

Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706 232

YU ISSN 0016-7789

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1980



GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

23. KNJIGA
2. del



GEOLOGIJA	LETO 1980	23. KNJIGA 2. del	Str. 163 do 328	LJUBLJANA
-----------	-----------	----------------------	-----------------	-----------

GEOLOGIJA**RAZPRAVE IN POROČILA**

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

Izdajatelji: Geološki zavod, Inštitut za geologijo FNT in Slovensko geološko društvo, Ljubljana

Glavni in odgovorni urednik: *Štefan Kolenko*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

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

Tiskovni svet: *S. Papler* — predsednik, *F. Cimerman, J. Duhovnik, Š. Kolenko, I. Mlakar, A. Nosan, V. Osterc, G. Simčič* in *D. Turnšek*

Naklada: 1000 izvodov

Letna naročnina: 250 din

Tisk in vezava: LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

V letu 1980 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

Published in Ljubljana by the Geological Survey, FNT Institute of Geology, and the Slovene Geological Society

Editor in Chief: *Štefan Kolenko*, Yu 61000 Ljubljana, Parmova 33

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

Subscription price: \$ 14 per year

Printed by LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2



-2 -04- 1981

0 IV 11-139

GEOLOGIJA 23/2, 163—172 (1980), Ljubljana

UDK 551.3.051.5:551.735:551.761.3(497.12) = 863

Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji

The youngest sedimentary rocks unconformable with Carboniferous beds at Idrija

Franci Čadež

Rudnik živega srebra Idrija, 65280 Idrija

Kratka vsebina

Na severnem pragu srednjetriadne idrijske zgradbe leže po dosedanji interpretaciji na karbonskem skrilavcu diskordantne langobardske plasti. Vsak mlajši člen langobardskega zaporedja sega vedno dlje proti severu; za najmlajšega je veljal langobardski tuf. Sedaj pa je šla vrtina, usmerjena s prvega obzorja idrijskega rudnika vertikalno navzgor, skozi stik karbonskega skrilavca z diskordantnim cordevolskim dolomitom. Temno sivi in črni dolomit z vložki skrilavca skonca sledi neposredno karbonskemu skrilavcu in prehaja više v svetlo sivi različek. Takšna medsebojna lega plasti pomeni, da se je srednjetriadna tektonska faza, močno izražena v langobardski podstopnji, nadaljevala v cordevolsko podstopnjo. Raziskani profil je najsevernejši del severnega praga srednjetriadne zgradbe idrijskega ozemlja.

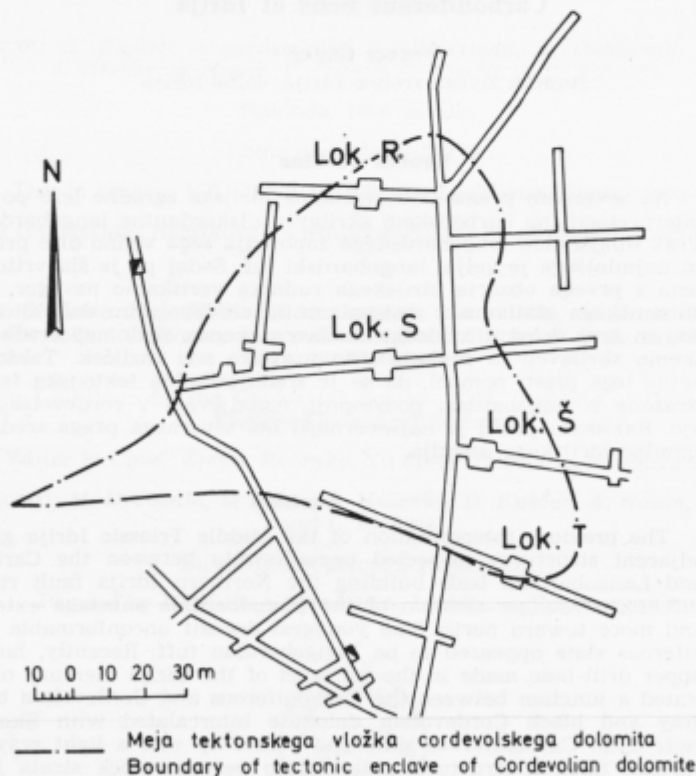
Abstract

The previous interpretation of the Middle Triassic Idrija graben and adjacent structures suspected unconformity between the Carboniferous and Langobardian beds building the Northern Idrija fault ridge. Each successive younger stratum of the Langobardian substage extends more and more toward north. The youngest deposit unconformable to Carboniferous slate appeared to be Langobardian tuff. Recently, however, an upper drill-hole made in the 1st level of the Idrija mercury mine penetrated a junction between the Carboniferous and Cordevolian beds. Dark gray and black Cordevolian dolomite intercalated with Skonca shale rests upon Carboniferous slate and passes up into a light gray dolomite variety. Such a structural relationship between rock strata in contact indicates persistence of the marked Middle Triassic tectonic phase from the Langobardian through the Cordevolian substage. The researched section is the northernmost part of the Northern fault ridge of the Middle Triassic Idrija structure.

Uvod

Potem ko je rudnik živega srebra Idrija v marcu 1977 leta prekinil proizvodnjo živega srebra, svoje dejavnosti ni povsem ustavil. Nadaljeval je z raziskovalnim delom in zbral nove podatke za kategorizacijo rudnih zalog. Vzporedno je dopolnjeval geološko sliko o dogajanjih v idrijskem tektonskem jarku.

Z nastankom idrijskega rudišča so se ukvarjali že mnogi raziskovalci; A. Schrauf (1891), J. Kropač (1912), B. Berce (1958), I. Mlakar (1967), ter I. Mlakar in M. Drovenik (1971) so ga postavili v srednjetriadno periodo, ko je tektonska faza odprla pot hidrotermalnim raztopinam. I. Mlakar (1967) je prvi pisal o ugreznjenem delu anizičnih in langobardskih kamenin v srednji triadi na območju idrijskega rudišča. L. Placer in J. Čar (1975) sta nastali idrijski tektonski jarek poimenovala in preučila ustrezne sosednje strukturne enote. Razložila sta premike v staroterziarni in mladoterziarni tektonski fazi ter sedimentacijo v posameznih tektonskih enotah. Končno sta rekonstruirala srednjetriadno zgradbo idrijskega ozemlja L. Placer in J. Čar (1977).

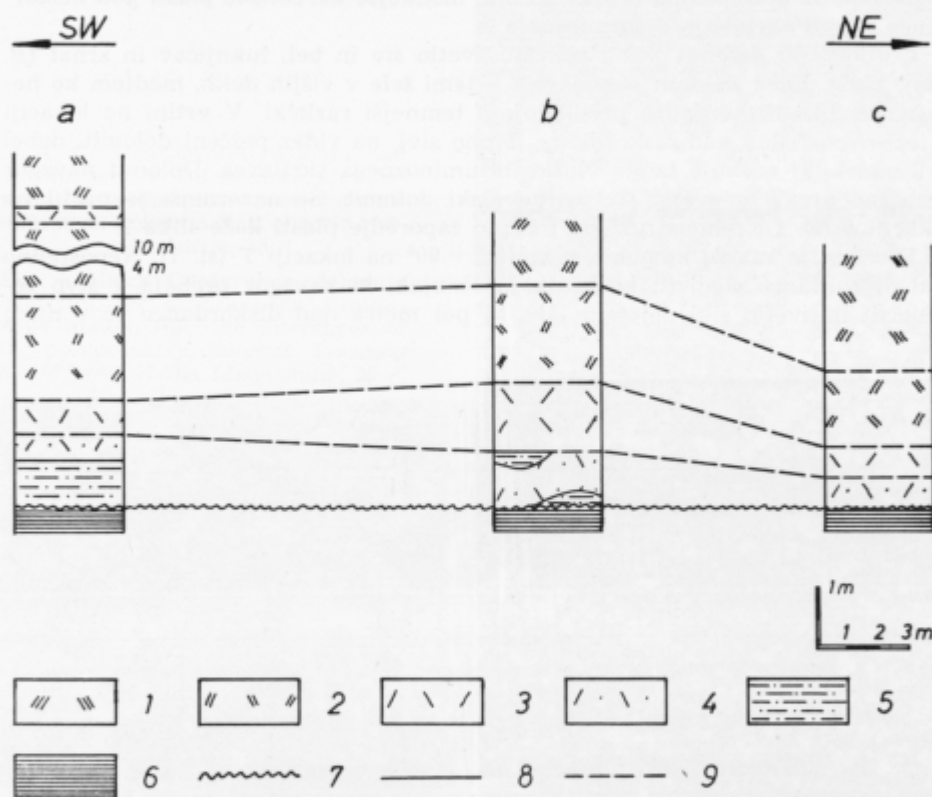


Sl. 1. Položaj vrtnih komor na 1. obzorju rudnika Idrija

Fig. 1. Drilling sites on the 1st level of the Idrija mine

Leča cordevolskega dolomita v jeziku karbonskega skrilavca

Večji del jezika karbonskega skrilavca se razteza v zgornji zgradbi idrijskega rudišča na jugozahodni strani Inzaghijevega preloma. V njem je tektonsko vkleščen vložek cordevolskega dolomita in langobardskih klastitov (I. Mlakar, 1967). Po dosednji interpretaciji naj bi bil stik karbonskih plasti z vložkom cordevolskega dolomita tektonski zgoraj in spodaj. Toda sedaj je vrtna, usmerjena s prvega obzorja vertikalno navzgor, zadela na erozijsko vrzel med cordevolskim dolomitom tektonskega vložka in karbonskim skrilavcem, ki je



