloma »Pečovnik« južno od Zgornjega Doliča, kjer so vrsto let pridobivali apnenec in ga žgali v apno za Tovarno dušika Ruše, so podrobneje geološko raziskali leta 1958. S petimi raziskovalnimi vrtinami globine od 30 do 60 m (skupaj 226 m) so na grebenu Pečovnika ugotovili okrog 1.100.000 m³ zaloga apnenca. Kemična sestava surovine 109 vzorcev iz vrtin, ki je bila uporabna tudi za proizvodnjo Ca-karbida, je prikazana v tabeli 2.

Apnenec na Pečovniku je ponekod zaradi razpokanosti do precejšnje globine onesnažen z rjavo glinasto preperino. V globljih delih apnenca se ob postopnih prehodih javljajo tudi redkejši, bolj dolomitni vložki.

Potencialno zanimive so tudi manjše spodnjepermijskega apnenca ob Paki severno od kraja Selo in severozahodno od Topolšice. Po kemični plati verjetno najboljši je stratigrafsko najmlajši miocenski apnenec, ki izdanja na vzhodnem obrobju mesta Titovo Velenje in ga zato verjetno ne bo mogoče izkoriščati.

Po tehnološki kvaliteti nezadostno poznani in glede perspektivnosti problematični so na karti združeno prikazani apnenci in dolomiti zgornjega perma zahodno od Šoštanja in Topolšice ter triadne kamenine v območjih severno in vzhodno od Titovega Velenja.

Večino karbonatnih kamenin na obravnavanem ozemlju predstavlja združeno prikazani dolomit različnih triadnih starosti. Največje in tudi po legi zelo perspektivne količine dolomita so poznane zahodno in vzhodno od železniške proge Šoštanj–Gorenje. Zaradi ukinjene železnice od Titovega Velenja proti Slovenj Gradcu so relativno manj perspektivne sicer velike količine dolomita spodnje in srednje triade vzhodno od Sela in Pake, kjer ga že izkoriščajo, in zgornjetriadni dolomit pri Zgornjem Doliču.

Andezitni tuf oligocenske ali oligo-miocenske starosti, ki ga izkoriščajo le pri Gorenju, predstavlja po svojem velikem obsegu ter prometno dokaj ugodni legi vzhodno in zahodno od železnice Šoštanj–Gorenje zelo perspektivno »nekovinsko« mineralno surovino na ozemlju Šaleške kotline.

Začasna opredelitev vseh drugih vrst kamenin na obravnavanem ozemlju kot »perspektivnih nekovin« je zaradi nezadostnih podatkov večinoma negotova in more služiti le za usmeritev nadaljnjih raziskav.

Raziskave zgornjekarbonskega kremenovega konglomerata v Paki pri Titovem Velenju (Škerlj, 1979) so pokazale, da je kamenino pod posebnimi pogoji mogoče uporabiti za proizvodnjo ferosilicija (FeSi 75), verjetno pa tudi silikakroma v Tovarni dušika Ruše. Le po podatkih s površine so zaloge kremenovega konglomerata v opuščenem »Turnškovem« kamnolomu v Paki ocenili na okrog 3.300.000 ton. Morda se nahaja tak čisti, za kemično industrijo uporabni kremenov konglomerat in peščenjak

Tabela 2. Kemična sestava apnenca iz vrtin južno od Zgornjega Doliča
 Tabelle 2. Chemische Zusammensetzung des Kalksteins aus Bohrungen
 südlich Zgornji Dolič

SiO ₂	0,041	do-bis	1,04 % (izjemno do - selten bis 3,568 %)
R ₂ O ₃	0,10	do-bis	0,84 %
CaO	54,02	do-bis	56,28 %
MgO	0,28	do-bis	0,92 %
P	0,0003	do-bis	0,0022 %
S	0,003	do-bis	0,026 %
Žarozguba Glühverlust	42,30	do-bis	43,72 % (izjemno od - selten von 41,57 %)

Analyse - Analysen: Tovarna dušika Ruše, 1958

še na drugih krajih (pri Hrastovcu in Topolšici) v istem pasu karbonskih plasti. Te kremenove kamenine so nekoč lomili kot zelo obstojen gradbeni kamen. Morda so uporabne tudi za kvalitetnejše gradbene agregate visoke trdote in trdnosti.

Kot gradbeni kamen ali za kvalitetne »trde« mineralne gradbene agregate, ki jih v Sloveniji primanjkuje, so po petrografski sestavi perspektivne vse vrste magmatskih kamenin, ki so razširjene predvsem na obrobju Šaleške kotline severno od Topolšice in Zavodnja. To so diabaz starejšega paleozoika, permotriadni granit, tonalit in andezit srednjeterciarne (oligo-miocenske?) starosti. Po Mioču in Žnidarčiču (1978) so te magmatske kamenine često močno tektonsko zdrobljene. Le kompaktnější odseki v njih so potencialni za tehnično uporabo. Diabaz severno od Zavodnja je morda kot oni v Zg. Javorju pri Črni uporaben tudi za petrurgijo, izdelavo kamene volne, in v druge namene. Kot začasno perspektivna smo ocenili tudi nahajališča miocenskega dacita južno od Pesja in Titovega Velenja ter srednjetriadnega keratofirja vzhodno od Pake v južnem predelu Paškega Kozjaka. Možno je, da katero od nahajališč vsebuje magmatsko kamenino, ki bi jo mogli izkoriščati za trdi mineralni agregat v gradbeništvu.

Postopne podrobnejše regionalne in tudi poldetajlne raziskave nahajališč ter preiskave kvalitete in uporabnosti potencialnih surovin bodo potrebne za določnejše ovrednotenje prikazanih območij in vrst kamenin, začasno ocenjenih kot perspektivne »nekovine« na obravnavanem ozemlju.

Zadnja leta smo takšne raziskave že izvršili na primerih »bele talninske gline« v podlagi ter »opekarske gline« v krovlini pliokvartarnih premogonosnih plasti Šaleške kotline severno od Šoštanja in Pesjega.

Orientacijske preiskave sestave in keramične kvalitete gline v premogonosnih plasteh Šaleške kotline

Janez Štern, Aleksander Brezigar, Miha Mišič in Jožica Štukovnik

»Bela-talninska« glina v bazi premogonosnih plasti

Z globokimi strukturnimi vrtinami za raziskave premoga P-4u/78, P-6u/78, P-6p/79 in S-1i/79, ki so jih izvrtali severno od Šoštanja in Pesjega (sl. 1), smo v bazi skladovnice pliokvartarnih premogonosnih plasti, ki leži na triadni podlagi, ugotovili

zelo zanimive pojave »bele talninske gline« (Brezigar, 1983, Brezigar et al., 1983, Brezigar et al., 1985/86). Ta značilni glinasti horizont, odložen v predpliocenskem kopnem obdobju, nahajamo le zahodno od »paleo erozijskega jarka« in severno od »triadnega praga« v podlagi centralnega dela Šaleške kotline. Horizont predstavlja v spodnjem delu neposredno na dolomit odloženo fosilno preperinsko plast nečiste rdeče gline »I A«, ki navzgor prehaja v svetlo sivo do belo kaolinitno-illitno glino »I B«.

Rožnato, svetlo sivo do belo »talninsko glino« smo leta 1978 ugotovili z vrtino P-6u/79 (kota ustja = 388,37 m) le 9,0 m pod spodnjo mejo najglobljega sloja lignita na globini 453,5 do 457,5 m, kjer leži glina na triadnem (verjetno skitijskem) dolomitu. Značilna vzorca (neplavljene) ravne gline sta pri rentgenski analizi pokazala naslednjo mineralno sestavo:

vzorec 456,8 m: kremen, dolomit, illit, halit, plagioklaz, Mg-kalcit in kaolinit;

vzorec 457,5 m: kremen, dolomit (kemična analiza = 17 %), illit, halit, kaolinit, plagioklaz in Mg-kalcit (2 %).

Z vrtino P-4u/78 (kota ustja = 391,13 m) smo belo glinasto talnino opazovali 9,5 m pod mejo najglobljega sloja lignita na naslednjih globinah:

- 379,0–381,2 m: svetlo siv do bel glinovec, delno z rjavimi prevlekami in belimi ali svetlo zelenimi kompaktnjšimi drobci (do 1 mm);
- 381,2–382,2 m: bel kompakten glinovec;
- 382,2–387,8 m: svetlo siva glina z belimi pikami; ponekod tanke pole trdega kompaktnega belega glinovca, ki navzdol postaja svetlo rožnat, z vijoličnimi in belimi drobci mm-dimenzij;
- 387,8–388,5 m: rdeča glina, ki navzdol prehaja v belo;
- 388,5–389,0 m: vložek kompaktnega belega glinovca prehaja v prhko belo glino, ki je v spodnjem delu rahlo karbonatna; v globini 389,0 m je ostra meja z dolomitom, ki je v zgornjem delu domnevno mlajše triadne anizijske, v globljem delu (414,6–457,5 m) pa nedvomno spodnje-triadne skitijske starosti.

Vzorca glinovca (globina 382 m) in rdeče gline (globina 388 m) sta pokazala kemično sestavo, prikazano na tabeli 3.

Rentgenske preiskave mineralne sestave so dale naslednje podatke:

vzorec 382,2 m: kremen, illit, kaolinit, halit.

vzorec 388,5 m: kaolinit, hematit, kremen, illit.

Informativni test vzorca bele gline iz globine 388,8 m je dal zanimive podatke o keramični kakovosti. Z mokrim sejanjem ravne gline smo ugotovili, da vsebuje 88,0 % fine frakcije pod 63 μ m skoro bele barve, ki jo obdrži tudi po žganju pri okrog 970 °C. Glina je le srednjeplastična. Indeks plastičnosti po Pfefferkornu znaša 18,5 % vlage pri $a = 3,3$ in 17,6 % vlage pri $a = 2,6$. Po rentgenski analizi sestoji glina (frakcije pod 63 μ m) iz mineralov dolomita, kaolinita, illita in kremenca. Po ugotovljeni sestavi in orientacijskih preizkusih kakovosti bi ta glina mogla biti uporabna v keramiki.

Najdebelejši (12,7 m) in najbolj tipični horizont »bele talninske gline« na triadni dolomitni podlagi (skitij) v bazi pliokvartarnih premogonosnih plasti Šaleške kotline smo našli z vrtino P-6p/79 (s koto ustja = 380,8 m). Zanimivi glinasti horizont smo ugotovili 13,5 m pod mejo najglobljega sloja kompaktnega lignita v globini 453,0 do 465,7 m. V vrhnjem odseku horizonta (453,0–464,5 m) smo navzdol opazovali prehod

Tabela 3. Kemična sestava glinovca (globina 382 m) in rdeče gline (globina 388 m) iz vrtine P-4u/78

Tabelle 3. Chemische Zusammensetzung des Tonsteins (Tiefe 382 m) und des roten Tones (Tiefe 388 m) aus der Bohrung P-4u/78

Komponenta (%)	Vzorec - Probe 382 m	Vzorec - Probe 388 m
SiO ₂	56,35	44,63
Al ₂ O ₃	16,4	23,11
Fe ₂ O ₃	6,53	8,16
CaO	10,09	12,05
MgO	0,76	0,50
TiO ₂	0,24	0,14
Na ₂ O	0,18	0,21
K ₂ O	1,43	1,40
S	0,14	0,16
Zaroi izguba Glühverlust	7,64	9,38

Analize - Analysen: REK Zasavje, Trbovlje 1979

meter sive gline z vložki premogove gline v značilno svetlo sivo do belo glino, z nagibom plasti 25°. V globini 455,0 m smo v tej glini ugotovili 0,2 m debel vložek rumene gline, v globini 458,0 m pa več premogovih rastlinskih ostankov. V globini 464,5–465,7 m smo opazovali rdečo glino s primesmi peska, do 6 mm debelih prodnikov dolomita in drugih drobcev v magmatske kamenine in kremenca. Neposredno na triadnem dolomitu (skitij) v podlagi leži 0,1 m debel vložek peščene zelene gline z zaobljenimi prodniki.

Na vzorcih »talninske gline« v podlagi ležišča lignita Šaleške kotline iz vrtine P-6p/79 smo orientacijsko preiskali granulacijsko in mineralno sestavo te za keramiko potencialno zanimive surovine. Serijske vzorce iz jedra vrtine smo združili v tri kompozitne vzorce z oznakami VE-I (globina 453,0–459,0 m: svetlo siva do bela glina), VE-II (459,0–464,5 m: pretežno bela glina) in VE-III (globina 464,5–465,7 m: rdečkasta heterogena glina).

Kompozitne vzorce ravne gline smo razmuljili v vodi in kvantitativno presejali. Podatki sejalne analize so prikazani v tabeli 4.

Petrografske preiskave so pokazale, da prevladujejo v grobozrnatih frakcijah zrna dolomita, pomešana z drobci magmatske kamenine in kremenca. V frakcijah 0,063–2,0 mm je relativno pogost limonitizirani pirit, posebno v vzorcu VE-III. Kremenovi in drugi silikatni drobci so relativno pogostnejši v frakcijah 0,063–0,5 mm.

Mineralna sestava fino zrnatih (potencialno v keramiki uporabnih) frakcij gline < 0,063 mm je na osnovi rentgenskih analiz prikazana v tabeli 5.

Glede na gornje podatke o sestavi bi bilo belo »talninsko glino« iz vrtine P-6p/79 smotrno še podrobneje raziskati z vidika verjetno možne keramično-tehnološke uporabnosti. Ugotoviti pa moramo, da ta glina kljub znatni debelini, zaradi lege globoko v jami, žal ni perspektivna za pridobivanje.

Tabela 4. Granulacijska sestava gline iz vrtine P-6p/79
 Tabelle 4. Korngrößen-Zusammensetzung des Tones aus der Bohrung P-6p/79

Sito - Sieb (Ø mm)	Ostane na situ - Siebrückstand (ut. - Gew. %)			
	Vzorec - Probe	VE-I	VE-II	VE-III
5,000		2,78	9,48	1,73
2,000		0,82	1,37	0,79
1,000		0,65	0,87	0,60
0,500		0,82	0,83	0,74
0,200		3,29	1,63	3,05
0,100		8,50	3,61	3,02
0,063		1,41	1,16	0,23
Skupaj Summe > 0,063		18,27	18,95	10,16
Skupaj Summe < 0,063		81,73	81,05	89,84
Celokupno-Insgesamt		100,00	100,00	100,00

Tabela 5. Mineralna sestava finožrnatih frakcij gline iz vrtine P-6p/78
 Tabelle 5. Mineralische Zusammensetzung der Feinkorn-Fractionen des Tones aus der Bohrung P-6p/78

VE-I < 63 µm:	VE-II < 63 µm:	VE-III < 63 µm:
Kremen - Quarz	kremen - Quarz	kremen - Quarz
kaolinit - Kaolinit	muskovit - Muskowit	muskovit - Muskowit
muskovit - Muskowit	kaolinit - Kaolinit	kaolinit - Kaolinit
lojevec(?) - Talk(?)	siderit - Siderit	lojevec(?) - Talk(?)
plagioklaz - Plagioklas	lojevec - Talk(?)	goetit - Goethit
mikroklin - Mikroklin	plagioklaz - Plagioklas	plagioklaz - Plagioklas
	mikroklin - Mikroklin	mikroklin - Mikroklin

Tanjšo (1,3 m) plast »bele talninske gline«, ki leži na triadnem skitijskem dolomitu v podlagi plikvartarnih premogonosnih plasti Šaleške kotline, smo ugotovili še z vrtino S-1i/79 (kota ustja = 380,8 m) v globini 493,5–494,8 m.

Na osnovi prikazanih podatkov raziskav moremo ugotoviti in zaključiti:

a) Na karbonatni podlagi triade v bazi plikvartarnih premogonosnih plasti je v osrednjem delu Šaleške kotline odložen zanimiv horizont kaolinitno-illitne »bele talninske gline« neenakomerne debeline do 12,7 metrov.

b) Po granulaciji, mineralni sestavi in orientacijski preiskavi kakovosti je ta glina uporabna za keramiko, morda celo za fino keramiko.

c) Žal moramo ugotoviti, da ta potencialna keramična surovina zaradi lege pod ležiščem lignita ni perspektivna za pridobivanje.

Opekarska glina v krovni premogonosnih plasti pri Pesju

V okviru programa kvartarnih piezometrov v RL Velenje so leta 1982 med cesto in Velenjskim jezerom severno od Pesjega (slika 1), v vrtnah AP-18/82 in AP-20/82 do globine 20 m, ugotovili zelo enakomerno plast rahlo lapornate gline. Plast moremo uvrstiti v člene »F+G« vrhnjega (pleistocenskega) dela krovnine premogovih plasti Šaleške kotline (Brezigar et al., 1983, Brezigar et al., 1985/86). Na prosti površini nekaj hektarjev prekriva glino le do 3,2 m debela odeja prodno-peščenega aluvija. Za orientacijske preiskave kakovosti in uporabnosti te potencialne keramične surovine so nam iz vrtnice AP-18/82 odstopili 9 zveznih vzorcev posamezne teže 1 do 1,5 kg iz naslednjih globin:

- | | |
|--------------------|--------------------|
| 1. AP-18 (2–4 m) | 6. AP-18 (12–14 m) |
| 2. AP-18 (4–6 m) | 7. AP-18 (14–16 m) |
| 3. AP-18 (6–8 m) | 8. AP-18 (16–18 m) |
| 4. AP-18 (8–10 m) | 9. AP-18 (18–20 m) |
| 5. AP-18 (10–12 m) | |

Na prosto oko kaže vzorčni material zelo enakomerno in homogeno, zelenkasto sivo mastno, nekoliko meljno in rahlo laporasto glino, ki bi mogla biti keramično-tehnološko uporabna in je zaradi velike debeline plasti blizu površine zanimiva surovina tudi za eksploatacijo. Zato smo na dostavljenih devetih vzorcih postopno opravili orientacijske sedimentološke preiskave in osnovne keramične teste gline.

Najprej smo na manjšem delu vzorcev opravili keramične orientacijske žgalne teste v industrijski tunnelski peči opekarnice Vrhnika (normalne razmere obratovanja pri $T \approx 950^{\circ}\text{C}$). Žgalni testi so potrdili, da je glina po osnovnih lastnostih uporabna surovina za proizvodnjo opečnih izdelkov. Glina je v vsej debelini plasti tudi zelo enakomerna, kar je za industrijsko prakso še posebno pomembno. Na vzporednih vzorcih žgalnih testov smo opravili tudi kemične analize vsebnosti karbonatov. Pregled podatkov preiskav kaže tabela 6.

Iz delov gornjih vzorcev smo napravili orientacijski kompozitni vzorec gline iz vrtnice AP-18 (2–20 m). Rentgenska analiza vzorca je pokazala naslednjo mineralno sestavo: kremen, sericit (+illit), klorit (in malo kaolinita), kalcit in dolomit ter sledovi pirita (in sadre?). Z mokro sejnalno analizo kompozitnega vzorca smo ugotovili da vsebuje glina 7,32 ut. % delcev, večjih od 0,063 mm (do $\varnothing$ max. ok. 0,2–0,5 mm) ter 92,68 % fine glinasto-meljne frakcije $\varnothing$ pod 0,063 mm. Frakciji vsebujeta naslednjo količino karbonata (kalcimetrija):

Sejalna frakcija	Skupni karbonat	CO ₂
>0,063 mm	13,3 %	6,1 %
<0,063 mm	11,3 %	5,2 %

Bolj groba frakcija vsebuje več verjetno detritičnega karbonata kot fino zrnata, kar kaže na možnost oplemenitenja rovne gline s plavljenjem. Za glinasto-meljno frakcijo gline < 0,063 mm znaša ugotovljeni indeks plastičnosti po Pfefferkornovi metodi: 38,7 % vlage pri $a = 3,3$ in 36,7 % vlage pri $a = 2,6$.

Glina kaže relativno visoko plastičnost v dokaj širokem intervalu (2 %) vlažnosti.

Gornje orientacijske preiskave gline iz vrtnice AP-18/82 so pokazale ugodne osnovne keramične lastnosti. Zato smo preostali del navedenih devetih vzorcev gline predali za še podrobnejše preiskave v laboratorij Keramike Gorenje, ki je pokazala velik interes za to doslej še nepoznano potencialno ekonomsko pomembno glinišče v bližnjem Pesju pri Titovem Velenju.

Tabela 6. Rezultati žgálnih testov ter kemičnih analiz karbonatov gline iz vrtnice AP-18/82 pri Pesju

Tabelle 6. Resultate von Brenntesten und chemischen Karbonatanalysen des Tones aus der Bohrung AP-18/82 bei Pesje

Vzorec-Probe (Tiefe)	Žarizguba Glühverlust (%)	Lastnosti po žganju - Brenneigenschaften		Količina karbonatov - Karbonatgehalt					
		Barva - Farbe po - nach C. E. C.	Vpijanje vode Wasseraufnahme	Kompleksometrija - Komplexometrie			Kalciometrija - Calzimetrie		
				CaO	MgO	Dolomit	Kalcit	Karbonat skupni	CaO ₂
			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	gesamt (%)	(%)
2 - 4 m	10,21	H-5	21,58	3,0	1,3	6,1	2,1	7,8	3,63
4 - 6 m	12,46	H-5	29,12	5,1	1,7	7,7	4,9	12,9	5,99
6 - 8 m	11,02	F/E-8/9	27,05	6,9	1,6	7,5	8,3	16,8	7,77
8 - 10 m	13,28	H-6	39,85	6,1	1,6	7,5	6,8	16,5	7,64
10 - 12 m	12,77	H-5	43,90	4,4	1,4	6,4	4,3	11,4	5,26
12 - 14 m	10,86	H-6	44,38	4,0	1,5	6,8	3,5	11,0	5,08
14 - 16 m	11,15	H-6	38,60	3,2	1,7	7,9	1,4	10,2	4,73
16 - 18 m	11,27	G-6	36,29	3,6	1,3	6,1	3,1	10,3	4,75
18 - 20 m	12,77	H-7	43,48	3,8	1,4	6,3	3,4	11,0	5,08

Opomba: Podatki za vpijanje vode niso medsebojno popolnoma primerljivi (ostroroba nepravilna telesca)

Bemerkung: Die Daten des Wasseraufnahmevermögens sind zwischen den Proben nicht ganz vergleichbar (scharfkantige ungleichförmige Brennkörper)

Tabela 7. Podatki o razmuljevanju in analizah karbonata vzorcev glin iz vrtine AP-18/82 Pesje in glinokopa Hom

Tabelle 7. Daten über die Aufschlämmung und Karbonat-Analysen von Tonproben aus der Bohrung AP-18/82 Pesje und der Tongrube Hom (Keramik Gorenje)

Vzorec Probe	Potrební dodatek - vode - Wasser (%)	notwendiger Zusatz von fosfata - Phosphat (%)	CaCO ₃ (%) ³	Opažanja Bemerkungen
1 :	51,3	0,4	9,2	nima vonja po žveplu ohne Schwefelgeruch
2 :	53,7	0,5	8,2	vonj po žveplu Schwefelgeruch
3 :	55,7	n. d.	6,2	vonj po žveplu Schwefelgeruch
4 :	n. d.	n. d.	7,8	
5 (Hom)	40,0	0,3	n. d.	

Za preiskave smo vzorce glin iz vrtine AP-18/82 združili v tri delne in v en skupni kompozitni vzorec z naslednjimi oznakami:

1. AP-18/82 (2,0–8,0 m)
2. AP-18/82 (8,0–14,0 m)
3. AP-18/82 (14,0–20,0 m)
4. AP-18/82 (2,0–20,0 m)
5. glina Hom (siva : rjava = 6:1), ki jo uporabljajo v redni proizvodnji (primerjalni vzorec).

Preiskave vzorcev so opravili po standardnem primerljivem postopku.

Priprava vzorcev z razmuljenjem je dala podatke, ki so prikazani na tabeli 7.

Iz vseh petih kompozitnih vzorcev so s stiskanjem oblikovali po 13 surovih preizkusnih telesc z velikostjo pod 0,2 mm plavljene in homogenizirane glin. Od vsakega kompozitnega vzorca po 3–4 telesa so po sušenju žgali na treh različnih temperaturah v laboratorijskih pečeh (960°C, 1000°C in 1040°C) ter v industrijski »biskvitni peči« (»B. P.«). Pregled rezultatov izvršenih keramičnih preiskav kaže tabela 8.

Preiskave so pokazale, da glina iz vrtine AP-18/82 pri Pesju ni uporabna v zahtevni tehnologiji proizvodnje keramičnih ploščic v tovarni keramike Gorenje. Za to negativno oceno uporabnosti je odločilna predvsem prisotnost elementarnega (?) žvepla.

Naknadne kemične analize (laboratorij REK EK Zasavski premogovniki Trbovlje z dne 8. 12. 1983) so pokazale, da vsebuje vzorec glin Pesje AP-18/82 (2,0–20,0 m) naslednje količine žvepla: S – sulfatno = 0,220 %, S – organsko = 0,042 % in S – piritno = 1,210 %.

Vse druge (zelo enakomerne) posebnosti surovine (večja potreba vode in fosfata, vsebnost karbonatov) bi bilo najbrž mogoče tehnološko uspešno obvladati. Glin pri Pesju bi bila verjetno uporabna za manj zahtevne opečne izdelke, kakršne so pred desetletji že proizvajali na tem območju. Zaradi visoke plastičnosti bi to glino zelo verjetno lahko uporabljali tudi za nabijalne mase pri miniranjih v RL Velenje.

Tabela 8. Primerjalne keramične preiskave gline iz vrtnice AP-18/82 Pesje in glinokopa Hom

Tabelle 8. Vergleichende keramische Untersuchungen des Tones aus der Bohrung AP-18/82 Pesje und der Tongrube Hom

Vzorec Probe	Vlaga oblikovanja Feuchte d. Form- gebung (%)	Skršek po sušenju Trocken- schwindung (%)	Lastnosti po žganju (temperature v °C)■ - Eigenschaften nach dem Brennen (Temperaturen in °C) ■											
			Skršek - Schwindung (%)				Žarotizguba - Glühverlust (%)				Vpijanje vode - Wasseraufnahme (%)			
			960	1000	1040	B.P.	960	1000	1040	B.P.	960	1000	1040	B.P.
1	7,9	0,60	1,51	1,71	2,49	3,20	12,7	12,7	13,2	13,0	33,9	33,7	33,7	35,1
	8,6	0,77	1,57	1,74	3,77	3,26	13,2	13,0	13,5	13,5	35,0	34,5	33,8	35,5
2	9,5	0,44	2,37	3,08	4,11	4,85	12,3	12,2	12,8	13,1	40,8	41,2	37,4	40,6
	10,5	0,64		4,62	5,53	5,02	12,5	12,5	13,3	13,3	43,5	42,1	40,6	40,9
3	15,2	0,58	3,25	4,71	6,22	7,20	11,3	11,6	12,1	11,9	37,6	34,6	30,3	31,8
	16,2	0,77		5,29	8,03	7,37	12,1	11,9	12,2	12,2	39,4	35,4	33,0	33,3
4	12,3	0,78	2,06	3,06	4,20	4,47	12,0	12,1	12,6	12,6	40,8	37,1	35,5	37,5
	13,4	0,89	3,40	4,18	5,04	4,65	13,1	12,5	12,8	13,1	42,2	38,6	37,2	38,8
5	9,1	0,71	1,95	3,61	6,25	5,33	5,8	6,1	6,1	5,9	17,9	15,8	10,6	13,0
	9,5	0,84	2,28		6,65	5,50	6,0	6,3	6,7	6,3	18,8	16,9	11,5	13,9

Opomba^{*)}: Vzorce so preiskali v tovarni Keramika Gorenje in jih žgali pri treh različnih temperaturah v laboratorijski peči, eno serijo pa tudi v industrijski "biskvitni" peči (B.P.)

Bemerkung^{*)}: Die Proben wurden in der Fabrik Keramika Gorenje untersucht und bei drei verschiedenen Temperaturen in einem

Laborofen, eine Serie aber auch in dem "Bisquit"-Industrieofen (B.P.) gebrannt

Nichtmetallische Mineralrohstoffe im Gebiet des Šalek-Beckens

Zusammenfassung

Über die nichtmetallischen Mineralrohstoffe (= »Steine und Erden«) des Gebietes ist folgendes dargestellt:

- die Daten für die grösseren Objekte zur Gewinnung und Verarbeitung der Rohstoffe,

- der regionale Umfang der nach einer vorläufigen Bewertung als »Nichtmetalle« perspektiven Gesteine – und

- die Ergebnisse von neueren Untersuchungen der keramisch interessanten Tone aus den kohlenführenden Schichten des Šalek-Beckens.

Die Raumlage der abgehandelten Gesteine und der Objekte für deren Nutzung zeigt die Abb. 1 mit Legende. Aus der Kartenskizze sind noch die Bohrungen, in welchen die untersuchten Tone festgestellt wurden, ersichtlich.

Die »Steine und Erden« – Rohstoffe werden im Gebiet der Šalek-Beckens nur in drei grösseren Steinbrüchen abgebaut und in drei Betrieben industriell verarbeitet.

Dolomit für Baustoff-Granulate wird auf zwei Lokalitäten im Tal des Paka-Flusses gewonnen. Im Steinbruch »Paka« wird ein tektonisch stark zerbrochener, sehr reiner kalkiger Dolomit der Mitteltrias abgebaut.

Ein unreiner, stark tektonisch zerbrochener Dolomit der Untertrias wird bei Selo gewonnen und zu Betonsteinen und fertigem Beton verarbeitet.

Ein Teil der Elektrofilter-Asche von der Lignit-Verbrennung in dem Elektrizitätswerk Šoštanj wird im Werk Družmirje zu EF-Bauelementen und – Baustoffen verarbeitet.

Bei Gorenje wird ein oligozäner (Oligo-Miozän?) Andesit-Tuff abgebaut und an die näher liegenden Zementwerke als Puzzolan-Zusatz geliefert.

Seit 1974 steht in Gorenje ein modernes keramisches Werk, in welchem keramische Fliesen hergestellt werden. Etwa 20 km von der Fabrik in Hom bei Radmirje (ausserhalb des Betrachtungsgebietes) wird als Rohstoff dafür ein Ziegelton gewonnen.

Eine vorläufige Auswertung der bestehenden allgemeinen regional-geologischen Daten für das Gebiet des Šalek-Beckens wurde durchgeführt – nur nach einem Grundmasstab für die Bewertung der »Steine und Erden«-Vorkommen: lithologisch – mineralische Zusammensetzung und deren Variabilität, »Rahmen-Qualität« und die wahrscheinlich mögliche technologische Verwendbarkeit. Das Ergebnis der selektiven Auswertung ist die kartografische Darstellung aller als »Nichtmetalle« perspektiven Gesteine in dem Betrachtungsraum – siehe Abb. 1.

Die grössten Massen und die meist perspektiven »Nichtmetall«-Gesteine des Gebietes stellen die Karbonat-Gesteine vor. Die bedeutendsten darunter – die reinen Kalksteine – sind in dem Gebiet am wenigsten vertreten. Eine grosse Masse eines (Ober-Trias-) Kalksteines ist südlich von Zgornji Dolič bekannt. In dem stillgelegten Steinbruch »Pečovnik« wurde ein ziemlich reiner Kalk für die Ca-Karbid-Produktion im Chemiewerk TD Ruše gewonnen. Potentiell interessant sind die kleineren Kalk-Massen des (oberpermischen) Kalksteins im Zug von Selo bis Topolšica. Wahrscheinlich sehr rein ist der (Miozän-) Kalkstein am Ostrand der Stadt T. Velenje, aber ist deshalb wahrscheinlich nicht gewinnbar.

Nach der technologischen Qualität zuwenig bekannt und in der Perspektivität fraglich sind die auf der Karte gemeinsam dargestellten Massen mit Abwechslungen von Kalk und Dolomit (Oberperm W von Šoštanj und Trias N und E von T. Velenje).

Unter den Karbonatgesteinen des Gebietes überwiegen verschiedene Dolomite der Trias. Die grössten und nach der günstigen Lage perspektiven Dolomit-Massen (der mittleren und oberen Trias) sind westlich und östlich von der Eisenbahn Šoštanj-Gorenje bekannt. Wegen der stillgelegten Bahnstrecke von T. Velenje-Slovenj Gradec haben die grossen Dolomit-Massen (der unteren und mittleren Trias) östlich von Paka und Sela, sowie des (obertriadischen) Dolomits bei Zgornji Dolič nur eine geringere Bedeutung.

Eine grössere »nichtmetallische« Perspektive haben noch die (oligomiozänen) Andesit-Tuffe östlich und westlich von der Eisenbahn Šoštanj-Gorenje.

Die vorläufige Bewertung der übrigen als »perspektiv« eingestuften Gesteine des Gebietes ist wegen der mangelhaften Daten unsicher und ist nur für die weiteren Untersuchungen orientierend. Die Quarzkonglomerate und – Sandsteine (des Oberkarbons) bei Paka, sowie weiter östlich und westlich, könnten für die chemische Industrie (Ferrosilizium und Ferrochrom) von Bedeutung sein. Die Vorkommen diverser Magma-Gesteine unterschiedlichen Alters in dem Gebiet (Diabas, Granit, Tonalit, Andesit, Dacit und Keratophyr) als eine hoffige Rohstoffsbasis für die mögliche Gewinnung von Naturstein, harten Baustoffen und für die Petrurgie sind näher zu überprüfen.

Orientierende Labor-Untersuchungen der Zusammensetzung und der keramisch en Qualität von Tonen wurden durchgeführt, welche innerhalb der kohlenführenden plioquartären Schichten des Šalek-Beckens vorkommen.

Bis zu 12,7 m mächtige, helle bis weisse, residual-terrestische »Liegend-Tone« des Vor-Pliozäns wurden mit einigen Lignit-Erkundungsbohrungen nördlich von Šoštanj-Pesje, in der Basis des »Plio-Quartärs«, auf einer karbonatischen Trias-Grundlage festgestellt. Der weisse »Liegend-Ton« enthält über 80 % von feinkörnigen ($< 63 \mu\text{m}$) Anteilen und besteht hauptsächlich aus Mineralen Quarz, Kaolinit, Illit/Muskovit, Plagioklas und Feldspat, mit etwas Talk(?) und Siderit, im basalen Teil auch mit farbigen Fe-Beimengungen. Nach der orientierend festgestellten hellen Brennfarbe könnte dieser Ton wahrscheinlich sogar für die Feinkeramik technologisch interessant sein. Leider ist eine untertägige Gewinnung der Tones aus dem Liegenden der Lignit-Schichten des Šalek-Beckens praktisch unmöglich.

Nördlich von Pesje wurde mit flachen Kernbohrungen (für eine Wasser-Erkundung) ein im Tagebau gewinnbarer, bis zu 20 m mächtiger, vertikal sehr gleichmässiger Ziegelton im höchsten Hangenden (Pleistozän) der Lignit-führenden Schichten zufällig festgestellt. Der schwach karbonatische Ton wurde auf die Zusammensetzung und die keramisch-technologische Verwendungs-möglichkeit – auch in dem nahe liegenden Keramik-Werk von Gorenje – schrittweise untersucht. Nach den Grundeigenschaften könnte der Ziegelton für die Fliesen-Produktion eingesetzt werden. Der Ton enthält leider zuviel Schwefel-Verbindungen und kann deshalb dafür nicht verwendet werden. Der potentielle Rohstoff könnte aber als Ziegelton oder als Stampfmasse für Sprenglöcher in dem Lignit-Bergwerk Velenje eine Verwendung finden.

Literatura

- Brezigar, A. 1983, Premogova plast rudnika lignita Velenje. Geološki zbornik 3, 10–11, Ljubljana.
- Brezigar, A., Mioč, P., Rijavec, J. & Ogorelec, B. 1983, Geološka zgradba predpliocenske podlage velenjske udorine in okolice. Geološki zbornik 3, 17–20, Ljubljana.
- Brezigar, A., Kosi, G., Vrhovšek, D. & Velkovich, F. 1985/86, Paleontološke raziskave pliokvartarne skladavnice velenjske udorine. Geologija 28/29, 93–119, Ljubljana.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Slovenj Gradec. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, Tolmač za list Slovenj Gradec, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Škerlj, J. 1979, Kremenov konglomerat v Paki pri Velenju. Geologija 22/2, 337–339, Ljubljana.
- Stern, J. 1983, Nekovinske mineralne surovine Šaleške kotline. Geološki zbornik 3, 38–40, Ljubljana.

UDK 553.622:669(497.12)=863

Kremenov pesek in prod Goriškega Prekmurja

Quartz sand and gravel from Goričko Prekmurje

Karel Ciglar

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Štefan Filipič

Proizvodnja kremenčevega peska Puconci, 69201 Puconci

Kratka vsebina

V Goriškem Prekmurju so poznana večja ležišča kremenovega peska in proda, nastala v zgornjem pliocenu. Kremenov prod in pesek gradita vrhove gričevja, v debelini okrog 30 m. Manjša sekundarna nahajališča pa leže v pleistocenski terasi, ki se razteza od zahoda proti vzhodu in je dolga 20 km ter široka 0,5 do 2,5 km.

Pesek in prod uporabljajo v industriji, pri čiščenju voda in v gradbeništvu.

Abstract

In Goričko Prekmurje (Slovenia, NW Yugoslavia) important deposits of quartz sand and gravel from the Upper Pliocene are known. The quartz sand and gravel build tops of hills in a thickness of about 30 m. Smaller secondary deposits occur in a Pleistocene terrace which extends about 20 km in the westerly direction having the width of 0.5 to 2.5 km.

Sand and gravel are used in industry, filtering of water and in building.

Karel Ciglar

Uvod

V delu Goriškega Prekmurja severno od Murske Sobote se nahajajo kremenovi peski in prodniki na površini okrog 200 km². Kremenove peske odkopava Tovarna dušika Ruše, tozdr Proizvodnja kremenčevega peska Puconci.

Zaradi odlične kakovosti in povečane uporabnosti kremenovega peska in proda, posebno v kemični industriji in pri čiščenju voda, so pričeli pridobivati kremenove peske v okolici Puconcev leta 1952, ko je bila zgrajena sedanja separacija. V začetku je znašala proizvodnja le 3000 ton kremenovih peskov, a se je iz leta v leto povečevala in je leta 1981 znašala 10 400 ton. Vredno je omeniti, da se tržišče zelo zanima za to surovino zaradi specifične granulacije in visoke vsebnosti SiO₂. Zato predvidevajo v Puconcih povečati proizvodnjo na 150 000 ton.



S prvimi geološkimi raziskovalnimi deli so na tem območju začeli že pred prvo svetovno vojno madžarski in avstrijski geologi, katere je zanimala predvsem problematika v zvezi z nafto. Po prvi svetovni vojni je to področje podrobneje raziskoval Winkler, ki je napisal tudi več razprav (1927, 1939). Winkler se je pri razčlenitvi mladopliocenskih sedimentov posluževal metode geomorfologije (absolutne višine) in je pri tem vpeljal izraze, ki so še danes v rabi (Taborski prod in prod Srebrnega brega).

V letih 1955 in 1956 so K. Grad, M. Pleničar, L. Rijavec in L. Žlebnik napravili geološko karto celotnega Pomurja za potrebe naftne industrije. To karto so v letih 1959 in 1962 reambulirali (S. Orehek, A. Hinterlechner-Ravnik in M. Pleničar). Podatke teh raziskav prikazujeta osnovna geološka karta, lista Goričko (Pleničar, 1968) in odgovarjajoči tolmač za osnovno geološko karto lista Goričko in Leibnitz (Pleničar, 1970).

Prve raziskave kremenovega peska in prodja je izvedel ZRMK Ljubljana leta 1952 in začel s proizvodnjo filtrirnih peskov. Leta 1961 je tamkaj začel sistematično raziskovati Geološki zavod Ljubljana pod vodstvom F. Drovenika, v letih 1966 in 1967 pa nadaljeval pod vodstvom R. Kovačeviča. V letih 1971–1979 so raziskave zajele širše območje, to je celotno Goričko; ta dela je vodil K. Ciglar.

O splošni geološki problematiki tega ozemlja obstaja veliko objavljenih podatkov in različnih poročil. Objavljenih podatkov o nahajališčih in pojavih kremenovih peskov ter prodov zaenkrat ni. Obstajajo samo krajši članki, podani na številnih posvetovanjih v Jugoslaviji. Vendar poročila iz arhiva Geološkega zavoda Ljubljana omogočajo nadrobno obdelavo tega problema.

Geološke značilnosti širšega območja

Z globokimi vrtnami za nafto so ugotovili, da gradijo temeljno gorovje metamorfni skrilavci in amfiboliti, na katerih so odloženi terciarni sedimenti Panonskega morja. Morje se je počasi umikalo proti vzhodu in so ga sproti zasipavale reke od zahoda. To se močno čuti v celotni geološki zgradbi terciarja.

Temeljno gorovje v geološkem pogledu že pripada Centralnim Alpam in je ob prelomih sever–jug pogreznjeno.

Na površini so ugotovljeni paleozoik, miocen, pliocen in kvartar.

Paleozoik

Paleozojski skladi so na skrajnem severozahodnem delu Prekmurja na predelu Ocince–Sotina Serdica. To so črni, filitom podobni skrilavci pri Ocincu. Na predelu Sotina Serdica pa se nahajajo zeleni do temno zeleni kloritno-karbonatni skrilavci, v katerih so na južnem delu Tomanovega brega vložki sivo zelenega laminiranega diabaza.

Miocen

Sarmatske plasti gradijo v spodnjem delu kremenov konglomerat in prod, v zgornjem delu pa se nahajajo peščenjaki, peščeni laporji in apnenci. Sem in tja se pojavlja premoška glina z mnogimi pooglenelimi rastlinskimi ostanki.

Panonske plasti so debele 40–70 m. V spodnjem delu so razviti ostrakodni laporji, v zgornjem pa so brakične abichi plasti (peščeni laporji, peščena glina in kremenov pesek).

Pliocen

Spodnjepliocenske (pontske) plasti so ekvivalentne rhomboidea plastem. To so sladkovodne plasti, kremenovi peski in peščene gline.

Srednji pliocen – paludinske plasti – je mnogo bolj peščen in prodnat od panonskih. Mejo s pontskimi plastmi določa plast proda, sicer pa se nahajajo spodaj kremenovi peski, zgoraj pa rečni prod.

Zgornjepliocenske (levantinske) plasti gradi pretežno kremenov prod s polami glin in peskov.

Pri Gradu je v pliocenu prišlo tudi do izlivov bazaltne lave in odložitev njihovih tufov.

Kvartar

Pleistocen je razvit v obliki terase, ki se nahaja 10 do 30 m nad holocensko ravnino. V zgornjem delu jo gradi do 10 m debela plast rjave ilovice, v sredini je lečasto razvita plast kremenovega proda debela 0–10 m, v spodnjem delu pa je rjava ali sivo rjava do siva peščena glina.

Holocen sestavlja v dolinah rek in potokov siva ali rjava peščena glina. V Murski ravnini so poleg peščene gline odložene tudi večje količine peskov in prodov.

Geološke značilnosti nahajališč kremenovega peska in proda

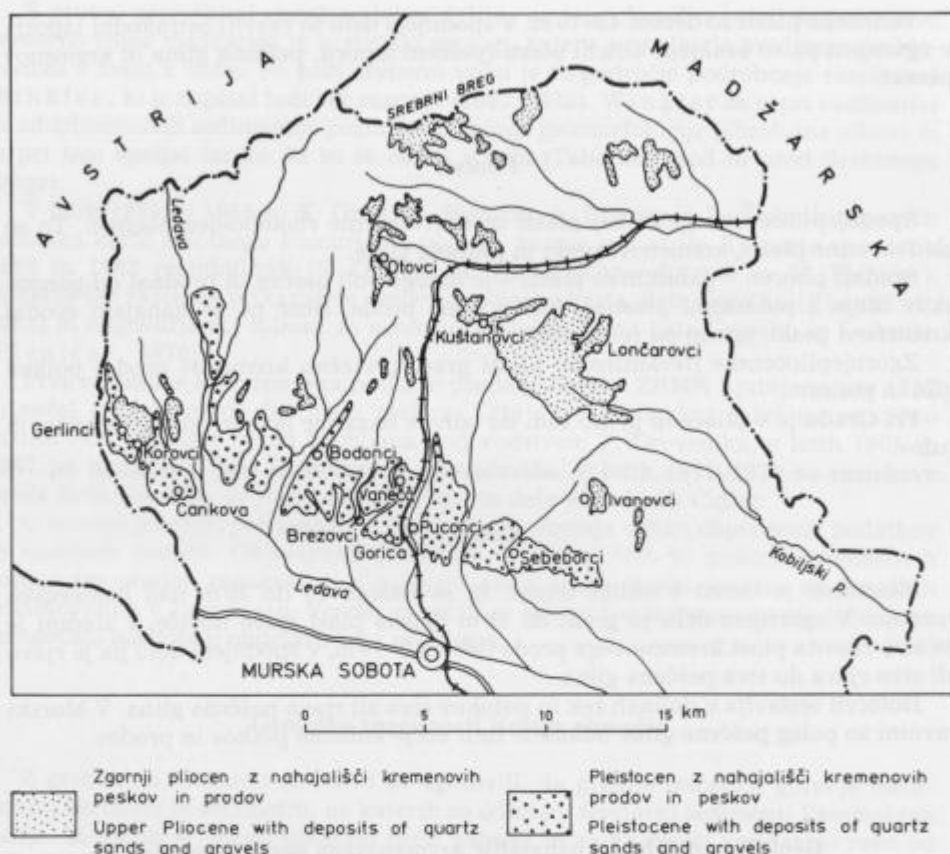
Med nahajališči poznamo primarna in sekundarna nahajališča kremenovega peska in proda. Razporeditev le-teh v prostoru Goriškega Prekmurja kaže slika 1.