Sl. 2. Profili cordevolskih plasti na lokaciji S, 1. obzorje rudnika Idrija

Fig. 2. Sections showing the Cordevolian beds from the Location S, 1st level of the Idrija mine

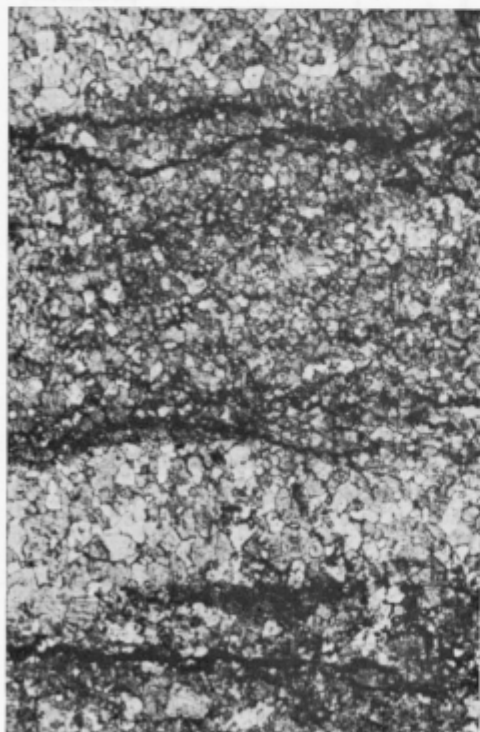
1 svetlo sivi in beli cordevolski dolomit, 2 sivi cordevolski dolomit, 3 temno sivi in črni cordevolski dolomit, 4 navidezno peščeni cordevolski dolomit, 5 skrilavec skonca, 6 karbonski skrilavec, 7 erozijsko-tektonska diskordanca, 8 normalna meja, 9 postopni prehod

1 light gray and white Cordevolian dolomite, 2 gray Cordevolian dolomite, 3 dark gray and black Cordevolian dolomite, 4 Cordevolian dolomite giving appearance of being sandy, 5 »skonca« shale, 6 Carboniferous shale, 7 erosional-tectonic unconformity, 8 normal boundary, 9 transitional boundary

tudi sestavni del vložka, in je v krovnini tektonsko ločen od karbonskih plasti v strukturi Tičnice, v talnini pa od jezika karbonskega skrilavca. Vložek cordevolskega dolomita je prišel v ta komplicirani tektonski položaj v staroter-ciarni fazi narivanja (*L. Placer*, v tisku). Pri kartiranju jedra vrtine na lokaciji Š (sl. 1), usmerjene vertikalno navzgor, smo našli rahlo valovit stik karbonskih in cordevolskih plasti. V drugih vrtinah je karbonski skrilavec na kontaktu malo deformiran. V fazi narivanja so se deformacije izražale predvsem v mehkih karbonskih kameninah, zato je njihov kontakt s cordevolskim dolomitom pove-čini nekoliko porušen. Medsebojna lega plasti nad diskordanco pa se pri tem v glavnem ni spremenila, čeprav so bile mehkejšje karbonske plasti pod diskor-danco zaradi narivanja deformirane.

Cordevolski dolomit je na površju svetlo siv in bel, luknjičav in zrnat (*B. Vlačj*, 1969). Enak dolomit se pojavlja v jami šele v višjih delih, medtem ko ne-posredno nad diskordanco prevladujejo temnejši različki. V vrtini na lokaciji Š leži neposredno nad diskordanco temno sivi, na videz peščeni dolomit, debel dva metra, ki vsebuje tanke vložke bituminoznega skrilavca. Dolomit navzgor postopno preide v svetlo sivi cordevolski dolomit. Še nazornejši je profil na lokaciji S (sl. 1); rekonstruirano triadno zaporedje plasti kaže slika 2.

Poseben je razvoj kamenin v vrtini + 90° na lokaciji T (sl. 1). Neposredno nad diskordanco sledi tu kaolinitni peščenjak, ki navzgor prehaja v sivo ze-lenkasti in svetlo sivi dolomit. Dva in pol metra nad diskordanco se v njem

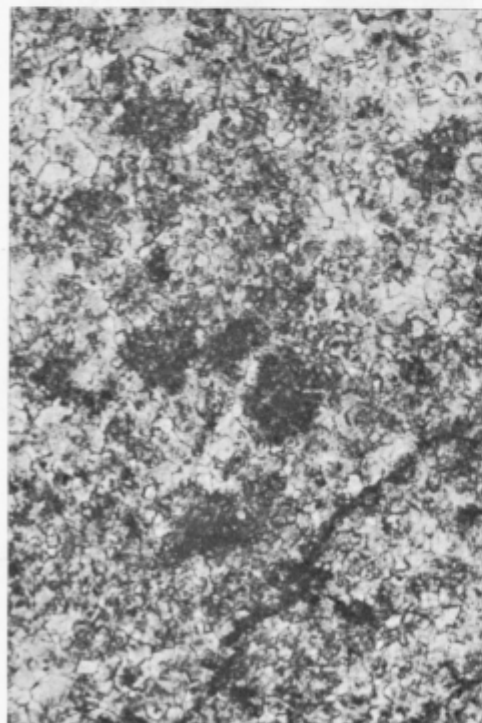
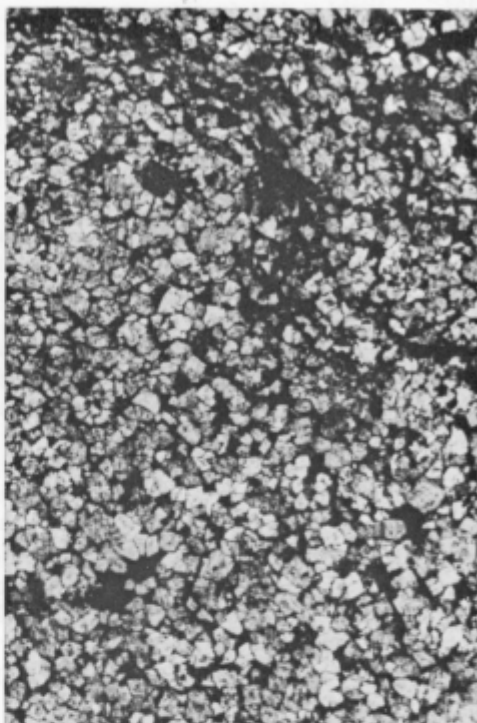


Sl. 3. Vzorec navidezno peščenega dolomita. Lokacija S, 1. obzorje rud-nika Idrija, 35 ×

Fig. 3. Apparently sandy dolomite. Location S, 1st level of the Idrija mine, 35 ×

Sl. 4. Črni cordevolski dolomit nad plastmi skonca. Bitumenska snov zapolnjuje medprostore med dolomitnimi zrnji. Lokacija S, 1. obzorje rudnika Idrija, 35 ×

Fig. 4. Black Cordevolian dolomite overlying the skonca beds. Bituminous matter fills the interstices of the pseudosperry dolomite. Location S, 1st level of the Idrija mine, 35 ×



Sl. 5. Sivi cordevolski dolomit; razpoke zapolnjene z bitumenom, 35 ×

Fig. 5. Gray Cordevolian dolomite showing fissures filled with bitumen, 35 ×

pojavi vložek skrilavca skonca, debel 0,9 m. Na skrilavcu leži 40 cm temno sivega zrnatega dolomita, ki više postopno preide v sivi in svetlo sivi cordevolski dolomit. Za posebnost lahko štejemo tudi 5 do 10 cm debela vložka tufa, oziroma konglomerata v dolomitu več metrov nad diskordanco v vrtnah na lokaciji R.