Primarna ležišča so vezana na gornjepliocenske sedimente. Ta ležišča gradijo v večjem obsegu vrhove gričevja kot erozijski ostanki severno od Puconcev.

Pliocenske plasti je Winkler imenoval (1939) prod »Srebrnega brega«. Debelina prodno peščene serije doseže do 30 m. V tem območju sta raziskana dela ležišča Kuštanovci in Korovci.

Nahajališča sekundarnega kremenovega peska in proda se nahajajo v pleistocenski terasi, ki je ohranjena v pasu med ravninskim in goriškim delom Prekmurja. Terasa se razteza v smeri vzhod-zahod in je dolga 20 km ter široka od 0,5–2,5 km. Pleistocensko teraso gradijo predvsem rjave ilovice z lečastimi nahajališči kremenovega peska in proda. V spodnjem delu pa so različne peščene gline.

Območje terase je preiskano s plitkim vrtanjem, pri čemer je odkrito več nahajališč, vendar za majhnimi zalogami ali s predebelo krovino, da bi prišla v poštev za gospodarno izkoriščanje. Primerni za izkoriščanje sta le nahajališči peska Puconci in Bodonci in tam ga že dolgo let izkopavajo.



Sl. 1. Nahajališča kremenovega peska in prod v Goričkem Prekmurju

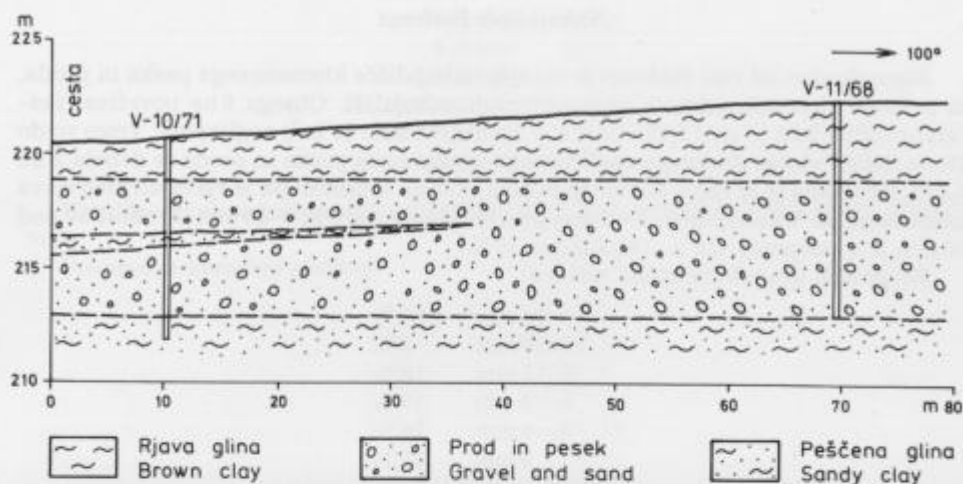
Fig. 1. Deposits of quartz sand and gravel in Goričko Prekmurje

Nahajališče Puconci

Nahajališče leži v neposredni bližini predelovalnih obratov. Odkopano surovino s tovarnjaki odvažajo v separacijo.

Plast peska in prod leži tam skoraj horizontalno le z manjšimi odstopanji. Krovina je rjava ilovica ali rjava peščena glina. Na robovih peščeno-prodne plasti je na zahodnem delu krovina deloma erodirana. Na južni strani je krovina debela okrog 2 m, proti severu pa se odebeli do 5 m. Ta leča, ki je ena največjih na območju pleistocenske terase, je dolga 1000 m in široka do 500 m. Najdebelejša je v jugovzhodnem delu.

V peščeno-prodni leči so tanki vložki gline in močno zaglinjenega peska. Pesek in prod sta nesortirana, v zahodnem delu rjave barve, proti vzhodu prehajata v sivo rjavo. Pesek in prod sta bolj ali manj pomešana z glino, limonitom, ponekod tudi z organskimi snovmi. Talnino sestavlja rjava, siva ali sivo-modra glina (sl. 2).



Sl. 2. Geološki profil dela nahajališča kremenovega proda in peska v Puconcih

Fig. 2. Geological cross-section of a part of the deposit of quartz sand and gravel at Puconci

Povprečna granulometrična sestava v nahajališču Puconci:

> 20 mm	= 26 %
15–20 mm	= 6 %
9–15 mm	= 18 %
5– 9 mm	= 20 %
3– 5 mm	= 10 %
3 mm	= 20 %

Odplake je okrog 10 %.

Kemične analize kažejo, da vsebujeta prani prod in pesek 98,25 % SiO_2 , druge komponente pa so v mejah uporabnosti.

Povprečna kemična sestava surovine:

SiO_2	98,25 %
Fe_2O_3	0,74 %
Al_2O_3	0,39 %
CaO	0,15 %
MgO	0,07 %
TiO_2	0,03 %
žaroizguba	0,46 %

Prani prodniki kremenca so mlečno bele, rumeno rjave in svetlo rjave barve.

V nahajališču Puconci je bilo ugotovljeno okoli 2,5 milijona ton surovine, vendar je večina peska in proda že odkopana.

Nahajališče Bodonci

Jugozahodno od vasi Bodonci je manjše nahajališče kremenovega peska in prod, ki pripada tipu sekundarnih pleistocenskih nahajališč. Obsega 6 ha površine. Peščeno-prodna leča je sivo rjave barve. V zgornjem delu je bolj zaglinjena. Vmes so do 20 cm debeli vložki drobnega zaglinjenega peska. Leča peska in prod je debela 2 do 6,5 m. Krovina je iz rjave ilovice in debela do 3 m. V talnini pa je rjava ali sivo rjava peščena glina. V nahajališču Bodonci prevladujejo prodniki 3–20 mm. Prodnikov nad 20 mm je v povprečju 26 %. Odplake je 10 %.

Povprečna granulometrična sestava:

> 20 mm	26 %
15–20 mm	5 %
9–15 mm	18 %
5– 9 mm	18 %
3– 5 mm	14 %
3 mm	19 %

Temperatura sintranja (po JUS B.B5.011) znaša med 1805–1830 °C. Vsebnost SiO₂ je 98,08 %. Druge komponente so v mejah norm.

Povprečna kemična sestava:

SiO ₂	98,08 %
Fe ₂ O ₃	0,80 %
Al ₂ O ₃	0,48 %
CaO	0,22 %
MgO	0,10 %
TiO ₂	0,03 %
žaroizguba	0,29 %

V nahajališču Bodonci je bilo dokazano okoli 500 milijonov ton surovine. Zaloge tega nahajališča pa so danes že skoraj v celoti odkopane.

Primarna raziskana nahajališča Kuštanovci

Teren Kuštanovci leži na severozahodnem robu vasi Kuštanovci ob cesti Mačkovci–Kuštanovci–Križevci. Nahajališče je skrajni zahodni del večje ohranjene zgornje pliocenske plasti. Z vrtanjem je bilo ugotovljeno, da je peščeno-prodna plast debela 20–30 m. V peščeno-prodni plasti je več vložkov peščene gline in zaglinjenih peskov različnih granulacij. Kremenov pesek in prod sta rjave, v manjših delih pa sivo rjave barve. Rjavo barvo povzročajo razpadli limonitni delci. Prodniki so debeli do 5 cm, redko do 10 cm. Krovina ni ohranjena; nad peščeno prodno plastjo je le do 50 cm humusnega pokrova. Talnino sestavljajo sivo rjave do sive peščene gline.

Granulometrične analize so pokazale, da je prodnikov nad 20 mm 12,5 %. Odplake pod 0,063 mm pa je 12,2 %.

Povprečna granulometrična sestava:

> 20 mm	12,5 %
15–20 mm	9,4 %
8–15 mm	10,2 %

5–8 mm	6,4 %
3–5 mm	9,8 %
1,5–3 mm	9,5 %
0,9–1,5 mm	2,3 %
0,063–0,9 mm	27,7 %
0,063 mm	12,2 %

Kemične analize kažejo, da vsebujeta prani prod in pesek v povprečju 97,41 % SiO_2 .

Povprečna kemična sestava:

SiO_2	97,47 %
Fe_2O_3	0,75 %
Al_2O_3	1,06 %
CaO	0,24 %
MgO	0,06 %
TiO_2	0,04 %
žaroizguba	0,38 %

Na območju Kuštanovcev je bilo dokazanih okoli 5,7 milijona ton zalog peska in prod.

Nahajališče Korovci

Nahajališče je na severovzhodnem delu vasi Korovci in sega do južnega dela vasi Gerlinci. Dostopno je po cesti Cankova–Gerlinci. Peščeno-prodna plast je rjave do sivo rjave barve. Sestavljajo jo mlečno beli, rumeno rjavi do temni prodniki. Plast prod je debela 1 do 10 m. V prodni plasti so do 20 cm debeli vložki rjave peščene gline. Krovina je debela 2 do 5 m in je sestavljena iz rjave do rdeče rjave gline. V talnini pa je sivo zelena trda peščena glina, ki verjetno pripada že srednjemu pliocenu.

Granulometrična analiza je dala naslednje podatke:

> 50 mm	9,9 %
25–50 mm	10,5 %
10–25 mm	16,2 %
3–10 mm	24,6 %
3 mm	38,8 %

Kemične analize so pokazale, da je v surovini povprečno 98,10 % SiO_2 .

Povprečna kemična sestava:

SiO_2	98,22 %
Fe_2O_3	0,51 %
Al_2O_3	0,45 %
CaO	0,26 %
MgO	0,09 %
TiO_2	0,03 %
žaroizguba	0,44 %

V nahajališču Korovci je bilo dokazano okoli 800 000 ton surovine.

Druga sekundarna nahajališča

Z detajlnimi geološkimi raziskavami in vrtanjem smo v pleistocenski terasi raziskali še naslednja nahajališča: Cankova, Zenkovci, Brezovci, Puconci–jug, Vaneča in Sebeborci. Na teh nahajališčih so peščeno-prodne leče različnih dolžin in širin (dolžine 50 do nekaj sto m, širine pa 10 do 100 m). Debelina plasti peska in proda je do 5 m, ima pa v večjem delu debelo krovino (večjo od sorazmerja 1:1, kar je neekonomično za izkoričanje).

Zaloge kremenovega peska in proda so okoli 2,2 milijona ton.

Plasti zgornjega pliocena – primarna nahajališča

Po podatkih geoloških kartiranj je na območju Goriškega ohranjenih ok. 6 km² površine z zgornjepliocenskimi plastmi. Če vzamemo kot srednjo debelino prodno-peščene plasti 10 m, cenimo, da je na tem območju okrog 20 milijonov ton zalog kremenovih peskov in prodov.

Geneza

Velike količine kremenovega peska in proda v območju Goriškega Prekmurja kažejo na relativno dolg transport. Matične kamenine, iz katerih je ta material prihajal, predstavlja verjetno paleozojski kompleks Centralnih Alp, ki vsebuje številne manjše in večje pojave kremenovih žil. Dotekal in sedimentiral se je ta material v zgornjem pliocenu (levantinu).

Verjetno je ta material prinašala reka Raba in ga deponirala v delti pri izlivu v Panonsko morje in v svojih starih meandrih. Na ta dogajanja kažejo še danes ohranjene morfološke oblike večjih ali manjših količin kremenovega peska in proda.

Proces odlaganja kremenovih peskov in prodov se ni odvijal enakomerno. Kremenov material, ki je bil prenesen v nalivih, je bil odložen v obliki večjih in manjših leč. Večji ali manjši vložki različnih glin in peskov v nahajališčih kažejo na neenakomerno sedimentacijo tudi v času glavnega dotoka kremenovega materiala.

Po sedimentaciji je nastal ciklus erodiranja nahajališč in njihovega predsedimentiranja v mlajše pleistocenske sedimente.

Ta proces se je odvijal vzdolž potokov in rek smeri sever–jug. Nahajališča se sedaj nahajajo v fazi erozijske degradacije.

Kakovost

Nakopano surovino nahajališč v Puconcih in Bodoncih vozijo v separacijo na oplemenitenje.

Oplemeniteno surovino označuje več podatkov.

Granulometrična sestava:

> 20 mm	26 %
15–20 mm	7 %
9–15 mm	16 %
5–9 mm	18 %
3–5 mm	18 %
3 mm	15 %

Tabela 1. Kemična sestava pomešanega kremenovega peska in proda iz Puconcev in Bodoncev

Table 1. Chemical composition of mixed quartz sand and gravel from Puconci and Bodonci

Frakcija Fraction	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Žarozguba L. O. I.
0/1	96,3	1,5	1,4	0,3	0,1	0,2	0,2
0,2/1,5	95,7	2,0	1,1	0,5	0,1	0,1	0,2
0,5/2	98,0	0,7	1,0	0,1	0,1	0,1	0,2
1/3	96,7	2,0	0,8	0,3	0,1	0,1	0,2
3/5	97,1	2,0	0,5	0,3	0,1	0,1	0,2
5/8	96,1	3,0	0,7	0,3	0,1	0,1	0,2
8/15	96,4	2,6	0,9	0,3	0,1	0,0	0,0
15/25	97,7	1,1	0,6	0,3	0,1	0,0	0,2
25/100	97,7	1,2	0,7	0,3	0,0	0,0	0,1

Tabela 2. Rezultati mehanskih preiskav pomešanih kremenovih peskov in proda iz Puconcev in Bodoncev

Table 2. Results of mechanical test of mixed quartz sands and gravel from Puconci and Bodonci

Velikost zrn v mm Grain diameter in mm	0/1	0,2/1,5	0,5/2	1/3	3/5	5/8
Srednja velikost v mm Mean size in mm	0,36	0,92	1,40	2,0	4,0	6,0
Stopnja enakomernosti Degree of uniformity	49	92,5	77	90	88,5	91
Temperatura sintranja Sintering temperature	1550-1600	1550	1550-1600	1600	-	-
Tališče Melting point	1805-1830	1780-1805	1805-1830	1805-1830	-	-
Propustnost Permeability	261-264	-	-	-	-	-
Učinkoviti premer Effective diameter	-	0,68	1,0	1,38	-	-
Pretežni premer Average diameter	-	0,96	1,38	2,0	-	-

Kemično sestavo prikazuje tabela 1. Rezultati mehanskih raziskav so prikazani v tabeli 2.

Iz podatkov je razvidno, da ima preiskani material, ki je v naravni zrnivosti, zelo ugodno kakovost za široko uporabnost v livarstvu, kemični industriji in gradbeništvu.

Za puconske peske je značilna oblika zrn, širok spekter debelejših frakcij in kemična sestava, zato je tudi njihova uporabnost zelo pestra. Največ jih uporabljajo:

- pri proizvodnji ferolegur, predvsem ferosilicija, ki ga uporabljajo v industriji črne metalurgije
- pri proizvodnji azbestcementnih proizvodov
- pri filtriranju vode, za mehansko čiščenje
- za peskanje železnih konstrukcij, za odstranjanje posledic korozije
- v livarstvu, predvsem za odlivanje težkih odlitkov sive litine
- pri žaganju kamna, posebno marmorja in apnenca
- kot sestavno komponento raznih snovi za večanje trdnosti in odpornosti proti kislinam
- za izdelavo okrasnih betonskih elementov in oblaganje fasad
- za kakovostnejše vrste betona.

Štefan Filipič

Tehnološki postopek

Vso surovino, ki jo v odkopu pridobivamo mehanizirano z buldožerji in nakladali, dovažamo s tovornjaki do separacije. Od sipališča jo doziramo in s transportnim trakom transportiramo v pralni valj večje zmogljivosti, ki ima v podaljšku rotacijsko sito. Ker vsebuje rudnina do 15 % gline, jo v tem pralnem valju razmuljimo. Po izstopu rudnine iz pralnega valja ločimo frakcijo +18 mm, katero vodimo na depo in nadalje v dodatno separiranje, frakcijo –18 mm pa gravitacijsko spuščamo po drsnem situ, kjer opravimo grobo klasiranje na –2 mm in +2 do 18 mm. Od tu naprej potekata dve ločeni fazi separiranja kremenovega peska.

Frakcijo +2 do 18 mm z elevatorjem dvignemo do višine ok. 14 m, da lahko izkoristimo gravitacijo, ki z dodatno svežo vodo omogoča dobro transportiranje. Sejanje opravimo na sitih vibracijskih strojev, kjer s svežo tehnološko vodo pesek še zadnjikrat operemo. Presejane frakcije kot končni proizvod – vlažen pesek – transportiramo v silose, kjer ga nalagamo na tovornjake za odpremo ali deponiranje.

Frakcijo –2 mm z delom odpadne tehnološke vode transportiramo od drsnega sita do rezervoarja, od tam pa z gumirano črpalko v klasirni sistem Linatex, kjer pesek klasiramo in oplemenitimo. Za proizvodnjo filtrirnih peskov, ki odgovarjajo vsem zahtevam po normah DIN 4924, imamo še dodatno inštalirane vibracijske stroje, s katerimi opravimo ostro končno klasiranje in pranje.

Odpadno tehnološko vodo, zbrano iz celotnega procesa separiranja, vodimo do črpalk, od koder jo črpamo v sedimentacijski bazen, kjer se sedimentira. Tako regenerirano tehnološko vodo ponovno vključujemo v tehnološki proces, oziroma vračamo v potok.

V proizvodnji peskov je vključena tudi sušilnica, v kateri sušimo frakcije do 5 mm. Peske embaliramo v natrnske vreče, možna pa je tudi odprema v razsutem stanju neposredno iz silosov.

Literatura

- Pleničar, M. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Goričko. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Pleničar, M. 1970, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Goričko in Leibnitz. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Winkler, A. 1927, Geologische Karte Gleichenberg 1:75 000, Geol. B. A., Wien.
- Winkler, A. 1939, Geologischer Führer durch das Tertiär und Vulkanland des steierischen Beckens, Berlin.

UDK 553.94.96.:551.763.78:551.243(497.12)=863

Prispevek h geologiji premogišč zreškega okoliša in uvrstitev njegovih premogov po odsevnosti

**Contribution to the geology of coal deposits in the Zreče area and
reflectance-based ranking of its coals**

Milan Hamrla

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Skladovnica plasti zgornjekrednih gosavskih in terciarnih usedlin v okolišu Zreč na južnem obrobju Pohorja vključuje v nekaj nivojih tudi tanke sloje premoga. Ti so v spodnjem delu terciarnega zaporedja visokokakovostni črni premogi, po zrelosti precej blizu premogu v gosavski podlagi. V višjem delu so premogi bistveno mlajši. Premogišča so majhna in so jih izkoriščali v preteklosti, danes pa so gospodarsko brez pomena.

V prispevku so podrobno opisane premogonosne plasti pri Zrečah. Starostna pripadnost terciarnih usedlin je bila dolgo časa sporna, v zadnjem času pa je prevladalo mnenje, da so v celoti neogenske. Glede na zrelostno stopnjo premogov, določeno z meritvami optične odsevnosti vitrinita, je postavljena domneva o prisotnosti staroterciarnih fluvialno-limničnih usedlin v spodnjem delu zreške terciarne skladovnice. Prekrivajo jih neogenske, spodaj fluvialne in zgoraj morske plasti s helvetsko mikrofavno.

Poskus rekonstrukcije sedimentacije terciarnih usedlin med tedanjim dogajanjem v Jugovzhodnih Alpah nakazuje nizke paleogeotermične gradientne v paleogenu in termični vpliv rupelijskega, morda tudi karpatskega magmatizma pri oglenitvi premogov.

Izdanki paleogenskih kamenin in znatna razširjenost prodnikov eocenskih apnencev v klastičnih usedlinah po Koroški in delu severne Slovenije govorijo za tedaj dokaj veliko sedimentacijsko območje.

Abstract

The succession of sedimentary strata in the Zreče area, which is situated on the southern slopes of the Pohorje mountain in NW Yugoslavia, comprises also the Upper Cretaceous Gosau beds and their Tertiary cover. Several thin seams of high volatile bituminous coals are included within the Cretaceous as well as the lower part of the Tertiary sequence. Modest coalfields, exploited in the past, are now of no economic importance.

In this paper are described the Tertiary beds at the Zreče site. Their controversial age has recently been considered entirely as Neogene. The interpretation of vitrinite reflectance of the Zreče coals – supposedly chronostratigraphically significant – has been conducive to the hypothesis that freshwater beds of

Paleogene age might exist within the preserved Tertiary sequence. The overlying beds comprise coal of much lower rank and belong to the Neogene.

A reconstruction attempt of a probable sedimentation and burial history of the Zreče Tertiary succession, considering the alpine tectonic and magmatic events, suggests low paleogeothermal gradients during the Paleogene times and thermal influence of the Rupelian and possibly also Karpatian magmatism in coalification of coals.

Some outcrops of the Eocene beds and widespread pebbles of the Eocene rocks in Carynthia and northern Slovenia would conjecture quite an extensive sedimentation area of that time.

Uvod

Ozemlje ob stiku Severnih in vzhodnega podaljška Južnih Karavank s Centralnimi Alpami vzdolž periadriatskega šiva in prečnega labotskega preloma je med geološko najzanimivejšimi v Sloveniji. Na njem je še vrsta problemov, med katerimi so nekatere načeli že avstrijski geologi. Mednje spada tudi starost premogovnih plasti zreškega okoliša.

Zreški okoliš s svojimi premogišči v zgodovini premogovništva na Slovenskem po količini premoga ni bil kdo ve kako pomemben. Rudarili so v prejšnjem stoletju in še v prvi polovici sedanjega vse do leta 1954, ko je prenehal obratovati premogovnik v Stranica. Premog so pridobivali na več mestih. Premogišča so bila majhna, zato njihov ekonomski pomen nikoli ni mogel biti kaj več kot obrobni kljub izredno visoki kakovosti premoga, neznani drugod po Sloveniji. V zvezi s kakovostjo pa je že zgodaj postal zanimiv stratigrafski položaj premogovnih plasti, ki še danes ni dokončno dognan in potrjen.

Pričujoče delo je prispevek k tej problematiki. Temelji na podatkih raziskav iz obdobja 1956–1960, ko je avtor v okviru raziskovanja koksni premogov Slovenije obdeloval tudi predel med Pohorjem in Konjiško goro. Dopolnjujejo jih nekatere novejša terenske raziskave in vzorčevanja, kemične analize in predvsem mikroskopska merjenja odsevnosti premogov; na tej metodi je zasnovan poskus starostne opredelitve premogonosnih usedlin. V zvezi s tem so povzeti tudi starejši geološki podatki in novejša spoznanja o geološki evoluciji Jugovzhodnih Alp, katerim zreški okoliš tudi pripada.

Kratek zgodovinski pregled geoloških raziskav

Ob podatkih sledenja in odkopavanja premogov v okolici Zreč, Stranic in Radane vasi iz sredine prejšnjega stoletja zasledimo tudi prve geološke opise in študije. Morlot, Unger, Reuss in Lipold (Teller, 1899) so že poznali gosavske premogonosne plasti s fosilnimi koralami in školjkami. Rolle (1857) je v okviru raziskav Štajerske nanizal vrsto podatkov za okoliš Vitanja in Zreč, kjer so v gosavskih plasteh kopali premog. Med drugim je opisoval kredne apnenice pri Starem trgu, vpeljal pa je tudi pojem socka plasti (1858). Zollikofer (1859) je prišteval premogonosne laporje in peščene skrilavce pod rudistnimi apnenci v dolini Ljubnice in pri Zrečah eocenu (v tedaj veljavnem pomenu) in jih vzporejal s premogonosnimi plastmi okrog Boča in Konjiške gore. Omenil je premogišča Gračič, Brezje, Letočno, Jamnik, Stranice in Ljubnica z debelinami premoga od enega čevlja do treh klafter. Prvi omenja nadaljevanje črnih laporjev v krovlini gosavskih plasti navzgor v peščenjake

in konglomerate. *Weinek* (1870) je v teh plasteh poznal tudi že »lignitni sloj«. *Stur* (1871) je vse plasti nad gosavskimi apnenci uvrščal v široko zasnovan paket spodnje-neogenskih »ivniških in socka plasti«, z ribjimi skrilavci v bazi. *Hoernes* (1893) v višjih lapornih plasteh nad rudistnimi apnenci fosilne favne ni našel, pač pa ob najvišjem (sedanjem radanskem) sloju nekaj »socka flore«. Obdelal jo je *Ettingshausen*. *Riedl* (1879) je opazoval premog tudi v bazi konglomeratov neposredno na rudistnem apnencu. Tako se je postopno jasnilo, da v okolici Zreč ni premog samo v krednih, ampak tudi v mlajših transgresivnih terciarnih plasteh.

Lega in pripadnost vseh teh plasti sta dolgo časa ostali nepojasnjeni. *Teller* (1898, 1899) je ob prelomu stoletja raziskoval predel Zreč in plasti nad rudistnimi apnenci prištel k oligocenu. Menil je, da enake plasti zapolnjujejo tudi ves prostor med Pohorjem in Velunjo.

Nejasne razmere glede položaja, števila in pripadnosti premogovih slojev je povzel *Redlich* (1900, 1904), ki je po fitopaleontoloških ugotovitvah *Ungerja* (1851) in *Engelhardta* (1902) uvrščal diskordantno serijo konglomeratov, vmesnih peščenjakov in laporjev med srednji in zgornji oligocen. *Unger* (1851) je namreč obdelal socka floro iz dobrnskega pasu (*Gutenek*, *Zavrh*, *Trnovlje*), osem let pozneje pa jo je dopolnil z zreškimi oblikami *Ettingshausen*. Oba sta ji pripisovala eocensko starost (v tedaj veljavnem pomenu), pri čemer je prvi nagibal k nižji, drugi pa višji starosti plasti. Pozneje je *Engelhardt* obdelal še floro *Stranic* in *Radane vasi* in jo skupno s floro obeh predhodnikov imel za oligocensko. Zreška premogišča je opisoval še *Schnetzler* (1909), obdelal pa jih je tudi *Granigg* (1910).

Po 1. svetovni vojni je rudarska dejavnost v zreškem okolišu dokaj zamrla, z njo pa tudi interes za geološko preučevanje. Večinoma starejše podatke je povzel *Petrascheck* (1926/29), po katerem vsebujejo socka plasti premogovnega pasu *Velunja–Dobrna–Poljčane* prave črne premoge, njih zrelost pa naj bi bila v zvezi s tektoniko.

Med obema vojnama ni bilo pomembnejših geoloških raziskav v zreškem okolišu razen nekaterih študij širše okolice kot npr. *Spitz* (1919), *Winkler* (1929, 1930, 1931) in *Kieslinger* (1928, 1931, 1935).

Pri starejših poskusih horizontiranja zreške skladovnice je občutne težave povzročalo tedaj še nepoznano dejstvo, da obe strani periadriatskega šiva v geološki zgradbi med seboj vse do neogena nista primerljivi.

Po 2. svetovni vojni v letih 1956 in 1959 je Geološki zavod Ljubljana raziskoval zreški premogovni okoliš. Poleg avtorja so tedaj pri geološkem kartiranju sodelovali še geologi *L. Žlebnik* ter *L. Rijavec* in *D. Delea*, ki sta obdelali mikrofavno. Izvrtanih je bilo pet globokih vrtin, razkopi in plitvi jaški pa so omogočili dostop do premogov, ki so bili tudi ustrezno preiskani. Raziskave so pokazale, da ni ekonomskih zalog premoga.

Zreški okoliš je bil geološko kartiran še pozneje v okviru regionalnih raziskav za list Slovenj Gradec v merilu 1:100 000, rezultati pa so zbrani v tolmaču (*Mioč & Žnidarčič*, 1978). Hidrogeološka raziskava ožjega okoliša Zreč iz zadnjih let pa je obsegala geoelektrično sondiranje nekaterih predelov in izvedbo vrtin B-1/82, B-2/85 in B-3/88, katerih podatki so prispevali k poznavanju globinske zgradbe ozemlja.

Kratek oris pretekle rudarske dejavnosti

V zreškem prostoru so od prve polovice preteklega stoletja dalje najprej rudarili posamezniki, nato skupine in družbe, kot npr. Süddeutsche Steinkohlengewerkschaft in Priv. Südbahngesellschaft (Mineralkohlen Österreich, 1903), ki je dominirala okrog leta 1900. Jamske mere so bile v Stranica, Zaburku pri Stranica, Sv. Križu, Brezjah, Radani vasi in Št. Florjanu pri Doliču, kopali pa so kovaški, dobro koksav črni premog (Weinek, 1870). Pošiljali so ga v plinarne na Dunaj, v Pešto in Gradec, uporabljali pa so ga tudi v graški valjarni. Zreški okoliš je dal tiste čase letno do 2000 t premoga (Petrascheck, 1926/29).

Rudarji so tedaj poznali naslednje premogove sloje: starejši spodnji sloj, mlajši glavni sloj in krovinski sloj (Mineralkohlen Österreichs, 1903). Najnižji sloj v bazi krednih plasti je sestavljalo več neenakomernih tanjših plasti. Imenovali so ga sloj »pucka« ter odkopavali z rovi in vpadniki okrog Brinjeve gore, na Brezju in Gračiču ter na več mestih v Dobravi, kjer so sledili tudi višje sloje. Na Brezju, 2 km vzhodno od Zreč, so rudarili še v letih 1921–1923. Manjši odkopi so bili tudi v dolini Ljubnice. Tanki, neenakomerni in tektonsko zelo porušeni sloji so dopuščali skromno rudarsko dejavnost.

Pomembnejša sta bila obrata v Radani vasi in v Stranica, ki sta po dimenzijah in po tehnični plati predstavljala večja rudarska objekta. Manj obsežna je bila pretežno sledilna rudarska dejavnost v območjih Osredka, Jamnika in Sv. Križa. Dokumentirana je v starejših virih.

V premogovniku Radana vas, okrog 2 km jugovzhodno od Zreč, so odkopavali premogov sloj v konglomeratno-laporastih plasteh. Odkopana je bila površina okrog 800 m po smeri in blizu 500 m po vpadu, ki je znašal med 30° in 80°. Za dostop in izvoz sta služila jaška Germania (70 m) in Novi jašek (200 m). Pri povprečni produktivnosti sloja okrog 0,5 t/m² je znašala letna proizvodnja rudnika med 5000 in 15 000 tonami. Debelina premoga je bila med 0,4 in 2 m, sloj pa je bil ponekod precej jalovinat. Premogovnik so zaradi težavnih razmer leta 1914 zaprli (Pistorius, 1914).

Premogovnik s Stranica je bil omejen na straniško kadunjo, veliko nekako 1,2 × 0,8 km. Dostopen je bil po Edvardovem rovu z ustjem ob cesti Stranice–Vitanje. Odkopna debelina premogovega sloja je bila med 0,6 in 0,8 m, izjemoma do 2 m. Njegova povprečna produktivnost je bila 0,6 t/m², nakopali pa so nekaj nad 10 t/dan ali do 5000 ton letno. Premogišče je danes praktično izčrpano.

Na Osredku so v konglomeratnih plasteh iskali drugo krilo radanskega sloja in nadaljevanje straniškega zunaj ožje straniške kadunje. Izdelali so več rogov v pobočje ter smerno in z vpadniki sledili tanek premogov sloj z vpadom 10° do 45° proti severovzhodu. Zaman je bil izdelan 101 m globok jašek Osredka, v katerem so našli le sledove osredkovega in straniškega sloja.

Po letu 1954 v zreškem prostoru ni bilo več organizirane rudarske dejavnosti. Geološka raziskovalna dela Geološkega zavoda Ljubljana v letu 1956/57 so obsegala le plitve površinske razkope in jaške na izdankih premogovih slojev. Pomembnejše so bile globoke raziskovalne vrtine: na območju Križevca vrtini 1/58 (120,65 m) in 2/58 (174,00 m), v predelu Radane vasi pa vrtine 3/58 (540,20 m), 4/59 (200,30 m) in 5/59 (346,50 m). Vse so potekale v konglomeratnih plasteh, pri čemer vrtini 3/58 in 5/59 nista dosegli kredne podlage.

Obe omenjeni hidrološki vrtini B-1/81 (506 m) in B-2/85 (800,50 m) z vidika premoga zreške skladovnice nista dali uporabnih podatkov. Isto velja tudi za vrtino B-3/88, ki je bila ob končanju tega članka zaključena.

Geološka zgradba zreškega prostora

Zaporedje in opis plasti

Geologija zreškega prostora je razvidna iz poenostavljene geološke karte (1. slika) in treh profilov (2. slika). Le-ta obsega skrajni zahodni del Konjiške udorine, kjer prevladujejo na površini mlajše terciarne in kvartarne usedline. Starejše plasti pod njimi leže na metamorfnih kameninah južnega pobočja Pohorja. Premogovno zanimivo ozemlje omejuje na zahodu in jugu labotska prelomnica, ki poteka vzdolž triasnega masiva Stenice in Konjiške gore ter seče strukturno cono periadriatskega lineamenta, v katero sodi tudi zreški okoliš. Zanj je značilna zlasti prisotnost zgornjekrednih usedlin v gosavskem faciesu. Te najdemo v severni Sloveniji še na zahodnem robu Pohorja in na Kobanskem, v sosednji Avstriji pa v Labotski dolini, v porečju avstrijske Krke in blizu Graza. Ostanke krednih sedimentov leže povsod na Krškem pokrovu (Gurktaler Decke), ki pripada najvišji narivni tektonski enoti, znani kot Oberostalpin (3. slika). Ta je bila narinjena proti severu na starejše metamorfne kamenine (Tollmann, 1977). Del te narivne zgradbe so tudi zelenkasti filitski skrilavci, ki jih najdemo na južnem Pohorju severovzhodno od Vitanja in ki pripadajo štalenskogorski seriji staropaleozojskih plasti. Pod njimi je Pohorska serija pretežno gnajsov in blestnikov z vložki marmorja in amfibolita.

Med filiti in krednimi usedlinami leži svetlo sivi triasni dolomit, ki je povsod močno milonitiziran. Kot kamenina Severnih Karavank je zgornjetriasne starosti, njegovo debelino pa cenimo na največ 350 m.

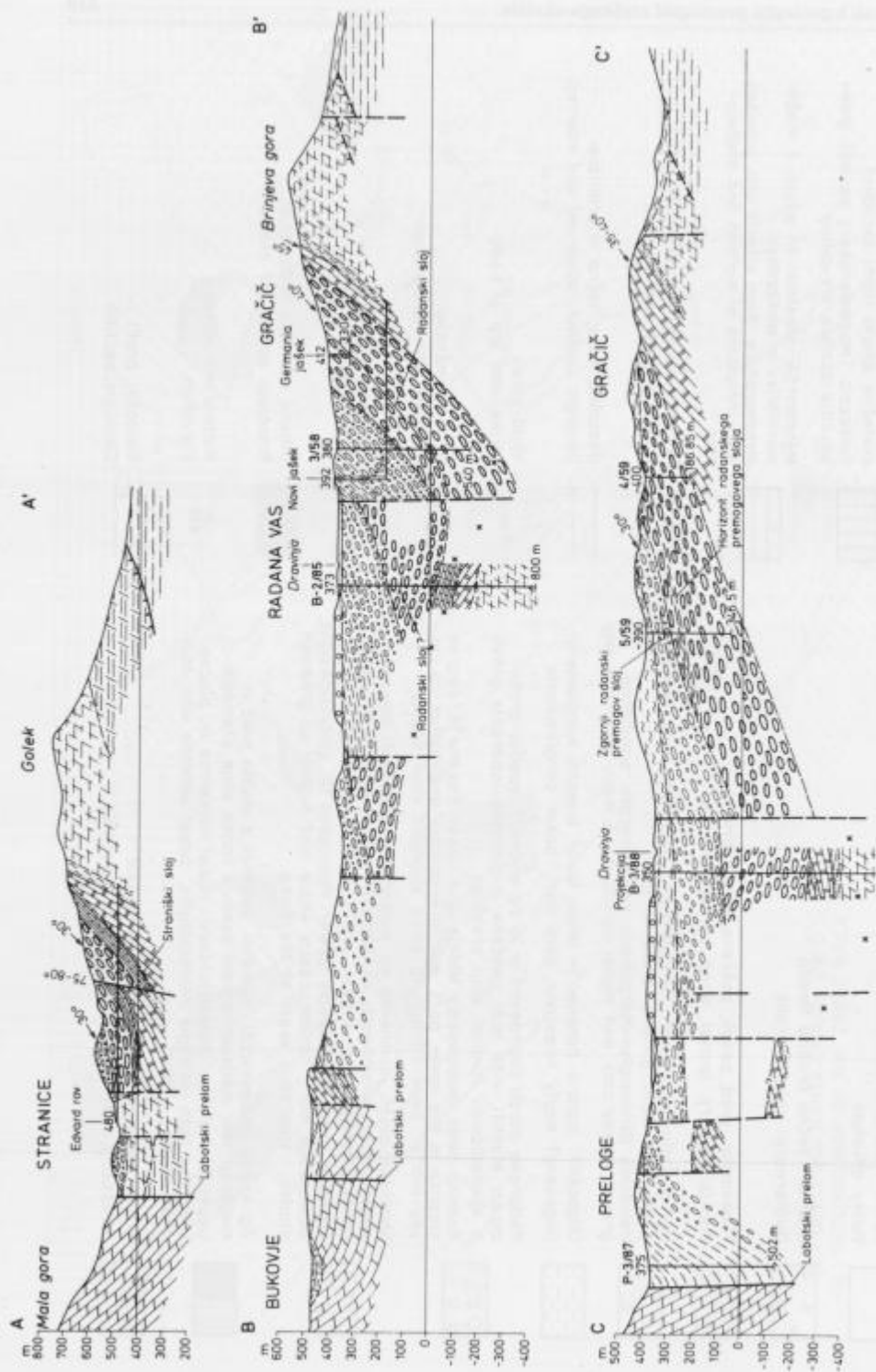
Zgornjekredne usedline pri Zrečah so predvsem grebenski rudistni apnenci, ki se pojavljajo v obliki posamičnih otokov, obdanih in prekritih s terciarnimi plastmi. V bazi apnencev je do 40 m debela plast sivih meljevcev in laporjev, ki jih najdemo v obliki tankih vložkov tudi v apnencih v višjih legah. Gre za ostanke tektonsko razkosanega pokrova zgornjekrednih kamenin, ki v erozijski diskordanci nalega na dolomit ali skrilavec. Plitvovodne usedline so po faciesu podobne gosavskim tvorbam Avstrije in enako vključujejo premog v bazi. Taki apnenci so ohranjeni na majhnih površinah, kot že rečeno, na zahodnem Pohorju in na nekaj mestih v sosednji Avstriji.

Celotna debelina še ohranjenih krednih usedlin pri Zrečah ne preseže 150 m. Sivi apneni meljevci, glina in laporasti apnenci v bazi so tu in tam premogasti ter vključujejo tanke neenakomerne sloje in pole črnega premoga, lokalno poimenovane sloj »pucka«. Ponekod te bazalne premogovne plasti manjkajo. Rudistni apnenec je ponekod brečast in konglomeraten, pogosto nekoliko rdečkast, kar kaže na bližino kopnega ob njegovem nastajanju. Vsebuje številne rudiste, od mikrofavne pa predvsem miliolide.

V bazalnem meljevcu so številne solitarne korale, gastropodi in fosilna flora, s čimer so se ukvarjali že avstrijski geologi, od novejših pa Pleničar (1971, 1974, 1979), Turnšek (1978), Mioč in Žnidarčič (1978) ter Pavšič in Pleničar (1981), ki prištevajo zgornjekredne usedline Zreč in Stranic campan-maastrichtu oziroma maastrichtu. Zgornjekredne usedline so bile pred sedimentacijo terciarnih plasti povsod bolj ali manj erodirane.

Terciarnne usedline v območju Zreč zastopajo v pretežni meri klastične kamenine različne zrnivosti, ponekod v spodnjem delu tudi apnenci. Predvsem v območju straniške kadunje pa tudi Dobrave leže na erodirani površini krednih apnencev najprej plitvovodne apnene, laporaste in višje tudi glinovite usedline, ki jih imenujemo straniške plasti. Skupaj s kredno podlago in klastiti v krovu oblikujejo

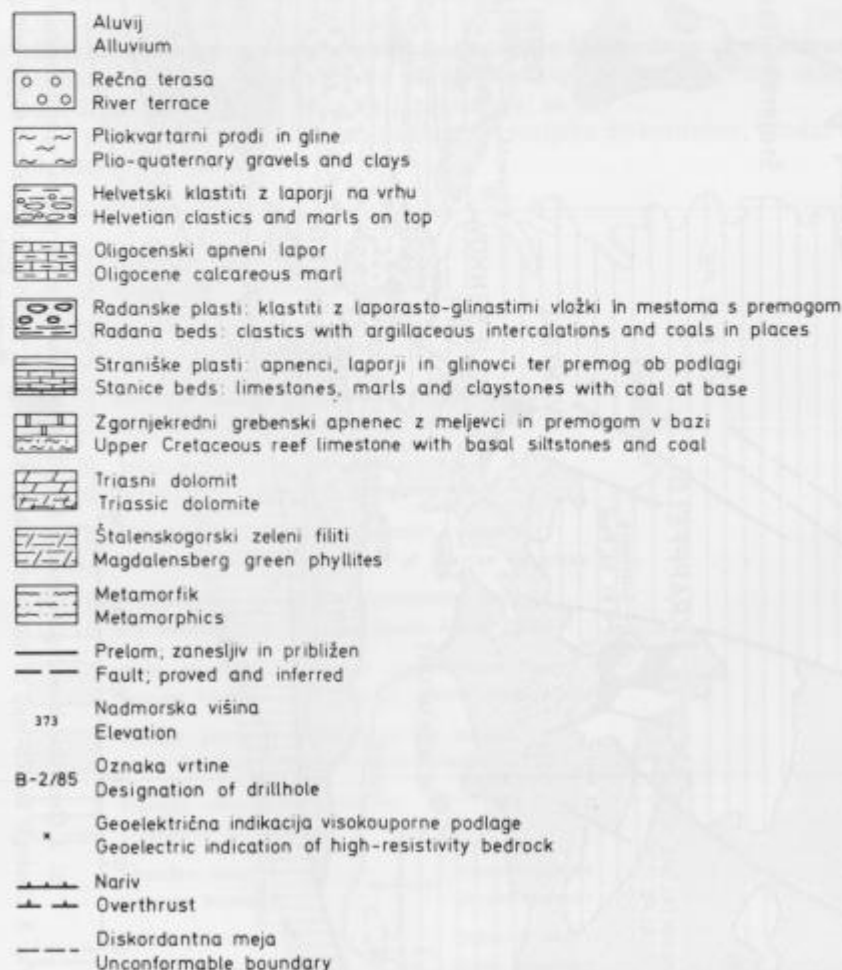
	Dolinski aluvij Valley alluvium		Paleozoik (Ištalskogorska serija): pretežno zeleni filitni skrilavci Paleozoic: (Magdalensberg series): green phyllitic schists prevailing
	Kvarter: rečna prodna terasa Quaternary: river terrace		Metamorfiti; blestniki in gnojši z vložki marmorjev in amfibolitov Metamorphics: mica schists and gneisses with inclusions of marbles and amphibolites
	Pliokvartar: prod, pesek, peščena gлина, gлина Plio-Quaternary: gravel, sand, sandy clay, clay		Prelom; zanesljiv in približen Fault; proved and inferred
	Helvet (Jottnang-Karpat): konglomerat, peščenjak, prod, peščena gлина, više lapor, glinovci pesek in gлина Helvetian (Jottnang-Karpatian): conglomerate, sandstone, gravel, sandy clay and higher up claystone, marl, sand and clay		Geološka meja; točna in približna Geologic contact; observed and inferred
	Oligocen?: laporni apnenec in temni lapor, bazalni konglomerat Oligocene?: marly limestone, dark marl, basal conglomerate		Vpad plasti Strike and dip of beds
	Radanske plasti (domnevno sr. in zg. eocen?): spodaj grobo- zrnati klastiti, više tudi peščene in glinasto-laporaste plasti s sporadičnimi tankimi sloji premoga Radana beds (supposedly Middle and Upper Eocene?): coarse clastics in the lower part with arenaceous and higher up clay- ey-marly beds containing some sporadic coal seams		Vrtina z oznako Drillhole with designation
	Straniške plasti (domnevno sp. paleogen?): ploščasti apnenec, apneni lapor, premogasti skrilavec in više zelenkasti skrilavec; tanek premogov sloj v bazi Stranice beds (supposedly Lower Paleogene?): platy limestone, calcareous marl, carbonaceous shale and higher up greenish shales; thin coal seam at the base		Pomemben jašek in rov Important pit and adit
	Zg. kreda (maastricht): rudistni apnenec z vložki breč in meljevca, siv meljevec v bazi vsebuje tanke sloje premoga Upper Cretaceous (Maestrichtian): rudist limestone in places breccious with siltstone intercalations; basal siltstone with thin coal seams		Glavna območja rudarjenja Principal mined-out areas
	Trias: spodnje- in srednjetriasni dolomit Triassic: Lower and Upper Triassic dolomites		Nadmorska višina Elevation
			Geološki profil Geologic section

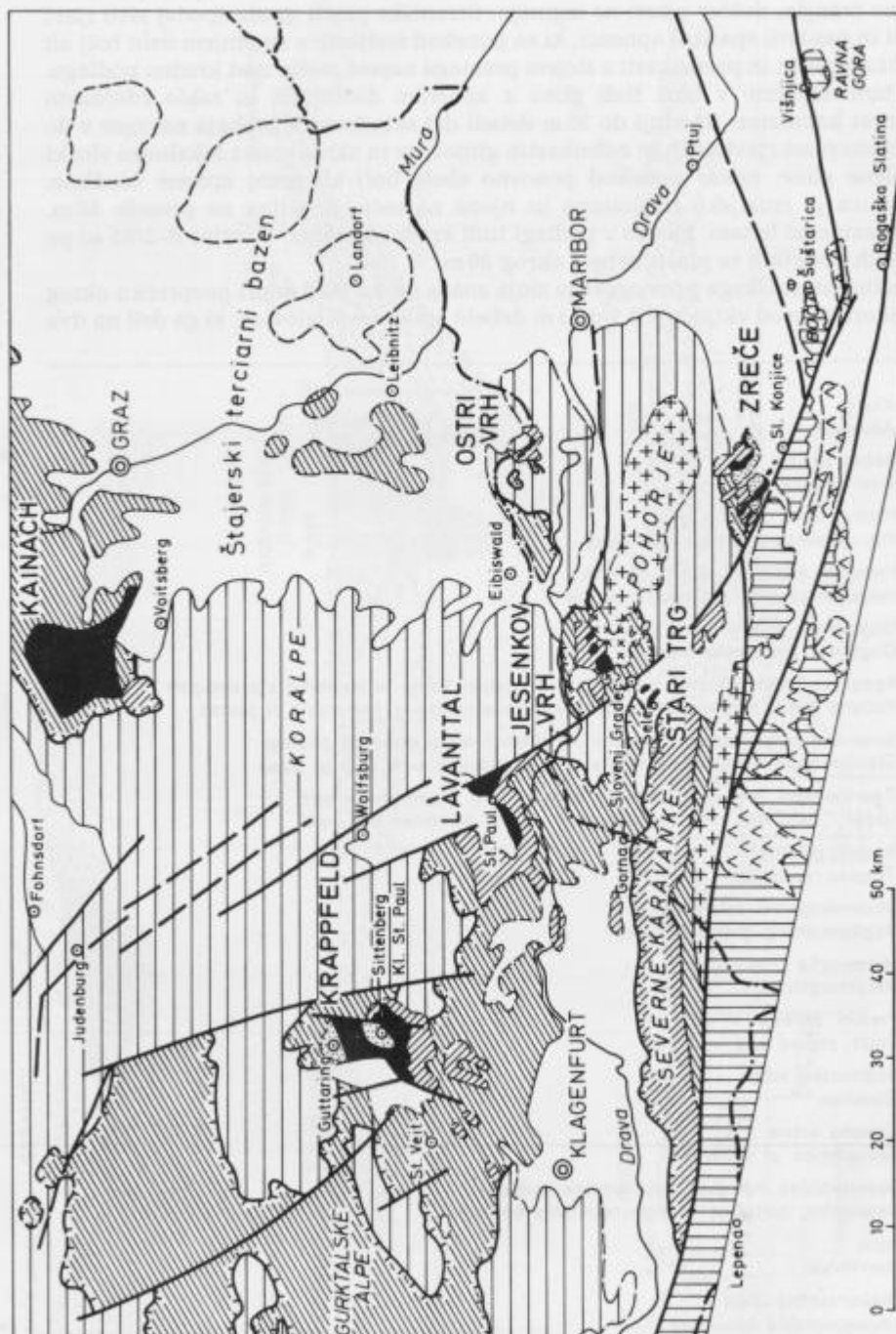


Sl. 2. Geološki profili preko območja Zreč
Fig. 2. Geologic sections across the Zreče site

straniško kadunjo. Njih debelina znaša do nekaj deset metrov, se menja in periferno postopno manjša, dokler plasti ne izginejo. Straniške plasti grade spodaj sivo rjavi ploščati in pasoviti sparitni apnenci, ki so ponekod meljasti, v spodnjem delu bolj ali manj bituminozni in premogasti s slojem premoga največ meter nad kredno podlago. Tu in tam najdemo v bazi tudi glino z apnenim drobirjem in rahlo rdečkasto obarvanost kamenine. Spodnji do 30 m debeli del skladoavnice prehaja navzgor v do 20 m debelo plast rjavkastih in zelenkastih glinovcev in skrilavcev z lokalnimi vložki sivo zelene glin, nakar ponekod ponovno slede bolj ali manj apnene usedline. Skladoavnica je erozijsko reducirana in njena največja debelina ne preseže 50 m. Plasti opazujemo le tam, kjer so v podlagi tudi kredni apnenci. V vrtini B-2/85 so po karotažnih podatkih te plasti debele okrog 80 m.

Debelina straniškega premogovega sloja znaša od 0,6 do 2 m pri povprečku okrog 0,8 m. Skoro povsod vključuje 0,1 do 1 m debelo apnenčevo jalovico, ki ga deli na dva





Sl. 3. Geološka skica Jugovzhodnih Alp s Krškim pokrovom ter položaj zgornjekrednih in staroteciarnih sedimentov

Fig. 3. Geologic sketch-map of the Southeastern Alps region, showing the Gurktal nappe and location of Upper Cretaceous and old-Tertiary beds

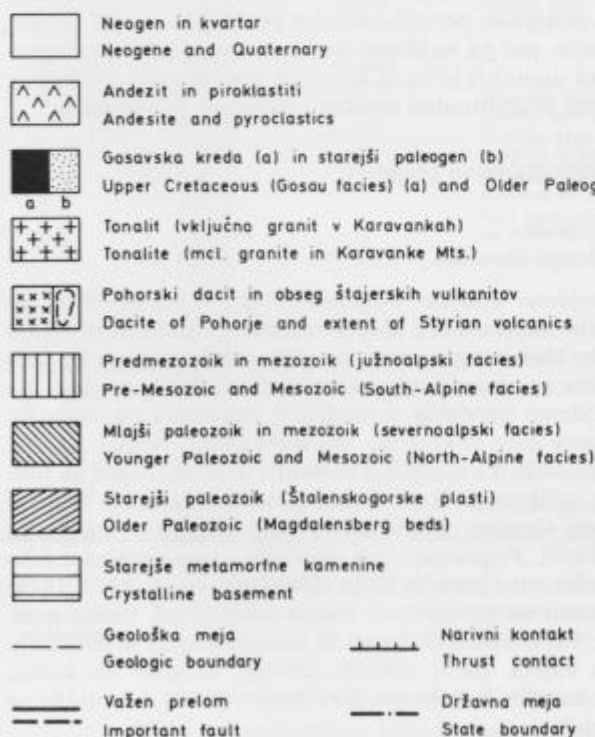
dela; od tod podatek o dveh premogovih slojih. Neposredna krovina je trden ploščat bituminozen apnenec, talnina pa je laporasta ali celo glinasta.

Straniške plasti so bile pred odlaganjem naslednjih mlajših terciarnih klastičnih usedlin neenakomerno erodirane; o tem govore tudi rudarski podatki. Tako je bila v zahodnem delu straniške kadunje odnesena večina plasti s premogom vred in mlajši konglomerat nalega neposredno na rudistni apnenec ali celo na dolomit. Na območju Dobrave in Osredka so straniške plasti zelo tanke, premog pa neodkopen ali le v sledovih. Tudi na Gračiču straniških plasti ni opaziti.

Kakšna je bila celotna straniška skladovnica, ne vemo. Danes je ohranjen le sladkovodni bazalni del nekdanj debelih plasti, ki so utegnile preiti navzgor v brakični ali morski razvoj in tudi robno transgredirati neposredno na podlago. V tej zvezi omenimo Tellerjev (1899) podatek o velikih oglatih kosih temno sivega numulitnega apnenca med gruščem rudistnega apnenca na vzhodnem pobočju Goleka nad Dobravo.

Sladkovodna favna straniških plasti obsega primerke *Melania escheri* Brogn., *Unio eibiswaldensis* Stur in *Planorbis* sp. (Stur, 1871; Hoernes, 1893; Teller, 1899). Mikrofavne doslej niso našli, pač pa obilo fosilne flore (Engelhardt, 1902), po kateri je obveljalo, da gre za usedline starejšega terciarja. Tak sklep podpirajo tudi druge ugotovitve o straniških plasteh, ki so:

– plasti nalegajo na kredno podlago z erozijsko diskordanco, vendar brez izrazitih klastitov v bazi,



- prostorski položaj krednih in straniških plasti je dokaj podoben,
- plasti vsebujejo staroterciarno fosilno floro,
- pred odlaganjem mlajših terciarnih usedlin so bile neenakomerno erodirane, ponekod tudi v celoti, zato njih prvotnega obsega in vertikalnega razvoja ne poznamo,
- straniški premogov sloj je v primerjavi s krednim dokaj manj tektonsko porušen in deformiran.

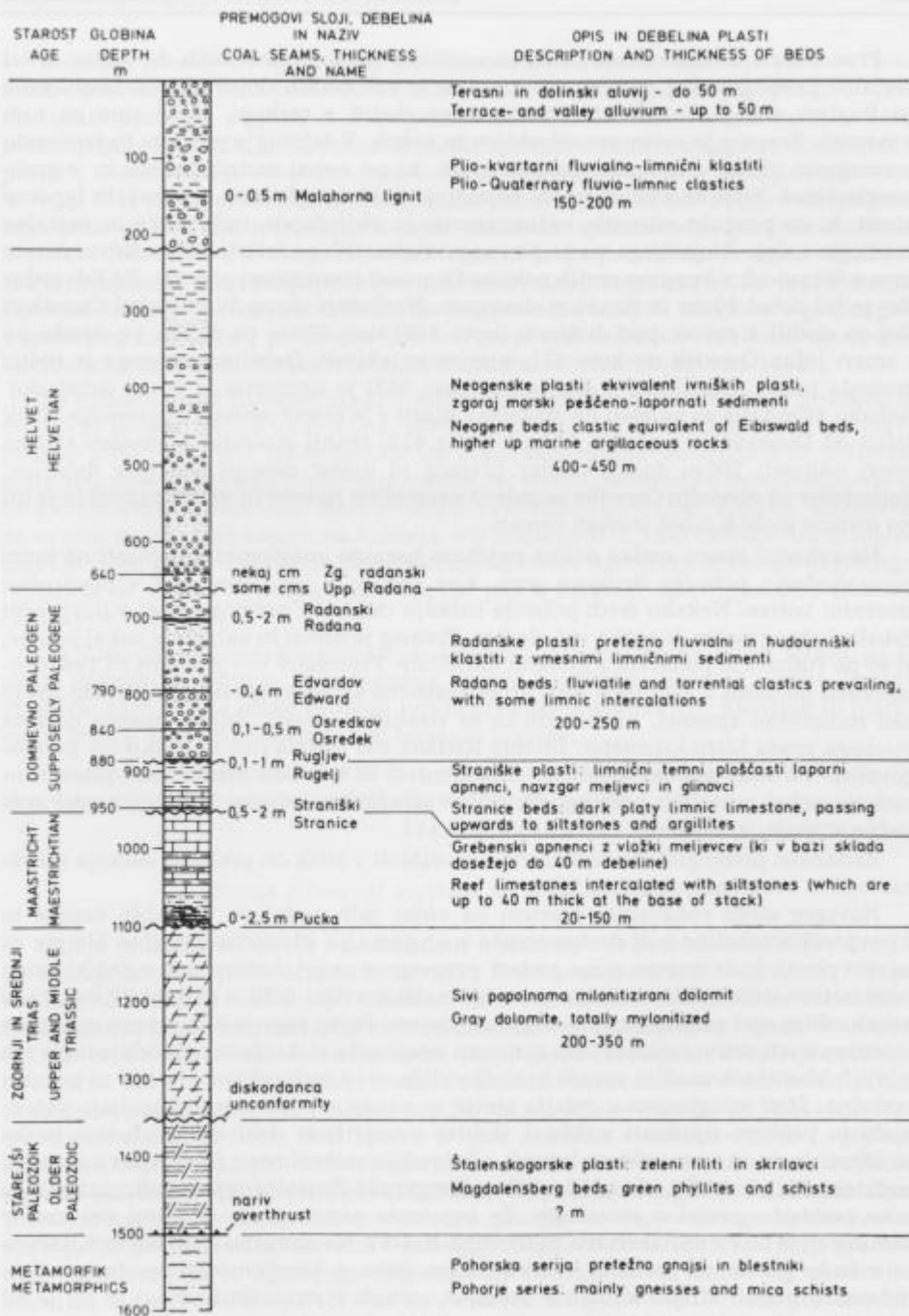
Sedimenti, ki z izrazito diskordanco slede straniškim plastem, so najprej grobi, dobro vezani konglomerati, višje peščenjaki in drobnejši, slabo vezani konglomerati s prehodi v peščeno-glinaste in laporaste kamenine. V tej okrog 600 m debeli skladovnici gre za dva starostno različna ciklusa. Grobi klastiti nižjega dela skladovnice so hudourniškega in fluvialnega nastanka z limničnimi epizodami (radanske plasti). Fluvialna sedimentacija prevladuje tudi v naslednjem mlajšem (neogenskem) zaporedju, v katerem se postopno uveljavljajo mirnejše faze, dokler ne prevlada morski razvoj s helvetsko mikrofavno. Geološko najmlajše pliokvartarne plasti so zopet do 200 m debeli konglomerati, gline in prodovi. Zaporedje plasti vidimo na 4. sliki. Celotno debelino klastične skladovnice, ki v vzhodno smer raste, cenimo na 400 do 900 m.

Grobi, dobro vezani konglomerat najnižjega dela klastične skladovnice je debel 100–300 m in izpričuje hitro zasipavanje lokalnih depresij z nesortiranim materialom, ki tu in tam vključuje tudi do pol metra debele balvane. Slabo zaobljeni heterogeni prodniki so kredni apnenec, triadni dolomit in razni skrilavi metamorfni različki, ki jih je ponekod kar precej. Kremena je v splošnem malo, prav tako so redki tudi temno sivi apneni sljudnati skrilavec, permsko-triasni peščenjak in rdeč porfir. Med prodniki ni tonalita ali granita, pač pa najdemo do 40 cm velike prodnike rjavo sivega apnenca z do 2 cm velikimi numuliti in tu in tam tudi alveolinami. Večinoma so slabo zaobljeni. Grobo ocenjena procentualna sestava prodnikov je naslednja:

- 40–50 % kredni apnenec
- 30–40 % sivi triasni dolomit, večinoma rjavo preperel
- 10 % kremenovi različki
- 5–20 % zelene metamorfne kamenine
- 2–3 % numulitni apnenec in druga eksotika

Vezivo klastitov je drobnopeščeno apneno. Ponekod, zlasti v višjem delu, so kamenine slabše vezane z glinastim vezivom in z znatno udeležbo sljude, ki je obilna tudi v drobnozrnatih kameninah. Med konglomerate se vključujejo peščene in tudi glinasto-laporaste plasti, na katere so vezani tanki neenakomerni sloji premoga.

V zreških konglomeratih najdemo prodnike numulitnih apnencev na območju Stranic, Oberča, Križevca, Brinjeve gore in Gračiča. So sicer redki, vendar povsod prisotni. Prevladujeta sivo rjavi biomikrit z manjšimi numuliti in alveolinami pa tudi temnejše sivi različek z numuliti, velikimi do 2 cm. Enake prodnike najdemo tudi pri Starem trgu zahodno od Slovenj Gradca, znani pa so tudi drugod v koroškem terciarju (Kahler & Papp, 1968). Pripisujejo jim cuisijsko in spodnjelutecijsko starost, enako kot eocenskim usedlinam v porečju Krke (Drobne et al., 1977, 1979; Oberhauser, 1980) in apnencem na primarnem mestu severno od Uršlje gore (Štrucl, 1970; Drobne et al., 1977, 1985). Sklepati bi torej smeli, da je nekdanja eocenska morska sedimentacija zajela dokaj obširen prostor, mogoče ob koncu sedimentacije straniških plasti, katerim naj bi po Tellerju (1899) forminiferne kamenine tudi litološko odgovarjale.



Sl. 4. Geološki stolpec za območje Zreč z znanimi sloji premoga
Fig. 4. Geologic section from the Zreče site with the known coal seams

Prav v bazi konglomeratov nad straniškimi plastmi smo našli do meter debel nestalen premogov sloj, večinoma sestavljen iz več tankih slojev ali pol. Imenujemo ga Rugljev sloj po lokalnosti, kjer smo ga sledili z razkopi. Našli smo ga tudi v vrtinah. Premog je večinoma zdrobljen in prhek. V talnini je peščena in laporasta premogasta glina, v krovlini pa peščenjak, ki po nekaj metrih preide že v grobi konglomerat. Višje se v skladovnici pojavljajo peščene, glinasto-peščene, in laporne plasti, ki so produkt mirnejše sedimentacije in vključujejo tudi tanke in nestalne premogove sloje. Najnižjega med njimi so po rudarskih podatkih našli v Edvardovem rovu v Stranicah v konglomeratih nekako 70 m nad straniškimi plastmi. Ta Edvardov sloj je bil debel 40 cm in danes ni dostopen. Naslednji okrog 50 cm debel Osredkov sloj so sledili z rovom pod Jesihom (kota 418) vsaj 300 m po smeri, po vpadu pa v smeri jaška Osredek do kote 371, kjer se je izklinil. Debelina premoga je redko preseгла meter. Raziskava z dna jaška (kota 303) je ugotovila le 16 cm debel sloj. Nekako 40 m višje so naleteli na straniške plasti z le nekaj centimetri premoga. Tudi južno od Dobrave so z rovom Jamnik (kota 413) sledili straniški premogov sloj po smeri najmanj 200 m daleč, vendar premog ni nikjer dosegel odkopne debeline. Rudarjenje na območju Osredka se zaradi neugodnih razmer ni moglo razviti in je bil sto metrov globok jašek izdelan zaman.

Na vzhodni strani zreške doline najdemo bazalne konglomeratne plasti na vsem jugozahodnem pobočju Brinjeve gore, kjer padajo v isto smer pod v povprečju zmernim kotom. Nekako sredi pobočja izdanja radanski premogov sloj v povprečni debelini okrog meter, le redko več, do 2 m. Premog je nečist in vključuje nekaj jalovic, ki so po rudarskih podatkih z globino naraščale. Premogov sloj je vezan na peščeno-laporasti horizont v zgornjem delu groboklastične skladovnice nekako 200 do 250 m nad rudistnimi apnenci, na katerih tu ni straniških plasti. Znana smerna dolžina premoga znaša blizu kilometer. Bližnja Radana vas je dala ime nekdanjemu premogovniku. Pa tudi celotno klastično skladovnico, ki leži nad straniškimi plastmi in vsebuje nekaj nestalnih premogovih slojev sorazmerno visoke in dokaj enake zrelostne stopnje, imenujemo radanske plasti.

Radansko premogišče so intenzivno izkoriščali v letih ob prelomu stoletja vse do nastopa 1. svetovne vojne leta 1914.

Navzgor slede radanskim plastem na videz zelo podobne, le slabše vezane in v povprečju nekoliko bolj drobnozrnate neogenske klastične usedline. Da gre za mlajše plasti, kaže znatno nižja zrelost premogove snovi, katero smo v obliki nekaj centimetrov debele žile medlega premoga našli v vrtini 5/59 v globini 72,8 m, to je nekako 60 m nad radanskim premogovim slojem. Poleg tega je bila v vezivu mlajših klastitov v isti vrtini najdena tudi skromna neogenska mikrofavna. Spodnja meja teh mlajših klastičnih usedlin zaradi litološke sličnosti z radanskimi plastmi ni povsem razločna. Med konglomerati mlajše serije se navzgor postopno uveljavljajo peščenjaki in peščeno-sljudnati meljevci, dokler v najvišjem delu ne prevladajo tanko ploščasti in tu in tam peščeni laporji s helvetsko mikrofavno (L. Rijavec, ustni podatek; Mioč & Žnidarčič, 1978). Neogenski fluvialni režim sedimentacije je tako postopno prešel v morskega. Te laporaste plasti grade osrednji del zreške kadunje in je bila v njih izvrtana tudi vrtina B-1/82. Na območju Osredka in Križevca so morske plasti ob prelomu v tektonskem stiku s konglomerati spodnjega dela radanskih plasti. Mlajše klastične usedline so tudi v straniški kadunji in jih je od starejših težko ločiti. Od tod se proti severozahodu nadaljujejo v vitanjski prostor, kjer ob vznožju triasne Stenice prekrivajo temno sive apnene in peščene oligocenske (?) laporje, kakršne najdemo tudi v območju Konjiške gore.

V sestavi prodnikov neogenskih konglomeratov so triasni dolomit, kremen, kremenov peščenjak, razne metamorfne kamenine, kredni apnenec pa tudi sivo rjavi numulitni apnenec, pogosto z alveolinami. Odstotna udeležba kremenca in zelenih metamorfnih kamenin je na račun krednih apnencev znatno višja kot v radanskih plasteh, značilna pa je odsotnost magmatskih kamenin. Vezivo je laporasto-glinasto. V vrtni 5/59 je v globini 58,6 m okrog 20 cm debela plast zeleno sivega srednjeznatega tufa, ki vsebuje kloritizirana zrna amfibola, spremenjene glinence in obilo biotita. Tufski vložek bi mogli spravljati v sklad prej s presedimentiranimi smrekovškimi piroklastiti kot s karpatskim vulkanizmom štajerskega bazena ali celo Pohorja. Omeniti velja še opažanja v vrtnah, da so kamenine mlajših klastitov v primerjavi s spodnjimi mnogo bolj preperele, občutna pa je tudi razlika v električni upornosti, ugotovljena za hidrološke potrebe z geoelektričnim sondiranjem leta 1982.

Na opisane plasti nalegajo zlasti v južnem in vzhodnem delu zreškega prostora še do 200 m debele pliokvartarne usedline prodov in rumenkaste, bolj ali manj peščene glinice in ilovice. Tanek pokrov teh plasti sega nekako do vrtnice 3/58, južno od ceste Stranice-Konjice pa prekrivajo znaten del terena. Severno od Brinjeve gore leže na metamorfnih kameninah. Med prodniki prevladuje predvsem kremen, udeležene pa so tudi magmatske kamenine Pohorja. Pri Malahorni (2,5 km vzhodno od Brinjeve gore) je v teh plasteh do 50 cm debel sloj zemljastega lignitnega premoga najnižjega ranga, ki se uvršča v ptujski premogovni pas s premogi zgornjepontske starosti (Hamrla, 1985/86).

Od Zreč proti Konjicam poteka ob Dravinji starokvartarna rečna terasa, ki je poleg dolinskih naplavin in pobočnega grušča najmlajša geološka tvorba. Teraso grade do 20 m debele plasti grobega proda pretežno metamorfnih kamenin in marogaste ilovice. Bliže Konjicam je več terasnih nivojev.

Celotno zaporedje plasti v zreškem prostoru in sedem erozijsko-tektonskih diskordanc med njimi ponazarja geološki stolpec na 4. sliki.

Mnenja o časovni uvrstitvi terciarnih sedimentov

Sklepi in domneve raznih raziskovalcev o starosti terciarnih plasti, ki pri Zrečah prekrivajo kredne apnenice, so bili raznoliki. Tako je najprej Zollikofer (1859) po melaniji terciarnega habita in po splošnem videzu imel plasti nad kredo za »eocenske«. Diskordanco med rudistnimi apnenci in sledečimi plastmi je prvi opazil Weinek (1870). Stur (1871) se ob sladkovodni favni glede starosti ni mogel podrobneje opredeliti, Hoernes (1893) pa je menil, da so plasti eocenske in sorodne lakustralno-brakičnim premogonosnim plastem pri Šentbricu blizu Velenja. Po Ettingshausenovi določitvi flore, med katero je tudi značilna eocenska oblika *Lygodium kaulfussii* Herr., je sklepal, da bi mogle biti eocenske starosti in vsekakor starejše od »socka« plasti laškega zaliva. Teller (1899) je na podlagi Ungerjeve »socka« flore prišteval zreške terciarne usedline v celoti najmlajšemu oligocenu v groboklastičnem razvoju (Schichten von Sotzka und Gutenegg). Engelhardt (1902) pa jih je postavil na mejo srednjega in zgornjega oligocena na podlagi flore, katero sta pred njim obdelala Unger (1850) in Ettingshausen (cf. Engelhardt, 1902), in jo uvrstila v eocen (v tedaj veljavnem pomenu). Število za posamezne epohe značilnih vrst fosilne flore iz Engelhardtove zbirke za Stranice, Radano vas in Šego pri Makolah je naslednje:

lokalnost	zg. kreda	eocen	oligocen	miocen	pliocen	skupaj
Stranice	1	4	39	32	9	85
Radana vas	—	—	3	3	3	9
Šega pri Makolah*	—	—	26	22	1	51

V začetku stoletja je med rudarji prevladovalo mnenje, da je straniški premog eocenske, premog na Osredku pa oligocenske starosti (Schnetzler, 1909). Grannigg (1910) je pripisoval vsem premogonosnim plastem pri Zrečah akvitanjsko starost, podobno kot vsem premogovnim plastem med Velenjem in Rogaško Slatino. Petrascheck (1926/29) pa jih je imel za »socka« plasti.

Iz novejšje dobe (1957) velja omeniti mnenje L. Žlebnika, da straniške plasti v ničemer niso podobne »socka« plastem. Ob raziskovanju zreškega prostora v letih 1956–57 je prevladovalo mnenje, da so straniške plasti lokalni limnični facies starejšega paleogena; spodnji del klastične skladovnice naj bi nastal v obdobju burdigal-torton, zgornji pa v tortonu.

Zreške premoge je tedaj mikropaleobotanično nekoliko preiskala A. Budnarjeva. V krednem premogu je ugotovila skromno vsebino peloda krednih in eocenskih oblik, v vseh drugih premogih pa pelodne oblike, značilne za paleogen in miocen. Preiskava je bila le preliminarina.

Novejših makro-florističnih podatkov za območje Zreč ni. Biostratigrafska obdelava novih in revizija starih podatkov bi bila zaželena naloga strokovnjakov paleobotanikov. Stari podatki za območje Stranic in Radane vasi podpirajo le splošen sklep, da je v plasteh spodnjega dela zreške terciarne skladovnice zastopana paleogenska flora poltavskega tipa z dominacijo tropskih in subtropskih florističnih elementov. Ti so zastopani tudi v sicer maloštevilni spodnjeeocenski asociaciji iz Sečovelj (Hamrla, 1959).

Domnevo, da bi utegnile biti straniške plasti danijske starosti, sta izrazila Pavšič in Pleničar (1981).

Tako je vprašanje starosti straniških in radanskih plasti ostalo odprto, saj nezadostna fosilna evidenca in nepojasnjene litološke in tektonske razmere niso dopuščale točnejših sklepov.

Povzetek geološkega razvoja Jugovzhodnih Alp v alpidski orogenezi

Razmislek o nastanku zreške skladovnice plasti je ob domnevi, da utegne biti tisti njen del, ki neposredno leži na zgornjekrednih apnencih paleogenske starosti, potrebno postaviti v časovni in dogodkovni okvir obdobja alpidске orogeneze. Geotektonski razvoj Jugovzhodnih Alp različni avtorji niso enako tolmačili. Tu podajamo po literaturi kratek povzetek osnovnega dogajanja.

Mnogofazni proces alpidске orogeneze je obsegal obdobje med pozno spodnjo kredo in koncem neogena. Po Trümpyju (1973) je najstarejša (paleoalpina) faza v zgornji kredi obsegala vsaj dve deformacijski epizodi, od katerih je predgosavsko gubanje in narivanje med turonom in spodnjim paleocenom (90–75 mil. let) pogojevalo gosavsko ingresijo v današnjih Vzhodnih Alpah in nadaljevanje gosavske morske sedimentacije ponekod še v eocen. Najvažnejša (mesoalpina) faza je bila v obdobju med zgodnjim zgornjim eocenom in poznim spodnjim oligocenom (40–30 mil.

* (Premogonosne plasti Šege so verjetno predrupelijske starosti; Hamrla, 1985/86).

let). Obsega pirenejsko fazo, ko je prišlo do paroksizma orogenije, burna premikanja pa so bila v prostoru Jugovzhodnih Alp še v savski in štajerski fazi. Najmlajša je bila mio-pliocenska (neotalpina) faza, ko so pretežno vertikalna premikanja pogojevala nastanek neogenih bazenov, katere je preplavila Paratetida. Med temi fazami so bila obdobja mirovanja, dviganja in erozije. Prey (1976) meni, da je bil višek staroalpske faze v turonu, mladoalpske pa v egeriju. Po Oberhauserju (1980) se je subdukcija v Alpah pričela v srednji kredi, mirovala med campanom in maastrichtom ter se obnovila v paleocenu in eocenu, ko je prišlo do prvega palingenetskega vulkanizma (Euganei, Adamello, Karavanke, Pohorje, Madžarska). Narivna zgradba Alp je posledica subdukcije. Po današnjih predstavah velja, da predstavlja periadriatski lineament – v katerega območju je tudi zreški prostor – suturo, vzdolž katere je prišlo v mesoalpski fazi do konsumacije peninske oceanske skorje in nato do kolizije z diametralno usmerjenim narivanjem. Anatektični magmatizem je segal še do srede neogena (Štajerski bazen, Madžarska). Raziskovalci so soglasni, da so se največje kompresijske deformacije dogajale v srednjealpski fazi (Oberhauser, 1980). Dietrich (1976) meni, da se je južno usmerjena subdukcija pričela v zgornji kredi, po Tollmannu (1976) se je njena smer menjala, drugi zopet zagovarjajo severno smer (Channell & Horváth, 1976). Zaradi subdukcije je izginil del skorje, prostorsko skrajšanje vzdolž periadriatskega šiva pa naj bi znašalo celo več kot 300 km (Dietrich, 1976). Razmere zapleta še desni lateralni pomik reda velikosti do 150 km (Oberhauser, 1980; Exner, 1976; Tollmann, 1977). Periadriatski šiv, ki je star, alpidsko reaktiviran paleozojski lineament, predstavlja v severni Sloveniji mejo med Vzhodnimi Alpami in Dinaridi, proti vzhodu na območju panonskega bazena pa se verjetno nadaljuje v balatonski črti (Wein, 1969), mogoče tudi v raabski črti (Prey, 1976).

Krški pokrov, ki se na vzhodu povezuje z graškim paleozoikom, je del najmlajše alpske narivne zgradbe (Oberostalpin), katere koren naj bi bil v Dravskem pasu, ki je tektonska enota severno ob periadriatskem šivu (Tollmann, 1977). Narinjen je na kristalinik Centralnih Alp, s svojim najbolj južnim delom pa sega, že zelo zožen, na slovensko ozemlje. Stratigrafsko najmlajši del tega alohtonega pokrova so gosavske in terciarne usedline. Za starost narivanja velja, da je staroalpidna (Oberhauser, 1980) oziroma predgosavska (Tollmann, 1977).

V Vzhodnih Alpah je bila laramijska faza na prehodu krede v terciar sorazmerno blaga in se je gosavska sedimentacija nadaljevala v eocen. Paleocen je bila perioda emerzije in minimalnega tektonizma in je do lokalne sladkovodno-brakične sedimentacije utegnilo priti le v lokalnih, tektonsko nastalih bazenih (Channell & Horváth, 1976; Tollmann, 1976; Wein, 1969).

Občutnejše premikanje se je pričelo šele sredi eocena v ilirski fazi. Najprej je prišlo do molasne fluvialno-limnične sedimentacije, ko so se lokalni bazeni najprej zapolnjevali z alpskim materialom, nato pa je sledila morska sedimentacija, ki je zapustila sledove na obširnem ozemlju. Z nastopom pirenejske faze je prišlo do poplitvenja, emerzije in erozije, ob nadaljevanju subdukcije tudi do magmatizma. Narivni premiki so trajali najmanj do otnanga (Prey, 1976). V Vzhodnih in Južnih Alpah je v spodnjem oligocenu prevladovalo kopno. Šele v srednjem oligocenu se je v tektonsko nastalih bazenih obnovila molasna sedimentacija, ki se je nadaljevala v spodnji miocen vse do nastopa savske faze. Vpliv bolj ali manj intenzivne tangencialne tektonike je v Južnih Alpah opazen vse do rodanske post-panonske orogene faze. V helvetu je nastopila neogenska imerzija in je celotno območje današnjega Štajerskega bazena postopno prekrilo morje, ki je regrediralo šele z nastopom pliocena.

V mladoalpskem obdobju zgornjega neogena je prišlo do desnega premika tudi ob labotskem prelomu, ki seče periadriatski lineament in vanj na naših tleh dozdevno prehaja. Tedaj je bil del Krškega pokrova premaknjen proti jugovzhodu za približno 18 km v današnji zreški prostor (Spitz, 1919; Kieslinger, 1928, 1931; Winkler, 1931; Mioč & Žnidarčič, 1978). Sicer pa ima Lavantalski prelomni sistem, katerega del je postpanonski labotski prelom, že varisčno zasnov (Tollmann, 1977; Oberhauser, 1980). Pozneje je bil reaktiviran in je aktiven še danes. Njegovo zahodno krilo je spuščeno za okrog 4 km.

Prve domneve o dogajanju med gosavsko in sledečo paleogensko periodo na ožjem prostoru današnje severne Slovenije najdemo pri Spitzu (1919). Po Premruju (1980) je bil ta prostor v paleocenu verjetno pretežno kopno, vendar je zaradi oscilacij podlage utegnilo priti do nastanka omejenih sedimentacijskih bazenov. Morska sedimentacija naj bi se uveljavila že v zgornjem eocenu in je bila obširnejša zlasti v post-ilirskem obdobju. Glavna narivanja naj bi zajela interval med srednjim eocenom in srednjim oligocenom (Premru, 1981, 1983), ko so med emerzijo mogle biti odstranjene morebitne v paleogenu odložene plasti.

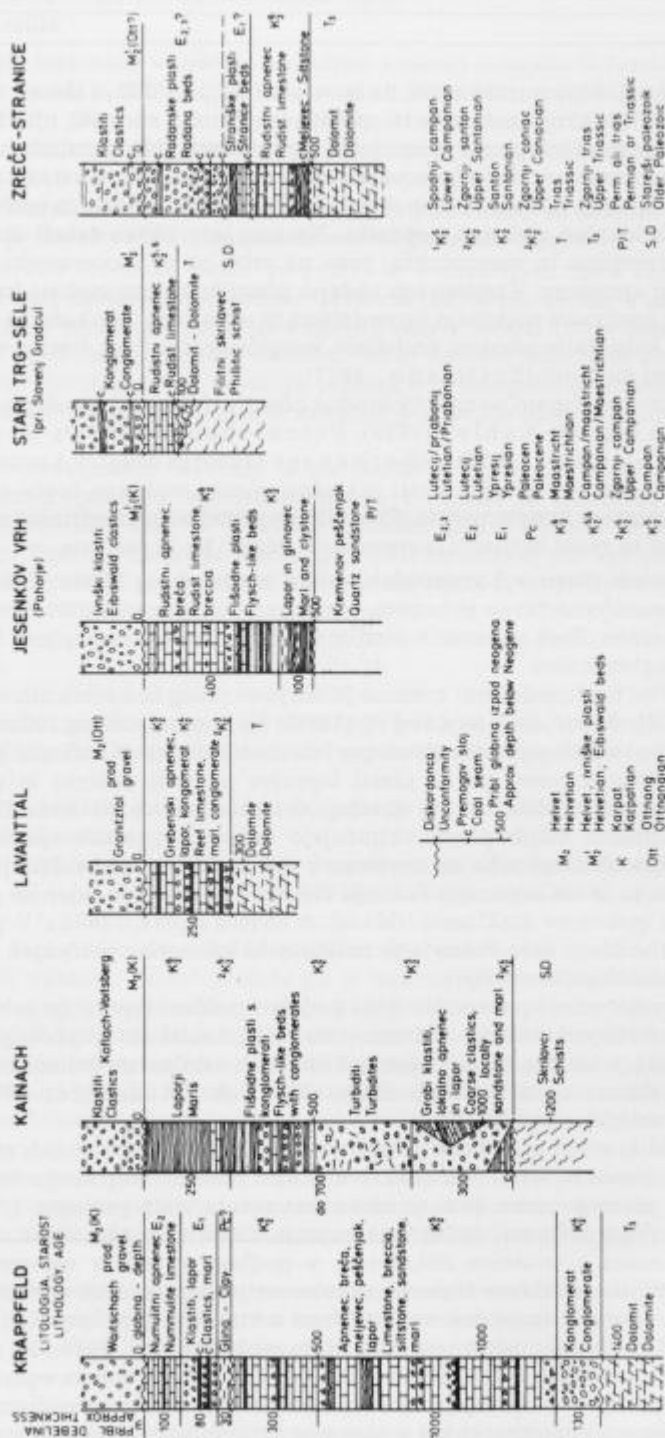
Gosavski in staroterciarni sedimenti

Sodeč po ostankih zgornjekrednih gosavskih plasti v Vzhodnih Alpah je tedanja sedimentacija zajela sicer obširna območja, vendar po prevladujočem mnenju morske in druge vodne površine najbrž niso bile strnjene. Premogovi vključki v teh plasteh so pogostni. Ekonomska premogišča je opisal že Petrascheck (1926/29), najbolj znane lokalnosti pa so Gosau, Grünbach in Gams v Avstriji in Ajka na Madžarskem. Gosavska sedimentacija se je s prekinitvijo nadaljevala v paleogensko, kot na primer v porečju avstrijske Krke pri Krappfeldu. V naslednjem povzemamo značilnosti gosavskih usedlin v območju Krškega pokrova zaradi primerjave s sedimenti zreškega prostora. Geološke stolpce pokažemo tudi grafično na 5. sliki.

Območje Krappfeld v Avstriji so opisali Kahler (1928), Petrascheck (1926/29), Van Hinte (1963), Tollmann (1977), Oberhauser (1963, 1980) in drugi. Po Van Hinteju znaša debelina zgornje krede več kot 2000 m, po Oberhauserju 500 do 700 m. Litološko pestro skladovnico grade spodaj 130 m debeli bazalni santonski konglomerati. Sledi 1000 m brečastega in detritičnega apnenca z vložki meljevca, laporjev in peščenjakov campanske starosti, najvišjih 300 m pa pripada že spodnjemu maastrichtu. Osrednji del krednih usedlin ima flišni značaj.

Diskordantne terciarne plasti se pričenjajo s 30 m debelo rdečo glino (s prodniki kremena brez fosilov), katero so prvotno imeli za terestrični paleocen. Naslednja Höhenwirt-Sittenberg serija je 80 m debelo zaporedje peščenjakov, konglomeratov, laporjev, glin in s fosili bogatih apnencev, ki je uvrščeno v ypresij. Vključuje tudi dva meter do poldrug meter debela sloja skrilavega premoga v medsebojni razdalji okrog 30 m; odkopavali so ju vse do leta 1960. Najvišje je okrog 100 m debela plast numulitnih apnencev z vključki peščenih laporjev, zgoraj že lutecijske starosti. Celotna debelina ohranjenih eocenskih usedlin znaša nekaj nad 200 m. Kahler (1928) sklepa, da je kredna transgresija napredovala z južne oziroma jugovzhodne smeri. Krappfeld je edina gosavska lokalnost, kjer so še ohranjene paleogenske usedline.

Do 1200 m debela skladovnica zgornjekrednih usedlin pri Kainachu zahodno od Graza je facielno manj podobna ostalim gosavskim tvorbam. Po Tollmannu (1977)



in Oberhauserju (1980) povzemamo, da so v bazi najprej 300 m debeli bazalni konglomerati in breče zgornjesantonske in spodnjecampanske starosti; njih facielni različki so temni laporasti in apneni peščenjaki. V obrobem delu bazalnih plasti so do 200 m debeli bituminozni laporji z vključki premoga (Oberhauser, 1980; Petrascheck, 1926/29). Sledi do 700 m debela campanska skladovnica peščenoglinastih turbiditov z lokalno obilnimi prodniki. Na njej leže 250 m debeli cementni laporji zgornjega campana in maastrichta, prav na vrhu pa so inoceramski laporji z vključki rudistnih apnencev. Z izjemo teh zadnjih plasti je fosilna vsebina kainaške skladovnice revna; predvsem manjkajo foraminifere in ostrakodi, kar kaže na osladiitev voda. Ostanke kainaškim plastem podobnih konglomeratov brez fosilov so našli tudi pri Frohnleithnu na Muri (Tollmann, 1977).

Najbližje zreškim usedlinam so zgornjekredne plasti pri Slovenj Gradcu in v Labotski dolini. O njih so pisali Kahler (1928), Petrascheck (1926/29), Kieslinger (1928, 1935), Tollmann (1977), Oberhauser (1980) in drugi. V Lavanttalski dolini pri St. Paulu grade gosavske plasti pretežno apnene rudistne breče z vložki laporja in drobnozrnatega konglomerata. Prodniki so pretežno permotriasni apnenci in dolomiti, kremen in razni skrilavci, rumenkasto vezivo pa je peščeno.

Debelina gosavskih plasti v Lavanttalski dolini znaša okrog 250 m (Oberhauser, 1980). Foraminiferna favna je bogata, stratigrafsko pa so plasti uvrščene med spodnji coniac in santon. Prek gosavskih usedlin transgredirajo debele plasti fluvialnih karpatskih konglomeratov.

Gosavske usedline na Jesenkovem vrhu na Pohorju so poleg že navedenih obdelali še Pleničar (1971), Mioč in Žnidarčič (1978). Na spodnji, okrog 100 m debeli skladovnici pretežno trdih lapornatih glinovcev leži do 400 m debeli horizont greben-skih apnencev s hipuriti, vmes pa so plasti laporjev pa tudi peščeni in glinasti vključki. Grobih bazalnih klastitov ni, spodnji del skladovnice pa kaže flišoidni značaj. Brečasti apnenci višjih plasti vključujejo odlomke triasnih apnencev in dolomitov. Plasti Jesenkovega vrha so uvrščene v campan-maastricht. Manjše krpe podobnih apnencev so še na severnem Pohorju zahodno od Ribnice, kjer jih prekrivajo ivniške plasti pohorske sinklinale (Mioč & Žnidarčič, 1978). V podlagi krednih usedlin zahodnega dela Pohorja je paleozojski kremenov peščenjak, ki leži na kameninah štalenskogorske serije.

Svetlo sivi zgornjekredni apnenec ter flišu podobni peščeni laporji in peščenjaki so v majhni krpi ohranjeni tudi na Ostrem vrhu na Kobanskem. V podlagi imajo zgornjetriasne plasti, v bližini pa so ostanki filitoidnih skrilavcev štalenskogorske serije v narivnem stiku z metamorfn podlago (Mioč & Žnidarčič, 1978). Na kredne sedimente nalegajo ivniške plasti.

Skromni ostanki krednih apnencev so tudi pri Starem trgu in pri Selah zahodno od Slovenj Gradca, znani že Rolleju (1857). V okviru raziskav koroškega terciarja, ki je v več nivojih premogonosen, je ta predel obravnavala vrsta geologov (Petrascheck, 1926/29; Van Husen, 1976; Tollmann, 1985; Oberhauser, 1980 in drugi). Kredni apnenci s triasnim dolomitom v podlagi so bili v severni smeri narinjeni na paleozojske skrilavce štalenskogorske serije, nanje pa ob severnokaravanskem narivu še zgornjetriasni dolomit. Narivno tektoniko, tu in tam tudi luskanje, je mogoče slediti ob vsem severnem robu Karavank (Spitz, 1919; Kieslinger, 1931; Štručl, 1970; Mioč & Žnidarčič, 1978). Kredne apnenice prekrivajo polimiktni konglomerati, ki vključujejo tudi laporno glinaste plasti s premogom. Med prodniki so enaki numulitni apnenci kot v območju Stranic. Okrog 5 km zahodno od Sel so pri kmetijah Ivartnik in Kogovnik na območju Homa pod narivom glavnega

dolomita tektonsko vkleščeni numulitni apnenci cuisijске in lutecijske strosti (Mioč & Žnidarčič, 1980; Drobne et al., 1977, 1985), torej iste kamenine, kot so pri Krappfeldu (Kahler & Papp, 1968; Oberhauser, 1980). Ti ostanki pričajo za avtohtonost eocenskih usedlin v prostoru, katerega geološka zgodovina je za razumevanje razmer v zreškem prostoru še kako pomembna.