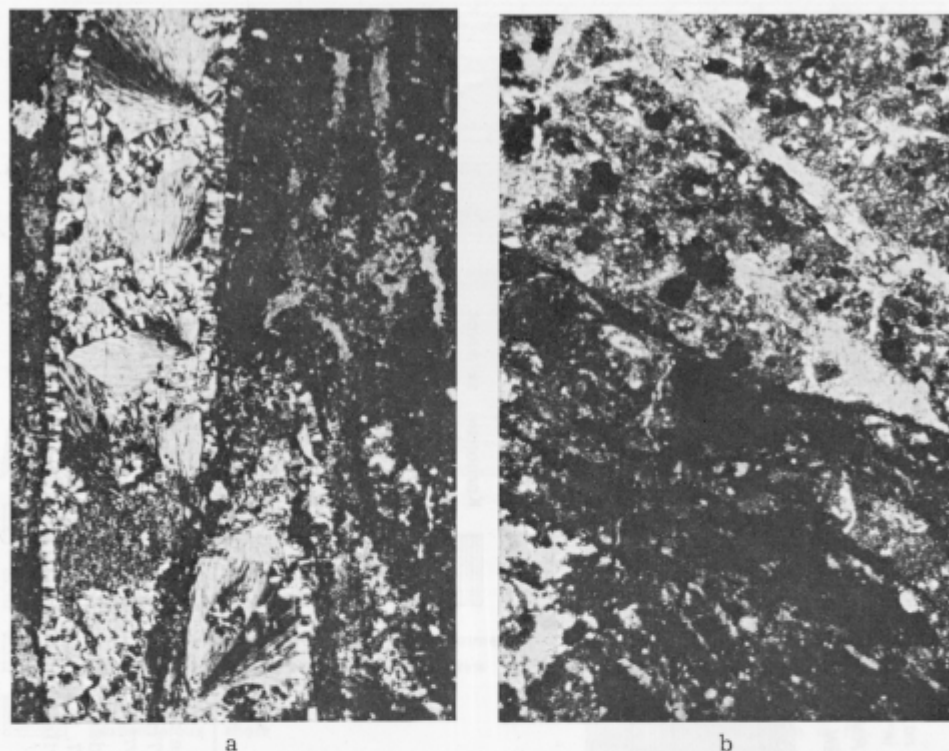
Mikroskopska preiskava dolomitnega vzorca iz neposredne krovnine plasti skonca kaže, da gre za laminirani dolomit. V njem se menjava psevdosparitni dolomit, ki kaže pogostne pege in žilice temne neprosojne bitumenske snovi ter krpice glinastih mineralov, s polami čistejšega psevdosparita. Lamine so debele 1 do 7 mm; dolomit je na oko peščen zato, ker vsebuje med zrni bitumen (sl. 3). V vzorcu črnega dolomita, ki leži malo više nad plastmi skonca, vidimo pod mikroskopom podobno črno neprosojno snov, ki zapolnjuje medprostore med psevdosparitnimi zrni (sl. 4). Drugi vzorci sivega in svetlo sivega dolomita predstavljajo precej enakomerno zrnati psevdosparit; bitumen se pojavlja le še v razpokah, kamor je bil lahko premeščen tudi sekundarno (sl. 5). Vzorci svetlo sivega dolomita kažejo značilno sliko saharoidnega dolomita in veljajo za tipični dolomit cordevolske podstopnje (B. Vlaj, 1969).

Neposredno nad diskordanco se v dolomitu pojavlja siromašno oruden pas s cinabaritom in piritom, debel 1 do 2 m. Mikroskopska preiskava zbruskov orudenega dolomita je pokazala poleg rudnih mineralov še žilice kalcedona in zaobljena zrna kremenca, ki bi lahko pripadal tudi radiolarijam (sl. 6).

Pomen erozijske diskordance med karbonskimi in cordevolskimi plastmi

Starost dolomita v jami paleontološko ni dokazana. V cordevolsko podstopnjo ga uvrščamo le na podlagi litološke karakteristike in normalnega zaporedja plasti. Na severovzhodnem robu vložka leže pod dolomitom tuf, skonca plasti, konglomerat in ponekod celo kaolinitni peščenjak. Njihove debeline so tu precej manjše kot drugod v idrijski srednjetriadni zgradbi, njihovo zaporedje pa je povsem enako. Po dosednji interpretaciji idrijske srednjetriadne zgradbe (L. Placer in J. Čar, 1977) je bila na severnem pragu znana diskordantna lega vseh langobardskih členov na karbonskem skrilavcu. Pri tem proti severu nalegajo diskordantno na karbonske plasti čedalje mlajši členi. Tufske plasti so doslej veljale kot najmlajši člen, odložen diskordantno na karbonskem skrilavcu severnega praga. Vendar sta že L. Placer in J. Čar (1977) pri rekonstrukciji srednjetriadnih razmer predvidevala večje dimenzije severnega praga (sl. 7). Z najdbo diskordantne lege cordevolskega dolomita na karbonskem skrilavcu se je povečal raziskani del severnega praga. Severno od doslej raziskanega dela severnega praga se je raztezal pas kopnega, ki ga morje v langobardski podstopnji še ni preplavilo; razširilo se je nanj šele v cordevolski podstopnji. Zato leži v tem delu severnega praga cordevolski dolomit neposredno na karbonskem skrilavcu (sl. 8).

Na severovzhodnem robu tektonskega vložka slede normalno pod cordevolskim dolomitom langobardske plasti, debele največ 25 m; od tega odpade na tuf le sedem metrov. V Pruntu leži tuf v ohranjenem delu severnega praga diskordantno na karbonskem skrilavcu; debelina tufa in tufita znaša tu še 50 do 80 m (L. Placer in J. Čar, 1977).



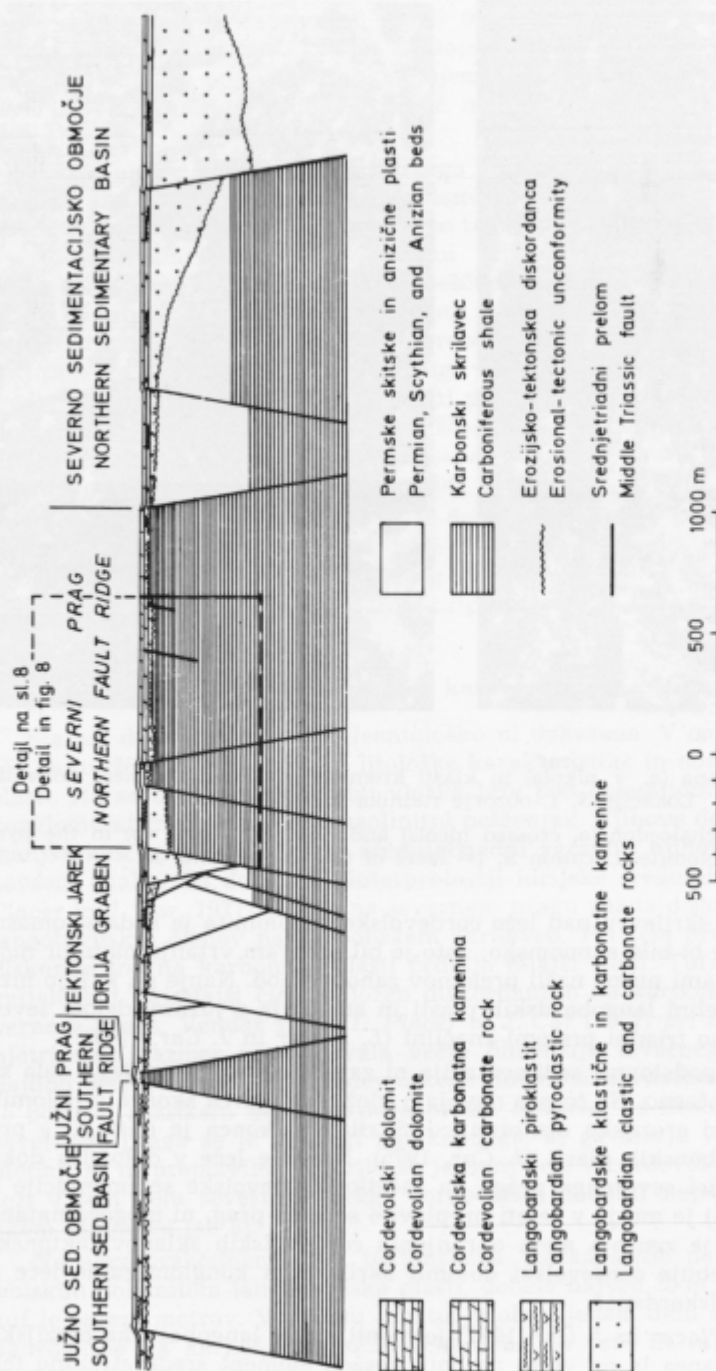
Sl. 6. Žilica kalcedona (a, + nikola) in klasti kremena (b) v piritiziranem dolomitu. Lokacija S, 1. obzorje rudnika Idrija, 35 ×

Fig. 6. Veinlets of chalcedon (a, crossed nicols) and clasts of quartz (b) in the pyritized dolomite. Location S, 1st level of the Idrija mine, 35 ×

V karbonskem skrilavcu nad lečo cordevolskega dolomita je ruda siromašna in odkopavanje ne bi bilo ekonomsko; zato je bil program vrtanja navzgor močno skrčen. Z vrtinami nismo našli prelomov zahod-vzhod. Nanje pa kažejo hitre spremembe v debelini langobardskih plasti in analogija z južnim delom severnega praga, kjer so triadni prelomi značilni (*L. Placer* in *J. Čar*, 1977).