Pri Gorni, zahodno od Mežice na avstrijski strani, so ostanki konglomeratov, za katere je Bauer (1970) domneval možno gosavsko starost.

Izolirane eocenske plasti so znane še v zahodnem delu Južnih Karavank pri Lepeni nad Javorniškim rovtom. Mikuž (1979) jih uvršča v spodnji del lutecija, Drobne s sodelavci (1979) pa v zgornji eocen. V bazi 190 m debele skladovnice sta apneni peščenjak in lapor v debelini nekaj metrov, nato sledi peščeni apneni lapor z bogato cirensko favno, le-ta pa prehaja v premogasti skrilavec z dvema tankima slojema premoga. Značilna za te usedline je popolna odsotnost mikrofavne in mikroflore.

V severovzhodni Sloveniji je na Suštarici južno od Makol izdanek eocenskih numulitnih apnencev, katerih starost so Drobne in sodelavci (1979) določili kot zgornjeeocensko. Gre za erozijske ostanke plasti, ki leže neposredno na triasni podlagi. Tudi na območju Ravne gore (NR Hrvatska) pri Višnjici so našli zgornjeeocenske apnence, na katere so s severa narinjeni zgornjetriasni apnenci in dolomiti (Šikič, 1976). Drug izdanek enakih sedimentov je 3,5 km južneje ob donački prelomnici. Bogata mikrofavna kaže na plitvo in mirno morsko sedimentacijo zgornjega eocena.

Omeniti velja še temne masivne apnence z drobnimi, do 6 mm velikimi numuliti neposredno na triadni podlagi severnega pobočja Boča, o katerih poroča Zollikofer (1859). Enaki apnenci so tudi na južnem pobočju Plešivca (A. Nosan, ustno sporočilo).

Vsi ti podatki kažejo, da je bil zgornji eocen odložen tudi na območju severovzhodne Slovenije.

Glede paleogenega dogajanja in razvoja na Madžarskem ugotavljajo Trunkó (1969), Wein (1969) in Gidai (1978), da se je zvrstilo več transgresijskih ciklov. Debelina še ohranjenega eocena znaša do 500 m. Tudi tu je med okopnitvijo v laramijski fazi prišlo do lokalne sladkovodne sedimentacije le v manjših tektonsko nastalih bazenih, kopne predele pa je izravnala erozija. Šele srednjeeocenska in predvsem zgornjeeocenska imerzija, ki je prišla z zahodne in jugozahodne smeri, to je z območja današnje Istre in Dalmacije, je bila obsežnejša (Gidai, 1978). Spodnji paleogen je terestrično-limničen in vsebuje, zlasti na območju Bakony, premogove sloje bazalnega tipa. Tako so premogonosne plasti Doroga uvrščene v ilerdij. Transgresivna lutecijska brakična in morska sedimentacija je zajela bistveno večji prostor kot v spodnjem eocenu, na njen bazalni del z brečami, laporji, glinovci in skrilavci pa so vezana tudi premogišča, med njimi Tatabanya. Višje eocenske plasti vsebujejo bogato favno numulitov, alveolin, koral in moluskov, imerzija pa je v zgornjem luteciju zajela celoten predel Bakony. Eocensko sedimentacijo je prekinila pirenejska orogenija.

Najvišji eocen je ohranjen severno in severovzhodno od Budimpešte v Buda laporjih. Ti prehajajo navzgor v tardske gline spodnjega oligocena, ki so neposredna talnina rupelijskih kiscelskih glin (Baldi, 1984). Te gline (sivica) pri nas že vključujejo andezitne tufe (Kuščer, 1967). Spodnjeoligocenska imerzija je na območju Bakony oligocenske sedimente skoraj v celoti odstranila (Trunkó, 1969), pač pa na obeh straneh Blatnega jezera kontinentalne oziroma epikontinentalne

ekvivalenti pa so tako v Štajerskem bazenu kot v Posavskih gubah. Teller (1898) je konglomerate uvrščal v zgornji miocen. V teh, pa tudi v nižjih sarmatskih plasteh so prisotni prodniki eocenskega numulitnega apnenca, ki facialno in starostno odgovarjajo numulitnim apnencem Krappfelda (Kahler & Papp, 1968).

Koroška premogišča ob severnem vzhodu Karavank med Beljakom in Prevaljami kažejo občutne razlike v kakovosti premogov in pripadajo različnim nivojem limničnih in višjih brakičnih sarmatskih plasti (Tollmann, 1985). Prekriva jih panonski barentalski konglomerat, ki ga je težko ločiti od še višjih pliocensko-pleistocenskih satniških konglomeratov. Po Van Husenu (1976) gre za mirno rečno sedimentacijo na zreli podlagi in za grobi, pretežno karbonatni zasip.

Konglomerate na rudistnih apnencih pri Selah in Starem trgu zahodno od Slovenj Gradca je prišteval Teller (1898) ivniškim plastem zgornjega miocena. Ti klastiti so – kot že rečeno – identični z onimi v straniški kadunji pri Zrečah in naj bi po Sturu (1871) vsebovali enako neznatno sladkovodno favno. Dobro zaobljeni prodniki so veliki do 10 cm, v sestavi pa močno prevladujejo kredni apnenci nad metamorfnimi filiti in blestniki. Kremenja je malo, še manj rdečkastih kremenovih peščenjakov, prisotni pa so tudi prodniki svetlo rjavega apnenca z numuliti in alveolinami. Vezivo je drobnopješeno apneno ali glinasto, kamenina pa je ponekod dobro vezana. V glinasto-laporasti plasti konglomeratov je do 3 m debel premogov sloj, s skrilavimi jalovicami razdeljen v dve ali tri pole. Rudarili so v preteklosti pri Tratniku blizu Starega trga, kjer meri odkopana površina približno 250×100 m. Podobne so razmere pri Selah, okrog 1,5 km zahodno, kjer leži premogov sloj bliže podlagi terciarnih plasti.

Klastite ribniške sinklinale na Pohorju prištevajo ivniškim plastem (Mioč & Žnidarčič, 1978). Med prodniki je tudi tonalit. Usedline predira pohorski dacit, o čemer so pisali številni geologi (Žurga, 1926; Winkler, 1929; Kieslinger, 1935; Faninger, 1970, 1973, 1982). Ker je ta vulkanizem identičen z onim v štajerskem terciarju, so tudi klastiti ribniške sinklinale uvrščeni v karpatski spodnji baden (Oberhauser, 1980).

Tektonsko pogojeni fluvialni karpatski premogovni bazeni so nastali še drugod v Vzhodnih Alpah (npr. Fohnsdorf).

Tudi za konglomerate, ki v zreškem prostoru leže na krednih apnencih oziroma na straniških plasteh, so sprva menili, da so neogenske starosti. Dvom pa je zbudila visoka, za neogenski premog anomalna zrelost premogove snovi, ki je spodbudila tudi pričujočo raziskavo.

Magmatizem

Pri tolmačenju geoloških razmer nekega ozemlja je pomembna tudi njegova termična zgodovina tako z vidika termometamorfizma anorganskih kamenin kot tudi evolucije organske snovi v sedimentih. Zato po obstoječih podatkih kratko povzemimo sedanje vedenje o alpidnem magmatizmu severne Slovenije. Tu dominirajo karavanške in pohorske tonalitne globočnine in njihovi diferenciat, katere je v novjšem času obdeloval zlasti Faninger (1970, 1973, 1976, 1982, 1986). Karavanški tonalit je rupelijski, datiran 28 ± 4 in 29 ± 9 mil. let (Scharbert, 1975), sosednji porfirski granit ($s 244 \pm 9$ oz. 252 ± 9 mil. let) pa je poznovariscičen (Oberhauser, 1980). Iste starosti kot karavanški tonalit je tudi granodiorit-tonalit Vedrette di Ries v Italiji (Faninger, 1986).

Ozko povezan s karavanškim tonalitom je andezitni vulkanizem severne Slovenije ter sta magmi smrekovškega andezita in karavanškega tonalita identični (Drovenik et al., 1980). Andezitne erupcije so bile vezane na globoke prelomnice periadriatskega prelomnega sistema in verjetno niso bile sinhrono s tonalitno intruzijo. Buser (1979) meni, da je bil andezitni vulkanizem najbolj intenziven v rupelijski stopnji, enako tudi Hinterlechner in Pleničar (1967). Drovenik in sodelavca (1980) menijo, da se je nadaljeval iz oligocena v miocen, Premru (1983) pa dopušča celo zgornjeeocensko starost. Kje je bilo težišče tega vulkanizma, je vprašljivo. Andezita in primarnih piroklastitov ne najdemo severno od smrekovškega preloma pa tudi ne severno od črte Kraberg-Slemene in donačke prelomnice. Istemu vulkanizmu pripadajo piroklastiti in z vrtnami dokazani andeziti pri Rogaški Slatini. Detajlna magnetometrija je tu razkrila dobrih 10 km dolgo anomalijo s štirimi izrazitimi centri vzdolž podaljška šoštanjске prelomnice.

Podoben vulkanski center je mogoče domnevati tudi vzhodno od Laškega, kjer je vrtina Td-1/84 v Trobnem dolu pokazala 125 m debelo plast andezitnega tufa na spodnjeegerijsku (rupelijsku) oligocensku sivici. Vulkanske andezitne erupcije verjetno niso bile istočasne.

Tudi pohorski tonalit je periadriatska globočina, vendar drugačnega izvora kot karavanški; prebija ga po kemizmu identičen srednjemiocenski dacit, ki je s pohorskim tonalitom palingenega izvora (Faninger, 1973, 1982). Edina radiometrična določitev njegove starosti 19 ± 5 mil. let (Deleon, 1969) utegne biti netočna. Drovenik in sodelavca (1980) menijo, da bi mogel biti tudi pohorski tonalit oligocenski. Sicer govori Drovenik (1984) tudi o miocenskem tonalitu. Subdukcijsko pogojen magmatizem se je končal na Pohorju z ekstruzijo dacita v helvetu.

O starosti pohorske intruzije še nimamo zanesljivega točnega podatka. Ker jo prebija dacit štajerskega vulkanizma (Tollmann, 1985), je njena starost predkarpatska, potemtakem najverjetneje oligocenska.

Skleniti torej moremo, da so alpske globočnine in predornine severne Slovenije genetsko identične ter pogojene s procesi palingeneze in anatekse v srednjealpidski subdukaciji. Magmatizem v glavnem sovпада s paroksizmi orogenetskih premikanj. V vzhodnoalpski regiji sta bili dve večji magmatski epizodi vzročno povezani s potekom subdukacije in tektonizmom; starejša eocensko-oligocenska v severni Italiji, Sloveniji in na Madžarskem ter mlajša neogenska na zahodnem panonskem obrobju in znotraj karpatskega loka (Tollmann, 1985). Tudi ta miocenski vulkanizem ni bil povsod istočasen (Horváth & Stegena, 1977).

Premogi

Kemizem zreških in primerjalnih premogov

Za kemično karakterizacijo zreških premogov so služile predvsem elementarne kemične analize Kemijskega inštituta SAZU Boris Kidrič v Ljubljani iz leta 1957, k temu še analiza Instituta za ugalj v Beogradu (1957), dve novejši analizi iz laboratorija Zasavskih premogovnikov (1983, 1987) in dve starejši analizi iz leta 1924; skupaj torej 17 elementarnih kemičnih analiz. Vzorci premogov iz leta 1957 so bili tedaj zbrani v razkopih, vrtnah ali še dostopnih rudniških rovih. Dve novi analizi se nanašata na vzorec krednega premoga iz vrtine V-7/83 in vzorec Osredkovega premoga z izdanka (1987). Sveži vzorci premoga so danes dosegljivi kvečjemu še v vrtnah.

V 1. tabeli so podane povprečne vrednosti kemičnih zrelostnih parametrov za posamezne premogove sloje. Vrednosti se nanašajo na čisto premogovo snov. Podatke v preglednici dopolnjujejo zrelostni kazalci nekaterih prostorsko bližnjih, časovno analognih ali drugače zanimivih primerjalnih premogov. Podatki za premoge zunaj Slovenije so pretežno iz starejše literature in so bili ustrezno preračunani. Viri so navedeni na koncu tabele. Podatki različnih avtorjev iz raznih časov so tu in tam pomanjkljivi ali drugače nezanesljivi pa tudi kakovost in reprezentančnost vzorcev nista bili enaki. Zato predstavljajo parametri 1. tabele le približne vrednosti in služijo za približno medsebojno primerjavo premogov.

Navedeni kemični parametri karakterizirajo zreške premoge kot dokaj enotno skupino kljub odstopanjem npr. Osredkovega sloja, ki kaže najvišje zrelostne parametre (pogojene morda s sestavo vzorca premoga ali pa celo z napako v analizi iz leta 1924). Vsebnosti ogljika in hlapnih snovi pa tudi atomsko razmerje H/C kažejo precej enoten rang. Vsi imajo tudi dokaj visoko sposobnost koksanja, ki s stratigrafsko višino pada. Zgornjekredni premog se kemično ne razlikuje od premogov terciarnih radanskih plasti. Zrelostno podobni so primerjalni gosavski premogi pa tudi lutecijski premog Majevice.

Edvardov in zgornji radanski sloj nista bila analizirana, ker premog ni več dostopen. Eocenski premogi Krappfelda in Tatabanye pa tudi premog Sečovelj so znatno nižjega ranga in po kemizmu odgovarjajo karpatskim premogom Avstrije pa tudi Starega trga. Oboji so kemično podobni oligocenskim premogom Häringa in Laškega. Premog Šege pa je termično oplemeniten (Hamrla, 1985/86).

Položaj premogov ponazorimo v poenostavljenem Seylerjevem diagramu (Francis, 1954), v katerem zreški in analogni premogi obsežajo spodnji del območja črnih premogov (6. slika). Vrisan položaj teh premogov je le približen, saj parametri v diagramu niso povsem skladni.

Rangiranje in vzporejanje premogov po kemizmu celotnega premoga je nezanesljivo ali celo neprimerno tudi pri neoporečnih analiznih podatkih, kajti razlike v petrografski sestavi lahko močno vplivajo na vrednosti parametrov. Presoja in primerjava po kemizmu je zato uporabna le, če analiziramo samo vitrinitno maceralijo. Tako zrelostno rangiranje omogoča optična metoda merjenja odsevnosti vitrinita, ki jo obravnavamo v naslednjem poglavju. Razmerje med srednjo povprečno optično odsevnostjo R_m (iz 2. tabele) in atomskim razmerjem H/C , ki kot zrelostni parameter odraža stopnjo »aromatizacije« premogov, kaže 7. slika. Iz nje je razvidna dokaj ozka lokaliziranost zreških premogov.

Optična odsevnost zreških in primerjalnih premogov

Zrelostno stopnjo premoga, tudi stopnjo oglenitve ali kratko rang imenovano, določamo tudi s fizikalnimi parametri, med katerimi v zadnjem času izstopa optična odsevnost premoga. Ta je odvisna od notranje zgradbe premoga oziroma njegovih sestavin ali maceralij. Odločilna je odsevnost vitrinita oziroma huminita pri premogih nižjega ranga, to je maceralije, ki izhaja iz lignina in celuloze višjih rastlin in se kaže v obliki gelov in gelificiranega tkiva. Določamo jo na polirani površini premoga z mikroskopskim fotometrom. Oglenitev je nepovraten proces v smeri postopnega poenotenja premogove snovi. Pri tem se spreminja kemizem v smeri naraščanja vsebnosti ogljika in zmanjševanja kisika, vode in hlapnih snovi; paralelno s tem pa se ureja notranja struktura premoga.

Na potek oglenitve vpliva predvsem temperatura, kateri je bila izpostavljena organska snov, v manjši meri pa tudi čas temperaturnega vpliva. Iz tega sledi, da je rang nekega premoga – ali v sedimentnih dispergiranih fitogenih klastov – odvisen od največje globine pogreznjenja premogovne skladovnice, od geotermičnega gradienta, ki je časovno in krajevno spremenljiva količina, in od geološkega časa. Pomembnost tektonike in stratigrafije v tej zvezi je evidentna. Vse te dejavnike večinoma lahko le bolj ali manj uspešno ocenimo glede na stopnjo poznavanja geološkega in geotermičnega dogajanja v nekem prostoru ali regiji.

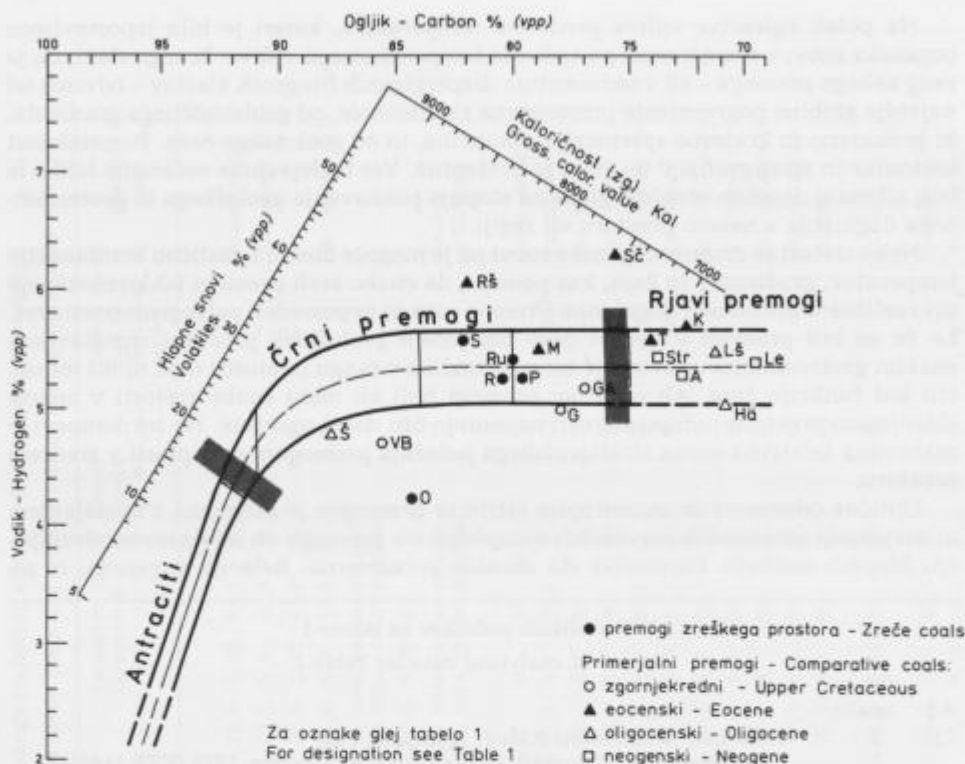
Neko zrelostno stopnjo organske snovi pa je mogoče doseči z različno kombinacijo temperatur, gradientov in časa, kar pomeni, da enako zreli premogi lahko nastanejo pri različnem geološkem dogajanju. Premog zato ni neposreden paleogeotermometer. Le če so bili premogi v nekem ozko omejenem geološkem prostoru izpostavljeni enakim geotermičnim vplivom, je mogoče razlike v rangu (zrelosti) med njimi tolmačiti kot funkcijo časa. Ali obratno: premogi bolj ali manj enake zrelosti v nekem sklenjenem prostoru tudi po starosti ne morejo biti daleč vsaksebi. Na tej domnevi je zasnovana relativna ocena stratigrafskega položaja premogonosnih plasti v zreškem prostoru.

Optična odsevnost in anizotropija vitrinita premogov je povezana z nastajanjem in urejanjem aromatskih huminskih kompleksov v premogu ob istočasnem odcepljanju hlapnih sestavin. Parametra sta obratno sorazmerna. Relacija je zvezna, ni pa

Viri analiznih podatkov za tabelo 1

Source of analytical data for Table 1

Ad	Število analiz	
1	2	Kem. inšt. SAZU Boris Kidrič, Ljubljana, 1957
	1	Kem. laboratorij Zasavskih premogovnikov, Trbovlje, 1983 (KTS 1469/83)
2	3	Kem. inšt. SAZU Boris Kidrič, Ljubljana, 1957
	1	Institut za ugalj, Beograd, 1957
3	4	Kem. inšt. SAZU Boris Kidrič, Ljubljana, 1957
4	1	Samec & Majdel, 1924
	1	Kem. laboratorij Zasavskih premogovnikov, Trbovlje, 1987, (MP 1449/87)
6	3	Kem. inšt. SAZU Boris Kidrič, Ljubljana, 1957
	1	Mineralkohlen Österreichs, 1903; Petrascheck, 1926/29, II
8	več	Jovanović, 1925, 1931, (glej Hamrla, 1953)
9	6	Arhiv GZL, Ljubljana (glej Hamrla, 1959)
10	3	Petrascheck, 1925/29, II
11	2	Jovanović, 1931; Nikolić & Dimitrijević, 1981
12	1	Petrascheck, 1922/25, I
	1	Mineralkohlen Österreichs, 1903
13	več	Arhiv GZL, Ljubljana (glej Hamrla, 1959)
14	6	Arhiv GZL, Ljubljana (glej Hamrla, 1959, 1985/86)
15	2	John & Eichleiter, 1901
16	1	Petrascheck 1922/25, I
	1	Mineralkohlen Österreichs, 1903
17	več	Arhiv GZL, Ljubljana
18	2	Petrascheck, 1922/25, I
	1	Grosspietsch, 1914
	1	Mineralkohlen Österreichs, 1903
19	1	Mineralkohlen Österreichs, 1903; Petrascheck, 1922/25, I
20	1	Petrascheck, 1922/25, I; Mineralkohlen Österreichs, 1903
	1	John & Eichleiter, 1901
	1	Kem. laboratorij Zasavskih premogovnikov, Trbovlje, 1984 (KTS 33/84)
21	3	Kem. inšt. SAZU Boris Kidrič, Ljubljana, 1957
	3	Institut za ugalj, Beograd, 1957



Sl. 6. Položaj zreških in nekaterih primerjalnih premogov v poenostavljenem Seylerjevem diagramu

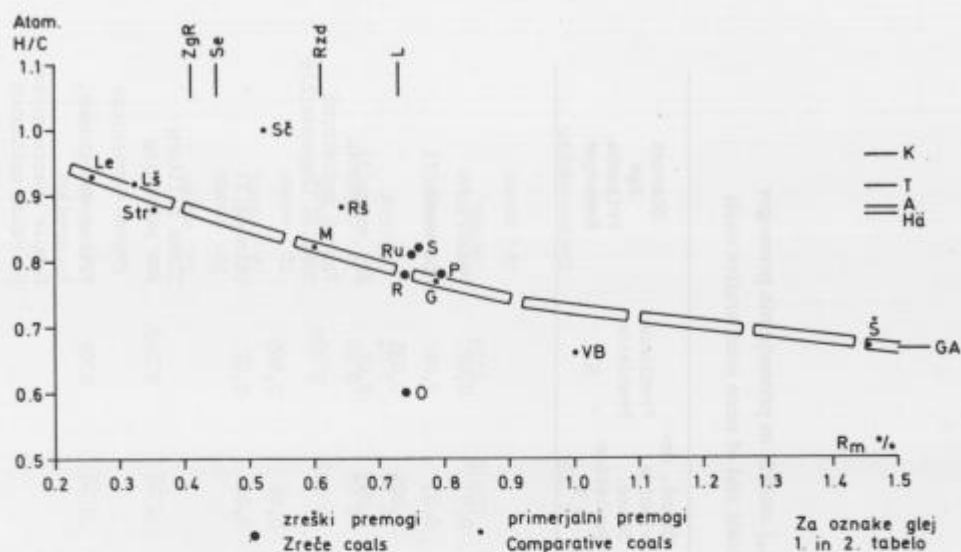
Fig. 6. Plots of Zreče coals and of some comparative coals on simplified Seyler's chart

čisto premočrtna (M. Teichmüller, 1971). Gradient oglenitve ali ranga (grad $r = \frac{\Delta R}{\Delta H}$) je najmanjši pri zrelih premogih (do nekako 45 % hl oz. 0,5 % R_m), nato premo raste (do približno 5 % hl oz. 2,5 % R_m), največji pa je pri antracitih (nad 2,5 % R_m).

Metodo ugotavljanja zrelostne stopnje organske snovi s pomočjo optične odsevnosti so v zadnjih letih razvili predvsem nemški in francoski geologi. Uporabna je pri preučevanju termalne zgodovine geoloških okolij, pri naftnem raziskovanju, v strukturni geologiji in geotermiji. Najpogostnejše je ugotavljanje zrelostne stopnje organske snovi v globokih vrtinah, kjer odsevnost (R) z globino (H) narašča v odvisnosti od sedanjega ali nekdanjega geotermičnega gradienta; sprememba gradienta ($\frac{\Delta R}{\Delta H} = \text{tg} \alpha$) se odraža v različnem nagibu spojnice merjenih vrednosti. Prednost metode je v preprosti, hitrosti in uporabnosti tudi pri zmerno oksidiranih vzorcih.

Vzorci premogov in meritve

Vzorci zreških premogov za mikroskopske preparate izhajajo pretežno iz raziskovalnih del, izvedenih v letih 1956 do 1960. Manjkata nedostopna vzorca Edvardovega sloja in lignitnega sloja iz Malahorne. Primerjalni premogi so večinoma iz zbirk,



Sl. 7. Diagram atomskega razmerja vodika in ogljika ter optične odsevnosti (R_m) za zreške in primerjalne premoge

Fig. 7. Relation of atomic hydrogen/carbon ratio versus reflectance (R_m) of Zreče coals and of comparative coals

nekaj vzorcev pa je bilo dodatno zbranih z izdankov ali iz novejših vrtin. Žal nismo razpolagali z vzorci premogov iz avstrijskih nahajališč. Polirane kosovne ali zrnaste preparate je izdelal Ciril Gantar na Odseku za geologijo FNT Univerze v Ljubljani. Skupaj je bilo za 6 premogovih horizontov zreškega prostora pripravljenih 16 preparatov, za 13 primerjalnih premogov pa 19 preparatov. Orientirani so večji del poljubno.

Petrografska sestava premogov radanskih plasti je dokaj podobna. Vsi so normalni humusni premogi, kar velja tudi za kredni premog (sloj »pucka«).

Prevladujoče okolje nastanka večine premogišč je bilo lakustralno ali fluvialno, pri krednem premogu tudi lagunalno. V petrografskem pogledu med premogi ni pomembnih razlik. Prevladujoča litotipa sta vitrit in klarit, slednji količinsko zelo podrejen. Liptinitne maceralije zastopajo spore, smolna zrna in kutikule. Prevladuje telokolinit z vmesnimi pasovi kolinita. Lesna struktura je lepo razpoznavna in je rezinit ponekod pogost. Inertinit je zastopan z redkimi sklerociji, fragmenti fuzinita in različki semifuzinita, ki so tu in tam količinsko obilnejši. Anorganska snov je večinoma v pasovih zelo drobno porazdeljena glina, povsod prisoten pa je pirit v obliki okroglastih skupkov. Anizotropije pri zreških premogih ni opaziti. Mikroskopska slika zgornjega radanskega sloja pa je nekoliko drugačna. V njem prevladuje poenoteno, vendar še porozno tkivo humotelinita z rjavkasto-rdečimi refleksi in obilnimi zrni rezinita. Tekstoulminit oziroma telogelinit v tankih pasovih pa tudi okroglasta zrna porigelinita so služili za merjenje odsevnosti. Podobna, vendar svetlejša zrna verjetno izhajajo od flobafenov (celične ekskrecije tanina) in smo jih našli tudi v premogu Starega trga.

Odsevnost sem meril v glavnem z Berekovim mikrofotometrom na mikroskopu Leitz KPM, z objektivom $25\times/0,65$ v oljni imerziji in z uporabo Leitzovega zelenega

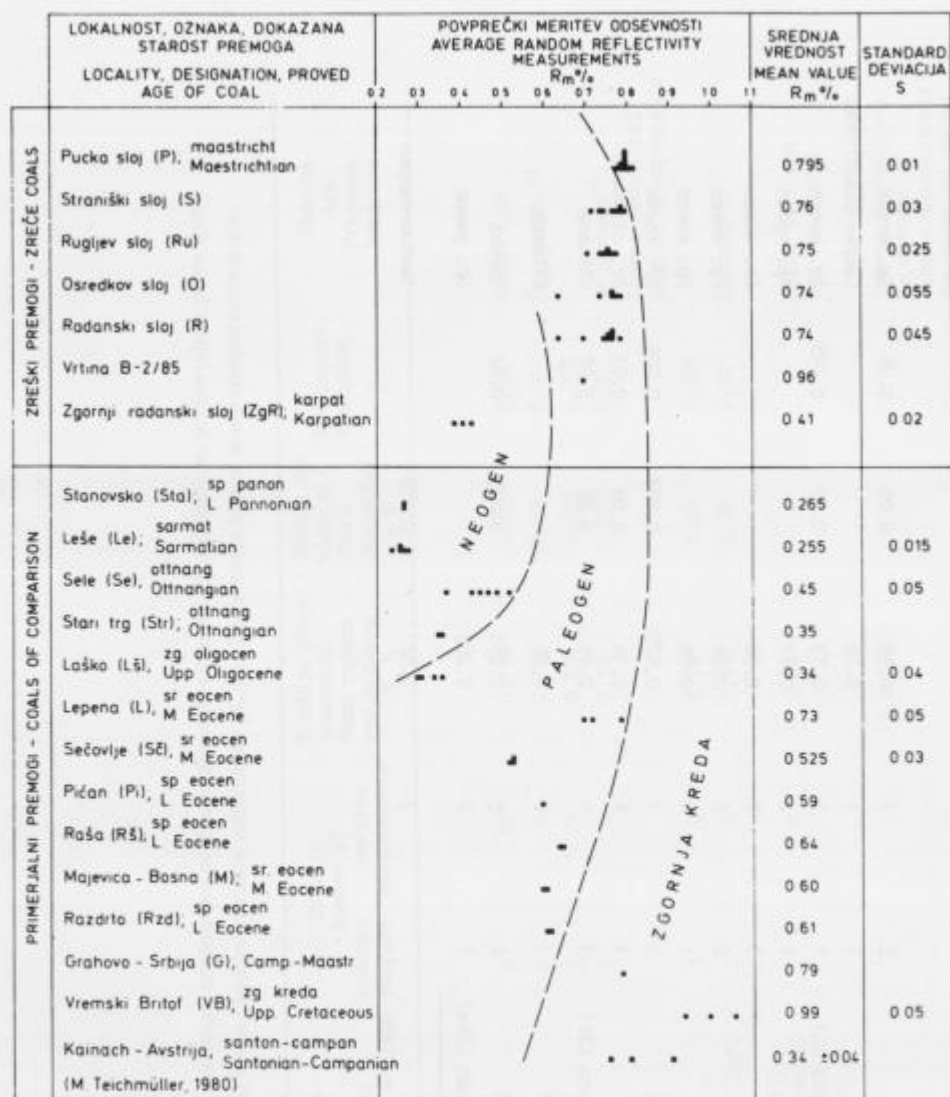
Tabela 2. Merjene vrednosti srednje povprečne odsevnosti vitritita (R_m) zreških in primerjalnih premogov
 Table 2. Measured mean random vitritine reflectance (R_m) of Zreče coals and of some comparative coals

Št. No.	Premogov sloj ali lo- kalnost in simbol Coal seam or locality and symbol	Število Number of vzorov samples	Srednja povpr. odsevnost Mean random reflectance R_m %	Stand. de- viacija Stand. deviation s %	Preciznost Precision %	Starost Age Pripona Remark
Zreški premogi: Zreče coals						
1	Pucka sloj (P)	4	0,795	0,01	0,02	Maastricht
2	Straniški sloj (S)	2	0,76	0,03	0,04	Sp. eocen(?)
3	Rugljev sloj (Ru)	3	0,75	0,025	0,035	
4	Osredkov sloj (O)	2	0,74	0,055	0,07	Sr. eocen(?)
5	Edvardov sloj (E)					Vzorci nedostopni Samples unaccessible
6	Radanski sloj (R)	3	0,74	0,04	0,065	
7	Zgornji radanski sloj (ZgR)	1	0,41	0,02	0,02	Ottmang(?)
	Droboi iz vrtnice B-2/85; (domnevno straniške plasti) Cuttings from hole B-2/85; (Stranice beds presumably)	1	0,69			Slaba politura Bad polishing
8	Malahorna lignit (Mh)		(0,2-0,25)			Vzorec nedostopen; Rm ocenjen Sample unaccessible; Rm value estimated

Primerjalni premogi:
Comparative coals

Vrnski Britof (VB)	2	3	0.99	0.05	0.06	Zg. kreda
Grahovo (Srbija) (G)	1	1	0.79			Campan-maastricht
Lepena (nad Jesenicami) (L)	1	3	0.73	0.05	0.045	Sr. eocen
Razdrto - fliš (Rzd)	1	2	0.61			Sp. eocen
Majevica (Bosna) (M)	1	2	0.60			Sr. eocen
Raša (Istra) (RŠ)	2	2	0.64			Sp. eocen
Pižan (Istra) (Pi)	1	1	0.59			Sp. eocen
Sečovelje (Istra) (Sč)	2	3	0.525	0.003	0.004	Sr. eocen
Laško (Lš)	1	4	0.34	0.04	0.03	Sr. oligocen
Sele pri Slovenj Gradcu (Se)	3	6	0.45	0.05	0.07	Ottang
Stari trg pri Slovenj Gradcu (Str)	1	2	0.35			Ottang
Leše na Koroškem (Le)	2	5	0.255	0.015	0.02	Sarmat
Stanovsko pri Poljčanah (Sta)	1	2	0.265			Sp. panon
Kainach (Avstrija)		3	0.82	0.078		Santon-campan

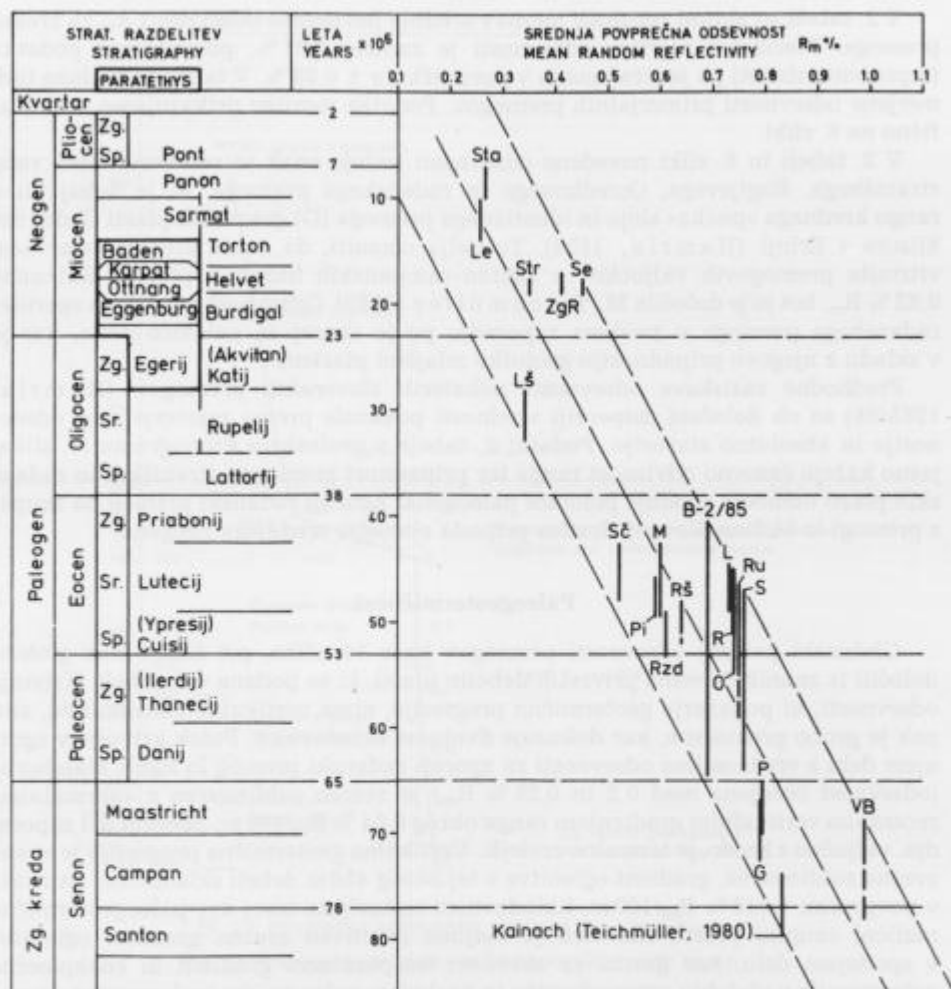
po: Teichmüller, M. 1980
After:



Sl. 8. Vrednosti merjenj povprečne optične odsevnosti vitrinita zreških in primerjalnih premogov

Fig. 8. Random vitrinite reflectance measurements of Zreče coals and of comparative coals

filtra 53 ($\lambda = 527 \text{ nm}$), pri čemer so vrednosti preračunane na standardno valovno dolžino 546 nm. Nekaj meritev je bilo opravljenih tudi na fotometrični aparaturi Odseka za geologijo FNT Univerze v Ljubljani (Hamrla, 1985/86). Skupaj je bilo izvedenih 45 meritev na zreških premogih in okrog 35 meritev na primerjalnih premogih. Povprečno število odčitkov za meritev na Berekovem mikrofotometru je bilo 15, na instrumentu Odseka FNT pa 27. Vrednost povprečne odsevnosti je bila izračunana kot aritmetična sredina odčitkov in meritev.



Sl. 9. Razmerje optične odsevnosti (R_m) in geološke starosti zreških in primerjalnih premogov
 Fig. 9. Relationship between reflectance values (R_m) and geologic age of the Zreče coals and of comparative coals

Natančnost merjenja z Berekovim fotometrom je sicer visoka in znaša po Stachu (1955) 1 %, po Huntjens in Van Krevelenu (1953) pa 3 % merjene odsevnosti. Vendar je pri določevanju odsevnosti nekega premoga treba računati z možno disperzijo merjenih vrednosti zaradi razlik med vitriti istega premoga. Te so lahko pogojene z neenakim rastlinskim izvorom, različnim potekom in stopnjo lokalnega razkroja pa tudi z neenakomerno kakovostjo politure, z oksidacijo vzorcev in podobnim, kar vse lahko vpliva na merjeno vrednost odsevnosti. Razlike v odsevnosti so največje pri huminitih malo zrelih premogov ($<0,4 \% R_m$), kjer lahko dosežejo celo do $\pm 0,15 \%$ (Künstner et al., 1980). Za zadovoljiv povpreček je torej potrebno primerno število odčitkov (ICCP, 1957).

V 2. tabeli so zbrani rezultati meritev srednje povprečne odsevnosti R_m za zreške premoge. Preciznost meritev odsevnosti je znotraj 0,07 %, ponovljivost podatka (reprezentančnost) pa je izračunana v povprečju z $\pm 0,08$ %. V tabeli so podane tudi merjene odsevnosti primerjalnih premogov. Podatke meritev prikazujemo tudi grafično na 8. sliki.

V 2. tabeli in 8. sliki navedene odsevnosti kažejo enak in relativno visok rang straniškega, Rugljevega, Osredkovega in radanskega premoga, ki je dokaj blizu rangu krednega »pucka« sloja in identičnega premoga (G) gosavskih plasti Grdeličke klisure v Srbiji (Hamrla, 1953). Tu velja omeniti, da znaša srednja odsevnost vitrinita premogovih vključkov v santon-campanskih bazalnih plasteh Kainacha 0,82 % R_m , kot jo je določila M. Teichmüller (1980). Odsevnost najvišjega zgornje-radanskega premoga v zreškem zaporedju pa je skoraj za polovico nižja, kar je v skladu z njegovo pripadnostjo geološko mlajšim plastem.

Predhodne raziskave odsevnosti nekaterih slovenskih premogov (Hamrla, 1985/86) so ob določeni disperziji vrednosti pokazale premo razmerje med odsevnostjo in absolutno starostjo. Podatki 2. tabele v geološkem kronogramu (9. slika) jasno kažejo časovno odvisnost ranga ter pripadnost premogov straniških in radanskih plasti območju spodnje polovice paleogena. Zgornji radanski premog pa skupaj s premogi iz bližine Slovenj Gradca pripada območju srednjega neogena.

Paleogeotermičnost

Globinski položaj odsevnosti premogov kaže 10. slika, pri čemer smo globine določili iz znanih oziroma privzetih debelin plasti, ki so podane v 3. tabeli. Krivulja odsevnosti, ki ponazarja geotermično progresijo, nima vertikalne kontinuitete, ampak je grobo prekinjena, kar dokazuje dvojnost skladovnice. Potek krivulje v zgornjem delu z vrednostima odsevnosti za zgornji radanski premog in lignit Malahorne (odsevnost ocenjena med 0,2 in 0,25 % R_m) je zvezen sublinearen z »normalnim« recentnim vertikalnim gradientom ranga okrog 0,04 % $R_m/100$ m. Spodnji del zaporedja, vključno s kredno, je termalno zrelejši. Vertikalna geotermična progresija je enako zvezna sublinearna, gradient oglenitve v tej okrog 450 m debeli skladovnici pa znaša v povprečju 0,018 % $R_m/100$ m. Skladovnico sestavljata torej dve paleogeotermično različni skupini plasti. Značilen je majhen pozitiven zvezen gradient oglenitve v spodnjem delu, kar govori za skromen temperaturni gradient in enakomerno paleotermijo v obdobju zgornjekredne in naslednje paleogenske (paleocenske-eocenske?) sedimentacije oziroma dobe, kateri bi potemtakem straniške in radanske plasti tudi pripadale.

Današnji temperaturni gradient v zreškem prostoru je skromen. Doslej je bil merjen dvakrat: v vrtini B-1/82 je znašal 28 °C/km, v vrtini B-2/85 pa le 15 °C/km (Ravník et al., 1982; ustni podatek, 1985). Je torej pod regionalnim povprečkom ter v skladu z geotermičnimi gradienti v Alpah, Apeninih in tudi Karpatih, ki znašajo danes zaradi debele subduktivno nastale skorje le med 19 in 23 °C/km (R. Teichmüller & M. Teichmüller, 1986; Čermak & Rybach, 1979).

Poskusimo oceniti nekdanje temperaturne gradiente še iz ranga, starosti in globin premogov. Neka splošna razmerja med globino pogreznitve, temperaturo, časom in zrelostjo organske snovi, katero definiramo s povprečno odsevnostjo vitrinita, so danes znana. S tolmačenjem razmerja med oglenitvijo in geotermičnostjo so se ukvarjali Francis (1954), Karweil (1956), Buntebarth (1978/79, 1979), M. in R. Teichmüller (1979), Bostik (1973) in Bostik s sodelavci (1979) in drugi.

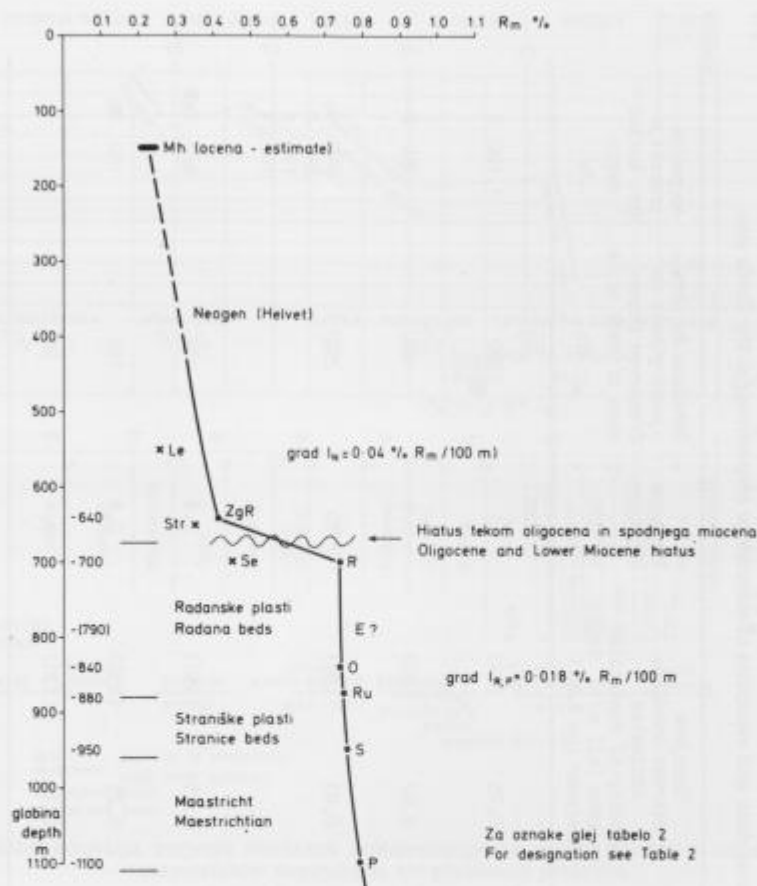


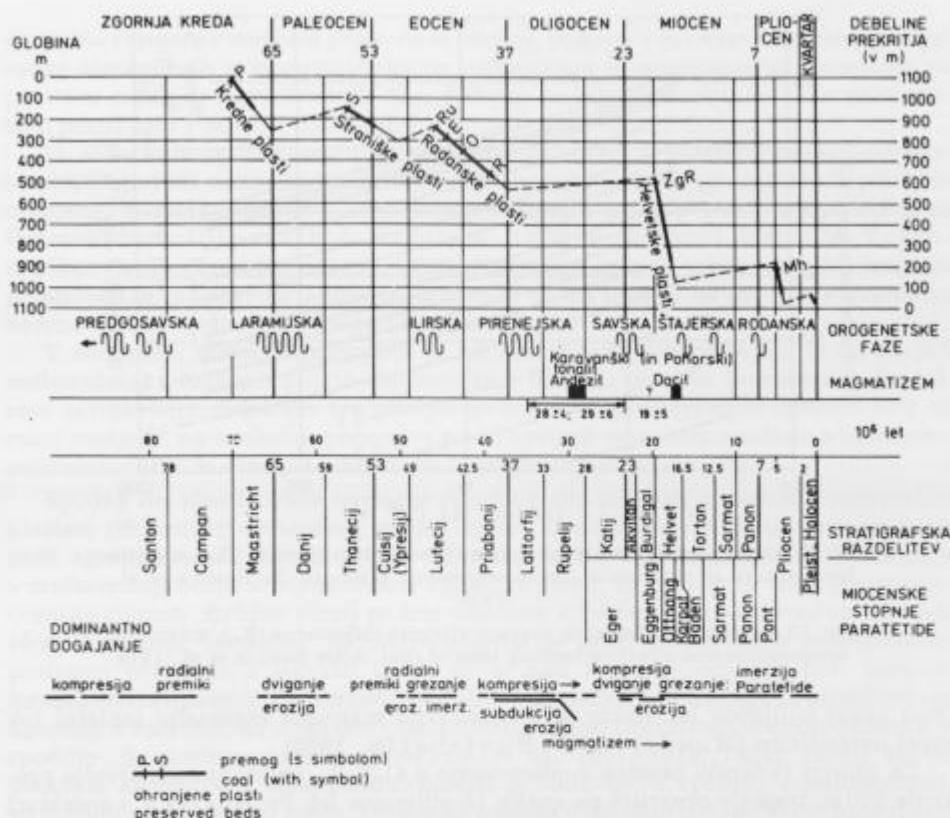
Fig. 10. Increasing vitrinite reflectance (R_m) with depth

Zaradi skromnih debelin plasti in zaporednih erozijskih redukcij krovninskih plasti zreških premogov le-ti nikoli niso bili posebno globoko. Cenimo, da največja globina krednega »pucka« sloja ni znašala več kot 1100 m (3. tabela). Iz poteka terciarnega odlaganja v zreškem prostoru, kot smo ga interpretirali v okviru podatkov o regionalni evoluciji, slede časi zorenja premoga in temperature. Ta poskus interpretacije ponazarja 11. slika.

V naslednjem se poslužimo razmerij med odsevnostjo, časom in temperaturo, kot so jih objavili Bostik in sodelavci (1979) in katere kaže 12. slika. Odločilen je »efektivni« čas segrevanja, to je čas trajanja izpostavljenosti premoga v intervalu $\pm 15^\circ\text{C}$ okrog najvišje temperature, bodisi zaradi pogreznitve ali drugih vzrokov. Iz zamišljenega poteka sedimentacije (11. slika) bi sledilo, da je obdobje največjega prekritja od helveta dalje trajalo okrog 18 milijonov let. Iz največje globine prekritja za kredni sloj 1100 m in za radanski sloj 700 m, odgovarjajoče odsevnosti R_m 0,795 % in 0,74 % ter »efektivnega« časa 18×10^6 let dobimo iz diagrama (Bostik et al., 1979)

Tabela 3. Ocenjene debljine plasti ter hitrosti grezanja (odlaganja) za zreški prostor
 Table 3. Estimated sediment thickness data and velocities of subsidence (deposition) at the Zreče site

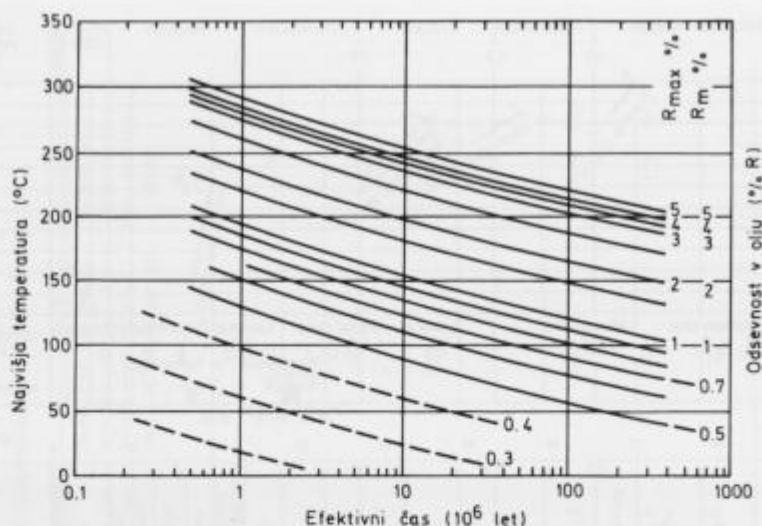
Plast Bed	Skupna debelina Total thickness m	Ocenjena hitrost usedanja Estimated velocity of deposition mm/leto (ali m/10 let) mm/year (or m/My)	Trajanje Duration 10^6 let My	Debelina še ohranjenih plasti do Preserved thickness of beds up to m	Največje prekritje Max. burial depth m
Zgornjekredni apnenec in meljevec Upper Cretaceous limestone and siltstone	250	0,05	5	150	1.100 P
Straniške plasti ploščastih apnenec in laporjev Stranice beds of platy limestone and marl	150	0,02	7,5	80	950 S
Radanske plasti klastitov Radana beds clastics	300	0,03	10	250	880 Ru 840 O 790 E 700 R
Neogenske plasti klastitov in laporjev Neogene beds of clastics and marls	500	0,15	3,3	400	620 ZgR
Pliocenske plasti prodov in glin Pliocene beds of gravel and clay	200	0,25	0,8	150	150 Mn
Kvartarne naplavine Quaternary alluvials	50	0,12	0,4	50	
Skupaj Total	1.450			1.130	



Sl. 11. Rekonstrukcija verjetne terciarne sedimentacije za zreški prostor s tektonskim in magmatskim dogajanjem ter globinami prekritja

Fig. 11. Reconstruction of the probable course of Tertiary sedimentation at the Zreče site, with tectonic and magmatic events and burial depths of coal-bearing beds

temperature 125 °C za sloj »pucka« in 117 °C za radanski sloj. Po Bostiku (1973) bi te temperature znašale 118 in 112 °C, po Karweilu (1956) celo 130 do 140 °C, kar nakazuje večje globine in višje temperaturne gradiente. Iz temperature in globine izračunan temperaturni gradient znaša za kredni premog 114 °C/km, za radanski premog pa celo 167 °C/km. Tako visokih vrednosti temperaturnega gradienta oziroma regionalnega toplotnega toka v neogenu zagotovo ni bilo. Pa tudi po postopku Buntebartha (1979) izračunane vrednosti paleogradientov so skoraj dvakrat nižje. Zato upravičeno sklepamo, da je morala biti neka oglenitev premoga dosežena tudi že prej. Ker globine pogreznjenosti premogovnih plasti v paleogenu niso bile posebno velike, tedanje zemeljsko toplotno polje pa skromno (10. slika), pride kot dodatni dejavnik oglenitve v pošte oligocenski magmatizem, predvsem pohorska ali pa tudi karavanska tonalita globočina. Vpliv intruzije je bil enakomeren za vse predneogenske premoge. Relativne razlike v zrelostni stopnji odraža dejavnik časa, manj pa temperaturne razlike zaradi neenakih globin premogovnih slojev. Raziskave temperaturnega vpliva intrudirane magme kažejo, da ta traja – odvisno od dimenzij – kveč-



Sl. 12. Razmerje med povprečno optično odsevnostjo vitrinita (R_m), najvišjo temperaturo in efektivnim časom segrevanja premoga. Po Bostick et al., 1979

Fig. 12. Relationship between average vitrinite reflectance (R_m), maximum temperature and effective heating time of coal. After Bostick et al., 1979

jemu nekaj milijonov let, nakar se z ohlaiditvijo magmata regionalni toplotni tok zopet normalizira (Mundry, 1968; Buntebarth, 1980).

Za zgornji radanski premog z odsevnostjo 0,41 % R_m privzamemo največje prekritje 600 m, trajanje prekritja pa enako 18 milijonov let. Po Bostiku s sodelavci (1979) dobimo najvišjo temperaturo pri oglenitvi 50 °C in iz tega izračunani temperaturni gradient 80 °C/km, kar je znatno več od sedanjega temperaturnega gradienta v zreškem prostoru. Ob podmeni, da temperaturni gradient v neogenu ni bil bistveno višji od recentnega, sklepamo na morebitni dodatni termični vpliv tudi še pri zorenju zgornjega radanskega premoga. V poštrev pride le pohorski neogenski dacitni vulkanizem, manj verjetno (še ne ohlajen) pohorski tonalit. Tak dodatni termični vir bi mogel zmerno vplivati tudi na starejše premoge.

Neka druga možnost povečanja gostote toplotnega pretoka, kot npr. stanjšana skorja, ki je značilnost Panonskega bazena (Horváth & Stegena, 1977), za zreški okoliš na robu Alp ne pride v poštev. Zaradi tanke skorje ali razlik v prevodnosti kamenin utegne biti toplotni pretok visok le v skrajnem severovzhodnem nižinskem predelu Slovenije in sosednjem Štajerskem bazenu, kjer znašajo recentni temperaturni gradienti do 67 °C/km (Inst. Franc. du Pétrole, 1960; Horváth & Stegena, 1977; Tollmann, 1985).

Povzetek in sklep

Prehod krede v terciar je bil kočljiv časovni interval hitrih menjav geološkega okolja in sedimentacijskih razmer v razgibanem obdobju alpidске orogeneze. Plasti, ki so nastale v tem času, so pri nas razširjene predvsem v jugozahodni Sloveniji.

Geološke razmere v zreškem prostoru in okolici, podprte z raziskavo in interpretacijo ranga tamkajšnjih premogov v okviru tektonskega in magmatskega dogajanja na prostoru sedanjih Jugovzhodnih Alp, dodatno kažejo na prisotnost staropaleogen-skih plasti tudi v severni Sloveniji.

11. slika kaže možni časovni potek odlaganja in erozije plasti zreške skladovnice, ki vključuje tudi nekaj slojev in vključkov premoga. Debeline odloženih plasti so ocenjene, hitrosti grezanja v posameznih obdobjih pa so privzete po podatkih za Panonski bazen (Horváth & Stegena, 1977) in za Renski bazen (M. Teichmüller & R. Teichmüller, 1979). Navedene so v 3. tabeli. Ene in druge so prostorsko in časovno variabilne in so zato za zreški prostor na obrobju Panonskega bazena seveda možne tudi drugačne vrednosti.

V nemirnem obdobju paleogena je na nestabilnih tleh prihajalo le do krajših sedimentacij v lokalnih plitvih sladkovodnih bazenih ob sicer intenzivnem fluvialnem zasipavanju. Šotišča v teh okoljih so bila zato prostorsko in časovno bolj ali manj omejena, na evolucijo premogov pa so vplivali dejavniki v skladu s tektonsko, sedimentacijsko in erozijsko dinamiko in magmatizmom.

Spodnji del plasti zreške terciarne skladovnice s premogi je podoben ypresijskim plastem (Höhenwirt-Sittenberg serije), ki pri Krappfeldu v Avstriji transgredirajo prek zgornjekrednih usedlin (Van Hinte, 1963; Tollmann, 1977). Najnižje v zreškem zaporedju so sladkovodne straniške plasti, ki bi utegnile biti zgornjepaleocenske starosti. Kakšne plasti so bile odložene v višjem, že davno erodiranem delu straniške serije, ne vemo. Ni izključeno, da je tedaj sladkovodna sedimentacija postopno prehajala v morsko in da so se nad to serijo odlagali tudi eocenski foraminiferni apnenci. To domnevo podpirajo prodniki numulitnega in alveolinskega apnenca v klastitih, ki straniške plasti diskordantno prekrivajo. Starost apnenca je spodnje- do srednjeeocenska (Drobne et al., 1977, 1979, 1985), enaka kot za podobne kamenine v Krappfeldu. Možno je tudi, da ti apnenci s sedimentacijo straniških plasti nimajo zveze. Vendar so izdanki cuijskih in lutecijskih numulitnih apnencev na sicer redkih mestih vzdolž Severnih Kravank zanesljiv dokaz za eocensko morsko sedimentacijo v istem prostoru.

Diskordantne radanske plasti nad straniškimi imajo povsem drugačen facies in kažejo molasni karakter. Zrelost premogov, ki jih vsebujejo, se od straniškega skoro ne razlikuje. Grobi polimiktni, povsem nesortirani fluvialno-hudourniški konglomerati izpričujejo hitro in burno erozijo in zapolnjevanje intermontanih depresij. Takšna sedimentacijska dinamika je bila zelo verjetno pogojena z ilirsko tektonsko fazo v srednjem luteciju, kamor postavljajo v Jugovzhodnih Alpah pričetek molasne sedimentacije (Premru, 1981). Radanske plasti so mogle biti potemtakem verjetno odložene v drugi polovici eocena. Veliki, slabo zaobljeni prodniki niso potovali daleč, med njimi pa so cuijski in spodnelutecijski numulitni apnenci prisotni povsod. Kakšne so bile radanske plasti v svojem že erodiranem zgornjem delu in koliko jih je bilo, tudi ne vemo. To sedimentacijsko obdobje je verjetno prekinila šele pirenejska faza.

Obdobje med zgornjim eocenom in srednjim oligocenom je pripadalo nemirni fazi emerzije z dviganjem, narivanjem in magmatizmom. Tedaj se je pričela tudi izolacija sedimentacijskega območja Paratetide. V zreškem prostoru slede radanskim plastem šele neogenske usedline, ki so dokazane mikrofavnistično in z nižjim rangom premogove snovi. Dvojnost klastičnih skladov nad straniškimi plastmi je lepo razvidna v prekinjeni progresiji odsevnosti premogov (10. slika). Skupno debelino plasti miocenskega cikla s fluvio-limničnimi sedimenti spodaj in morskimi zgoraj cenimo

na blizu 500 m, medtem ko je povprečna debelina miocena v Panonskem bazenu le 230 m (Horváth & Stegena, 1977). Neogenske usedline pri Zrečah ne vključujejo plasti piroklastitov (z izjemo 20 cm debelega vložka verjetno presedimentiranega tufskega materiala); med prodniki pa tudi ni magmatskih kamenin. Zato so morale biti te plasti odložene pred razgaljenjem tonalitne globočnine in pred nastankom pohorskega (štajerskega) dacitnega vulkanizma. Ker je v neogenskih klastitih erodiran material starejših sedimentov, najdemo med prodniki tudi numulitne apnenice.

Pliocenska in kvartarna sedimentacija sta dali v zreškem prostoru skupaj kakšnih 250 m usedlin. Debelina pliocena na skrajnem robu Panonskega bazena je skromna v primerjavi s 1000 do 5000 m debelimi pliocenskimi sedimenti znotraj bazena (Horváth & Stegena, 1977).

Gradient oglenitve ali ranga premogov krednih in starejših terciarnih plasti zreškega prostora je – kot vidimo na 10. sliki – zelo majhen, kar istočasno govori za skromen in enakomeren paleogeotermični gradient tedanjega časa. Primerjava s temperaturnimi paleogradienti, izračunanimi iz merjenih vrednosti odsevnosti, ocenjenih globlin pogreznjenja in temperatur, kaže, da je poleg tedanjega normalnega zemeljskega toplotnega toka vplivala na doseženi rang premogov tudi termalna anomalija zaradi bližnjega rupelijskega magmatizma. Bilo je tudi mogoče pričakovati, da intruzije dimenzij pohorskega in karavanškega tonalita ne morejo ostati brez vpliva na organsko snov v bližnjih predrupelijskih plasteh. Pri neogenskem premogu je termični vpliv poznejšega dacitnega vulkanizma zaznaven, je pa skromnejši. Termični vplivi intruzivnega in eruptivnega magmatizma so bili sorazmerno kratkotrajni in so učinkovali na vse tedaj obstoječe premore v enaki meri.

Dejstvo, da so na območju južno od današnjih Jugovzhodnih Alp ob zahodnem obrobju Panonskega bazena prisotni ostanki apnencev z eocensko mikrofavno, bodisi kot prodniki v mlajših plasteh ali in situ v sicer redkih izdankih, vzbuja domnevo o tedanjem sorazmerno večjem, medsebojno povezanem sedimentacijskem prostoru. O lutecijski morski transgresiji, ko je moglo priti do zveze sedimentacijskih prostorov severne Italije, Istre, Dalmacije in Madžarske, so razmišljali že mnogi geologi: Trunkó (1969), Gidai (1978), Drobne (1979), Mikuž (1979), Pleničar in Pavlovec (1974) in drugi. Ti sedimenti so bili v osrednji in vzhodni Sloveniji odstranjeni že v pirenejski in naslednjih orogenih fazah. Zaradi tangencialnih in vzdolžnih premikanj, ki so potekala ob periadriatskem lineamentu med spodnjim eocenom in koncem miocena, je ob še nepojasnjem mehanizmu premikov del skorje ob njem izginil (Tollmann, 1977). Tako npr. severno od periadriatske suture ne opazujemo oligocenskih usedlin. Vprašanje je tudi, ali ležijo gosavski in spodnjeterciarni ostanki na območju Jugovzhodnih Alp le slučajno samo na kameninah krške narivne strukture, kateri sicer pripisujejo predgosavsko starost (Tollmann, 1977; Oberhauser, 1980). Če je do kolizije in srednjealpidskih narivanj prišlo šele po eocenu (Channell & Horváth, 1976), bi mogel biti nariv krškega pokrova, vključno s krednimi in paleogenskimi plastmi, posteocenski.

Zreška premogišča so danes z vidika surovinske baze nepomembna. Prevladujoča fluvialna sedimentacija v ožjem zreškem prostoru ni bila ugodna za nastajanje večjih premogišč. Poleg tega je zreška skladovnica tektonsko razkosana in zlasti v spodnjem delu zelo porušena. Ugodnejše facialne in tektonske razmere bi mogli pričakovati v neogenski skladovnici severovzhodno od Konjic, kjer udeležba relativno večjih premogovih slojev ni čisto izključena. Na limnično-paludalna neogenska okolja na obrobju Štajerskega bazena je bilo (v Avstriji) vezanih nekaj industrijsko pomembnih premogišč.

Prispevek je bil prvotno zamišljen le kot raziskava odsevnosti zreških premogov. Vprašanje geološke starosti premogovnih plasti pa obseže tako raznovrstno problematiko, da jo posameznik v podrobnostih ne more tehtno obravnavati. Predstavljena interpretacija razmer na osnovi relativnega ranga premogov je hipoteza, ki jo bo potrebno preveriti s paleontološkimi, sedimentno-petrografskimi, petrološkimi, tektonskimi in drugimi raziskavami.

Contribution to the geology of coal deposits in the Zreče area and reflectance-based ranking of its coals

The Gurktal nappe, as part of the Austro-alpine overthrust structures in the region of Eastern Alps, rests on the crystalline basement of the Central Alps close north of the Periadriatic lineament. Its southeastern portion, fragmented and detached along the dextral Lavanttal fault for some 15 to 18 km, reaches on the northwestern and southern slopes of the Pohorje mountain up to the Zreče area. Though a fragment only, the Zreče outlier comprises the whole stack of beds, its upper two thirds consisting of Upper Cretaceous Gosau beds overlain by a thick series of Tertiary sediments. The age of the prevailingly clastic Tertiary suite of sediments – their faunal and floral evidence meagre – has long been a matter of controversy. Recently it has been considered entirely as Neogene.

Coal seams of modest dimensions occur within this sequence. Those in the Maestrichtian Gosau beds and within the lower part of the following Tertiary succession are high-volatile bituminous coals, whereas the younger coals higher up are lignites. Small-scale commercial exploitation of coals at several localities began in the first half of the previous century and lasted for about hundred years, the last mine to close down in 1954. The coals, noted by high quality, were marketed in that time to Vienna, Graz and Budapest. The coalfields of Zreče are presently of no economic importance.

The coalification ranks of the Zreče coals have been examined and assumed as time-diagnostic. The Gosau sediments of the Eastern Alps are commonly coal-bearing. The Paleogene beds directly overlying the Gosau sediments have been hitherto proved in the Krappfeld area in Austria only. However, the indications based on the coal ranks suggest the presence of the Paleogene beds also in the Zreče area. Elsewhere, the Early Tertiary sediments – contingently deposited over the eroded Gosau beds – had been eroded away long ago, featuring the Gosau remnants covered directly by the Neogene clastics.

The geologic set-up of the Zreče area is presented in a geologic map and in three cross sections (Figs. 1 and 2). The Gurktal nappe area in the SE Alps region is outlined in a sketch, showing principal locations and sites discussed in text (Fig. 3). The general geologic section from the Zreče site shows lithologies, unconformities and position of the coal seams (Fig. 4). Its comparison with other Gosau localities within the Gurktal nappe area is presented in Figure 5.

The lowermost part of the unconformable Tertiary strata at Zreče are several ten meters thick Stranice beds, consisting of freshwater platy sparitic limestone and greenish mud-shale. Fresh-water molluscs and fossil flora are contained in these sediments, the latter considered by Engelhardt in 1902 as of Middle/Upper Oligocene age. There is no microfauna in the rocks. These beds – the erosional remnants of an originally thicker Early Tertiary accumulation – could have gradually passed over

from the initial freshwater to a later marine facies, possibly of foraminiferal limestones. Such supposition would be supported by the presence of pebbles of Eocene limestones with nummulites and alveolinas, scattered in younger clastics throughout Carylthia and corresponding in appearance and age to the Krappfeld beds. Whether or not the Cuisian and Lower Lutetian limestones, which do occur also in several outcrops along the Northern Karavake Mountains, have any connection with the Stranice beds, they present the unquestionable evidence of the Early Eocene marine sedimentation in this region.

A coal seam occurs at the base of the Stranice beds within the platy bituminous limestone, averaging about 0.8 m in thickness and reaching up to 2 m in places. It was mined in the local Stranice trough measuring about 1.2×0.8 km. The Stranice colliery was the most important of a number of small coal mines in the area, and the last to close down.

Unconformably overlying the Stranice beds are fluvial-limnic molasses, named the Radana beds. They commence with an about 150 m thick accumulation of well-cemented, coarse, polymict conglomerates of fluvial and torrential origin, apparently brought about by rapid erosion and infilling of local rifts or depressions. Higher up the conglomerates are interbedded with sandstones and sandy-silty or clayey marls in which several unsteady lenticular coal seams occur, their rank corresponding to that of the Stranice coal. The lowest coal seam (the Rugelj coal) is found at the very base of the clastics, and the highest seam (the Radana coal) some 250 m above the Cretaceous basis. The Radana coal was extensively exploited in the past, its mineable thickness reaching 2 m but averaging about 0.8 m. The mined-out area covered an expanse of at least 850×450 m at the time of mine's closure in 1914. The rest of other haphazard coals occurring within the Radana clastic series was of no or of very minor industrial importance.

The age of the Radana series, holding pebbles of the Lower and Middle Eocene limestones, is apparently post-Middle Eocene. Its deposition under high-energy condition was eventually brought about by the onset of the Illyrian orogeny in the Mid Eocene times.

The Radana beds, their upper part reduced by erosion as well, are overlain by a younger sequence of fluvial conglomerates and sandstones, intercalated with silty-clayey sediments of more quiet sedimentation episodes. There is a gradual facial transition of fluvial clastics to marine clayey marls on top of the sequence. Though the onset of this accumulation is lithologically blurred, its stratigraphic position is proved by the Helvetian microfauna as well as by the adequately lower rank of the upper Radana coal some 60 m above the Radana coal. In addition, the Neogene clastics are not so well cemented as the Radana beds are, they do exhibit a higher degree of weathering and possess a much lower electric resistivity. They do contain Eocene limestone pebbles too, but no magmatics. There are no intercalations of pyroclastics within the suite. The thickness of the Neogene beds wouldn't surpass 400 m or so.

The period between the Upper Eocene and the Middle Oligocene was a period of emersion and of tectonic turmoil. The separation of Paratethys was initiated in that time. The mesoalpine subduction gave rise to igneous intrusions and extrusions: the Rupelian Karavanke tonalite, the Smrekovec andesite and the Pohorje tonalite, the latter intrusion apparently more or less contemporaneous, yet Pre-Karpatian in age. Quantitatively more modest was the latest extrusion of the Pohorje dacite, which was conditioned by the Styrian volcanic activity during the Karpatian times. Whatever

the precise date of magmatism, it did postdate the deposition of the coal-bearing Stranice and Radana beds. The absence of volcanoclastics within the Neogene beds speaks for a Pre-Karpatian deposition.

The thickness of the Pliocene and the Quaternary gravels and yellow clays in the Zreče area might be in the order of 200 m at maximum. Quartz is the prevailing pebble, the rest the Pohorje magmatics and other crystalline rocks. A thin earthy lignite seam occurs east of Zreče at Malahorna.

The sediment thickness data for the Zreče site, measured and assumed, are summarized in Table 3.

The examination of the coalification ranks of the Zreče coals revealed that those from the lower levels of the Tertiary succession had been coalified to nearly the same maturation level as that of the Maestrichtian Gosau beds. Consequently, the hypothesis has been made that Early Tertiary beds might be present within the Tertiary succession at the Zreče site. Vitrinite reflectance, as measured with microscope photometer on polished coal sections, has been used as the principal coal ranking parameter. Basic chemical rank indicators of coals, summarized in Table 1 and plotted in simplified Seyler's chart (Fig. 6), have been considered, too. For the sake of comparison, the parameter data for some related coals of known age are given in tables and graphs. Since the chemical parameters available refer to analytical data of occasional whole coal samples of various provenance, origin, analytical quality and representativeness, the comparability might be impaired. However, the Zreče coals plot closely with the Cretaceous and comparative Eocene coals in the reflectance versus H/C atomic ratio diagram (Fig. 7).

Following the normal procedure of sample preparation, 16 polished sections were prepared for 6 different Zreče coals and 19 preparations for 13 comparative coals of various ages. The sections are randomly oriented. Reflectivity measurements were made with a Berek photometer on a Leitz KPM microscope, partly also with a Leitz MPE microscope photometer on Ortholux, applying 25/0.65 oil immersion objective and an 8-power ocular. 546 nm monochromatic light was used on the MPF, and Leitz filter No. 53 on the Berek photometer, its measured values subsequently computed to the standard wavelength. A synthetic sapphire standard having 0.588 % reflectance in oil was employed.

Altogether 45 reflectance measurements were made on the Zreče coals and 33 measurements on the comparative coals. Telocollinite and corresponding humotelinites were the main measured macerals. The number of individual readings on each suitable measured point averaged 15 for the Berek and 27 for the MPF photometer respectively, their mean values the basis for a single reflectance determination. The mean reflectance percentage R_m for each individual coal seam was calculated from the measurements.

The mean random vitrinite reflectance data in immersion oil and related statistics for the measured coals are given in Table 2. The precision of the reflectance measurements is within 0.07 %, and an average repeatability 0.08 %, the latter considered as an average measure of accuracy in R_m determinations for the investigated coals.

The scatter and frequency of random reflectance measurements are presented graphically in Figure 8. The reflectance of coals within the Stranice and the Radana beds plot quite closely together, very near to the ranks of the Gosau coals as well as of the other Eocene coals. On the other hand, the reflectance rank of the upper Radana coal reveals much lower maturation level, corroborating so its lower age.

The positively correlative relationship between the reflectance rank and the geologic age, apparently relevant with a certain degree of dispersion for Slovenian coals (Hamrla, 1985/86), is shown in Figure 9. An increase of reflectance values with the age of coals is considered basically related to the depth of burial and to the time factor, the dispersion of values brought about by differences in regional geothermal heating and occasional effects of igneous heat sources. The plots of coals in the graph strongly suggest that the coal-bearing Stranice and the Radana beds might be ranged into the Lower Paleogene, and the beds holding the upper Radana coal into the Neogene.

This notion is supported by the vertical downward increase of vitrinite reflectance at the Zreče site, shown in Figure 10. The discontinuous reflection curve reveals a substantial break in the lithologically similar beds, belonging thus to two different geothermal periods: an older one encompassing the Cretaceous and apparently the Early Tertiary beds, and a younger one of the Neogene age, their coalification gradients measuring 0.018 % $R_m/100\text{ m}$ and 0.04 % $R_m/100\text{ m}$ respectively. While the rank gradient of the younger series seems rather "normal" is the gradient of the older series especially low. It does indicate a low and steady paleogeothermal gradient during the Maestrichtian and the Lower Paleogene times. A low geothermal heating of that time couldn't bring the coalification of coals to the level as we observe today.

The present geothermal gradient at the Zreče site was determined recently in boreholes and is in the order of 28 °C/km (Ravnik et al., 1982).

Taking into consideration the alpine tectonic and magmatic events in the SE Alps region, an attempt has been made to reconstruct the probable depositional and burial history of the presumed Paleogene coal-bearing and higher Tertiary beds at the Zreče site. It is shown in Figure 11. From the estimated thicknesses of beds, which are listed together with the assumed velocities of subsidence (deposition) in Table 3, the order of burial depths of coals can be deduced.

The paleogradients can be estimated also from the empirical relationship between rank (vitrinite reflectance), time and rock temperature. These relations have been studied and investigated by a number of authors recently. The diagram presented by Bostick et al. (1979) has been used here and is reproduced in Figure 12. It refers to the "effective heating time", this being the time of exposure to maximal temperature.

According to the tentative model assumed in Figure 11, the deepest level of subsidence, and thus the highest coalification temperature, should have been reached during the Miocene/Pliocene times. Hence, the burial time of about 18 My may be taken as the "effective heating time". Maximum temperatures are read in the graph, and with them paleogeothermal gradients 114 °C/km and 167 °C/km for the Cretaceous coal and for the Radana coal respectively have been computed. Such excessive values for the Neogene times are highly improbable; they have been disproved also by computation verification according to Buntebarth (1979). Consequently a partial coalification must have been completed already prior to the Neogene burial. Since shallow depths and apparently modest regional geothermal heating of the early Paleogene times could not contribute much to the coalification, a synorogenic thermal influence of the Oligocene magmatism must be assumed as an additional heat source in coalification of coals to the present rank.

Regarding the Neogene upper Radana coal with a computed paleogeothermal gradient of 80 °C/km, similar considerations would suggest a very modest influence of the Karpatian dacitic volcanism on its coalification, affecting other coals in the area as well.

The remnants of the older Paleogene beds overlying the Gosau sediments and occurring also in some outcrops along the Karavanke mountains, together with pebbles of the Eocene foraminiferal limestones scattered in Tertiary clastics of Carynthia and part of northern Slovenia, would conjecture a Paleogene deposition in a rather wide area. Subsequent tectonism and erosion nearly obliterated the once accumulated beds, leaving remnants only. The eventual link between this Paleogene deposition and the sedimentation basins in the present-day Dinaric region of SW Slovenia, together with timing of tectonic events, remains to be studied.

The tentative assumption of the presence of the Eocene and possibly Paleocene beds in the Zreče area will have to be verified by direct geological methods.

Literatura

- Balazs, E., Baldi, T., Dudich, E., Gidai, L., Radozic, Gy., Szentgyorgyi, K. & Zelenka, T. 1981, A magyarországi eocén-oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vizsgálata. *Földtani Közlemények*, 111, 145–156, Budapest.
- Baldi, T. 1984, The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. *Eclogae geol. Helv.* 77, 1, 1–27, Basel.
- Bauer, F. K. 1970, Zur Facies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. *Jb. Geol. B. A.* 113, 189–246, Wien.
- Bostick, N. H. 1973, Time as factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). *Congr. Int. Strat. et Géol. Carbonifère*, Krefeld 23–28. 8. 1981; 7, 2, 183–193, Krefeld.
- Bostick, N. H., Cashman, S. M., McCulloch, T. H. & Waddell, C. T. 1979, Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura basins, California. *Symp. in Geochem: low temp. metamorphism of kerogen & clay minerals*; Ed. Oltz, D. F., S. E. P. M., Pacific Sect. 65–96, Los Angeles.
- Buntebarth, G. 1978/79, The degree of metamorphism of organic matter in sedimentary rocks as a paleo-geothermometer, applied to the upper Rhine graben. *Geothermics and Geothermal Energy*; Eds. Rybach, L. & Stegena, L. Repr. from *PAGEOPH.* 117, 1/2, Basel.
- Buntebarth, G. 1979, Eine empirische Methode zur Berechnung von paläogeothermischen Gradienten aus dem Inkohlungsgrad organischer Einlagerungen in Sedimentgesteinen mit Anwendung auf den mittleren Oberrhein-Graben. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 27, 97–108, Krefeld.
- Buntebarth, G. 1980, *Geothermie*. 156 p., Springer Verlag.
- Buser, S. 1979, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač lista Celje, 72 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Channell, J. E. T. & Horváth, F. 1976, The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. *Tectonophysics*, 35, 71–101, Amsterdam.
- Cermak, V. & Rybach, L. 1979, Terrestrial heat-flow in Europe. *Inter-Union Comm. of Geodynamics*, Sc. Rep. No. 58., Springer Verlag.
- Deleón, G. 1969, Pregled rezultata određivanja apsolutne geološke starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. *Radovi Inst. za geol.-rud. ispitivanja nuklearnih i drugih min. sirovina*, 6, 165–182, Beograd.
- Dietrich, V. J. 1976, Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch.* 50, 1–84, Stuttgart.
- Drobne, K. 1979, Paleogene and Eocene beds in Slovenia and Istria. 16th Eur. micropaleont. colloquium, Zagreb-Bled, 8–16. 9. 1979; Ed. Drobne, K. 49–65, Ljubljana.
- Drobne, K., Pavlovec, R. & Drobne, F. 1977, Paleogene larger foraminifera from the area between Mežica and Slovenj Gradec. *Razprave SAZU*, 4, razr. 20, 1–88, Ljubljana.
- Drobne, K., Pavlovec, R. & Drobne, F. 1979, Mikrofosilne karakteristike starejšega paleogena na zahodnem obrobju Panonskega bazena. *Zbornik JAZU*, 4. god. Skup. sekc. primj. geol. geofiz. geokem. 155–172, Zagreb.
- Drobne, K., Pavlovec, R., Drobne, F., Cimerman, F. & Šikič, L. 1985, Nekateri foraminiferi iz zgornjeocenskih in bazalnih oligocenskih skladov v severni Sloveniji. *Geološki glasnik*, 28, 174, 77–89, Sarajevo.

Drovenik, M. 1984, Nekaj misli k razpravam o triadnih magmatskih kameninah na Slovenskem. Rud.-met. zbornik 31, 3-4, 335-348, Ljubljana.

Drovenik M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. Geologija 23/1, 1-157, Ljubljana.

Engelhardt, H. 1902, Tertiärpflanzen von Stranitzen, Schega und Radeldorf in Steiermark. Beiträge z. Paläont. und Geol. Österr.-Ung. und des Orients, 14, 163-180, Wien und Leipzig.

Exner, C. 1976, Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Lineaments. Verh. Geol. B. A. 2, 3-64, Wien.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciaciji. Geologija 13, 35-90, Ljubljana.

Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. Geologija 16, 271-315, Ljubljana.

Faninger, E. 1976, Karavanški tonalit. Geologija 19, 153-210, Ljubljana.

Faninger, E. 1982, Ali je predkambrij na Pohorju? Geologija 25/1, 191-200, Ljubljana.

Faninger, E. 1986, Die Karawanken-Aufbruchszone. Der Karinthin 94, 339-351, Klagenfurt.

Francis, W. 1954, Coal - its formation and composition. 567 p., Edward Arnold Publishers Ltd., London.

Gidai, L. 1978, Relations paléogéographiques des formations éocènes du Nord-Est de la Transdanubie. Földtani Közlemények 108, 4, 549-563, Budapest.

Granigg, B. 1910, Mitteilungen über die Steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuss der Alpen. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 58, 41, 457-510, Wien.

Grosspietsch, D. 1914, Verkokungserscheinungen an der Fohnsdorfer Braunkohle. Mitt. d. Geol. Ges. 7, 223-234, Wien.

Hamrla, M. 1953, Prispevek h geologiji produktivnega senona na področju Grdeličke klisure v južni Srbiji. Geologija 1, 243-261, Ljubljana.

Hamrla, M. 1959, O pogojih nastanka premogišč na krasu. Geologija 5, 180-264, Ljubljana.

Hamrla, M. 1985/86, Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov. Geologija 28/29, 293-317, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. & Pleničar, M. 1967, Smrekovski andezit in njegov tuf. Geologija 10, 219-237, Ljubljana.

Hoernes, R. 1893, Die Kohlenablagerungen von Radeldorf, Stranitzen und Lubnitzengraben bei Röttschach und von St. Britz bei Wöllan in Untersteiermark. Mitt. d. naturw. Vereins f. Steiermark 29, 275-295, Wien.

Horváth, F. & Stegena, L. 1977, The Pannonian basin: a mediterranean interarc basin. Internat. Symp. on struct. hyst. of Mediterr. basins, Split 25-29. 10.1976; Eds. Biju-Duval, B. & Montadert, L. Editions Technip, 333-340, Paris.

Huntjens, F. J. & Van Krevelen, D. W. 1953, Chemical structure and properties of coal, II-reflectance. Fuel 33, 1, 88-103, London.

Institut Français du Pétrole - Savezni Geol. zavod - Nafta Lendava, 1960, Bassin de Maribor-Lendava. Rapport de fin de mission, Ref. 5817. Arhiv GZL Ljubljana.

ICCP, 1957, International Handbook of Coal Petrography, 1. izd. (z dodatkom iz 1971 in 1975). C. N. R. S., Paris.

Janoschek, R. 1963, Das Tertiär in Österreich. Mitt. d. Geol. Ges. 56, 2, 319-360, Wien.

John, C. & Eichleider, C. F. 1901, Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der K. K. geol. Reichsanstalt ausgeführt in den Jahren 1898-1900. Jb. d. K. K. Geol. R. A., 50, 663-673, Wien.

Jovanović, P. 1925, Zbirka analiza uglja u Kraljevini S.H.S. Beograd.

Jovanović, P. 1931, Privreda uglja u Kraljevini Jugoslaviji. 44 p., Beograd.

Kahler, F. 1928, Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. Jb. d. Geol. B. A. 78, 145-160, Wien.

Kahler, F. & Papp, A. 1968, Über die bisher in Kärnten gefundene Eozängerölle. Carinthia II 158, 79-90, Klagenfurt.

Karweil, J. 1956, Die Metamorphose der Kohlen von Standpunkt der physikalischen Chemie. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 107, 132-139, Stuttgart.

Kieslinger, A. 1928, Die Lavantaler Störungszone. Jb. Geol. B. A. 78, 499-527, Wien.

Kieslinger, A. 1931, Bachern und Karawanken. Verh. Geol. B. A. 3/4, 11-125, Wien.

Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bachern. Verh. Geol. B. A. 7, 101-110, Wien.

- Künstner, E., Sontag, E. & Süss, M. 1980, Zur petrographischen Bewertung von Braunkohlen für die Praxis-Möglichkeiten, Fortschritte und Probleme. *Zeitscher. f. ang. Geol.* 26, 5, 237-243, Berlin.
- Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. *Geologija* 10, 5-85, Ljubljana.
- Mikuž, V. 1979, Srednjeeocenski moluski iz Lepene. *Geologija* 22/2, 188-224, Ljubljana.
- Mineralkohlen Österreichs, 1903, Der Drau-Save Zug. Komitee d. Allgm. Bergmannstages, 113-122, Wien.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1978, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Slovenj Gradec. 74 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1980, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Ravne na Koroškem. 69 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Mundry, E. 1968, Über die Abkühlung magmatischer Körper. *Geol. Jb.* 85, 755-766, Hannover.
- Nikolić, P. & Dimitrijević, D. 1981, Ugalj Jugoslavije. 417 p., Beograd.
- Oberhauser, R. 1963, Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaleontologischer Sicht. *Jb. Geol. B. A.* 106, 1-88, Wien.
- Oberhauser, R. 1980, Der geologische Aufbau Österreichs. 702 p., Springer Verlag.
- Pavšič, J. & Pleničar, M. 1981, Danijske plasti v Sloveniji. Zbornik referatov odd. za geol. FNT Univerze v Ljubljani 2, 13-20, Ljubljana.
- Petrascheck, W. 1922/25, Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten, 1 (VI, VII). Sonderabdr. *Zeitschr. Oberschl. Berg-u. Hütt. Ver.* 145-260. Katowice.
- Petrascheck, W. 1926/29, Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten II. Sonderabdr. *Zeitschr. Oberschl. Berg-u. Hütt. Ver.* 273-484. Katowice.
- Pistorius, N. 1914, Gutachten über den Bergbau der K. K. priv. Südbahngesellschaft bei Gonobitz. Manuskriptno poročilo v arhivu GZL Ljubljana.
- Pleničar, M. 1971, Hipuritna favna iz Stranic pri Konjicah. *Razprave SAZU* 14/8, 241-264, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1974, Gosavski skladi Slovenije. *Geologija* 17, 550-551, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1979, Cretaceous beds in Slovenia. 16th Eur. micropaleont. colloquium, Zagreb-Bled 8-16. 9. 1979, 37-47, Ljubljana.
- Pleničar, M. & Pavlovic, R. 1984, Facialni razvoj nekaterih mezozojskih in kenozojskih karbonatnih kamenin Slovenije. *Nafta* 35 (1), 5-10, Zagreb.
- Prey, S. 1976, Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 69, 1-25, Wien.
- Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. *Geologija* 23/2, 227-271, Ljubljana.
- Premru, U. 1981, Tektonska dogajanja na prehodu krede v terciar v Sloveniji. Zbornik referatov odd. za geol. FNT Univerze v Ljubljani 2, 147-154, Ljubljana.
- Premru, U. 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tolmač za list Ljubljana. 75 p., Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Ravnik, D., Verbovšek, R. & Premru, U. 1982, Gostota Zemljinega toplotnega toka v konjski udorini. *Geologija* 25/2, 327-334, Ljubljana.
- Redlich, K. A. 1900, Über das Alter der Kohlenablagerungen östlich und westlich von Röttschach in Südsteiermark. *Jb. Geol. R. A.* 50, 3, 409-418, Wien.
- Redlich, K. A. 1904, Über das Alter und Flötzidentifizierung der Kohle von Radeldorf und Stranitzten (Untersteiermark). *Österr. Zeitschr. f. Berg-u. Hüttenwesen* 31, 402-404, Wien.
- Riedl, E. 1879, Die Sotzka Schichten. *Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen* 27, 7, 89-91, Wien.
- Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Untersteiermark. *Jb. Geol. R. A.* 8, 3, 403-465, Wien.
- Rolle, F. 1858, Über die geologische Stellung der Sotzkaschichten. *Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss.* 30, 24-25, Wien.
- Samec, M. & Majdel, J. 1924, Tiljna preiskava premogov iz Slovenije. *Tehnički list* 6, 18, 217-222, Beograd.
- Scharbert, S. 1975, Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). *Verh. Geol. B. A.* 4, 301-304, Wien.
- Schnetzler, H. 1909, Protokoll über die Freischürfe in den Steuerbezirken Gonobitz, Schönstein und Cilli. *Archiv GZL Ljubljana* (manuscript).
- Spitz, A. 1919, Nachgosauische Störungen am Ostende der Karawanken. *Verh. Geol. R. A.* 9, 280-288, Wien.