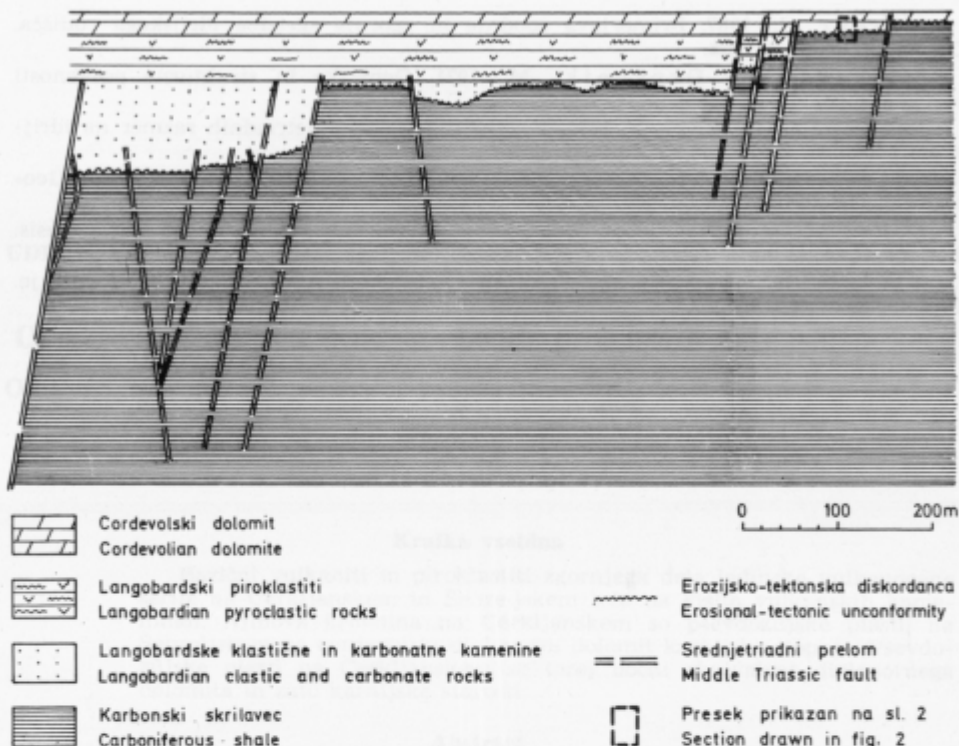
V cordevolski podstopnji sedimentacija ni zajela vsega preostalega dela severnega praga istočasno. Na to nas navajajo vložki skrilavca skonca v dolomitu še več metrov nad erozijsko diskordanco. Skrilavec skonca je nastajal s presedimentacijo karbonskih plasti (*J. Čar*, 1975). Njegove leče v dolomitu dokazujejo, da je bil del severnega praga na začetku cordevolske sedimentacije še vedno kopno. Kdaj je morje v celoti preplavilo severni prag, ni mogoče natančno ugotoviti, ker je zgornja meja ohranjenih cordevolskih skladov tektonska. Na 1. obzorju vsebuje cordevolski dolomit skrilave in konglomeratne leče še kakih 10 m nad diskordanco.

Že *Placer* (*L. Placer* in *J. Čar*, 1977) je menil, da je langobardska erozijsko-tektonska diskordanca le na videz najbolj izražen element srednjetriadne tek-



Sl. 7. Presek srednjetriadne zgradbe idrijskega ozemlja. (L. Placer & J. Car, 1977, tabla 3, sl. 4, izpopolnjena na podlagi vrtn v letu 1979)

Fig. 7. Cross section of Middle Triassic Idrija Structure (L. Placer & J. Car, 1977, plate 3, fig. 4 completed according to the drilling works in 1979)



Sl. 8. Detajl slike 7. Severni prag v srednjetriadni zgradbi idrijskega ozemlja po raziskovanju v letu 1979

Fig. 8. Detail of fig. 7. Northern Fault Ridge of the Middle Triassic Idrija Structure interpreted in the light of exploration in 1979

tonske faze; premikanja so se pričela že v skitski stopnji in so se nadaljevala v karnijski.

Postopno napredovanje morja prek severnega praga idrijskega tektonskega jarka v cordevolski podstopnji in spremljajoči šibki izlivi hidrotermalnih raztopin dokazujejo, da se tektonsko premikanje konec langobardske podstopnje ni umirilo. Zadnjo hidrotermalno fazo orudenja, na katero sklepamo po prisotnosti pirita, cinabarita in kalcedona v vzorcih cordevolskega dolomita (sl. 6), bo treba še detajlneje preučiti. Shema sedimentacijskega prostora dopušča singenetski tip orudenja v teh plasteh. V primerjavi s hidrotermalnimi raztopinami, ki so dotekale v glavni fazi orudenja, pa so bile te raztopine dosti bolj siromašne s cinabaritom.

Literatura

- Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, Ljubljana.
 Čar, J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana
 Kropač, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbauggebietes von Idria. Wien.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. *Geologija* 10, Ljubljana.

Mlakar, I. in Drovenik, M. 1971, Genetske in strukturne posebnosti idrijskega rudišča. *Geologija* 14, Ljubljana.

Placer, L. in Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. *Geologija* 18, Ljubljana.

Placer, L. in Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. *Geologija* 20, Ljubljana.

Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. *J. Geol. R.-A. Wien*

Vlaj, B. 1969, Razvoj cordevolskih in spodnjekarnijskih plasti v okolici Idrije. Diplomsko delo, Ljubljana.

UDK 552.3:551.761.2/.3(497.12)=863

O starosti spodnjega dela psevdoziljskih skladov na Cerkljanskem

On the age of the lower part of Pseudozilian Beds in the region of Cerkno

Ivan Mlakar

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

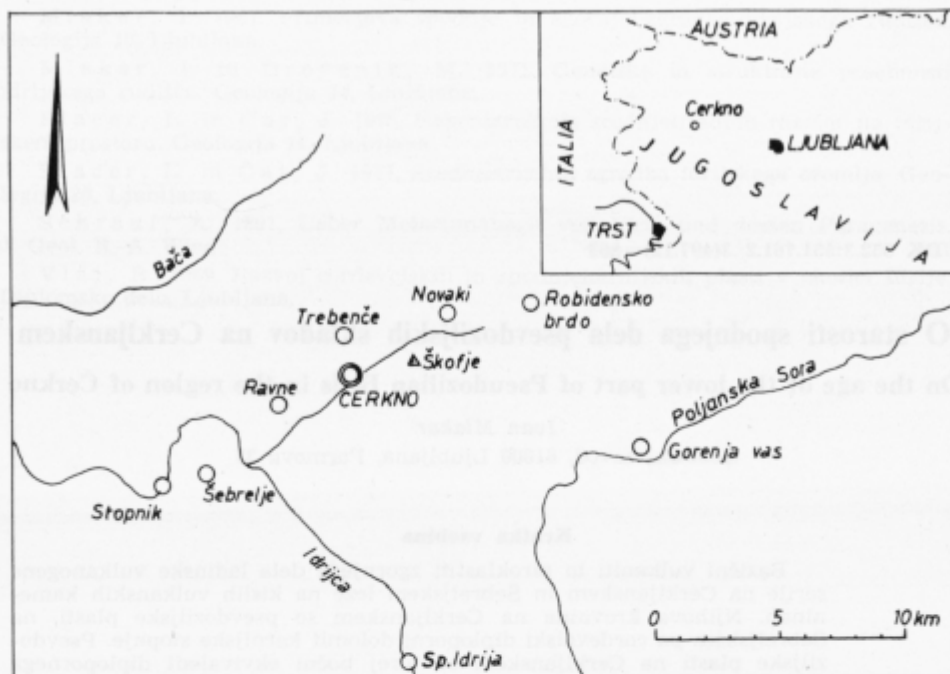
Kratka vsebina

Bazični vulkaniti in piroklastiti zgornjega dela ladinske vulkanogene serije na Cerkljanskem in Šebreljskem leže na kislih vulkanskih kame-ninah. Njihova krovina na Cerkljanskem so psevdoziljske plasti, na Šebreljskem pa cordevolski diploporni dolomit karnijske stopnje. Psevd-ziljske plasti na Cerkljanskem so torej bočni ekvivalent diplopornega dolomita in zato karnijske starosti.

Abstract

Basic volcanic and pyroclastic rocks in the Cerkno—Šebrelje region are underlain by an acid volcanic series. Their hanging wall is, however, different; at Trebenče and Novaki in the Cerkno region it consists of Pseudozilian graywacke and black clayey shale intercalated with reef limestone devoid of fossils. On the other hand a milky dolomite occurs at Šebrelje. The stratigraphic position of the latter is well defined by *Diplopora annulata* Schafhäutl indicating the Cordevol substage of Car-nian stage. Hence follows, that the Pseudozilian beds at Cerkno and Diplopora-dolomite from Šebrelje are equivalent in time. The basic vol-canic series from the Cerkno—Šebrelje region is easily recognizable and its top is designed to be a key horizon.