- Stach, E. 1955, Reflexionsmessungen an Kohlennanschieffen mit Berek-mikrophotometer, insbesondere am Exinit der Ruhrkohlenflötze. *Geol. Jb.* 71, 113–143, Hannover.
- Stur, D. 1871, *Geologie der Steiermark*. 654 p., Graz.
- Šikić L. 1976, Gornji eocen na području Ravne gore (NW Hrvatska). *Geol. vjesnik* 29, 191–197, Zagreb.
- Štruel, I. 1970, Stratigrafsko-tektonske razmere v vzhodnem delu Severnih Karavank. *Geologija* 13, 5–20, Ljubljana.
- Teichmüller, M. 1971, Anwendung Kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. *Erdöl und Kohle* 24, 2, 69–76, Hamburg.
- Teichmüller, M. 1980, Inkohlungsgrad-bestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton-Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. V: Flügel, H. W. 1980, Die frühalpina Geschichte der Ostalpen I, Jahresbericht 1979, Leoben.
- Teichmüller, M. & Teichmüller, R. 1979, Zur geothermischen Geschichte des Oberrhein-Grabens. Zusammenfassung und Auswertung eines Symposiums. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 27, 109–120, Krefeld.
- Teichmüller, R. & Teichmüller, M. 1986, Relations between coalification and Palaeogeothermics in Variscan and Alpidic Foredeeps of western Europe. *Lecture Notes in Earth Sciences* 5. Paleogeothermics; Eds. Buntebarth, G. & Stegena, L., 53–78. Springer Verlag.
- Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen Karte Prassberg an der Sann, 1:75 000, Wien.
- Teller, F. 1899, Erläuterungen zur Geologischen Karte Pragerhof-Windisch Feistritz, 1:75 000, Wien.
- Tollmann, A. 1976, Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der Plattentektonische Mechanismus des Mediterranen Orogens. *Mit. Österr. geol. Ges.* 69, 291–351, Wien.
- Tollmann, A. 1977, *Geologie von Österreich I*. 766 p., Wien.
- Tollmann, A. 1985, *Geologie von Österreich II*. 711 p., Wien.
- Trunkó, L. 1969, *Geologie von Ungarn*. Gebrüder Bornträger, 258, p., Berlin.
- Trümpy, R. 1973, The timing of orogenic events in the Central Alps. V: Gravity and Tectonics; Eds. de Jong, K. A. & Scholten, R., 229–249. John Wiley & Sons.
- Turnšek, D. 1978, Solitary Senonian corals from Stranice and Mt. Medvednica (NW Yugoslavia). *Razprave SAZU*, 4. razr. 21/3, 61–128, Ljubljana.
- Unger, F. 1850, Die fossile Flora von Sotzka. *Denkschr. d. mat. natur-wiss. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Wien*.
- Van Hinte, H. E. 1963, Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Karnten). *Jb. Geol. B. A.* 8, 1–147, Wien.
- Van Husen, D. 1976, Zur Schichtfolge und Tektonik des Jungtertiärs zwischen Rechberg und Homarow-Berg und seine Beziehung zur Hebung der Karawanken. *Carinthia II* 199/86, 113–126, Klagenfurt.
- Wein, Gy. 1969, Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.* 13, 1–4, 399–436, Budapest.
- Weinek, F. 1870, Vorkommen von Schwarzkohle in ehemaligen Marburgkreise Unter-Steiermarks. *Mineralkoholen Österreichs*, 196–207, Wien.
- Winkler, A. 1914, Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. *Mitt. d. Geol. Gesell. in Wien* 7, 256–312, Wien.
- Winkler, A. 1929, Über das Alter der Dazite im Gebiet des Draudurchbruches. *Verh. Geol. B. A.* 8, 169–181, Wien.
- Winkler, A. 1931, Bemerkungen zu A. Kieslingers Mitteilung »Bachern und Karawanken«. *Verh. Geol. B. A.* 7, 165–174, Wien.
- Zollikofer, v. Th. 1859, Die Geologischen Verhältnisse des Drannthales in Unter-Steiermark. *Jb. Geol. R. A.* 10, 200–219, Wien.
- Zurga, J. 1926, Starost granita na Pohorju. *Geogr. vestnik* 1, 35–37, Ljubljana.

UDK 550.34.01:550.343.42(497.12) = 20

A simple macroseismic attenuation model

Enostaven makroseizmičen atenuacijski model

Janez Lapajne

Seizmološki zavod SR Slovenije, Kersnikova 3, 61000 Ljubljana

Abstract

A simple macroseismic attenuation model for an observed intensity I (MSK-78 intensity scale is used) and a "macroseismic" ground acceleration a can be defined by a system of three linear equations of the type $I = f(\log r)$ and $\log a = f(\log r)$, where r is the epicentral distance (which can be a distance from the epicenter to an isoseismal contour in an arbitrary direction, a radius of a circle of equivalent area, or, generally, a distance from the epicenter to any site). Four constants occurring in these equations have understandable physical meanings. Two constants determine the logarithmic degree of attenuation, whereas the two others are characteristic epicentral distances. The model can be easily extended to asymmetrical macroseismic fields by introducing an additional parameter, which is a function of azimuth, and can also be a function of the epicentral distance. In the case of an elliptical field this parameter can be expressed analytically. One extra advantage of the presented model's equations is that they are dimensionless. An illustration of the use of the model is given for the region of Slovenia (Yugoslavia).

Kratka vsebina

Na podlagi izbranih kart izoseist preteklih potresov na ozemlju Slovenije dobimo za opisno potresno stopnjo I (uporabljena je potresna lestvica MSK-78) in makroseizmičen pospešek a enostaven atenuacijski model, ki ga določa sistem treh linearnih enačb tipa $I = f(\log r)$ oz. $\log a = f(\log r)$, kjer je r epicentralna razdalja (ta je lahko razdalja od epicentra do izoseiste v katerikoli smeri, polmer kroga, ki ima enako ploščino kot območje znotraj izoseiste, v splošnem pa je to razdalja od epicentra do poljubnega mesta). Štiri konstante, ki nastopajo v teh enačbah, imajo razumljiv fizikalen pomen. Dve konstanti določata logaritemsko stopnjo atenuacije, dve pa sta značilni epicentralni razdalji. Model lahko enostavno razširimo na asimetrična makroseizmična polja tako, da vpeljemo dodaten parameter, ki je funkcija azimuta, lahko pa je tudi funkcija epicentralne razdalje. V primeru eliptičnega polja lahko izrazimo ta parameter analitično. Koristna značilnost predloženih modelnih enačb je tudi njihova brezdimenzijska oblika. Ilustracija uporabe modela je dana za znani ljubljanski potres iz leta 1895.

Introduction

In recent years an ever-increasing number of strong-motion records have become available for the analysis of seismic hazard. However, in spite of the vague nature of intensity data, attenuation equations derived from seismic intensity and isoseismal maps, are still very useful, and sometimes the only practical solution to hazard estimation.

Sponheuer (1960) conducted an exhaustive survey of macroseismic methods for determining focal depths, which were directly dependent on attenuation relationships. A more recent extensive survey of commonly used attenuation equations was given by Campbell (1985). In the latter work, the emphasis is on strong-motion attenuation relations, and a brief survey of semi-empirical methods with the prediction of ground motion from intensity is also given.

Howell and Schultz (1975) brought together various proposed attenuation relations into two generalized equations, the more well-known of which is:

$$I_0 - I = a_1 \log r + a_2 r - a_3 \quad (1)$$

where I_0 is the epicentral intensity, and r is the hypocentral distance to the intensity I isoseismal. This equation includes the well-known formula of Kövesligethy, János and Gassman (Blake, 1941). In equation (1), outside the near-field region some authors (e. g. Gupta & Nuttli, 1976, for $r \geq 20$ km) use the epicentral isoseismal distance for r instead of the hypocentral distance.

Here the use of a particular case of equation (1), when $a_2 = 0$, is analysed, r being the epicentral distance.

Attenuation model for intensity

Circular symmetric macroseismic fields

In order to define the attenuation model, the analysis is based on some macroseismic data for the territory of Slovenia. In Fig. 1 the territory of Slovenia is presented, marked with the macroseismic field of the strong earthquake which hit Ljubljana on April 14th, 1895. The average attenuation of intensity with epicentral distance is shown, for this earthquake and five others, in Fig. 2. For each earthquake three straight lines have been drawn through the point values of the average distances of isoseismals from the epicentre. In this way the attenuation relation $I(\log r)$ has been defined by a group of three linear equations of the type:

$$I_0 - I = b \log r - c \quad (2)$$

where r is the average epicentral distance of the isoseismal I . Average epicentral distance is determined here as a radius of a circle of equivalent area. The coefficients c can be replaced by the characteristic epicentral distances r_0 and r_1 , which determine the intersections of the straight lines (Fig 3).

The system of three linear equations which describes the attenuation relation $I(\log r)$, is:

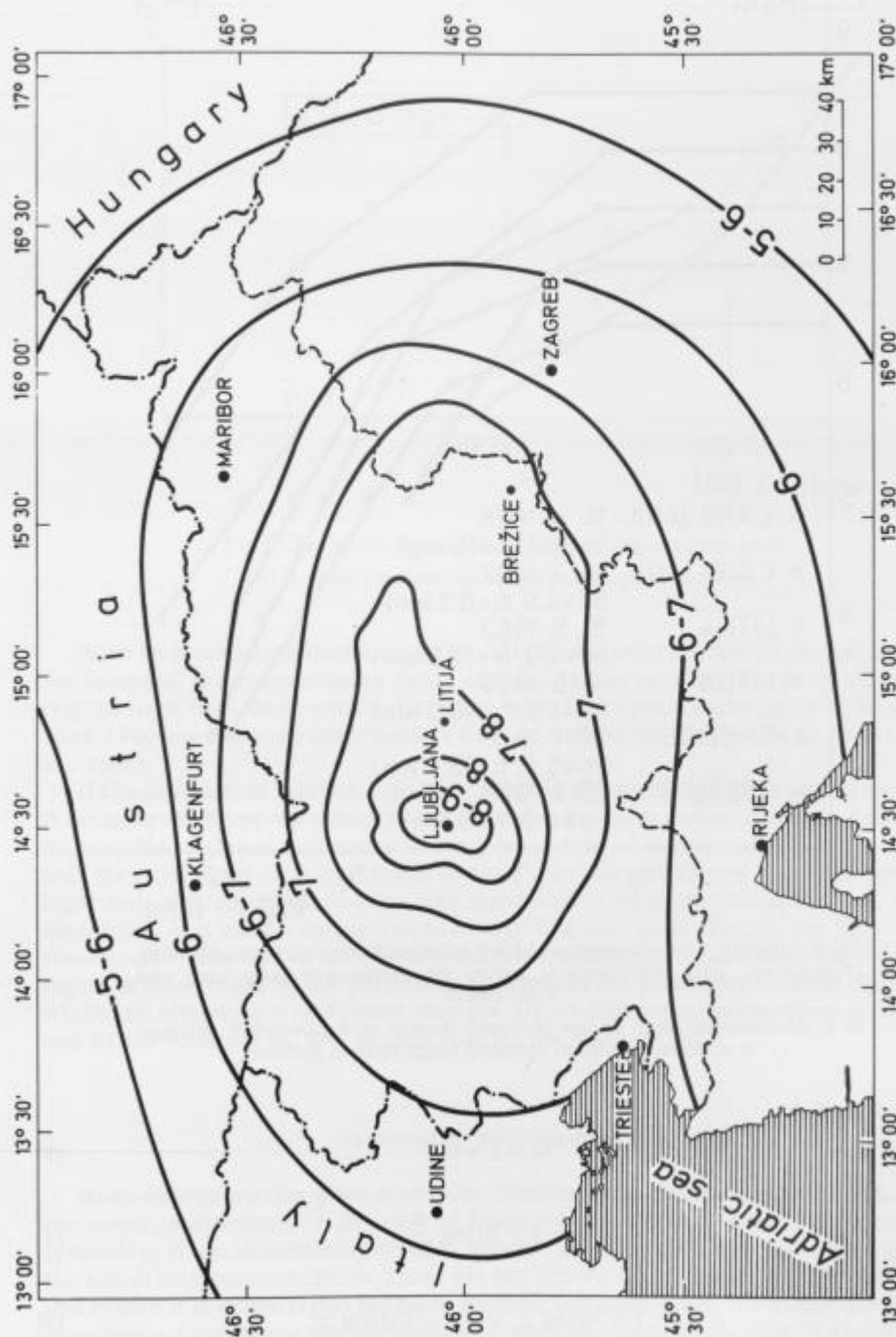


Fig. 1. Isoseismal map relating to the Ljubljana (Slovenia, Yugoslavia) earthquake of April 14th, 1895; I_0 = VIII-IX MSK, m = 6.1, h = 16 km (macroseismic determinations)

Sl. 1. Makroseizmično polje potresa v Ljubljani dne 14. 4. 1895; I_0 = VIII-IX MSK, m = 6.1, h = 16 km (makroseizmične ocene)

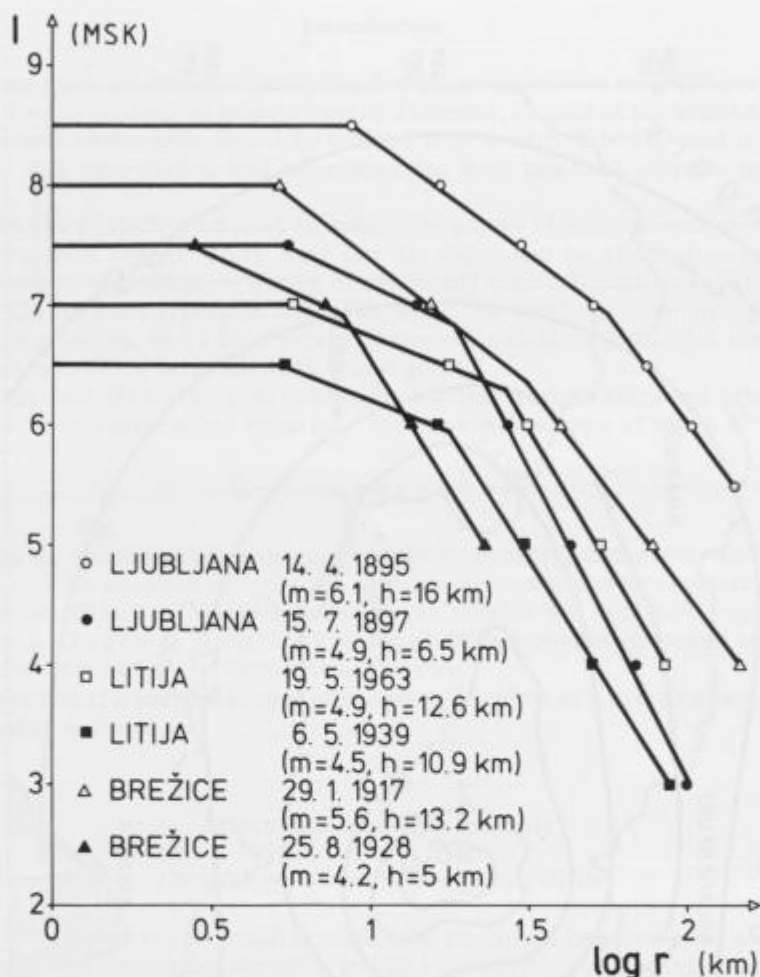


Fig. 2. Intensity - log-distance plot for 6 earthquakes occurring in Slovenia (Yugoslavia), with macroseismic values for earthquake magnitude and focal depth

Sl. 2. Atenuacijski grafi opisne potresne stopnje za 6 slovenskih potresov z makroseizmičnimi ocenami magnitude in globine

for $0 \leq \frac{r}{r_0} \leq 1$:

$$I_0 - I = 0 \quad (3)$$

for $1 \leq \frac{r}{r_0} \leq \frac{r_1}{r_0}$:

$$I_0 - I = b_1 \log \frac{r}{r_0} \quad (4)$$

for $\frac{r}{r_0} \geq \frac{r_1}{r_0}$:

$$I_0 - I = b_2 \log \frac{r}{r_0} - (b_2 - b_1) \log \frac{r_1}{r_0} \quad (5)$$

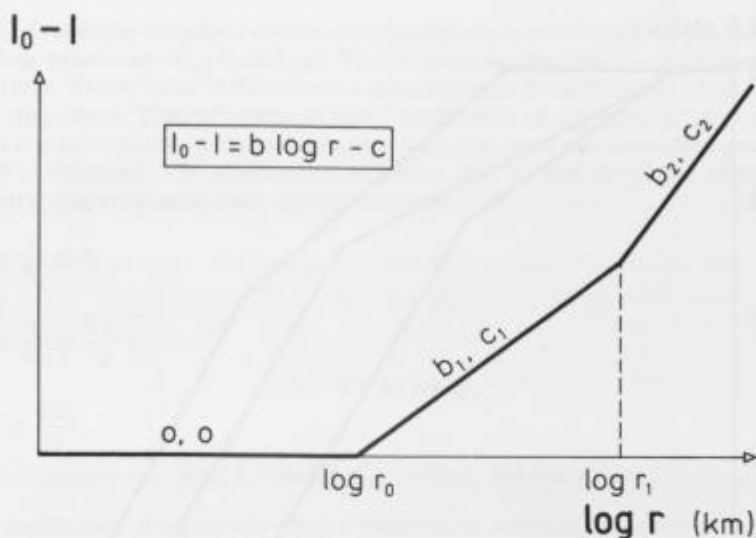


Fig. 3. The parameters of an intensity – log-distance plot

Sl. 3. Količine atenuacijskega grafa opisne stopnje

Such an attenuation model might be suitable for several other cases, too. In Fig. 4, for example, the macroseismic fields of three severe earthquakes from three other regions have been dealt with in the same way. The Irpinia earthquake of November 23rd, 1980 has also been analysed in a similar, though not identical way (Bottari et al., 1986).

If the attenuation relation is to be defined by means of equations (3), (4) and (5), it is necessary to know the values of the constants b_1 , b_2 , r_0 and r_1 . If we put on one side all possible mistakes and errors in the preparation of isoseismal maps, and assume that they are based on fairly objective data, then the parameters b_1 and b_2 represent logarithmic degree of attenuation (the combination of geometric spreading, rate of absorption and enhancement due to channeling and path effects). For this reason, these coefficients will be called "attenuation coefficients". The size of the epicentral region is determined by the parameter r_0 , whereas the parameter r_1 is the distance at which the attenuation coefficient changes. Up to distance r_1 , attenuation is determined by the constant b_1 , and beyond that by the constant b_2 .

Asymmetric macroseismic field

In an approximation when a circular symmetric field is used, considerable errors can occur, particularly in the case of fields which vary considerably from circular symmetry. When determining seismic hazard, it would be best to take into account the actual macroseismic fields. These are not known for all possible earthquakes. For this reason it is necessary to estimate, more or less accurately, the distribution of the isoseismals. One way is the calculation of synthetic isoseismals (e. g. Suhadolc et

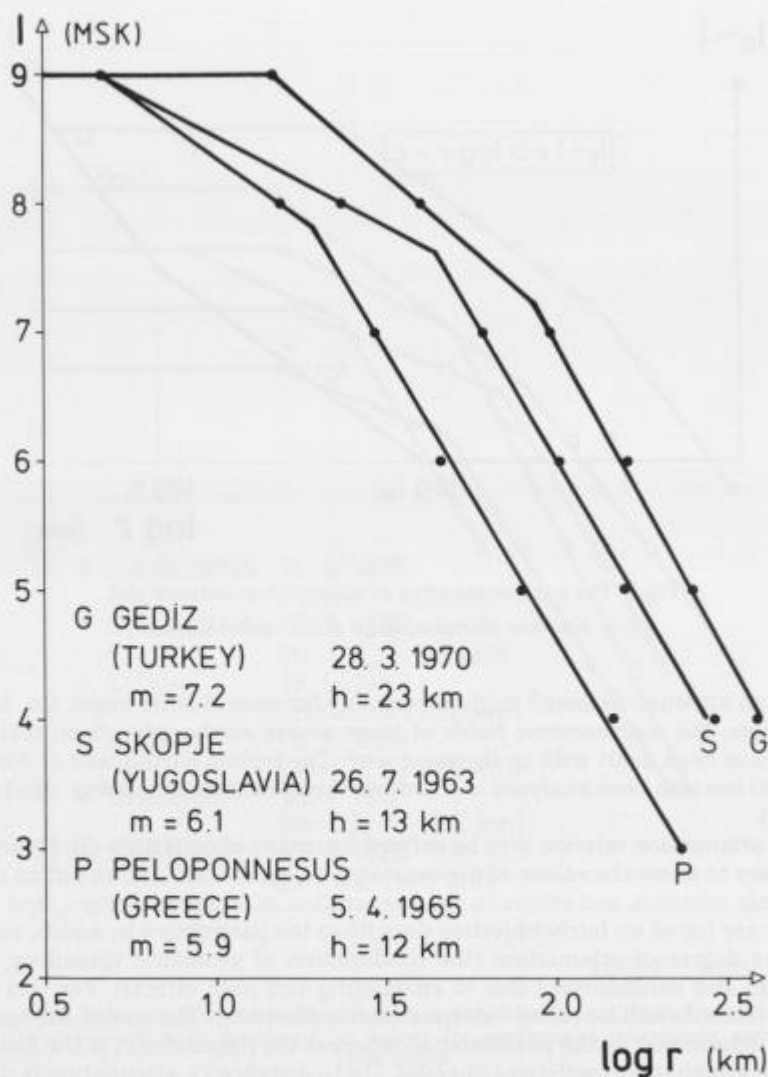


Fig. 4. Intensity - log-distance plot for the Gediz (Turkey) earthquake of March 28th, 1970, for the Skopje (Yugoslavia) earthquake of July 26th, 1963, and for the Peloponnese (Greece) earthquake of April 5th, 1965, with macroseismically determined magnitudes and depths

Sl. 4. Atenuacijski grafi opisne potresne stopnje za potres v Gedizu (Turčija) dne 28. 3. 1970, za potres v Skopju dne 26. 7. 1963 in za potres na Peloponezu dne 5. 4. 1965

al., 1987). It is fairly simple to obtain an attenuation model for an asymmetric field by expanding equations (3), (4) and (5). This is most easily done by introducing a new parameter k , whose value influences the densification or rarification of isoseismals in various directions. The influence of this "coefficient of asymmetry" can be seen in Fig. 5. If k is introduced in the independent variable, then the simplified graph shown in Fig. 6 is obtained. The attenuation equation (3), (4) and (5) of the corresponding asymmetric macroseismic field obtain the form:

$$\text{for } 0 \leq \frac{r}{r_0} \leq k: \quad I_0 - I = 0 \quad (6)$$

$$\text{for } k \leq \frac{r}{r_0} \leq \frac{kr_1}{r_0}: \quad I_0 - I = b_1 \log \frac{r}{kr_0} \quad (7)$$

$$\text{for } \frac{r}{r_0} \geq \frac{kr_1}{r_0}: \quad I_0 - I = b_2 \log \frac{r}{kr_0} - (b_2 - b_1) \log \frac{r_1}{r_0} \quad (8)$$

The coefficient of asymmetry k is a function of azimuth. This dependance can be analytically fairly simply expressed in the case of an elliptic field, which is a good approximation for many practical cases. In Fig. 7 the basic quantities of an elliptical field are shown, assuming that the epicentre is on the major axis of the ellipse, between the centre and the focus. For such a field, the coefficient of asymmetry is given by the equation:

$$k = (1 - \varepsilon^2)^{1/4} \frac{\delta(1 - \varepsilon^2)^{1/2} \cos \Theta + (1 - \varepsilon^2 \cos^2 \Theta - \delta^2 \sin^2 \Theta)^{1/2}}{1 - \varepsilon^2 \cos^2 \Theta} \quad (9)$$

where Θ is the angle between the major axis and the direction in which we are interested in the attenuation, $\varepsilon = c_e/a_e$ is the eccentricity of the ellipse, and $\delta = d/a_e$ determines the distance of the epicentre from the centre of the ellipse. If the epicentre is either at the centre of the ellipse ($\delta = 0$) or at the focus ($\delta = \varepsilon$), then equation (9) becomes very much simplified.

The model of an asymmetric macroseismic field, as defined in Figs. 5 and 6 and by equations (6), (7) and (8), can if necessary be expanded, e. g. by allowing the attenuation coefficients b_1 and b_2 to be functions of azimuth. This is easily done by introducing two new parameters k_1 and k_2 , whose meaning can be seen in Fig. 8. In the case of such an expanded model, the attenuation equations obtain the form:

$$\text{for } 0 \leq \frac{r}{r_0} \leq k: \quad I_0 - I = 0 \quad (10)$$

$$\text{for } k \leq \frac{r}{r_0} \leq k \left(\frac{r_1}{r_0} \right)^{1/k_1}: \quad I_0 - I = k_1 b_1 \log \frac{r}{kr_0} \quad (11)$$

$$\text{for } \frac{r}{r_0} \geq k \left(\frac{r_1}{r_0} \right)^{1/k_1}: \quad I_0 - I = k_2 b_2 \log \frac{r}{kr_0} - (k_2 b_2 - k_1 b_1) \log \frac{r_1}{r_0} \quad (12)$$

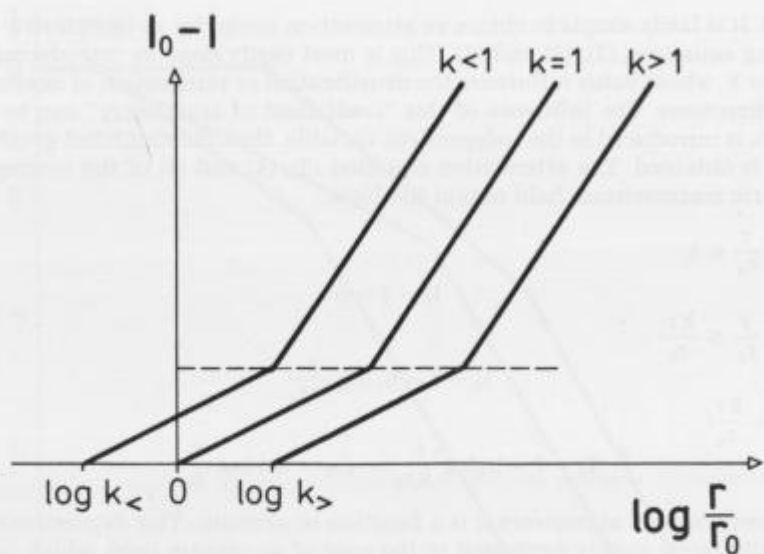


Fig. 5. Intensity – log-distance plot for an asymmetrical macroseismic field; the influence of values of the parameter k on the attenuation curves

Sl. 5. Atenuacijski grafi za nesimetrično makroseizmično polje; vpliv parametra k na mesto grafa

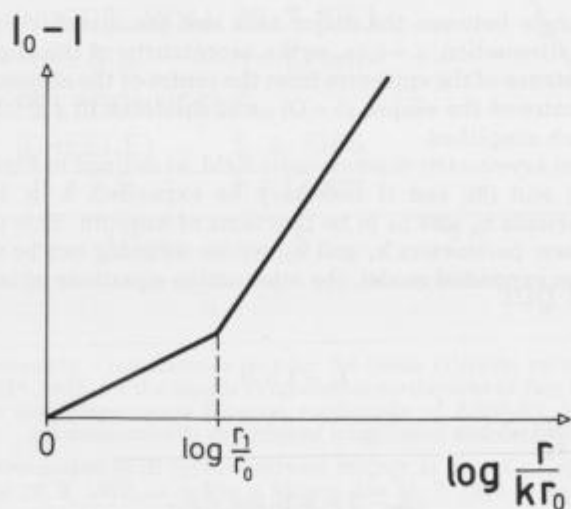


Fig. 6. A simplified intensity – log-distance plot for an asymmetric field

Sl. 6. Skupen atenuacijski graf za nesimetrično makroseizmično polje

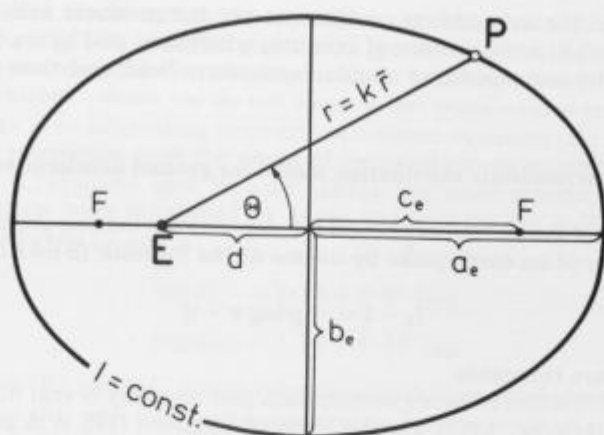


Fig. 7. The parameters of an elliptic macroseismic field. E is the epicenter, F is the focus, and r is the radius of a circle having the same surface area as the ellipse

Sl. 7. Količine eliptičnega makroseizmičnega polja. E je epicenter, F je gorišče, r pa polmer kroga, ki ima enako ploščino kot elipsa

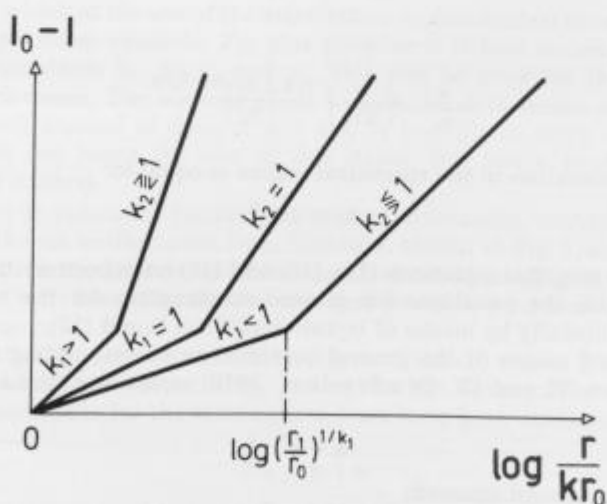


Fig. 8. Intensity - log-distance plot for an asymmetric macroseismic field, showing the influence of parameters k_1 and k_2 on the attenuation curves

Sl. 8. Atenuacijski grafi za nesimetrično makroseizmično polje; vpliv parametrov k_1 in k_2 na obliko grafa

In this model the attenuation coefficients are the products k_1b_1 and k_2b_2 . The parameters k_1 and k_2 are functions of azimuth, whereas b_1 and b_2 are the attenuation coefficients of the corresponding circular symmetric field, and thus independent of azimuth.

Macroseismic attenuation model for ground acceleration

In 1906, Kövesligethy first expressed the dependance between ground acceleration and the intensity of an earthquake by means of the formula (Sponheuer, 1960):

$$I_0 - I = -p \log a + q \quad (13)$$

where p and q are constants.

This form of relation between acceleration and intensity is still in use today (e. g. Trifunac & Brady, 1975). On the basis of equation (13), it is possible to write down the attenuation model for ground acceleration, which is expressed for intensity in equations (6), (7) and (8), as follows:

for $0 \leq \frac{r}{r_0} \leq k$:

$$\frac{a}{a_0} = 1 \quad (14)$$

for $k \leq \frac{r}{r_0} \leq k \frac{r_1}{r_0}$:

$$\frac{a}{a_0} = \left(\frac{r}{kr_0} \right)^{-b_1/p} \quad (15)$$

for $\frac{r}{r_0} \geq k \frac{r_1}{r_0}$:

$$\frac{a}{a_0} = \left(\frac{r}{kr_0} \right)^{-b_2/p} \left(\frac{r_1}{r_0} \right)^{(b_2-b_1)/p} \quad (16)$$

Ground acceleration in the epicentral region is equal to:

$$a_0 = 10^{q/p} \quad (17)$$

In the same way that equations (14), (15) and (16) have been written, it would be possible to write the equations for ground acceleration for the model which is expressed for intensity by means of equations (10), (11) and (12).

For tabulated values of the ground acceleration corresponding to the MSK-78 intensity between VI and IX (Medvedev, 1978) equation (13) has the following form:

$$a = 2^{I-7} \quad (18)$$

(a in metres per second squared).

The values of the coefficients p and q are obtained from equations (13) and (18):

$$p = \frac{1}{\log 2} \quad (19)$$

$$q = I_0 - 7 \quad (20)$$

The attenuation model defined by equations (14), (15) and (16) should, with the use of equations (18), (19) and (20), give "peak ground accelerations". In order to be precise, these macroseismically obtained values will be instead called "MSK-78 ground accelerations", since we do not know what these values really are. In this connection there is an interesting comparison between equation (18) and the correlation of seismic intensities with the peaks of recorded strong ground motion, as was carried out by Trifunac and Brady (1975). For peak ground acceleration the following relations were obtained by these two authors for a Modified Mercalli intensity I_{MM} between IV and X:

$$\log a_V = -2.18 + 0.30 I_{MM} \quad (21)$$

$$\log a_H = -1.99 + 0.30 I_{MM} \quad (22)$$

where subscripts "V" and "H" designate vertical and horizontal components, respectively. Equations (21) and (22) have been written here in units of metre per second squared. Let us write equation (18) in the same form:

$$\log a_{MSK-78} = -2.11 + 0.30 I_{MSK-78} \quad (23)$$

The values of a_{MSK-78} are somewhere between the values of a_V and a_H , which are determined by equations (21) and (22) for MM intensity. The values of a_H are approximately 30 % greater than the values of a_{MSK-78} , whereas these are about 20 % greater than a_V .

Illustration of use of the model

Let us take a look at the use of the attenuation model defined by equations (6), (7) and (8), on a practical example. For this purpose it is first necessary to estimate values of the constants b_1 , b_2 , r_0 and r_1 . This will be done for the seismological conditions in Slovenia. The starting-point will be the data shown in Figs. 1 and 2. Due to the small amount of data, it will not be possible to carry out a statistical evaluation, this not being the aim of this paper, but just a rough estimate for illustrating the method.

With respect to similarity between individual attenuation curves, the macroseismic fields of the six earthquakes from Slovenia, shown in Fig. 2, can be separated into two groups: earthquakes with a focal depth of $h < 13$ km (Fig. 9), and those with a focal depth of $h > 13$ km (Fig. 10). For the first group $b_1 \approx 1.1$ and $b_2 \approx 4.6$, and for the second group $b_1 \approx 2.0$ and $b_2 \approx 3.5$.

From the data about the (macroseismically determined) depths h and magnitudes m , as well as about the values of r_0 and r_1 for the earthquakes concerned, the following two equations for the least square lines have been obtained:

$$2r_0 = 1.1 h \quad (24)$$

$$m = 2 + 5 \log \frac{r_1}{r_0} \quad (25)$$

The relations are shown graphically in Figs. 11 and 12. From equations (24) and (25) we obtain:

$$r_1 = h 10^{(m-3.3)/5} \quad (26)$$

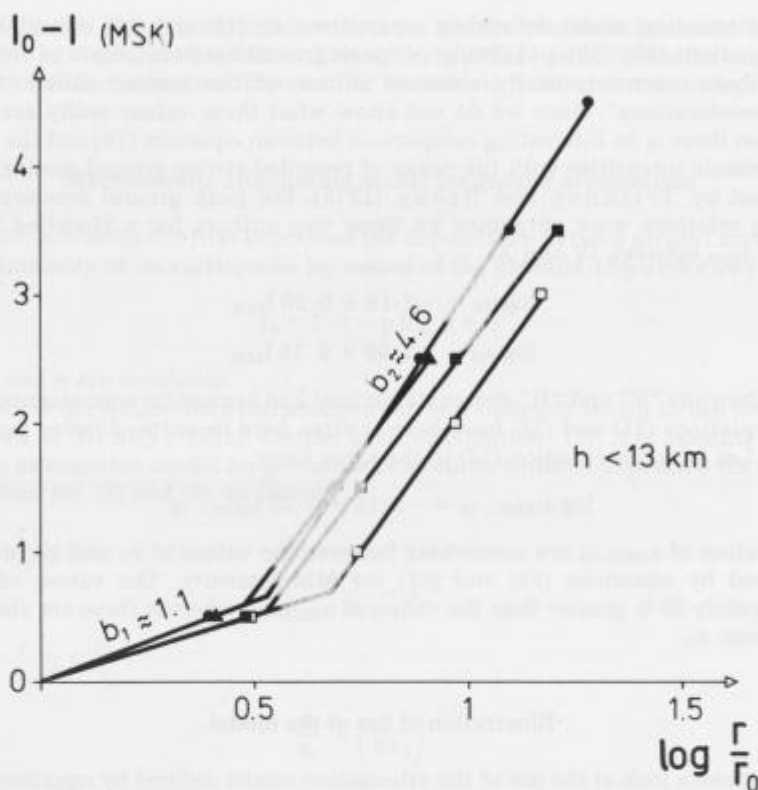


Fig. 9. Intensity - log-distance plot for earthquakes occurring in Slovenia (Yugoslavia), with a focal depth of $h < 13$ km

Sl. 9. Atenuacijski grafi opisne potresne stopnje za 4 slovenske potrese z žariščno globino manjšo od 13 km

On the basis of the above derivations, using equations (6), (7) and (8) the model macroseismic field for the earthquake whose macroseismic field is shown in Fig. 1 will be calculated. Since the depth of this earthquake is 16 km, the attenuation coefficients are $b_1 = 2.0$ and $b_2 = 3.5$. From equations (24) and (26) we then obtain: $r_0 = 8.8$ km and $r_1 = 58.1$ km. In order to determine the coefficients of asymmetry, an approximation using an elliptical field has been assumed, estimating the values of parameters ϵ and δ from Fig. 1. Due to the changes in the direction of the ellipse, the analysis has been limited to the mean epicentral distances, at which the longer axis is almost in the direction East-West. The eccentricity of the ellipse ϵ is approximately 0.80, and δ is approximately 0.24.

The result of the calculation is shown in Fig. 13. The middle line, marked I, defines the average model attenuation curve for the earthquake of 14. 4. 1985, whereas the right-hand line, marked $I_{\max}$, defines the model attenuation curve in the direction of slowest attenuation ($\Theta = 0$, i. e. in the direction East-West), and the left-hand line, marked $I_{\min}$, defines the model attenuation curve in the direction of most rapid attenuation ($\Theta = 104^\circ$ and $\Theta = 256^\circ$). The model curves for all other directions lie

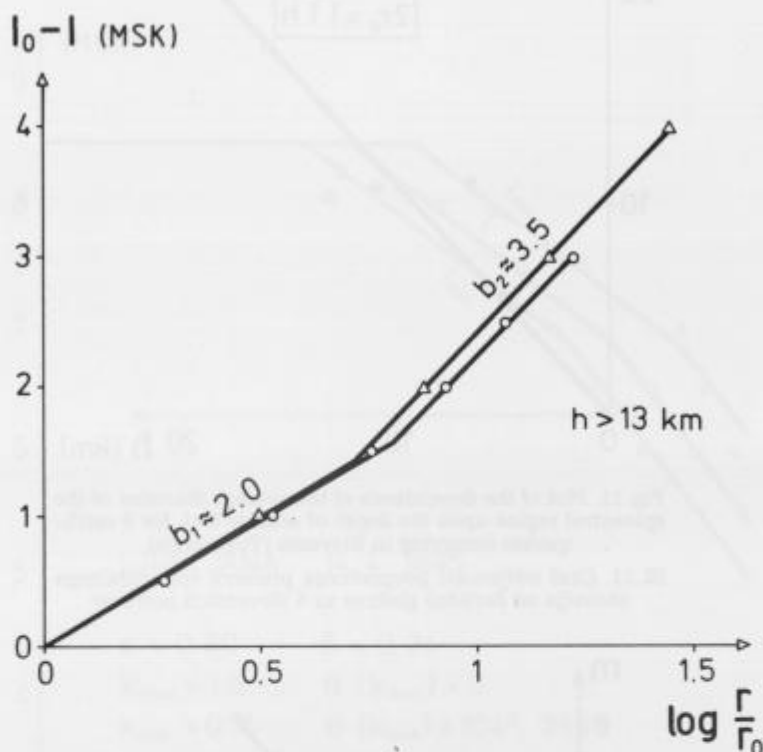


Fig. 10. Intensity - log-distance plot for earthquakes occurring in Slovenia (Yugoslavia), with a focal depth $h > 13 \text{ km}$

Sl. 10. Atenuacijska grafa opisne potresne stopnje za 2 slovenska potresa z žariščno globino večjo od 13 km

between the last two mentioned lines. The corresponding attenuation curves for MSK-78 ground acceleration ($\bar{a}$, $a_{\min}$ and $a_{\max}$) are shown in Fig. 14. The same relations are shown in a different form in Fig. 15, where the attenuation curve proposed by Drakopoulos and Makropoulos (1987), marked D&M, has been drawn in. The latter authors have, for the Balkan area, proposed the following attenuation equation for peak ground acceleration (written here in units of metre per second squared):

$$a = 3.22 e^{0.69 m} (r + 10)^{-1.37} \quad (27)$$

where r is the focal distance in kilometres. In Figs. 13, 14 and 15 the actual values determined from Fig. 1 are given in addition to the model attenuation curves.

Espinosa (1980) has also defined the dependence of $\log a$ on $\log r$ for a circular symmetric field by means of a system of three linear equations. If we use his attenuation equations for the case being studied here (they are actually valid for the western United States), then it turns out that in the case of small epicentral distances they provide larger values, and in the case of large epicentral distances significantly smaller values than those given by our model in the case of a circular symmetric field.

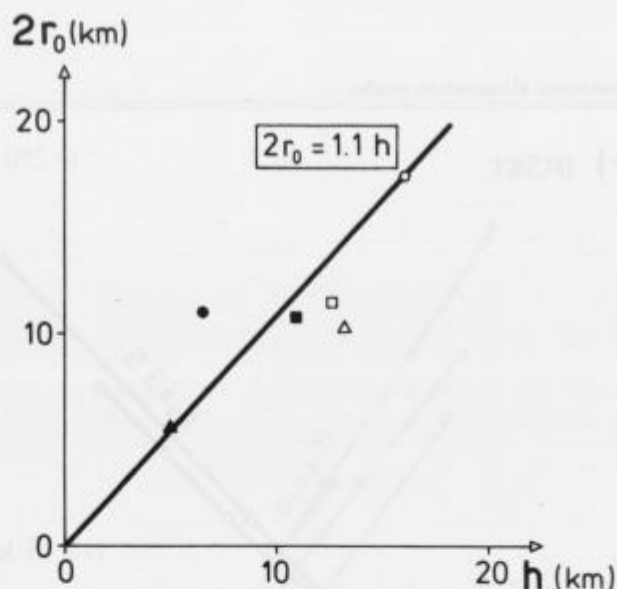


Fig. 11. Plot of the dependence of the average diameter of the epicentral region upon the depth of seismic foci, for 6 earthquakes occurring in Slovenia (Yugoslavia)

Sl. 11. Graf odvisnosti povprečnega premera epicentralnega območja od žariščne globine za 6 slovenskih potresov

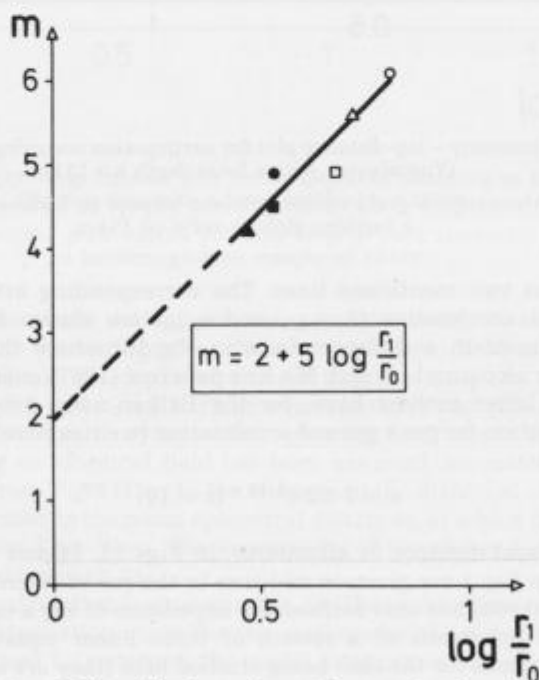


Fig. 12. Plot of the dependence of macroseismic magnitude upon the logarithm of the ratio r_1/r_0 , for 6 earthquakes occurring in Slovenia (Yugoslavia)

Sl. 12. Graf odvisnosti makroseizmične magnitude od logaritma razmerja r_1/r_0 za 6 slovenskih potresov

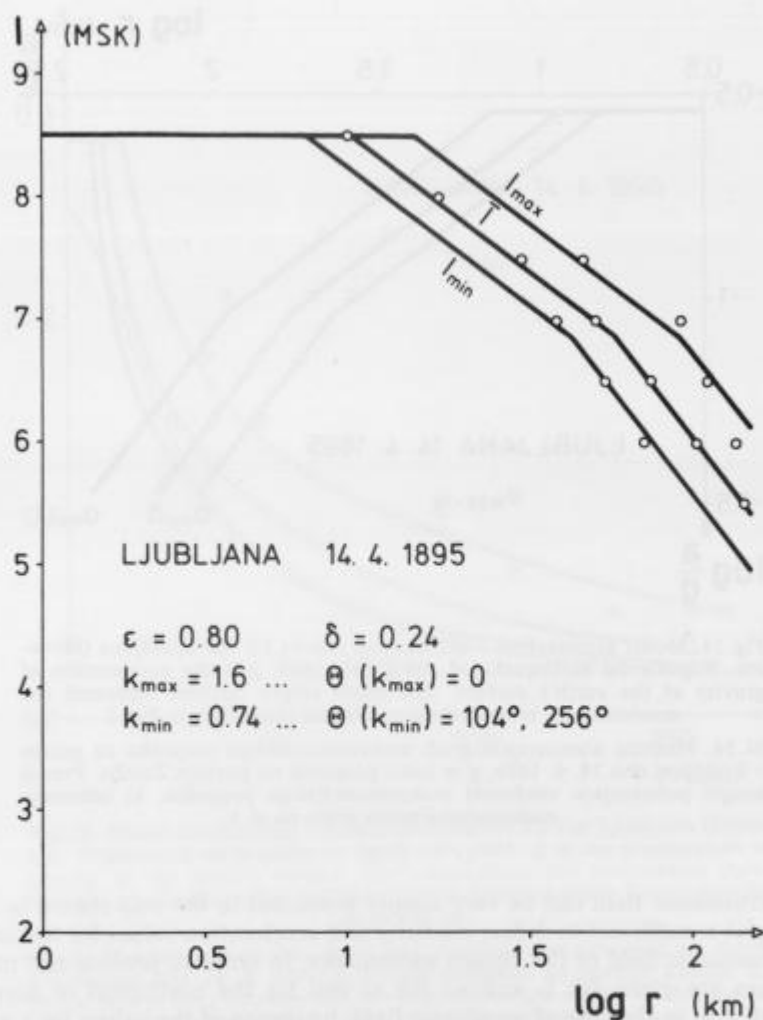


Fig. 13. Model intensity - attenuation curves for the Ljubljana (Slovenia, Yugoslavia) earthquake of April 14th, 1895; the small empty circles represent the intensities, which are taken from the isoseismal map of Fig. 1

Sl. 13. Modelni atenuacijski grafi opisne potresne stopnje za potres v Ljubljani dne 14. 4. 1895; prazni krogi ponazarjajo vrednosti, ki ustrezajo makroseizmičnemu polju na sl. 1

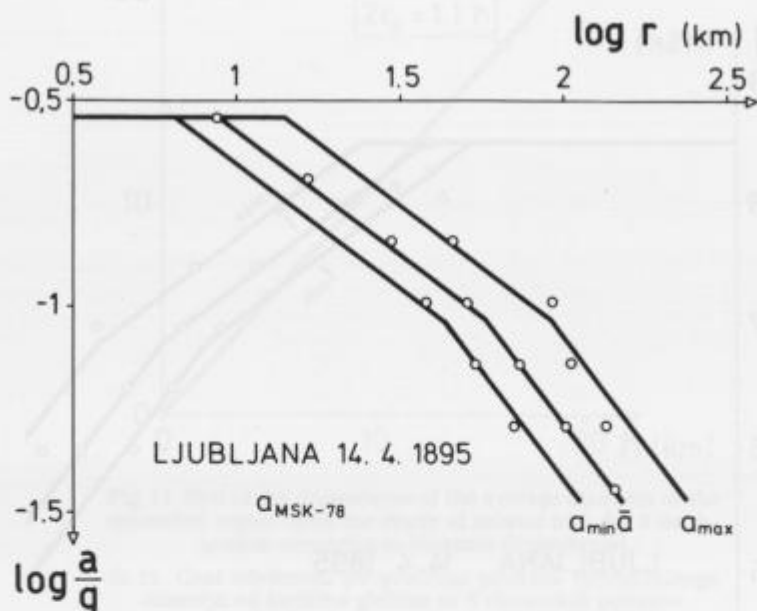


Fig. 14. Model acceleration - attenuation curves for the Ljubljana (Slovenia, Yugoslavia) earthquake of April 14th, 1895; g is the acceleration of gravity at the earth's surface. The small empty circles represent the accelerations, which correspond to the intensities in Fig. 1

Sl. 14. Modelni atenuacijski grafi makroseizmičnega pospeška za potres v Ljubljani dne 14. 4. 1895; g je težni pospešek na površju Zemlje. Prazni krogi ponazarjajo vrednosti makroseizmičnega pospeška, ki ustrezajo makroseizmičnemu polju na sl. 1

A macroseismic field can be very simply presented in the way shown in Fig. 16. Just one plot is sufficient to define intensity and acceleration values for the asymmetric macroseismic field of the chosen earthquake. In order to provide full information, values are given for I_0 and a_0 , for r_0 and for the coefficient of asymmetry k (defined, e. g. in the case of an elliptic field, by means of the values for ϵ and δ).

Discussion

Although the proposed attenuation model has been verified on only a small number of macroseismic fields, its applicability appears to be fairly widespread. This is indicated by the examples in Fig. 4, and several other similar examples from the literature (e. g. Bottari et al., 1986, and Espinosa, 1980).

For practical purposes we can limit ourselves to the model defined by equations (6), (7) and (8) for intensity, and by equations (14), (15) and (16) for "macroseismic" acceleration. If it is assumed that the coefficient of asymmetry changes with epicentral distance (e. g. in sections), then it is possible to deal with macroseismic fields of various kinds.

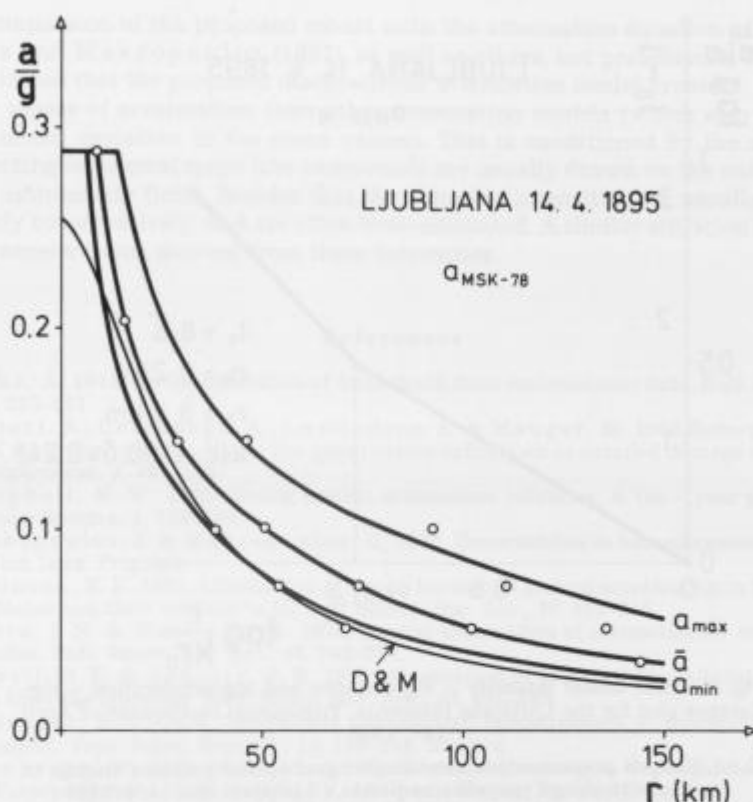


Fig. 15. Model acceleration - attenuation curves for the Ljubljana (Slovenia, Yugoslavia) earthquake of April 14th, 1895; g is the acceleration of gravity at the earth's surface. For comparison, the attenuation curve according to Drakopoulos and Macropoulos (1986) is given. Empty circles as in Fig. 14

Sl. 15. Modelni atenuacijski grafi makroseizmičnega pospeška za potres v Ljubljani dne 14. 4. 1895; g je težni pospešek na površju Zemlje. Za primerjavo je dana atenuacijska krivulja, dobljena z enačbo Drakopouloua in Makropouloua (1986). Prazni krogi kot na sl. 14

The strength of the model is in its simplicity (to which the dimensionless form of the equations contributes, though not essentially) and possibly in the simple relations between the parameters b_1 , b_2 , r_0 , r_1 and k , on the one hand, and the geological structure and focal parameters, on the other. The extent to which the model can be used depends on how-defined these parameters are. Together with the coefficient of asymmetry k , the average attenuation coefficients b_1 and b_2 define attenuation at lesser and greater epicentral distances. In the model, for the epicentral region, i. e. up to a distance of r_0 , a constant value of intensity or acceleration, respectively, is assumed, since usually only one value is available for this area. If a range of values is given, then it is usually assumed that the spread of values is due to changing local geological and geotechnical properties of the ground.

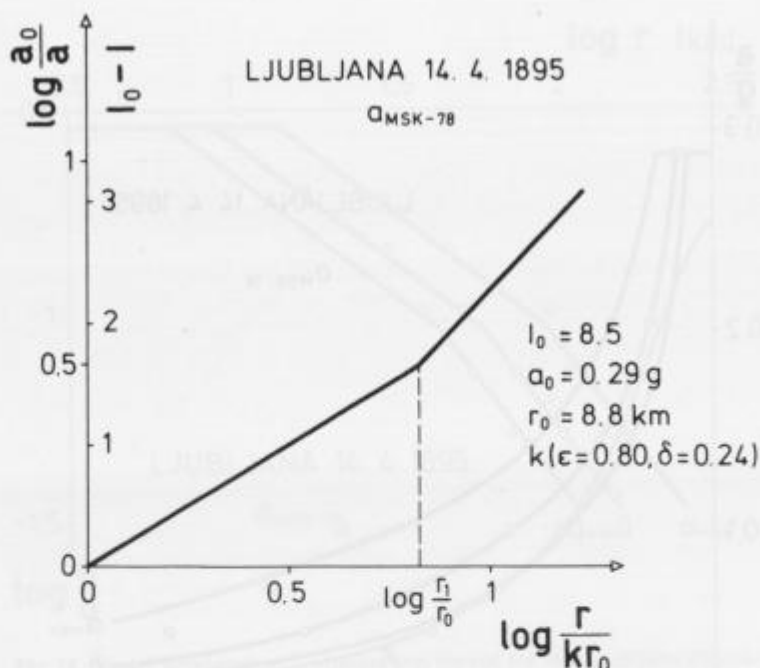


Fig. 16. Joint model intensity - log-distance and log-acceleration - log-distance plot for the Ljubljana (Slovenia, Yugoslavia) earthquake of April 14th, 1895

Sl. 16. Skupen poenostavljen atenuacijski graf opisne potresne stopnje in makroseizmičnega pospeška za potres v Ljubljani dne 14. 4. 1895

For the described earthquakes, occurring in the territory of Slovenia, $b_1 \approx 1.1$ and $b_2 \approx 4.6$ (Fig. 9), or $b_1 \approx 2.0$ and $b_2 \approx 3.5$ (Fig. 10), respectively. Values of between 1.4 and 2.3 for b_1 can be read from Fig. 4, and in all three cases b_2 is equal to approximately 4.5. For the case cited from the literature (Bottari et al., 1986), the value of b_1 lies between 1.7 and 2.0, whereas b_2 is approximately equal to 4.0. It can be seen that there is a greater scatter of values for b_1 (in the case of the given data, these values lie between 1.1 and 2.3), whereas the values for b_2 vary less (for the given data, a fairly good estimate is $b_2 = 4.0 \pm 0.5$).

It appears that the parameter b_1 , and thus attenuation to a distance r_1 , is considerably dependent on local seismo-geological conditions, whereas the average attenuation from a distance r_1 onwards is fairly similar in the case of earthquakes from different regions, as the studied macroseismic fields have indicated. It should also be remembered that errors in determining b_1 are considerably greater than those in determining b_2 .

How well the parameter r_0 is defined depends upon the determination of the epicentral region, whose size, as a rule, increases with increasing focal depth and magnitude. In the cases dealt with here, the parameter r_1 shows even greater dependence on these two seismic parameters. Equations (24), (25) and (26) must be considered as just a temporary aid for determining values of r_0 and r_1 , since they have been derived from a relatively small amount of data.

A comparison of the proposed model with the attenuation equation of Drakopoulos and Makropoulos (1987), as well as others, not presented in this paper, has indicated that the proposed macroseismic attenuation model provides, generally, greater values of acceleration than other attenuation models (which also often add one standard deviation to the mean values). This is conditioned by the method of constructing isoseismal maps (the isoseismals are usually drawn on the outer margin of each isointensity field). Besides that the values of intensities are usually determined fairly conservatively, and are often over-estimated. A similar situation holds true for the accelerations derived from these intensities.

References

- Blake, A. 1941, On the estimation of focal depth from macroseismic data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **31**, 225–231.
- Bottari, A., Corsanego, A., Lo Giudice, E. & Mauger, M. 1986, Some problems in the MSK scale applications: Use of the quantitative definitions in detailed damage assessment. *Ann. Geophysicae*, **4**, 191–199.
- Campbell, K. W. 1985, Strong motion attenuation relations: A ten – year perspective. *Earthquake Spectra*, **1**, 759–804.
- Drakopoulos, J. & Makropoulos, C. 1987, Uncertainties in hazard assessment due to attenuation laws. Preprint.
- Espinosa, E. F. 1980, Attenuation of strong horizontal ground acceleration in the western United States and their relation to M. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 583–616.
- Gupta, I. N. & Nuttli, O. W. 1976, Spatial attenuation of intensities for central U. S. earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 743–751.
- Howell, B. F. & Schultz, T. R. 1975, Attenuation of Modified Mercalli intensity with distance from the epicenter. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 651–665.
- Medvedev, S. V., 1978, *Opredelenie intensivnosti zemletrjasenij. V: Epicentralnaja zona zemletrjasenij. Vopr. Inžen. Sejsmol.*, **19**, 108–116, Moskva.
- Sponheuer, W. 1960, Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. *Freiberger Forschungshefte*, C 88, Geophysik, Akademie Verlag, Berlin, 120 pp.
- Suhadolc, P., Cernobori, L., Pazzi, G. & Panza, G. F. 1987, Synthetic isoseismals: Applications to Italian earthquakes. Preprint.
- Trifunac, M. D. & Brady, A. G. 1975, On the correlation of seismic intensity scale with the peaks of recorded strong ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 139–162.

UDK 550.34.05(497.12)=963

Geofizikalne raziskave med Gameljnam in Dolskim za ugotavljanje debeline prodnega zasipa

Bojan Uran in Milan Živanović

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Z refrakcijsko seizmiko in geoelektričnim sondiranjem smo raziskali ozemlje ob Savi med Gameljnam in Dolskim, da bi za potrebe projektiranja hidrocentral na Savi ugotovili debelino prodnega zasipa. Ugotovili smo, da je njegova debelina na večjem delu med 50 in 80 metri. Le med Brinjem in Dolskim je globina manjša in znaša okrog 10 metrov. Dobljeni podatki so dopolnili geološko sliko področja.

Uvod

V letu 1987 smo izvedli geofizikalne raziskave za potrebe projektiranja hidrocentral na Savi med Gameljnam in Dolskim.

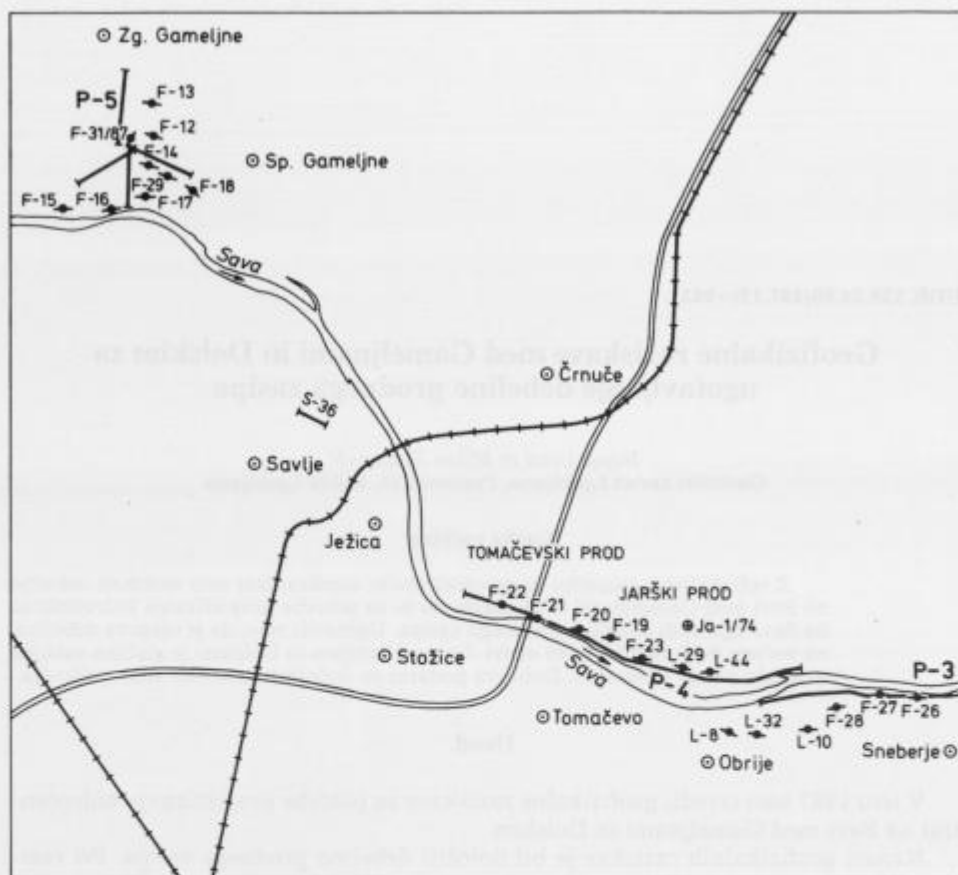
Namen geofizikalnih raziskav je bil določiti debelino prodnega zasipa. Pri raziskavah smo uporabili metodo geoelektričnega sondiranja navidezne specifične upornosti in metodo refrakcijske seizmike.

Žlebnik (1979) je obdelal inženirskogeološke in hidrogeološke probleme v zvezi s projektiranjem in gradnjo hidroenergetskih stopenj na Savi. Njegova študija je bila osnova za naše raziskave.

Med Gameljnam in Dolskim naj bi bil prodni zasip v zgornjem delu iz rahlo odloženega proda, v spodnjem delu pa iz zbitega proda z vložki konglomerata. Kameninska podlaga prodnega zasipa naj bi bili karbonski glinasti skrilavci z vmesnimi plastmi kremenovega peščenjaka. Zaradi konglomerata v prodnem zasipu imamo pri refrakcijski seizmiki klasični primer hitrostnega obrata, pri geoelektriki pa problem ekvivalence.

Blizu raziskovanega področja so bile geofizikalne raziskave v preteklosti že opravljene. Izvrtanih je bilo tudi nekaj vrtin, v glavnem za preskrbo s pitno vodo, a jih večina ni segla v podlago. Dokumentacija o raziskavah je shranjena v arhivu Geološkega zavoda Ljubljana.

Prejšnje raziskave so bile v glavnem neuspešne. Na Jarškem Produ so z refrakcijsko seizmiko določili le globino konglomerata, ki so ga zaradi visokih hitrosti interpretirali kot kameninsko podlago. Vrtina na Jarškem Produ je pokazala, da so bile z geoelektričnimi sondami določene globine za okrog 30 % prevelike.

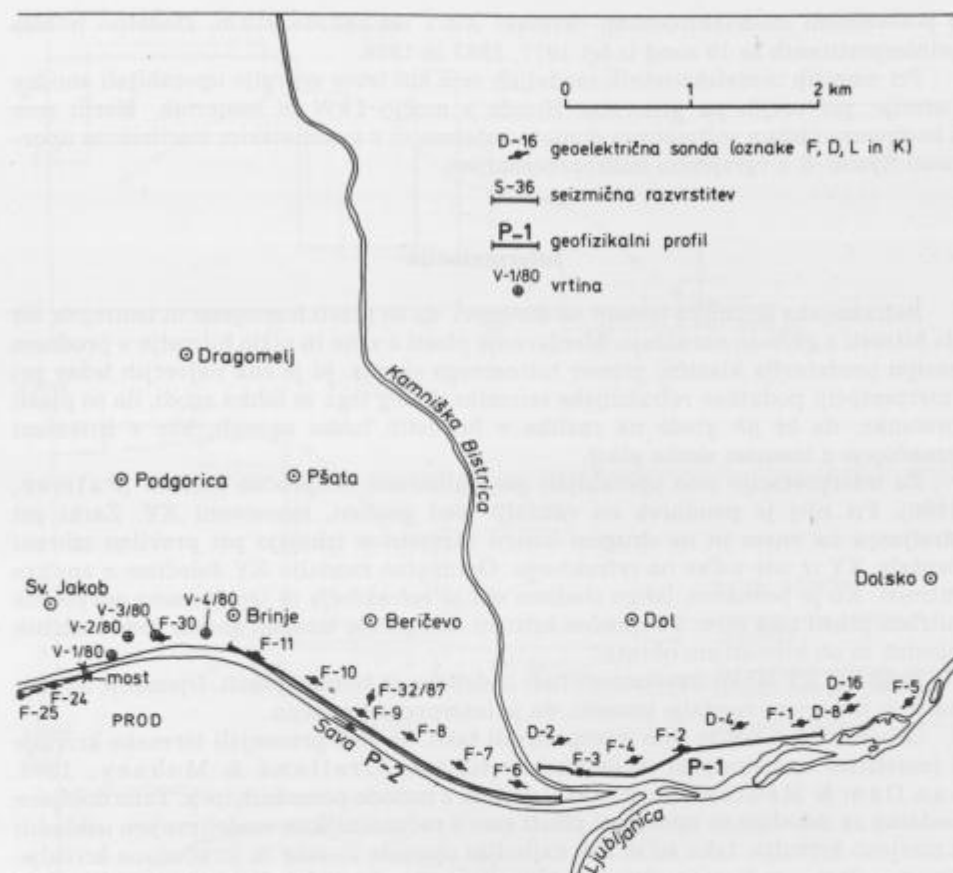


Terenska dela

Na področju med Gameljnam in Dolskim smo naredili 12 kilometrov refrakcijskih razvrstitev geofonov, in sicer po poteh v neposredni bližini Save. Situacija raziskav je prikazana na sl. 1.

Pogoj za uspešnost meritev je njihova priprava, zato smo na podlagi predhodnih raziskav izbrali za posamezne plasti tipične hitrosti ter izračunali optimalne razmake med geofoni in s tem dolžine njihovih razvrstitev. Med strelnimi točkami in geofoni smo določili potrebne razdalje, pri katerih zaznamo signale iz podlage pred signali iz prodnega zasipa. To je pogoj, da lahko določimo hitrosti v podlagi in izračunamo globine. Rezultate meritev smo sproti preverjali s tako dobljeno predstavo o širjenju valov med strelno točko in geofoni. Pri nejasnostih smo povečali oddaljenost strelnih točk in število zunanjih strel, dokler nismo bili prepričani, da so prvi prihodi seizmičnih valov na seizmogramu res prihodi iz podlage.

Razvrstitve od Dola pri Ljubljani proti sotočju Kamniške Bistrice in Save (zaporedne številke od 1 do 18) so bile narejene z medgeofonsko razdaljo 5 m. Seizmične



Sl. 1. Situacija geofizikalnih raziskav

valove smo vzbujali z udarci kladiva po kovinski ploščici. Običajno smo imeli sedem vzbujevalnih mest na razvrstitev 24 geofonov (na sredini in na obeh koncih razvrstitve ter zunanje strele, oddaljene za polovico in za celotno dolžino razvrstitve od koncev razvrstitve). Tako smo dobili dovolj natančne podatke o hitrostih v zgornjih plasteh, ki jih potrebujemo za izračun globine do podlage. Hkrati smo dobili podatke o hitrosti v podlagi, ki z njimi lahko ločimo posamezne tektonske bloke.

Razvrstitve z zaporednimi številskami od 20 do 40 so z medgeofonsko razdaljo 15 m, od 41 do 45 pa na 20 m. Seizmične valove smo vzbujali z razstrelivom. Strelne točke so bile razvrščene podobno kot pri krajših razvrstitvah, pri čemer smo včasih povečali število in oddaljenost zunanjih strelcev tudi na 500 do 600 m, tako da je bila razdalja do najbolj oddaljenega geofona okrog 1000 m. Tako smo na področjih, kjer so vložki konglomerata blizu podlage, dobili prave podatke za hitrosti v podlagi.

Meritve smo izvedli s štiriindvajsetkanalnim digitalnim mikroprocesorsko nadzorovanim seizmografom ABEM-Terraloc.

Pri geoelektričnih meritvah smo uporabljali geoelektrično sondiranje po metodi navidezne specifične upornosti (po Schlumbergerjevi metodi). Izmerili smo 32 sond

s polovičnimi medelektrodnimi razmaki AB/2 od 140 do 970 m. Dodatno je bilo reinterpretiranih še 10 sond iz let 1977, 1983 in 1986.

Pri manjših medelektrodnih razdaljah smo kot izvor energije uporabljali anodne baterije, pri večjih pa generator Honda z močjo 2 kW in usmernik. Merili smo s kompenzacijskim voltmetrom domače izdelave in z avtomatskim merilnikom upornosti Syscal-R z vgrajenim mikroprocesorjem.

Interpretacija

Refrakcijska seizmika temelji na domnevi, da so plasti homogene in izotropne ter da hitrosti z globino naraščajo. Menjavanje plasti z višjo in nižjo hitrostjo v prodnem zasipu predstavlja klasični primer hitrostnega obrata, ki je ena največjih težav pri interpretaciji podatkov refrakcijske seizmike. Poleg tega se lahko zgodi, da so plasti pretanke, da bi jih glede na razlike v hitrostih lahko zaznali, kar v literaturi označujejo z imenom skrita plast.

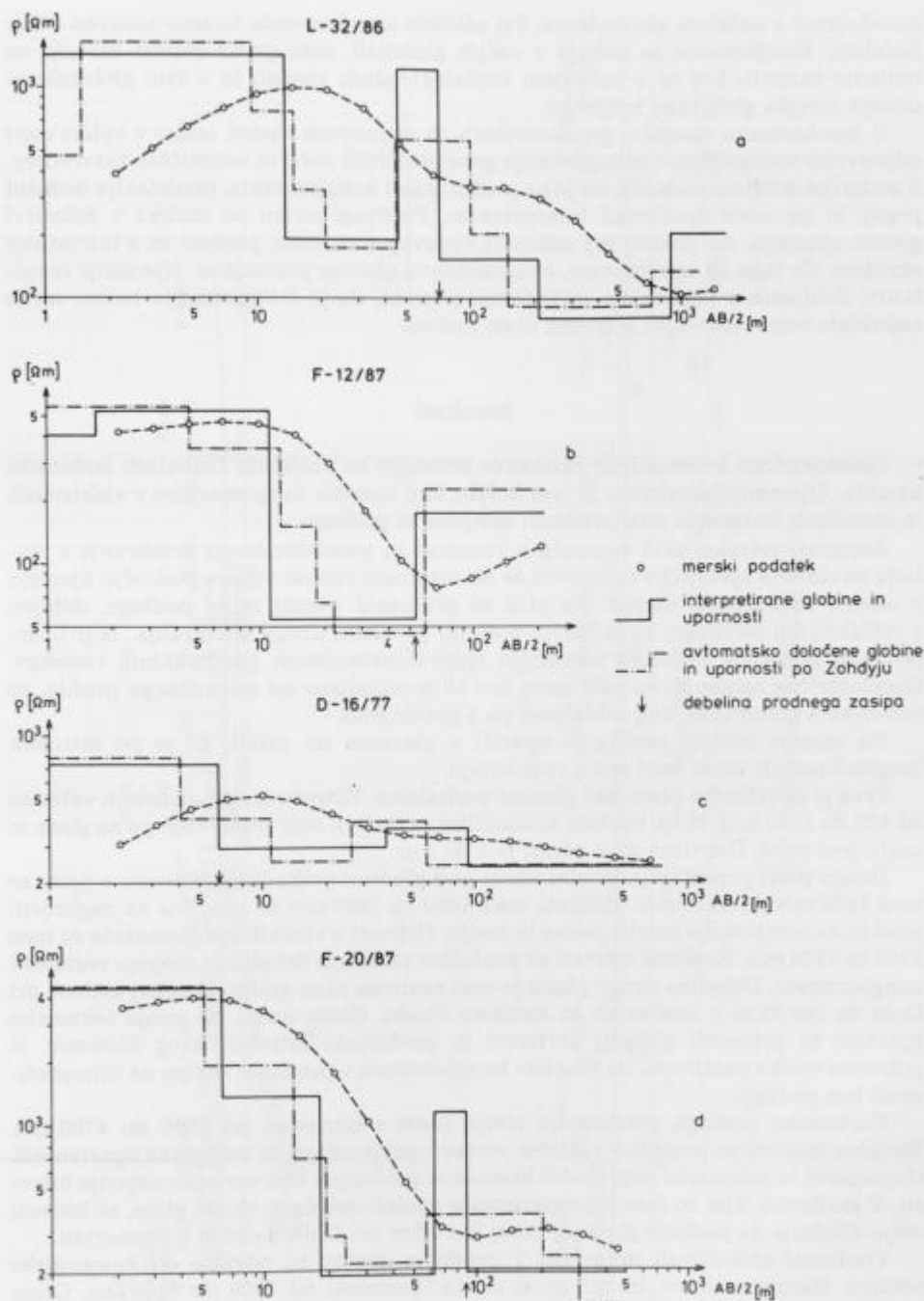
Za interpretacijo smo uporabljali generalizirano recipročno metodo (Palmer, 1980). Pri njej je poudarek na razdalji med geofoni, imenovani XY. Žarki pri streljanju na enem in na drugem koncu razvrstitve izhajajo pri pravilno izbrani razdalji XY iz iste točke na refraktorju. Optimalno razdaljo XY določimo z analizo hitrosti. Ko jo poznamo, lahko sledimo obliki refraktorja in izračunamo povprečne hitrosti plasti nad njim. Povprečne hitrosti omogočajo izračun globin tudi v skritih plasteh in ob hitrostnem obratu.

Razdaljo XY lahko izračunamo tudi iz debelin in hitrosti plasti. Ujemanje izračunane in izmerjene razdalje pomeni, da je interpretacija točna.

Geoelektrične sonde smo interpretirali tako, da smo primerjali terenske krivulje s teoretično izračunanimi modelnimi krivuljami (Orellana & Mooney; 1966, van Dam & Meulenkaamp, 1975) pa tudi z metodo pomožnih točk. Tako dobljene podatke za debeline in upornosti plasti smo z računalniškim modeliranjem uskladili z merjeno krivuljo; tako so se kar najboljše ujemale merske in izračunane krivulje. Preizkusili smo tudi vse možne kombinacije upornosti in debelin, ki bi zaradi načela ekvivalence lahko dale enako krivuljo, ter izbrali optimalno rešitev.

Naredili smo tudi avtomatsko interpretacijo z računalniškim programom po Zohdyju (1975). Program sprva določi toliko plasti z različnimi upornostmi, kolikor je merskih točk. Plasti, ki imajo podobne upornosti, združi v eno plast. Na sl. 2 so prikazane geoelektrične sonde z vrisanimi debelinami in upornostmi plasti, dobljenimi z avtomatskim in ročnim modeliranjem. Pri preprosti geološki sestavi, kot je recimo v Gameljnah, so debeline prodnega zasipa, izračunane z avtomatskim modeliranjem, dovolj natančne (sl. 2b). Če so v prodnem zasipu vložki konglomerata, je ujemanje slabše ali pa so dobljene globine povsem napačne. Na sondi iz Obrija (sl. 2a) se ujemajo le globine površinske plasti do konglomerata, medtem ko je globina do podlage, dobljena z avtomatskim modeliranjem, prevelika. Podobno velja za sondo iz Jarškega Proda (sl. 2d). Tudi pri manjših globinah avtomatsko modeliranje ni dovolj natančno, ker združi računalnik preveč plasti v eno samo (sl. 2c).

Računalniški program ne upošteva dodatnih omejitev, ki jih lahko vključi izkušen interpretator. Geoelektrično sondiranje temelji na podmeni, da imamo homogen in izotropen polprostor, kjer se upornosti spreminjajo le z globino. Plasti morajo biti dovolj debele, da jih lahko ločimo. Če je plast tanka, ima pa recimo visoko upornost, je njen vpliv na mersko krivuljo enak vplivu debelejšje plasti z nižjo upornostjo, kar



Sl. 2. Primeri geoelektričnih sond z interpretacijo

označujemo z načelom ekvivalence. Pri vložkih konglomerata imamo opravka s tem načelom. Konglomerat se nahaja v večjih globinah, zato ga na merski krivulji ne moremo zaznati, ker se z večanjem medelektrodnih razdalj in s tem globinskega dosega manjša globinska ločljivost.

S kombinirano uporabo geoelektričnih in seizmičnih metod lahko v veliki meri odpravimo mnogoličnost interpretacije geoelektričnih sond in seizmičnih razvrstitev. S seizmiko dobljeni podatek, da je na profilu plast konglomerata, predstavlja dodatni pogoj, ki ga mora upoštevati interpretator. Po drugi strani pa razlika v določitvi globin opozarja, da imamo pri seizmiki opravka s skritimi plastmi in s hitrostnim obratom. Če tega ne upoštevamo, so izračunane globine premajhne. Ujemanje rezultatov, dobljenih z različnima metodama, pomeni, da je interpretacija točna, saj je zadoščala vsem dodatnim pogojem obeh metod.

Rezultati

Geoelektrične in seizmične raziskave temeljijo na različnih fizikalnih lastnostih kamnin. Ujemanje rezultatov je tem boljše, čim ostrejša so spremembe v električnih in elastičnih lastnostih med prodnim zasipom in podlago.

Rezultati refrakcijskih seizmičnih raziskav in geoelektričnega sondiranja z metodo navidezne specifične upornosti se na celotnem raziskovanem področju ujemajo v okviru natančnosti metod. Na sl. 3 so prikazani zvezni relief podlage, dobljen z refrakcijsko seizmiko, in točkovni podatki geoelektričnega sondiranja. Iz primerjave teh podatkov si lahko ustvarimo sliko o natančnosti geofizikalnih raziskav. Geoelektrične sonde, ki so bile manj kot 50 m oddaljene od seizmičnega profila, so označene s polno črto, bolj oddaljene pa s prekinjeno.

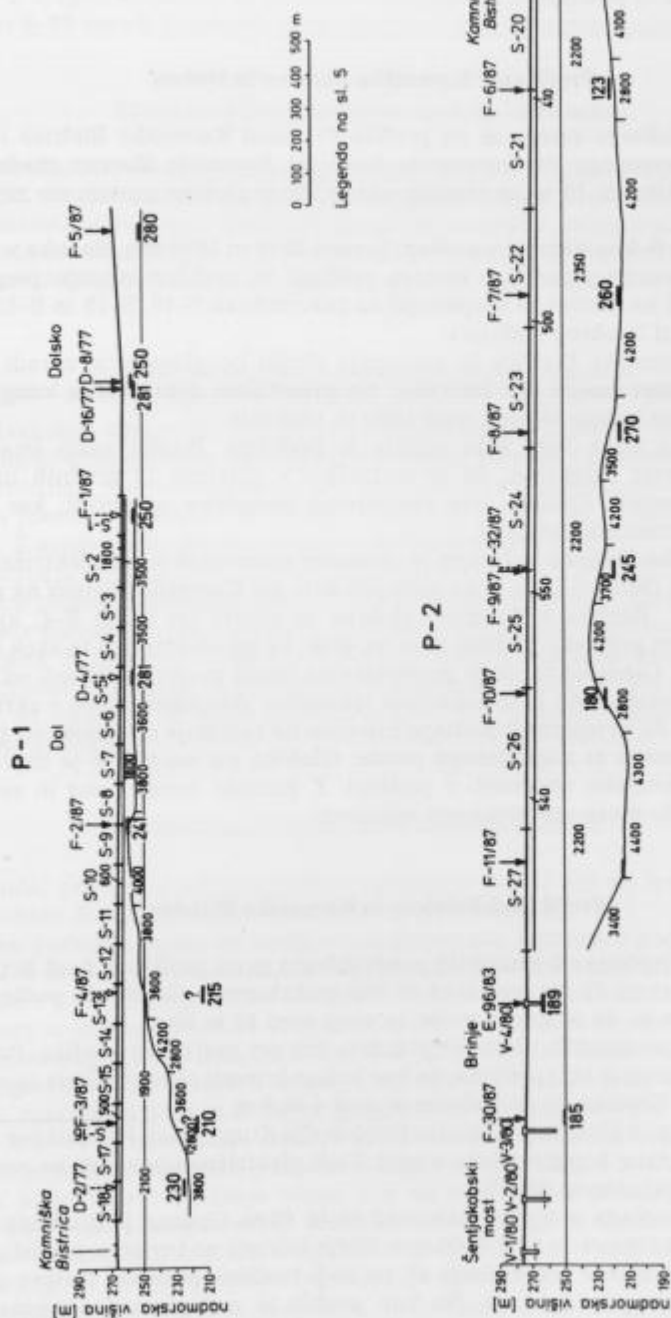
Na celotni dolžini profila je opaziti v glavnem tri plasti, ki se po hitrostih longitudinalnih valov med seboj razlikujejo.

Prva je površinska plast nad gladino podtalnice. Hitrosti longitudinalnih valov so od 400 do 1200 m/s. Nižje hitrosti so značilne za melj in suhi prod, višje pa za glino in zaglinjeni prod. Debelina prve plasti je 4 do 5 m.

Drugo plast predstavlja prodni zasip pod gladino podtalnice. Hitrosti v njem so med 1600 m/s do 3300 m/s. Hitrosti med 1600 in 2000 m/s so značilne za zaglinjeni prod in za menjavanje proda, peska in melja. Hitrosti v vložkih konglomerata so med 2300 in 3300 m/s. Različne hitrosti so posledice različnih debelin in stopnje vezanosti konglomerata. Debelina druge plasti je zelo različna in se giblje od nekaj metrov pri Dolu do čez 70 m v Sneberjah in Jarškem Produ. Glede na to, da imajo tektonsko zgneteni in prepereli glinasti skrilavci in peščenjaki hitrosti okrog 3500 m/s, je potrebna velika pazljivost, da vložkov konglomerata v prodnem zasipu ne interpretiramo kot podlago.

Karbonska podlaga predstavlja tretjo plast s hitrostmi od 3500 do 4700 m/s. Različne hitrosti so posledice različne sestave, preperelosti in tektonske zgnetenosti. Nepreperel in tektonsko neprizadet kremenov peščenjak ima verjetno najvišje hitrosti. V skrilavcu, kjer so zaradi preperevanja nastali debelejši vložki gline, so hitrosti nižje. Globina do podlage je nekaj manj kot 10 m pri Dolu do 80 m v Sneberjah.

Vrednosti električnih upornosti v prodnem zasipu so odvisne od kameninske sestave. Naravno vlažen in suh prod imata upornosti od 1000 do 5000 Ω m. Glina s prodrom in peskom ima upornosti med 20 in 100 Ω m. Skrilavci in peščenjaki imajo upornosti od 140 do 280 Ω m.



Pri interpretaciji geoelektričnih sond smo imeli težave zaradi heterogenosti prodnega zasipa, v bližini Kamniške Bistrice pa tudi zaradi majhnih razlik v upornostih prodnega zasipa in podlage.

Profil med Kamniško Bistrico in Dolom

Debelina prodnega zasipa se na profilu P-1 med Kamniško Bistrico in Dolom (sl. 3) najbolj spreminja. Na razvrstitvi S-18 pri Kamniški Bistrici znaša globina 45 m. Do razvrstitve S-13 se na razdalji okrog 500 m globina postopoma zmanjša na komaj 10 m.

Nizvodno od S-9 so hitrosti v podlagi le med 3500 in 3600 m/s. Razlika v hitrostih je verjetno povezana z različno sestavo podlage in različno stopnjo preperelosti. Tektonski vplivi na hitrost so verjetnejši na razvrstitvah S-17, S-15 in S-13. Na teh mestih so hitrosti le okrog 2800 m/s.

V bližini Kamniške Bistrice že nastopajo vložki konglomerata, zaradi česar so hitrosti v prodnem zasipu čez 2000 m/s. Na preostalem delu profila konglomerata verjetno ni. Na to kažejo hitrosti med 1800 in 1900 m/s.

Geoelektrična slika tega dela profila je podobna. Prodni zasip ima zvišane upornosti, iz česar sklepamo, da je sestavljen v glavnem iz prodnih in prodno peščenih sedimentov. Podlaga ima razmeroma izenačene upornosti, kar kaže na enakomerno kameninsko sestavo.

Med Kamniško Bistrico in Dolom je ujemanje seizmičnih in geoelektričnih rezultatov na plitvem delu pri Dolu in na globljem delu pri Kamniški Bistrici na približno meter natančno. Razlika v določitvi globine se pojavi pri sondi F-4, kjer je po seizmiki postopen prehod z globine 10 m na 40 m. Po geoelektriki je ta skok na krajši razdalji še večji. Glede na to, da je geoelektrična sonda precej oddaljena od seizmičnega profila, je možno, da je to posledica tektonike. Zdrobljene cone v skrilavcu so zaglinjene, tako da se upornost podlage bistveno ne razlikuje od upornosti prodnega zasipa, sestavljenega iz zaglinjenega proda. Globina na sondi F-4 je najverjetneje povezana s spremembo upornosti v podlagi. Z gostejšo mrežo sond in seizmičnih razvrstitev bi bilo možno to nejasnost odpraviti.

Profil med Brinjem in Kamniško Bistrico

Največje odstopanje od geoloških predvidevanj je na profilu P-2 od Brinja proti Kamniški Bistrici (sl. 3). Na tem delu so bile pričakovane globine do podlage okrog 10 m. Izkazalo se je, da so precej večje, in sicer med 40 in 60 m.

Značilnosti površinskih plasti so podobne kot pri prejšnjem profilu. Površinska plast nad podtalnico je bolj peščena, na kar kažejo hitrosti okrog 500 m/s in upornosti okrog 1000 Ω m. Globina do podtalnice je med 4 in 5 m.

Prodni zasip pod gladino podtalnice predstavlja drugo plast. Hitrosti čez 2200 m/s so posledica vložkov konglomerata v njej. Tudi električne upornosti so zaradi tega povišane in znašajo okrog 800 Ω m.

Karbonska podlaga je v globinah med 40 in 60 m. Opazna je grudasta zgradba s hitrostmi čez 4000 m/s in pod 4000 m/s. Nižje hitrosti so verjetno posledica tektonike in različne stopnje preperelosti ali pa tudi različne geološke sestave plasti, za kar pa zazdaj nimamo dokazov. Na tem profilu je najlepše vidno ujemanje med

hitrostmi seizmičnih valov in upornostjo vzdolž profila. Razlike v fizikalnih lastnostih podlage so povezane z različno sestavo in tektonskimi vplivi. Nižje vrednosti so povezane z nižjimi hitrostmi in obratno. Globine se ujemajo na 3 do 4 m. Dvig pri razvrstitvi S-25 zaradi preredkih geoelektričnih sond ni toliko opazen.

Profil med Šentjakobskim mostom in Brinjem

Na področju med Brinjem in Šentjakobskim mostom je bilo v preteklosti izvrtanih nekaj vrtin, ki so navrtale podlago že na globini okrog 10 m. Zato pri Brinju na zahtevo investitorjev nismo delali geofizikalnih raziskav, razen etalonske geoelektrične sonde na vrtini V-4/80 za preizkus točnosti geoelektričnih meritev in interpretacije. S sondo in z vrtino določeni globini se ujemata na okrog 3 % (sl. 3).

Profil med Obrijem in Šentjakobskim mostom

Z raziskavami smo pričeli pri Šentjakobskem mostu na desnem bregu Save.

Globine do podlage so na profilu P-3 med 65 in 80 m (sl. 4). Hitrosti v njej so med 4200 in 4600 m/s, kar kaže na nepreperelo in tektonsko nepoškodovano hribino. Na nekaterih mestih, predvsem ob grudah različnih globin, je opaziti hitrosti okrog 2800 m/s. Z geoelektričnimi sondami smo dobili podobno sliko.

Na področju med Obrijem in Šentjakobskim mostom se s seizmiko in geoelektriko ugotovljene globine do podlage ujemajo na okrog 5 m. Opazno je, da geoelektrika kot potencialna metoda ni tako občutljiva na hitre spremembe v podlagi, zato je slika bolj zglajena. Z gostejšo mrežo geoelektričnih sond v različnih smereh bi lahko to pomanjkljivost odpravili. V bližini Šentjakobskega mosta potekata daljnovod in plinovod, ki vplivata na geoelektrične meritve, kar je lahko vzrok za nekaj večje odstopanje globin.