Zaporedje srednjetriadnih in zgornjetriadnih plasti, interpretirano v delih B. Berceta (1962, sl. 2), K. Grada in sodel. (1976) in S. Buserja (1979, fig. 1/III) ne ustreza razvoju ladinskih in karnijskih plasti na Cerkljan-skem (sl. 1). Tu leže na anizičnem dolomitu z vrsto *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantić keratofir, porfir in piroklastiti kisle sestave (sl. 2a). V zgornjem delu vulkanogene serije pa slede kislim vulkanitom bazični — diabaz in spilit — in njihovi tufi. Med kislimi in bazičnimi piroklastiti se nahajajo ponekod leče sivega debeloskladovitega ali lepo plastovitega laminira-nega apnenca. Na diabazovem tufu leži na območju Trebenč in Novakov zapo-redje sivkasto zelenega drobnika in črnega glinastega skrilavca z nekaj lečami temno sivega grebenskega apnenca. Dosedanji raziskovalci so šteli to zaporedje



Sl. 1. Položajna karta območja Cerklje in Šebrelje—Stopnik

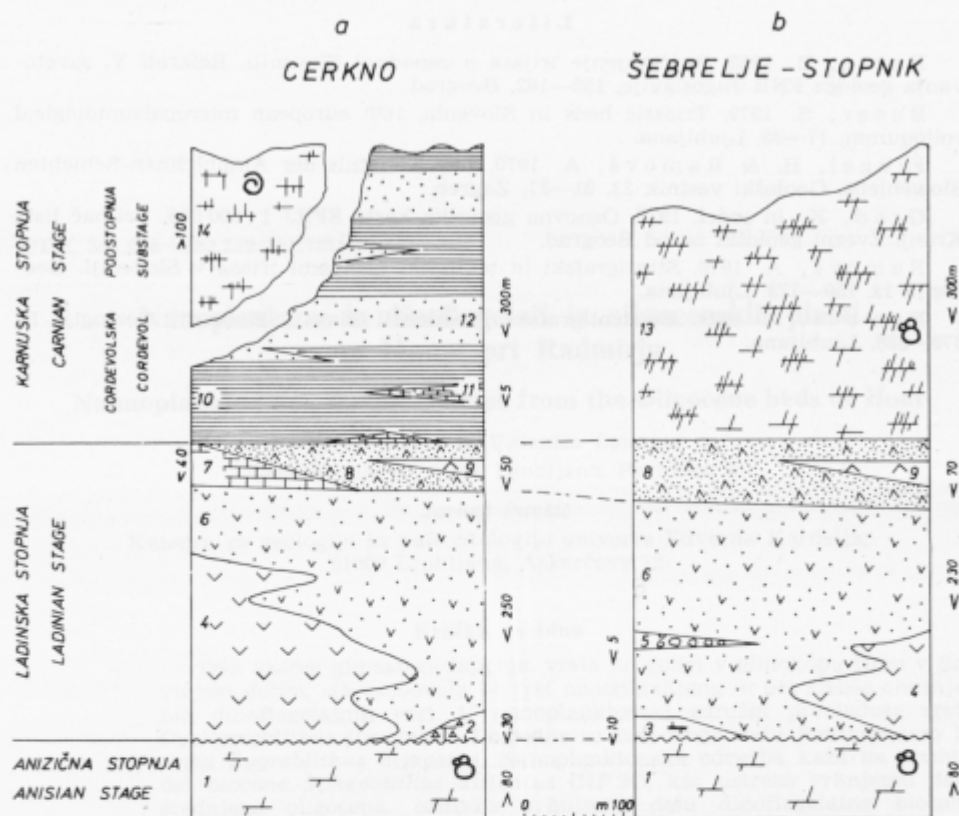
Fig. 1. Location map of Cerklje and Šebrelje—Stopnik

med psevdofiljske plasti ladinske (B. Berce, 1962), ali ladinsko-karnijske starosti (K. Grad, 1976; S. Buser, 1979). Njihova krovina so amfifiljske plasti zgornjekarnijske starosti (H. Flügel, A. Ramovš, 1970).

V kislih in bazičnih srednje zrnatih in debelo zrnatih klastitih ni pričakovati fosilov. Mikropaleontološke in konodontne raziskave laminiranega in grebenskega apnenca niso bile uspešne in enako velja za palinološke raziskave črnega skrilavca.

Tudi na območju Šebrelj in Stopnika leže bazični vulkaniti in piroklastiti na kislih vulkanogenih kameninah, krovina pa je tod mlečno beli dolomit z algi *Diplopora annulata* Schafhäutl (sl. 2b).

Primerjava obeh razvojov prinaša zanimivo rešitev problema starosti spodnjega dela psevdofiljskih plasti na Cerkljanskem. V coni Šebrelje—Stopnik—Ravne—Cerklje—Škofje—Robidensko brdo, dolgi okrog 15 km in široki 5 km, torej na površini okrog 75 km², imamo lahko magmatsko dejavnost, ki je dala bazične vulkanite in ustrezne piroklastite, za istočasno. Zgornjo mejo sedimentacije diabazovega tufa pa lahko obravnavamo kot reporni-izohroni horizont. Na tej podlagi sledi sklep, da je spodnji del psevdofiljskih skladov na Cerkljanskem časovni bočni ekvivalent belega zrnatega cordevolskega dolomita in zato karnijske starosti.



Sl. 2. Stratigrafska lestvica anizičnih, ladinskih in spodnekarnijskih plasti v Cerkljem ter na območju Šebrelj in Stopnika

Fig. 2. Columnar section of Anisian, Ladinian and Lower Carnian beds in the Cerklje and Šebrelje—Stopnik regions

1 sivi dolomit, 2 temno sivi brečasti apnenec, 3 temno sivi in svetlo sivi apnenec, 4 keratofir in porfir, 5 pisani konglomerat, 6 keratofirski in porfirski tuf in tufit, 7 sivi masivni in plastoviti laminirani apnenec, 8 diabazov tuf, 9 diabaz, spilit, 10 do 12 psevdosiljske plasti, 10 črni glinasti skrilavec, 11 temno sivi grebenski apnenec, 12 drobnik, 13 beli zrnati dolomit, 14 sivi grebenski apnenec (Drnovski apnenec)

1 gray dolomite, 2 dark gray brecciated limestone, 3 dark gray and light gray limestone, 4 keratophyre, porphyry, 5 variegated conglomerate, 6 keratophyric and porphyritic tuff and tuffite, 7 gray massive and bedded laminated limestone, 8 diabasic tuff, 9 diabase, splite, 10—12 pseudosilicic beds, 10 black clayey shale, 11 dark gray reef limestone, 12 graywacke, 13 white granular dolomite, 14 gray reef limestone (Drnovo limestone)

Literatura

- Berce, B. 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savetovanja geologa FNR Jugoslavije, 155—162, Beograd.
- Buser, S. 1979, Triassic beds in Slovenia. 16th european micropaleontological colloquium, 17—25, Ljubljana.
- Flügel, H. & Ramovš, A. 1970, Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. Geološki vestnik 23, 21—37, Zagreb.
- Grad, K. in sodel. 1976, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač lista Kranj. Zvezni geološki zavod Beograd.
- Ramovš, A. 1970, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija 13, 159—173, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija 16, 379—388, Ljubljana.

UDK 561.258+582.252:551.781(497.12)=863

Nanoplankton in dinoflagelati iz oligocenskih plasti na Homu pri Radmirju

Nannoplankton and dinoflagellates from the Oligocene beds of Hom

Mirko Jelen in Valentin Lapajne

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Jernej Pavšič

Katedra za geologijo in paleontologijo univerze Edvarda Kardelja,
61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Kratka vsebina

Dva vzorca glinastega laporja, vzeta na golici v glinokopu Hom v Savinjski dolini, sta vsebovala 14 vrst nanoplanktona in pet slabše ohranjenih dinoflagelatnih vrst. V nanoplanktonski združbi prevladuje vrsta *Cyclacargolithus floridanus*. Pogostne so tudi vrste rodu *Pontosphaera* in vrsta *Zygrabliothus bijugatus*. Nanoplanktonska združba kaže na srednji del biocone *Sphenolithus distentus* (NP 24), kar ustreza vrhnjemu delu srednjega oligocena, oziroma vrhnjemu delu dinoflagelatne biocone *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *gochti*i, identificirane s srednjim oligocenom zahodne Evrope.

Abstract

Two samples of clayey marl taken from an exposure in the clay pit of Hom in the Savinja valley are characterized by nannoplankton and by dinoflagellates. In the nannoplanktonic association the species of *Cyclacargolithus floridanus* is the most abundant form associated with the genus of *Pontosphaera* and the species of *Zygrabliothus bijugatus*. By the nannoplanktonic assemblage the middle part of the biozone *Sphenolithus distentus* (NP 24) is indicated which corresponds to the uppermost part of the Middle Oligocene and to the top of the dinoflagellate biozone of *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *gochti*i recognized from the Middle Oligocene of Western Europe.

Uvod

Glinišče Hom se nahaja ob cesti Radmirje—Gornji grad, približno en km južno od Radmirja, na pogozdenem pobočju, ki se razteza od zahoda proti vzhodu. V letih 1970—71, 1974 in 1977 ga je raziskoval Zavod za raziskavo materiala in konstrukcij iz Ljubljane, leta 1978 pa Geološki zavod iz Ljubljane. Na eksploatacijskem prostoru glinišča Hom je izvrtal 19 vrtin do lapornate, oziroma tufske podlage, globokih do 15 m.

Geološki profil

V. Lapajne

Najstarejše plasti na Homu predstavlja sivi glinasti plastoviti lapor s školjasto krojitvijo, ki se menjava s pelitskim tufom, litološko podobnim laporju, in tufskim peščenjakom, oziroma drobnikom.

Na sivem glinastem laporju leži zelenkasto siva plastična glina v debelini do 10 m, ki je neposredno nad glinastim laporjem laporasta. Pojavlja se tudi v srednjem ali zgornjem delu glinišča. Zelenkasto siva glina je prekrita z rjavo plastično limonitizirano glino v debelini največ pet metrov. Prehodi rjave in zelenkasto sive ter laporaste gline so postopni. Siva laporasta glina vsebuje blizu podlage drobce sivega glinastega laporja. Postopno prehajanje enih glin v druge ter naraščanje gostote drobcev glinastega laporja v talninskem delu zelenkasto sive laporaste gline kažejo na to, da je glina nastajala »in situ« s postopnim preperevanjem. Kjer je glina najdebelejša, so uredili glinokop za tovarno keramičnih ploščic »Keramika Gorenje«. V zgornjem delu odkopa vsebuje drobce organskih snovi (lignita) in preperelega vivianita.

Glinišče je tektonsko pogojeno. Plasti glinastega laporja vpadajo v severnem delu generalno proti severu pod kotom 20° do 45°, v centralnem in južnem delu proti zahodu pod kotom 25° do 65°, v vzhodnem pa proti jugu pod kotom 30° do 60°. Območje je tektonsko zelo prelomljeno v smereh NW—SE in W—E ter prečno na ti smeri. Na ožjem območju glinokopa kažejo profili vrtin približno 8 m visok skok lapornate podlage.

Leta 1980 je M. Jelen vzorčeval še lapornato podlago v golic pri vhodu v glinokop. Z mikroflorističnimi preiskavami sta J. Pavšič in M. Jelen določila oligocensko starost glinastega laporja v podlagi glinišča.

NANOPLANKTON

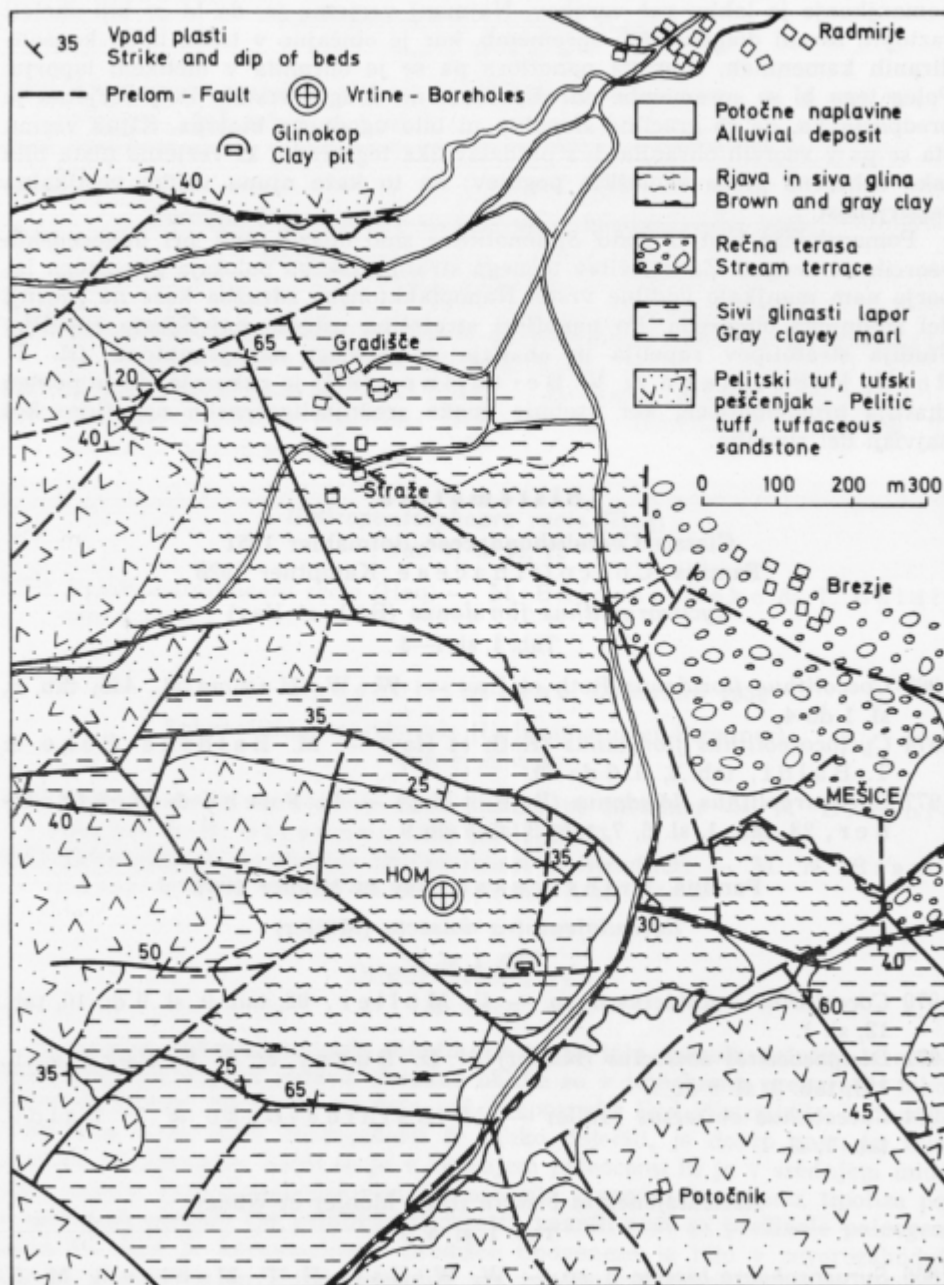
J. Pavšič

V dveh vzorcih iz golice glinastega laporja pri vhodu v glinokop na Homu smo našli sorazmerno številan nanoplankton. Primerki so dobro ohranjeni, vendar v združbi pogrešamo vodilne vrste, ki so bile lahko zaradi diagenetskih sprememb uničene ali pa niso naseljevale tega prostora. Poleg primarnih smo določili več presedimentiranih oblik, od katerih je del celo zgornjekredne starosti. To kaže na razgaljenost krednih plasti v oligocenski periodi. Vzorce smo pregledovali pod optičnim mikroskopom.

Stratigrafija

Po 14 značilnih vrstah nanoplanktona smo vzorce glinastega laporja iz glinokopa Hom uvrstili v višji del srednjega oligocena, kar ustreza nanoplanktonski bioconi *Sphenolithus distentus* (NP 24) (E. Martini 1970).

V združbi prevladujejo različno veliki predstavniki vrste *Cyclicargolithus floridanus*. Veliko je vrst iz rodu *Pontosphaera*, pogosta je še vrsta *Zygrabolithus bijugatus*, ki je imela svoj največji razcvet v eocenu in je v oligocenu že izumrla. Stalni spremljevalec drugih oblik je vrsta *Sphenolithus moriformis*, ki se povečini kaže v distalnem pogledu. Druge vrste nastopajo le s posameznimi primerki, značilni predstavniki rodu *Sphenolithus* pa manjkajo. Za to



Sl. 1. Geološka skica glinišča Hom

Fig. 1. Geologic sketch map of the clay occurrence at Hom

pomanjkanje je lahko več vzrokov. Najmanj verjetno je, da bi se bili skeleti raztopili zaradi diagenetskih sprememb, kar je običajno v trših, bolj konsolidiranih kameninah. Homska nanoflora pa se je ohranila v mehkem laporju. Poleg tega bi se spremembe odražale tudi na drugih vrstah. Bolj verjetna je predpostavka, da za gracilne sfenolite ni bilo ugodnega biotopa. Kljub vsemu sta se pa v vzorcih ohranila dva predstavnika tega rodu, ki verjetno nista bila tako zahtevna glede ekoloških pogojev; na to kaže njuna velika vertikalna razširjenost.

Pomanjkanje vrst iz rodu *Sphenolithus* smo opazili tudi pri oligocenskih vzorcih od drugod. Za določitev točnega stratigrafskega položaja glinastega laporja nam manjkajo vodilne vrste. Nanoplanktonska združba kaže na zgornji del srednjega oligocena. Po nanoflori stratotipa ustreza najvišjemu rupeliju. Studija stratotipov rupelija in chattija na podlagi nanoplanktona (H. P. Roth, P. Baumann & V. Bertolino, 1971) je pokazala, da je pomen chattija problematičen, ker vsebuje enako srednjeoligocensko nanofloro kot najvišji del rupelija.

Sistematika

Classis *Coccolithophyceae* Rotmahler 1951

Familia *Coccolithaceae* Kamptner 1928

Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay)

Tab. 1, sl. 1—3

- 1967 *Coccolithus floridanus* Roth et Hay — W. W. Hay et al., 445, tab. 6, sl. 1 do 4.
 1974 *Cyclococcolithus floridanus* (Roth et Hay) — M. Baldine-Beke & T. Baldi, tab. 2, sl. 8 do 10.
 1977 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay) — R. Fuchs & H. Stradner, 23, tab. 1, sl. 6, 7, tab. 3, sl. 7 do 9.

Familia *Prinsiaceae* Hay et Mohler 1967

Reticulofenestra abisecta (Müller)

Tab. 1, sl. 4

- 1970 *Coccolithus ? abisectus* n. sp. — C. Müller, 92, tab. 9, sl. 9 do 10, tab. 12, sl. 1.
 1971 *Dictyococcites abisectus* (Müller) — D. Bukry & S. F. Percival, 127, tab. 2, sl. 9 do 1.
 1974 *Coccolithus abisectus* Müller — M. Baldine-Beke & T. Baldi, tab. 1, sl. 1.

Reticulofenestra bisecta (Hay, Mohler et Wade)

Tab. 1, sl. 5, 9

- 1966 *Syracosphaera bisecta* n. sp. — W. W. Hay, H. P. Mohler & M. E. Wade, 393, tab. 10, sl. 1 do 6.
 1974 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade) — M. Baldine-Beke & T. Baldi, tab. 2, sl. 1 do 3.