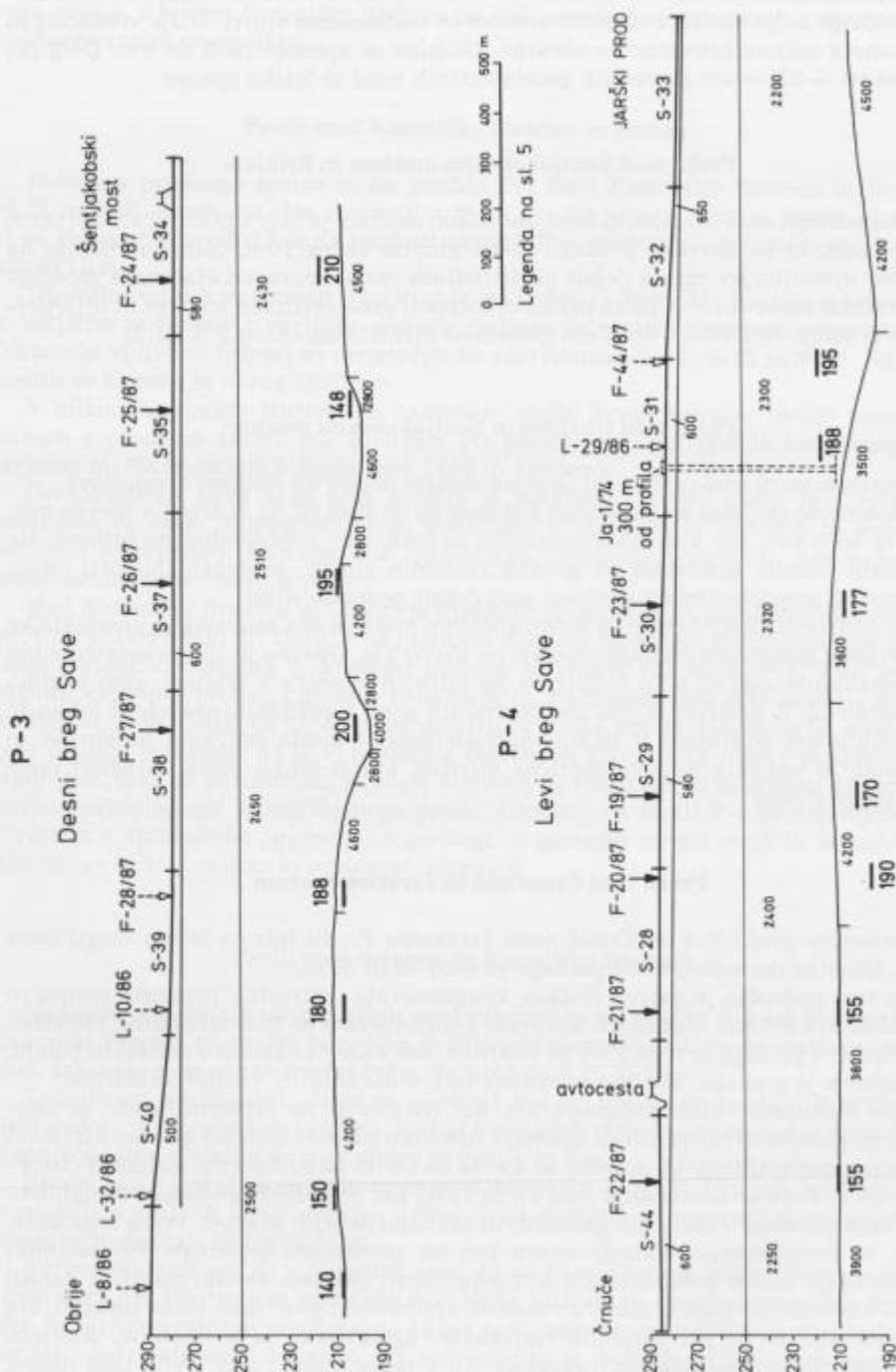
Profil med Črnučami in Jarškim Prodom

Seizmični profil P-4 od Črnuč proti Jarškemu Produ leži na levem bregu Save (sl. 4). Globine do neprepustne podlage so med 70 in 80 m.

Na tem področju je največ vložkov konglomerata. Hitrosti v prodnem zasipu so med 2200 in 2400 m/s. Upornosti so zaradi konglomerata na tem delu okrog 1100 Ω m.

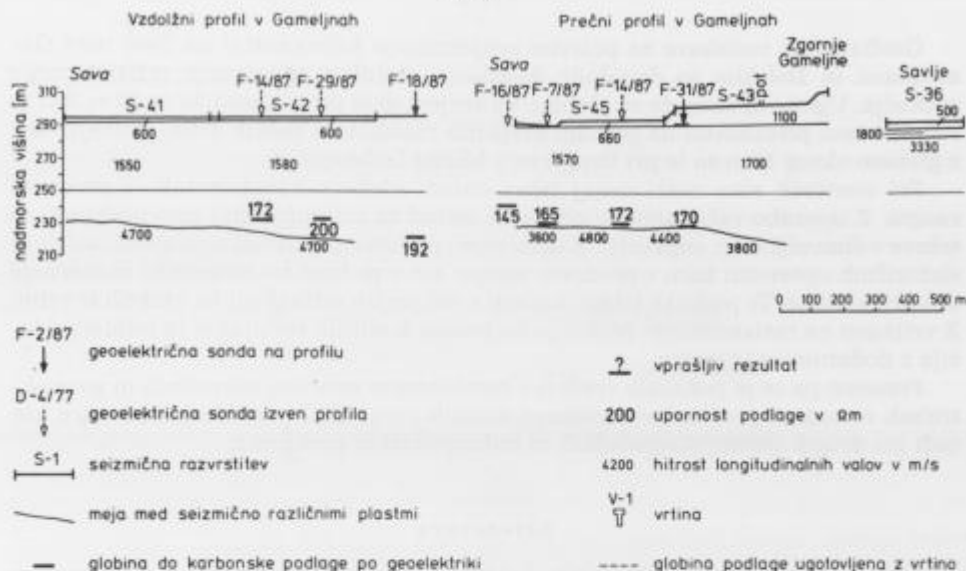
Hitrosti v podlagi so med 3500 in 4500 m/s, kar kaže na razliko v sestavi in stanju, v kakršnem je podlaga. Razlike so opazne tudi v upornostih, vendar so manjše.

Kjer nastopajo vložki konglomerata, kot na primer na Jarškem Produ, se seizmični in geoelektrični rezultati ujemajo nekoliko slabše. Začetni del profila proti Črnučam, razvrstitvi S-44 in S-28, se ujema na meter natančno. Pri sondah F-20, F-19, F-29 in F-44 so odstopanja med 10 in 15 m, kar je posledica vložkov konglomerata, ki se pojavlja v različnih globinah in različno debelih plasteh. Poleg tega kaže, da je tu konglomerat močneje vezan kot na preostalem področju. Pri seizmiki predstavljajo vložki konglomerata hitrostni obrat, pri geoelektriki pa jih je zaradi načela ekvivalence tankih plasti z visokimi upornostmi praktično težko določiti. Na tem področju so že pri prejšnjih raziskavah ugotavljali, da so globine, dobljene z geoelektričnim sondiranjem, prevelike. To v nekaj manj mer velja tudi danes,



Sl. 4. Geofizikalna profila P-3 in P-4

P-5



Sl. 5. Geofizikalni profil P-5

čeprav je bilo pri interpretaciji veliko pozornosti posvečeno prav temu problemu. Z računalniškim modeliranjem smo poskušali preveriti možne različice interpretacije in izbrati najboljšo.

Suhi prod, ki se v tem profilu pojavlja ponekod kar na površini, močno vpliva na tokovnice pri geoelektričnih meritvah. Vplive zaradi nehomogene površinske plasti je včasih težko ločiti od globljih vplivov. Odstopanje pri sondi F-44 je tudi posledica dejstva, da je ta sonda zadnja na profilu, kar onemogoča primerjavo z drugimi in je zato manj natančna.

Profili v Gameljnah

Profili P-5 v Gameljnah (sl. 5) so bili za interpretacijo najlažji, saj v prodnem zasipu ni bilo opaznih vložkov konglomerata. Pod površinsko plastjo s hitrostjo okrog 600 m/s je najverjetneje plast zaglinjenega proda s hitrostmi okrog 1550 m/s. Tudi električne upornosti so zelo nizke, le od 20 do 100 Ωm .

Na vzdolžnem profilu je podlaga zelo kompaktna, s hitrostmi longitudinalnih valov kar 4700 m/s. Na prečnem profilu sta poleg visoke hitrosti opazna še dva bloka s hitrostmi okrog 3700 m/s. Globina do podlage je med 65 in 75 m.

Primerjavo rezultatov na vzdolžnem profilu v Gameljnah nekoliko ovira dejstvo, da seizmični in geoelektrični profil nista povsod na istem mestu. Kjer potekata v bližini, je ujemanje na okrog meter natančno.

Sklep

Geofizikalne raziskave za potrebe projektiranja hidrocentral na Savi med Gmeljnami in Dolskim so dopolnile dosedanje geološko poznavanje raziskovanega področja. Ugotovili smo, da so globine na večjem delu profila med 50 in 80 m, kar je več, kot smo pričakovali na podlagi prejšnjih raziskav in redkih vrtin. Plitvejši deli z globino okrog 10 m so le pri Brinju in v bližini Dolskega.

Pri meritvah smo imeli nekaj težav zaradi vložkov konglomerata v prodnem zasipu. Z uporabo računalniško podprtih metod za interpretacijo smo poskušali te težave v čimvečji meri odpraviti. Z dodatnimi podatki za hitrosti seizmičnih valov in električnih upornosti tako v prodnem zasipu kot v podlagi bo mogoče še natančneje določiti globine. Te podatke lahko dobimo z merjenji v vrtinah ali na vzorcih iz vrtin. Z vrtinami na raziskovanem področju bo možna kontrola rezultatov in reinterpretacija z dodatnimi parametri.

Ponovno pa se je pokazala vrednost kombinirane uporabe seizmičnih in geoelektričnih metod za predhodne raziskave možnih pregradnih mest hidroelektrarn kot tudi pri drugih inženirskogeoloških in hidrogeoloških problemih.

Literatura

- Dam, J. C. van & Meulenkaamp, I. 1975, Standard graphs for resistivity prospecting. EAEG, Hague.
- Orellana, E. & Mooney, H. M. 1966, Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures. Interciencia, Madrid.
- Palmer, D. 1980, The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. SEG, Tulsa.
- Zohdy, A. A. R. 1975, Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves using modified Dar Zarrouk function, Geological Survey Bulletin 1313-F, Washington.
- Žlebnik, L. 1979, Osnovna geološka slika k načrtovanju in h gradnji verige hidroelektrarn na Savi v Sloveniji. Geologija 22, 341-362, Ljubljana.

UDK 550.34.05=862

Kosa bušotina i mjerenje brzina

Inclined borehole and velocity measurement

Krešimir Stojanović

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 37, 61000 Ljubljana

Sažetak

U članku se razmatra kosa bušotina i njen utjecaj na točnost mjerenja brzina i vertikalno seizmičko profiliranje (V. S. P.). Data su rješenja koja eliminiraju netočnosti proizašle iz nevertikalnosti bušotine a ujedno se daje i lista programa za kompjutorsko izračunavanje mjerenja brzina koje uzima u obzir i kosu bušotinu, te različite izvore signala.

Dati su primjeri za tri slučaja mjerenja brzina u ovisnosti o azimutu pravca izvora i pravca dubinskog stajališta gdje je os vertikalne bušotine izhodište, te nagibu duboke bušotine.

Abstract

In the paper the inclination of borehole and its influence on accuracy of velocity measurement and vertical seismic profiling are considered. Solutions are given for elimination of inaccuracies owing to deviations from verticality, as well as listing of computer programs for calculation of velocity measurements which take into account also inclination of borehole and various sources of signal.

Shown are examples for three cases of velocity measurements in dependance of azimuth of source, of direction of depth standpoint with axis of vertical borehole as a reference, and of inclination of deep borehole.

Uvod

Za adekvatno prikazivanje seizmičkih mjerenja u vremenskoj domeni te pretvaranje istih u dubinske odnose, potrebno je izvesti niz pomoćnih seizmičkih radova. Jedna od vrlo važnih pomoćnih seizmičkih metoda je i mjerenje brzina u dubokoj bušotini, te kao suvremeniji pristup tom problemu, upotreba računala, metoda V. S. P. – **vertikalno seizmičko profiliranje**.

Prilikom takovih mjerenja dolazi do raznih anomalija koje se moraju eliminirati ili tehničkim postupkom ili matematičkim metodama koji korigiraju nepravilnost. U tehničke postupke spada upotreba geofona koji prijanja o stijenku bušotine i eliminira nailaske po prenosnom sistemu (kابلu), bušenja pomoćnih bušotina do ispod rastrošne zone, registracija nailazaka prilikom spuštanja i dizanja geofona radi eliminacije eventualnog nasjedanja (zaglave) geofona, simetrično postavljanje izvora energije oko duboke bušotine radi eliminacije efekta anomalije zbog devijacije

bušotine. Matematičkim metodama rješavamo nepravilnosti proizašle iz horizontalne udaljenosti izvora energije od duboke bušotine, debljinu rastrošne zone, pretvaranje duljine bušotine u vertikalnu dubinu, svodenje na referentni nivo i kose bušotine.

Vrlo često zbog praktičnosti ili tehničkih nemogućnosti, nedostatka specijalne opreme ili nepristupačnosti oko same bušotine, tehničke postupke rješavamo matematičkim formulama. U ovom prikazivanju obradit će se utjecaj devijacije duboke bušotine na mjerenje brzina s osvrtnom na V. S. P., zatim geometrijski model za eliminiranje utjecaja devijacije, te tehničko rješenje za eliminaciju jednog dijela nepravilnosti, čiji je uzrok devijacija bušotine.

Kosa bušotina

Duboka bušotina koja nije vertikalna, a u pravilu ne postoji idealno vertikalna bušotina, naziva se kriva, kosa, dirigirana, usmjerena ili devijantna. Daljnja podjela naziva bušotina ide za tim da razlikujemo istražne i eksploatacione bušotine. Najvećim dijelom svjesno se usmjeravaju eksploatacione bušotine a manje istražne. Dok je kod prvih glavni uzrok eksploatacija i istraživanje okolnog područja stuba bušotine, istražne bušotine se usmjeravaju najčešće zbog nemogućnosti lociranja bušotine na površini (naselja, putevi, močvare i sl.), pa se to ispravlja usmjeravanjem na zadane dubinske kote.

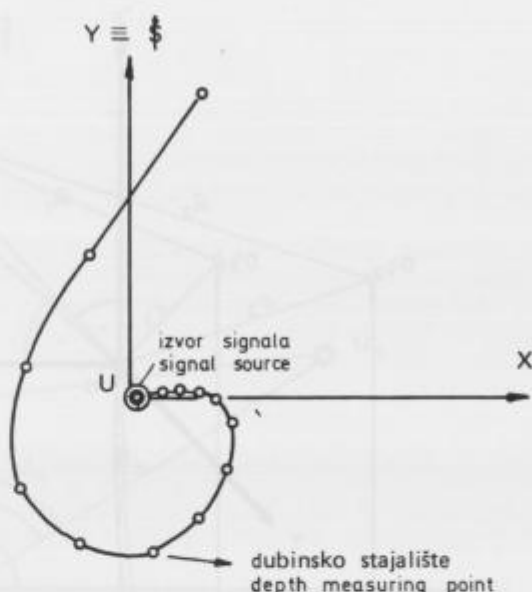
Kose eksploatacione bušotine dobivaju uz naziv bušotine i dodatna grčka slova α , β , γ , itd. pa se kose eksploatacione bušotine po tome i razlikuju od istražnih. Istražne bušotine su bez dodatnih oznaka, ali to nipošto ne znači da i one nisu kose ili usmjerene, a uzrok za nekontrolirano udaljavanje od vertikale je nagnutost podzemnih slojeva, izvijanje teških šipki uslijed nepravilnog pritiska na dlijetu i različitost tvrdoće nabušenog materijala. Mjerenje brzina vrši se uglavnom u istražnim a samo iznimno i u eksploatacionim bušotinama. Sa nekoliko podataka ilustrirat će se vrijednosti nagiba i udaljenosti od vertikale kako bi se stekao uvid u neophodnost primjene korekcija zbog devijacije bušotine. Kod eksploatacionih bušotina udaljenost dna bušotine od vertikale u ekstremnim slučajevima iznosi i 1200 m, dok je ta vrijednost kod istražnih do 400 m.

Ekstremne vrijednosti nagiba kod eksploatacionih bušotina iznose od 50° do 60° , kod istražnih do 35° .

Na slici 1 prikazan je tlocrt jedne bušotine obzirom na azimut pravca nekih stajališta u samom kanalu bušotine.

Sa slike 1 je vidljivo da obzirom na azimut, smjer pojedinih stajališta može biti od 0° do 360° , te u kombinaciji sa dubinom zahtjeva prostorni (trodimenzionalni) pristup rješenju.

Nadalje, vidljivo je da osim variranje horizontalne udaljenosti između stajališta mjerenja (geofona) i izvora signala (energije), a koje treba korigirati, postoji i druga anomalija koja proizlazi iz činjenice da duljina kanala bušotine do pojedinog stajališta je uvijek veća i ne može se poistovjetiti sa dubinom. Ukoliko je kanal bušotine spiralnog oblika kao na slici 1, tada je dubina još i manja. U praksi, smanjenje dubine je i do 150 m kod ekstremnih vrijednosti odklona. Udaljavanje kanala bušotine od vertikale istovjetno je kao da smo povećali horizontalnu udaljenost izvora signala na površini, te zajedno sa pogreškom dubine bušotine može se superponirati bilo sa negativnim ili pozitivnim predznakom.



Sl. 1. Horizontalna projekcija duboke bušotine

Fig. 1. Horizontal projection of deep borehole

Korekcija devijacije bušotine

Zbog devijacije bušotine dolazi do povećanja ili smanjenja horizontalne udaljenosti H između izvora signala i horizontalne projekcije $D'gn$, a koja inače služi za pretvaranje kosih vremena u vertikalna. Takova korekcija je proporcionalna horizontalnoj udaljenosti a obrnuto proporcionalna dubini (Waters, 1981).

Tehničko rješenje se sastoji u simetričnom izvoru signala, te se iz dva očitavanja vremena t dobije srednje korigirano vrijeme obzirom na devijaciju bušotine

$$t_n = \frac{t_{n1} + t_{n2}}{2}, \quad (1)$$

gdje je n = oznaka stajališta.

Ovakova brza i jednostavna korekcija povećava točnost mjerenja i može se primijeniti za otklone do 100 m od osi.

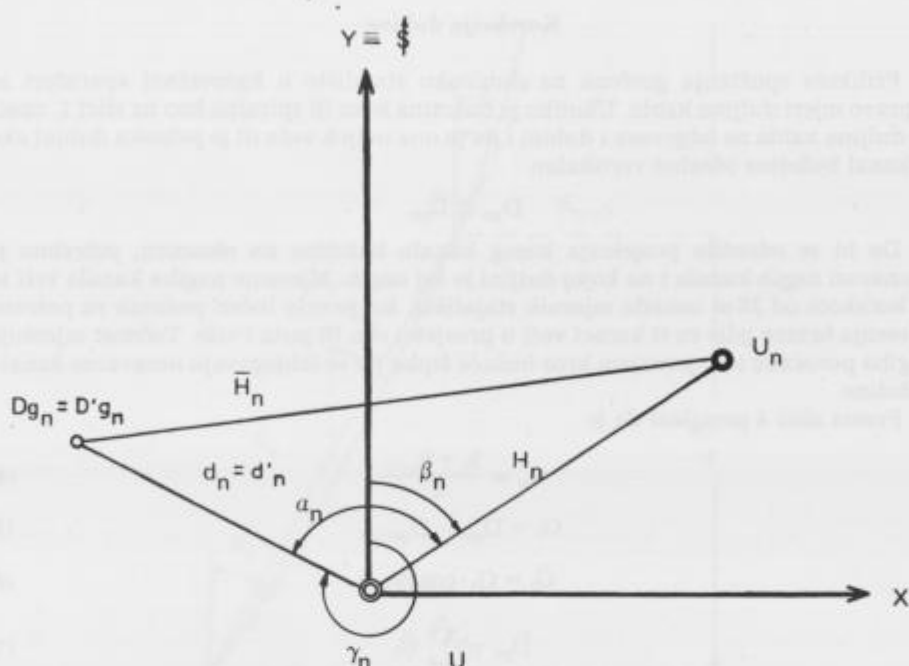
Međutim, u praksi je često nemoguće postaviti simetrično izvore signala, te se služimo prostornim modelom kao na slici 2.

U tom modelu je azimut 0° identičan osi Y .

Pojednostavljen prikaz slike 2 za izračunavanje horizontalne udaljenosti $\bar{H}_n$ je slika 3, iz koje proizlazi da je korigirana (stvarna) horizontalna udaljenost

$$(\bar{H}_n)^2 = (H_n)^2 + (d_n)^2 - 2 \cdot H_n \cdot d_n \cdot \cos \alpha_n \quad (2)$$

$$\alpha_n = 360 - (\gamma_n - \beta_n). \quad (3)$$



Sl. 3. Dvodimenzionalni model na X-Y ravninu

Fig. 3. 2 D model on X-Y plane

- U – ušće duboke bušotine
 mouth of deep borehole
 U_n – stajalište izvora signala (bušotina, vibrator i sl.)
 signal source position (borehole, vibrator etc.)
 β_n – azimut stajališta izvora signala u stupnjevima
 azimuth of the signal source location (degrees)
 γ_n – azimut stajališta dubinskog geofona u stupnjevima
 azimuth of the deep geophon position (degrees)
 d_n – udaljenost dubinskog geofona od vertikale (m)
 length between deep geophon and vertical axes (m)
 k_n – nagib u mjernom stajalištu u stupnjevima
 angle in measured position (degrees)
 Dg_n – duljina kanala bušotine do stajališta (m)
 length of borehole channel to position (m)
 $\bar{D}g_n$ – stvarna dubina stajališta (m)
 real depth of the position (m)
 d'_n – projekcija udaljenosti d_n u ravnini xy
 length d_n projection on x-y plane
 n – oznaka stajališta ili reda izvođenja
 number of position
 H_n – horizontalna udaljenost izvora signala do ušća D. B. (m)
 horizontal length from deep borehole location to signal source position (m)
 $\bar{H}_n$ – horizontalna udaljenost projekcije dubinskog stajališta i izvora signala (m)
 horizontal length projection of deep position and of signal source (m)
 α_n – kut između d_n i H_n (označen na slici 4)
 angle between d_n and H_n (shown on Fig. 4)
 $D'g_n$ – projekcija dubinskog stajališta u ravnini xy
 projection of deep position on x-y plane

Korekcija dubine

Prilikom spuštanja geofona na dubinsko stajalište u karotažnoj aparaturi se zapravo mjeri duljina kabla. Ukoliko je bušotina kosa ili spiralna kao na slici 1, znači da duljina kabla ne odgovara i dubini i da je ona uvijek veća ili je jednaka dubini ako je kanal bušotine idealno vertikalni

$$D_{gn} \geq \bar{D}_{gn}.$$

Da bi se odredila projekcija kosog kanala bušotine na okomicu, potrebno je poznavati nagib kanala i na kojoj duljini je taj nagib. Mjerenje nagiba kanala vrši se sa korakom od 25 m između mjernih stajališta, što je vrlo točan podatak za potrebe mjerenja brzina gdje su ti koraci veći u prosjeku cca 10 puta i više. Točnost mjerenja nagiba povećava se mjerenjem kroz bušaću šipku jer se izbjegavaju neravnine kanala bušotine.

Prema slici 4 proizlazi da je

$$k_{sr} \equiv \frac{k_i + k_{i-1}}{2} \quad (4)$$

$$G_i = D_{gn} - D_{gn-1} \quad (5)$$

$$\bar{G}_i = G_i \cdot \cos(k_{sr}) \quad (6)$$

$$\bar{D}_{gn} = \sum_{i=0}^n \bar{G}_i. \quad (7)$$

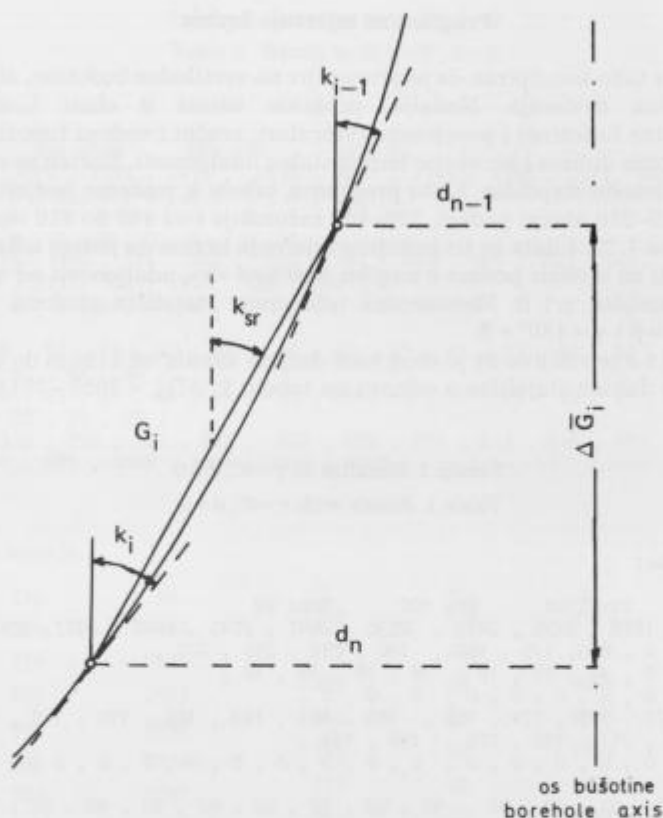
Korekciju dubine možemo izračunati i iz podataka otklona »d« bušotine od vertikale. U slučaju velikih intervalnih razlika to će ponekad biti i jedini mogući način. Iz slike 4 proizlazi da je srednji nagib

$$k_{sr} = \arcsin \left(\frac{d_n - d_{n-1}}{G_i} \right). \quad (8)$$

V. S. P. i kosa bušotina

Vertikalno seizmičko profiliranje (V. S. P.) je vrlo slična metoda mjerenju brzina. Štoviše, istovremeno se dobivaju podaci i o refleksima i prvim nailascima tako da zapravo zajedno čine jedno mjerenje. U slučaju vertikalne bušotine, udaljenost izvora energije od bušotine određena je zahtjevom za dobivanjem refleksa te se udaljenost (offset) podešava obično prema dubini dna bušotine. Često su interes V. P. S.-a slojevi ispod dna bušotine te to određuje povećani offset. Obzirom da se V. P. S.-om mjere vremena refleksa koja su nešto veća od jednostrukih a znatno manja od dvostrukih vremena dobivenih seizmičkim mjerenjima, potrebna udaljenost (offset) u potpunosti zadovoljava kriterij za mjerenje brzina a taj je da offset bude što manji kako bi se dobila vertikalna (kosa) vremena (Galperin, 1974, Kenneth et al., 1980).

U slučaju kose bušotine i mjerenja brzina izvor energije je potrebno locirati na polovini udaljenosti između bušotine i najvećeg otklona d_n te u smjeru devijacije. Ukoliko bi izvor energije ostao na mjestu, spuštanjem ili dizanjem dubinskog geofona smanjio bi se offset i ne bi se dobili reflektirani nailasci.



Sl. 4. Metoda srednjeg nagiba

Fig. 4. An average angle method

- k_{sr} – srednji nagib između dva mjerna stajališta
 average angle between two measured positions
 G_i – intervalna duljina između dva mjerna stajališta
 interval length between two measured position
 $\bar{G}_i$ – korigirana intervalna duljina (dubinska razlika)
 corrected interval length

U takvim slučajevima, ali i tada kada želimo proširiti snimljeno podzemlje, upotrebljavamo mjerenje V. S. P. sa više stajališta i to nazivamo V. S. P. s promjenjivim offsetom (izvorom).

U takvim uslovima minimalni offset je određen kriterijem za mjerenje brzina a maksimalni s kriterijem optimalnih offseta za reflektirane nailaske.

Napomenimo i to da programi za V. S. P. sadrže u sebi korekcije za kose bušotine pa se podaci za otklon i smjer koriste kao ulazni podaci.

Program za mjerenje brzina

Program je tako koncipiran da je primenljiv na vertikalne bušotine, ali i na takove gdje se uzima devijacija. Nadalje, program uzima u obzir i vrste izvora dubinske (plitke bušotine) i površinske (vibratori, zračni i vođeni topovi itd.) a izračunava korekcije dubine i korekcije horizontalne udaljenosti. Koristi se srednji nagib bušotine k_{sr} između stajališta. Listu programa, tabele 4, možemo podijeliti u 3 dijela. Od naredbe 10–260 ulazni podaci, 270–450 računanje i od 460 do 910 ispis rezultata.

U tabelama 1, 2 i 3 data su tri primjera mjerenja brzina na jednoj lokaciji. U 1. i 3. primjeru uzeti su u obzir podaci o nagibu bušotine »k«, udaljenosti od vertikale »d« i azimuti stajališta γ i β . Maksimalna udaljenost stajališta geofona je 270 m od vertikale a $\gamma = \beta$ i $\gamma = 180^\circ + \beta$.

Iz tabela 1 i 3 je vidljivo da je zbog kose duljine kanala od 2155 m do 3047 m došlo do smanjenja dubine stajališta u odnosu na tabelu 2, $\Delta D_{gc} = 3055 - 3011 = 44$ m.

Tabela 1. Rezultat sa $\gamma = 0^\circ$, $d \neq 0$

Table 1. Result with $\gamma = 0^\circ$, $d \neq 0$

Ulazni podaci

s= 10 V1= 1500 DP= 100 Edb= 92
 Dg= 1100 , 1878 , 2155 , 2415 , 2530 , 2647 , 2745 , 2848 , 2977 , 3047 ,
 d= 0 , 0 , 0 , 80 , 115 , 150 , 180 , 210 , 250 , 270 ,
 k= 0 , 0 , 0 , 18 , 18 , 18 , 18 , 18 , 18 , 18 ,
 r= 0 , 0 , 0 , 0 , 0 , 0 , 0 , 0 , 0 , 0 ,
 H= 160 , 175 , 159 , 174 , 159 , 189 , 161 , 193 , 165 , 190 , 169 , 209 , 175 ,
 209 , 182 , 211 , 190 , 179 , 198 , 194 ,
 A= 0 ,
 0 ,
 Eb= 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 , 92 ,
 92 , 92 , 92 , 92 , 92 ,
 Ds= 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 , 25 ,
 25 , 25 , 25 , 25 , 25 ,
 To= 506 , 510 , 759 , 761 , 827 , 829 , 889 , 894 , 913 , 918 , 941 , 946 , 963 ,
 967 , 981 , 985 , 1008 , 1004 , 1017 , 1013 ,

Rezultat mjerenja

Dgc	Tvo	Vo	$\bar{G}_i$	Ti	Vi	Vrms
1108	524	2113	1108	524	2113	2113
1886	779	2421	778	255	3054	2461
2163	847	2553	277	68	4058	2626
2410	913	2641	247	65	3778	2725
2520	937	2688	109	24	4474	2784
2631	965	2725	111	28	3951	2825
2724	987	2760	93	22	4314	2866
2822	1005	2808	98	18	5441	2932
2945	1028	2865	123	23	5387	3008
3011	1040	2896	67	12	5574	3050

Tabela 2. Rezultat sa $\gamma = 0^\circ$, $d = 0$ Table 2. Result with $\gamma = 0^\circ$, $d = 0$

Ulazni podaci

$s = 10$ $V1 = 1500$ $DP = 100$ $Edb = 92$
 $Dg = 1100, 1878, 2155, 2415, 2539, 2647, 2745, 2848, 2977, 3047,$
 $d = 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,$
 $k = 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,$
 $\gamma = 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,$
 $H = 160, 175, 159, 174, 159, 189, 161, 193, 165, 190, 169, 209, 175,$
 $209, 182, 211, 190, 179, 198, 194,$
 $\beta = 0,$
 $0,$
 $Eb = 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92,$
 $92, 92, 92, 92, 92,$
 $Ds = 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25,$
 $25, 25, 25, 25,$
 $To = 506, 510, 759, 761, 827, 829, 889, 894, 913, 918, 941, 946, 963$
 $967, 981, 985, 1008, 1004, 1017, 1019,$

Rezultat mjerenja

Dgc	Tvo	Vo	$\bar{G}_i$	Ti	V1	Vrms
1108	524	2113	1108	524	2113	2113
1886	779	2421	778	255	3054	2461
2163	847	2553	277	68	4058	2626
2423	911	2659	260	64	4075	2752
2538	935	2714	115	24	4763	2822
2655	963	2757	117	28	4204	2871
2753	985	2796	98	22	4547	2918
2856	1003	2848	103	18	5714	2992
2985	1026	2909	129	23	5510	3072
3055	1038	2943	70	12	5918	3119

Legenda za tab. 1, 2 i 3

Legend to Tabs. 1, 2 and 3

s	– broj dubinskih stajališta number of depth positions	Dgc	– korigirana dubina (m) corrected depth (m)
$V1$	– brzina konsolidirajućeg sloja (m/s) consolidated velocity (m/s)	Tvo	– odabrano vrijeme (ms) selected time (ms)
DP	– nivo svođenja (m) datum plane (m)	Vo	– srednja brzina (m/s) average velocity (m/s)
Edb	– elevacija duboke bušotine (m) elevation of deep borehole (m)	$\bar{G}_i$	– dubinska razlika (m) depth difference (m)
Eb	– elevacija izvora (m) source elevation (m)	Ti	– vrijeme u sloju (ms) difference time (ms)
Ds	– dubina mine (m) deep of mine (m)	Vi	– intervalna brzina (m/s) interval velocity (m/s)
To	– očitani ili pikirani prvi nailazak (ms) first break (ms)	$Vrms$	– root mean square brzina (m/s) , root mean square velocity (m/s)

Najveća relativna pogreška dobije se za azimut $\gamma = \beta$, a ona u ovom slučaju iznosi $\Delta V_o = 2943 - 2896 = 47$ m po sekundi dubinskog presjeka. U slučaju gdje je kanal bušotine skrenut u suprotnom smjeru $\gamma = 180 + \beta$ relativna pogreška iznosi $\Delta V_o = 2943 - 2929 = 14$ m po sekundi dubinskog presjeka.

Tabela 4. Ispis programa

Table 4. Listing program

```

5 REM "Mjerenje brzina s devijacijom"
10 MODE 2:DEG
20 INPUT "Broj mjernih stajalista S":s
30 INPUT "Odabranu brzinu V1":v1
50 INPUT "Elevacija duboke busotine Edb":edb
60 DIM dg1(s): DIM Dg(s):DIM T(s):DIM I(s):DIM G(s):DIM A(s)
70 DIM V(s):DIM d(s):DIM ga(s):DIM na(s):DIM I2(s)
90 DIM H(s*2):DIM Ti(s*2):DIM Be(s*2) :DIM Eb(2*s):DIM Dm(s*2)
90 CLS: PRINT "Dubine geofona "
100 FOR n=1 TO s:PRINT n:INPUT dg(n):NEXT
110 CLS:PRINT "Udaljenost od vertikale"
120 FOR n=1 TO s:PRINT n:INPUT d(n):NEXT
130 CLS:PRINT "Nagib u stajalistu"
140 FOR n=1 TO s:PRINT n: INPUT na (n):NEXT
150 CLS: PRINT "azimut stajalista"
160 FOR n=1 TO s:PRINT n:INPUT ga(n):NEXT
170 CLS:PRINT "Horizontalne udaljenosti izvora signala"
180 FOR n=1 TO 2*s:PRINT n:INPUT h(n):NEXT
190 CLS:PRINT " Azimut stajalista izvora signala"
200 FOR n=1 TO s*2:PRINT n:INPUT be(n):NEXT
210 CLS:PRINT "Elevacije izvora signala"
220 FOR n=1 TO 2*s:PRINT n:INPUT eb(n):NEXT
230 CLS:PRINT"Dubine mina"
240 FOR n=1 TO 2*s:PRINT n:INPUT dm(n):NEXT
250 CLS:PRINT "Očitana vremena u ms"
260 FOR n=1 TO 2*s:PRINT n:INPUT Ti (n):NEXT
270 G=0 :G1 =0 :T=0
280 FOR n=1 TO s
290 Dg1(n)=Dg(n)+(dp-edb):Em1=Eb(n)-Dm(n)
300 Em2=Eb(n+1)-Dm(n+1):Tc1=(dp-Em1)/v1
310 Tc2=(dp-Em1)/V1
320 w=na(n):G(n)=(Dg1(n)-G)* COS(w):G=Dg1(n):Dg1(n)=Dg1(n-1)+G(n)
330 a=360-(ga(n)-be(2*n-1)):a1=360-(ga(n)-be(2*n))
340 H1=(h(2*n-1))^2+(d(n))^2-2*h(2*n-1)*d(n)*COS(a):H1=SQR(H1)
350 H2=(h(2*n))^2+(d(n))^2-2*h(2*n)*d(n)*COS(a1):H2=SQR(H2)
360 G1=G(n)+G1
370 tg1=H1/G1:tg2=H2/G1
380 cos1=COS(ATN(tg1)):cos2=COS(ATN(tg2))
390 T1=Tc1*1000+Ti(2*n-1)*cos1:T2=Tc2*1000+Ti(2*n)*cos2
400 T(n)=(T1+T2)/2:V(n)=G1/T(n)
410 V(n)=G1/T(n)*1000
420 A(n)=T(n)-T: I(n)=G(n)/A(n)*1000:T=A(n)+T:NEXT
430 v=0:t=0
440 FOR n=1 TO s:v2=I(n)^2*A(n):v=v+v2:t=t+A(n)
450 I2(n)=SQR(v/t):NEXT

```


Zaključci

Utjecaj devijacije duboke bušotine nije konstantan parametar i varira od bušotine do bušotine. Nadalje, utjecaj netočnosti na determiniranje seizmičkih podataka i interpretaciju podzemlja veći je kod većih udaljavanja od vertikale, manjih brzina i manjih dubina, te kod spiralnih bušotina. Utjecaj azimuta je najveći ako su oba azimuta u istom smjeru te zbog toga i udaljenost izvora mora biti što manja odnosno kod V.S.P. metode poželjno je da izvor bude na polovici udaljenosti maksimalnog

```

460 CLS:PRINT"Nove vrijednosti očitavanja.....1"
470 PRINT"Numericki prikaz srednje i intervalne brzine ....2"
480 PRINT"Graficki prikaz.....3"
490 PRINT"Ispis unesenih podatak.....4"
500 INPUT:da
510 ON da GOTO 250,520,610,800
520 CLS:PRINT " Dgc";:PRINT TAB (13);"Tvo";:PRINT TAB(26);"Vo";
530 PRINT TAB(40);"Gi";:PRINT TAB(51);"Ti";:PRINT TAB(64);"Vi";
540 PRINT TAB(75);"Vrms"
550 FOR n=1 TO s:PRINT TAB(38);CINT(G(n));
560 PRINT TAB(50);CINT(A(n));:PRINT TAB (62);CINT(I(n))
570 PRINT CINT(Dg1(n)); :PRINT TAB(12);CINT( T(n));
580 PRINT TAB(24);CINT( V(n));:PRINT TAB(74);CINT( I2(n));NEXT
590 CALL &A490
600 FOR n=1 TO 10000:NEXT:GOTO 460
610 CLS:FOR n=0 TO 399 STEP 7:PLOT 0,n:NEXT
620 FOR n=329 TO 0 STEP -70:PLOT 2,n:NEXT
630 FOR n=0 TO 639 STEP 10:PLOT n,399:NEXT
640 FOR n=100 TO 640 STEP 100:PLOT n,397:NEXT
650 FOR n=1 TO 150 STEP 10:PLOT n,0:NEXT
660 u=399
670 FOR n=1 TO s:PLOT I(n)/10,u:DRAW I(n)/10,400-Dg1(n)+400/5700
680 u=400-Dg1(n)+400/5700:NEXT
690 FOR n=1 TO s-1:FOR q= I(n)/10 TO I(n+1)/10 STEP 5
700 PLOT q,400-Dg1(n)+400/5700:NEXT :NEXT
710 FOR n=1 TO s-1:PLOT V(n)/10,400-Dg1(n)+400/5700
720 DRAW V(n+1)/10,400-Dg1(n+1)+400/5700:NEXT
730 FOR n=1 TO s-1:PLOT I2(n)/10,400-Dg1(n)+400/5700
740 DRAW I2(n+1)/10,400-Dg1(n+1)+400/5700:NEXT
750 u=0;q=399
760 FOR n=1 TO s:PLOT u,q:DRAW T(n)/10,400-Dg1(n)+400/5700
770 u=T(n)/10;q=400-Dg1(n)+400/5700: NEXT
780 CALL &A490
790 FOR n=1 TO 10000:NEXT:GOTO 460
800 CLS:PRINT"s=";s,"V1=";v1,"DP=";dp,"Edb=";edb
810 PRINT"Dg=";:FOR n=1 TO s:PRINT dg(n);",":NEXT:PRINT
820 PRINT"d=";:FOR n=1 TO s:PRINT d(n);",":NEXT:PRINT
830 PRINT"k=";:FOR n=1 TO s:PRINT na(n);",":NEXT:PRINT
840 PRINT CHR$(178);"=";:FOR n=1 TO s:PRINT ga(n);",":NEXT:PRINT
850 PRINT"H=";:FOR n=1 TO 2*s:PRINT h(n);",":NEXT:PRINT
860 PRINT CHR$(177);"=";:FOR n=1 TO 2*s:PRINT be(n);",":NEXT:PRINT
870 PRINT"Eb=";:FOR n=1 TO 2*s:PRINT eb(n);",":NEXT:PRINT
880 PRINT"Ds=";:FOR n=1 TO 2*s:PRINT dm(n);",":NEXT:PRINT
890 PRINT"To=";:FOR n=1 TO 2*s:PRINT ti(n);",":NEXT:PRINT
900 CALL &A490
910 FOR n=1 TO 10000:NEXT: GOTO 460

```

Tabela 3. Rezultat sa $\gamma = 180^\circ$, $d \neq 0$ Table 3. Result with $\gamma = 180^\circ$, $d \neq 0$

Ulazni podaci

$s = 10$ $V_1 = 1500$ $DP = 100$ $Edb = 92$
 $Dg = 1100, 1878, 2155, 2415, 2538, 2647, 2745, 2848, 2977, 3847,$
 $d = 0, 0, 0, 80, 115, 150, 180, 210, 258, 270,$
 $k = 0, 0, 0, 18, 18, 18, 18, 18, 18, 18,$
 $\gamma = 180, 180, 180, 180, 180, 180, 180, 180, 180, 180,$
 $H = 160, 175, 159, 174, 159, 189, 161, 193, 165, 190, 169, 209, 175,$
 $209, 182, 211, 190, 179, 198, 194,$
 $\beta = 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,$
 $0,$
 $Eb = 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92, 92,$
 $92, 92, 92, 92, 92,$
 $Ds = 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25, 25,$
 $25, 25, 25, 25, 25,$
 $To = 506, 510, 759, 761, 827, 829, 889, 894, 913, 918, 941, 946, 963$
 $967, 981, 985, 1008, 1004, 1017, 1019,$

Rezultat mjerenja

Dgc	Tvo	Vo	$\bar{G}_1$	T1	V1	Vrms
1108	524	2113	1108	524	2113	2113
1886	779	2421	778	255	3054	2461
2163	847	2553	277	68	4058	2626
2410	908	2653	247	61	4044	2744
2520	931	2705	109	23	4771	2812
2631	958	2747	111	26	4222	2860
2724	978	2785	93	20	4575	2906
2822	995	2836	98	17	5818	2979
2945	1017	2895	123	22	5507	3057
3011	1028	2929	67	11	6163	3106

otklona d i u smjerju otklona. Korekcija mjerenja brzina i V. S. P. obzirom na devijaciju bušotine je potreban postupak koji može povećati točnost prognosnih dubina a ujedno i omogućiti kvalitetniju interpretaciju podzemlja.

Geofizičari seizmolozi moraju biti upoznati sa karakterom bušotine i obzirom da je svaka bušotina determinirana nagibom, azimutom i intervalom mjerenja, moguće je primjenom korekcija ispraviti utjecaj devijacije bušotine za mjerenje brzina i V. S. P.

Literatura

- Galperin, E. J. 1974, Vertikal Seismic Profiling; SEG, Special Publication No. 12, Tulsa.
 Kenneth, P., Ireson, R. L. & Conn, P. J. 1980, Vertical Seismic Profiles: Their Application in Exploration Geophysics; Geophys. Prosp. Vol. 28, 676-699.
 Waters, H. K. 1981, Reflection Seismology, 238-250, Toronto.