Reticulofenestra umbilica (Levin)

Tab. 1, sl. 6, 7, 8

1967 *Apertaperta umbilica* (Levin) — M. N. Bramlette & J. A. Wilcoxon, 101, tab. 5, sl. 1 do 2.

1973 *Reticulofenestra umbilica* (Levin) — E. Martini, 7, tab. 3, sl. 17.

Familia Pontosphaeraceae Lemmermann 1908

Helicopontosphaera euphratis (Haq)

Tab. 1, sl. 10

1967 *Helicosphaera parallela* Bramlette et Wilcoxon — M. N. Bramlette et J. A. Wilcoxon, 106, tab. 5, sl. 9, 10.

1972 *Helicopontosphaera euphratis* (Haq) — B. Haq, 86, tab. 3, sl. 13.

1974 *Helicopontosphaera euphratis* (Haq) — M. Baldine-Beke & T. Baldi, tab. 4, sl. 5, 6.

Helicopontosphaera recta (Haq)

Tab. 1, sl. 11, 12

1974 *Helicopontosphaera recta* (Haq) — M. Baldine-Beke & T. Baldi, tab. 4, sl. 3.

Familia Sphenolithaceae Deflandre 1952

Sphenolithus moriformis (Brönnimann et Stradner)

Tab. 2, sl. 4, 5

1960 *Nannoturbella moriformis* Brönnimann et Stradner — P. Brönnimann & H. Stradner, 368, sl. 11 do 16.

1967 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner) — M. N. Bramlette & J. A. Wilcoxon, 124, tab. 3, sl. 1 do 6.

DINOFLAGELLATA

M. Jelen

V množici slabo ohranjenih dinoflagelatov je bilo mogoče določiti le oblikovno najbolj izrazita rodova. Pelodne oblike so v preiskanih preparatih tako slabo ohranjene, da se jih ni dalo več prepoznati. Rod *Wetzeliella*, katerega vrste smo kljub slabi ohranjenosti še lahko določili, je dobro znan in zelo značilen za paleogen. Začel se je v zgornjem paleocenu in je v srednjem miocenu izumrl. Faza tipogeneze vrst je nastopila v spodnjem eocenu, tipoliza pa v zgornjem eocenu. Od približno tridesetih znanih vrst so preživele paleogen samo tri. Rod je kozmopolitski. Središče tipogeneze je bilo v severozahodni Evropi. Avstralija in Nova Zelandija sta bili področje endemičnega razvoja njegovih vrst.

Razvoj vrst rodu *Wetzeliella* so v zahodni Evropi, severozahodni Evropi in Ukrajini uporabili za razdelitev paleogena na cone.

V najdišču Hom najdene vrste rodu *Wetzeliiella* ustrezajo združbi cone *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *gochti* v severozahodni Evropi (Costa & Downie, 1976, 601), manjka pa vrsta *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *ovalis*. Cona W. (*W.*) *gochti* naj bi v severozahodni Evropi obsegala srednji oligocen (Costa & Downie, 1976, 601).

V Sloveniji v zgornjem paleogenu še ne poznamo sukcesivnosti dinoflagellatnih združb, njim pripadajočih vrst in njihove pogostnosti. Zato na podlagi dinoflagellatov ni bilo mogoče sklepati, kateremu delu srednjega oligocena pripada najdena združba.

PYRRHOPHYTA PASCHER

Classis **Dinophyceae** Fritsch

Ordo **Peridinales** Haeckel

Subordo **Deflandreinae** (Eisenack)

Familia **Deflandraceae** (Eisenack)

Genus *Deflandrea* Eisenack

Deflandrea phosphoritica phosphoritica Cookson & Eisenack, 1961

Tab. 2, sl. 12

1966 *Deflandrea phosphoritica* subsp. *phosphoritica* Cookson & Eisenack — Davey et al., Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. 3, str. 231, tab. 26, sl. 2—3, 6, 9.

1969 *Deflandrea phosphoritica* Eisenack 1938 subsp. *phosphoritica* — Gocht, Palaeontographica, B, 126, 1—3, str. 9, tab. 6, sl. 4—5, 7—8.

Familia **Wetzeliiellaceae** Vozzhenikova

Genus *Wetzeliiella* Eisenack

Subgenus *W.* (*Wetzeliiella*) Alberti

Wetzeliiella (*Wetzeliiella*) *articulata* Eisenack, 1938

Tab. 2, sl. 15

1961 *Wetzeliiella articulata* Eisenack 1938 — Gerlach, N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 112, 2, str. 152, tab. 25, sl. 2.

1966 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *articulata* Eisenack — Davey et al., Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. 3, str. 183, tab. 18, sl. 1—4.

1967 *Wetzeliiella* (*Wetz.*) *articulata* Eis. 1954 — Gocht, N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 128, 2, str. 200, tab. 14, sl. 6.

1969 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *articulata* Eisenack, 1938 — Gocht, Palaeontographica B, 126, 1—3, str. 13, tab. 10, sl. 10.

Wetzeliiella (*Wetzeliiella*) *symmetrica symmetrica* Weiler, 1956

Tab. 2, sl. 14

1956 *Wetzeliiella symmetrica* n. sp. — Weiler, N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 104, 2, str. 132, tab. 11, sl. 1—3, tekst sl. 2—5.

1966 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *symmetrica* Weiler — Davey et al., Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol. Suppl. 3, str. 196, tab. 20, sl. 6.

- 1969 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *symmetrica* Weiler 1956 — Gocht, *Palaeontographica* B, 126, 1—3, str. 23, tab. 9, sl. 7—8.
1972 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *symmetrica* Weiler 1956 — Benedek, *Palaeontographica* B, 137, 1—3, str. 16, tab. 3, sl. 9.

Wetzeliiella (*Wetzeliiella*) *gochtii* Costa & Downie, 1976

Tab. 2, sl. 16

- 1969 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *symmetrica* var. — Gocht, *Palaeontographica* B, 126, 1—3, str. 23, tab. 10, sl. 7, 11.
1972 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *symmetrica* var. — Benedek, *Palaeontographica* B, 137, 1—3, str. 17, tab. 3, sl. 10.
1976 *Wetzeliiella* (*Wetzeliiella*) *gochtii* sp. nov. — Costa & Downie, *Palaeontology*, 19, 4, str. 609, tab. 92, sl. 2—3.

Subgenus *W.* (*Rhombodinium*) (Gocht)

Wetzeliiella (*Rhombodinium*) *draco* (Gocht, 1955)

Tab. 2, sl. 13

- 1955 *Rhombodinium draco* n. sp. — Gocht, *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 2, str. 85, sl. 1.
1967 *Wetzeliiella* (*Rhombodinium*) *draco* (Gocht 1955) — Gocht, *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 128, 2, str. 200, tab. 13, sl. 1—7.
1969 *Wetzeliiella* (*Rhombodinium*) *draco* (Gocht 1955) — Gocht, *Palaeontographica* B, 126, 1—3, str. 24, tab. 9, sl. 1—2, 5, tekst sl. 15—17.
1972 *Wetzeliiella* (*Rhombodinium*) *draco* (Gocht 1955) Alberti 1961 — Benedek, *Palaeontographica* B, 137, 1—3, str. 14, tab. 3, sl. 11.

Sklep

V vzorcu sivega mehkega laporja iz Homa je bilo najdenih 14 srednje dobro ohranjenih nanoplanktonskih vrst in pet slabše ohranjenih dinoflagelatnih vrst. Združba nanoplanktona se uvršča v srednji del biocone *Sphenolithus distentus* (NP 24), kar ustreza vrhnjemu delu srednjega oligocena, oziroma vrhnjemu delu dinoflagelatne biocone *Wetzeliiella gochtii*.

Tabla 1 — Plate 1

- 1, 2 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay)
 - 3 *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), prehodna oblika — transitional form
 - 4 *Reticulofenestra abisecta* (Müller)
 - 5, 9 *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler et Wade)
 - 6, 7, 8 *Reticulofenestra umbilica* (Levin)
 - 10 *Helicopontosphaera euphratis* (Haq)
 - 11, 12 *Helicopontosphaera recta* Haq
 - 13, 14 *Pontosphaera multipora* (Kamptner)
 - 15, 16 *Pontosphaera plana* (Brammlette et Sullivan)
- 8, 15 pri navadni svetlobi, druge pod navzkrižnimi nikoli
 8, 15 under ordinary light, all others between crossed nicols
 2500 povečano — enlarged

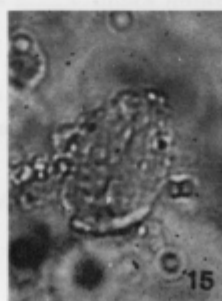
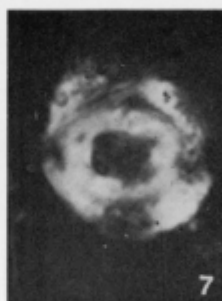
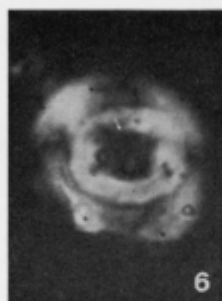
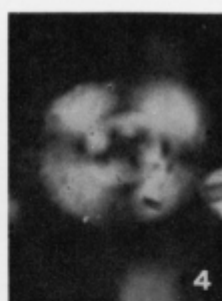
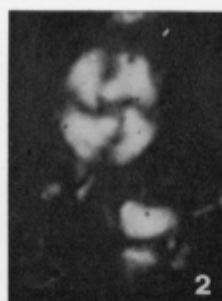




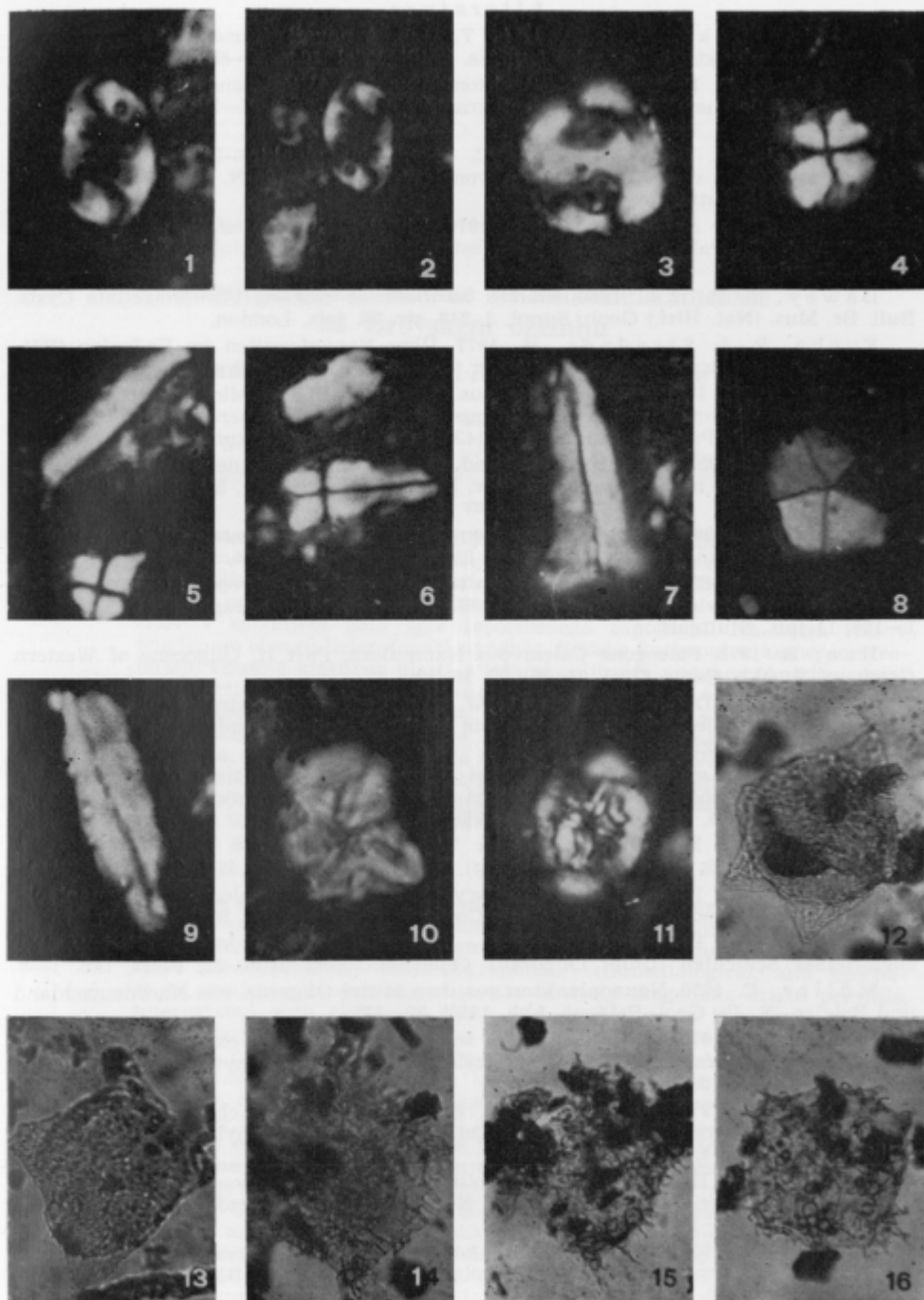
Tabla 2 — Plate 2

- 1, 2 *Pontosphaera enormis* (Levin)
- 3 *Transverpontis pulcher* (Deflandre)
- 4, 5 *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann et Stradner)
- 6 *Sphenolithus radians* Deflandre
- 7 *Zygrabolithus bijugatus* (Deflandre)
- 8 *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud)
- 9 *Triquetrorhabdulus* sp.
- 10 *Micula staurophora* (Gardet)
- 11 *Cretarhabdulus* sp.

Vse pod navzkrižnimi nikoli
 All between crossed nicols
 2500 povečano — enlarged

Dinoflagellata

- 12 *Deflandrea phosphoritica phosphoritica*
 - 13 *Wetzeliiella (Rhombodinium) draco*
 - 14 *Wetzeliiella (Wetzeliiella) symmetrica symmetrica*
 - 15 *Wetzeliiella (Wetzeliiella) articulata*
 - 16 *Wetzeliiella (Wetzeliiella) gochti*
- 260 povečano — enlarged



Literatura

- Baldine-Beke, M. & Baldi, T. 1973, A novaji tipusszelvény (kiscellien-egerien) nannoplanktonja és makrofaunája. Földt. Közl. 104, 60—88.
- Benedek, P. N. 1972, Pyhtoplanktonen us dem Mittel- und Oberoligozän von Tönisberg (Niederrheingebiet). Palaeontographica B, 137, 1—3, 1—71, tab. 1—16, Stuttgart.
- Benedek, P. N. & Müller, C. 1974, Nannoplankton-Phytoplankton-Korrelation im Mittel- und Ober-Oligozän von NW-Deutschland. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 7, 385—397, Stuttgart.
- Costa, L. I. & Downie, C., 1976, The Distribution of the Dinoflagellate Wetzeliella in the Palaeogene of North-Western Europe. Palaeontology, 19, 4, 591—614, tab. 92, London.
- Dawey, R. J. et al. 1966, Studies on mesozoic cainozoic Dinoflagellate Cysts. Bull. Br. Mus. (Nat. Hist.) Geol., Suppl. 3, 248, str. 26, tab., London.
- Fuchs, R. & Stradner, H. 1977, Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. Beitr. Paläont. Österr. 2, 58 str.
- Gerlach, E. 1961, Mikrofossilien aus dem Oligozän und Miozän Nordwestdeutschlands, unter besonderer Berücksichtigung der Hystrichopharen und Dinoflagellaten. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 112, 2, 143—228, tab. 25—29, Stuttgart.
- Gocht, H. 1955, Rhombodinium und Dracodinium, zwei neue Dinoflagellaten-Gattungen aus dem norddeutschen Tertiär. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 2, 84—92, Stuttgart.
- Gocht, H. 1967, Geisselansatzstellen bei Wetzeliella (Dinoflagellata, Deflandraceae). N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 128, 2, 195—200, tab. 13—14, Stuttgart.
- Gocht, H. 1969, Formengemeinschaften Alttertiären Mikroplanktons aus Bohrproben des Erdölfeldes Meckelfeld bei Hamburg. Palaeontographica B, 126, 1—3, 1—100, 11 tab., Stuttgart.
- Haq, B. 1972, Paleogene Calcareous Nannoflora, Part II. Oligocene of Western Germany. Stockh. Contr. Geol. 25, 58—97, 18 tab.
- Harker, S. D. & Sarjeant, W. A. S. 1975, The stratigraphic distribution of organic-walled Dinoflagellate Cysts in the Cretaceous and Tertiary. Rev. Palaeob. Palyn. 20, 4, 217—315, Amsterdam.
- Hay, W. W. et al. 1967, Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area and Transoceanic Correlation. Transac. Gulf Coast Ass. Geol. Soc. 17, 428—480.
- Hay, W. W., Mohler, H. P. & Wade, M. E. 1966, Calcareous Nannofossils from Nal'chik (Northwest Caucasus). Eclogae geol. Helv. 59/1, 379—399, 13 tab.
- Martini, E. 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings II. Planktonic Conference 2, 739—786, Roma (1970).
- Martini, E. 1973, Nannoplankton — Massenvorkommen in den Mittleren Pechelbrouner Schichten (Unter Oligozän) Oberrhein. geol. Abh. 22, 1—12, tab. 1—3.
- Müller, C. 1970, Nannoplankton aus dem Mittel-Oligozän von Norddeutschland und Belgien. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 135/1, 82—101.
- Norris, G. 1978, Phylogeny and a revised supra-generic classification for Triassic-Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts (Pyrrhophyta), 1. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 155, 3, 300—317, Stuttgart.
- Norris, G. 1978, Phylogeny and a revised supra-generic classification for Triassic-Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts (Pyrrhophyta), 2. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 156, 1, 1—30, Stuttgart.
- Roth, P. H., Baumann, P. & Bertolino, V. 1971, Late Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton from Central and Northern Italy. Proceedings II. Planktonic Conference 2, 1069—1097, Roma (1970).
- Weiler, H. 1956, Über einen Fund von Dinoflagellaten, Coccolithophoriden und Hystrichosphaeriden im Tertiär des Rheintales. N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 104, 2, 129—147, tab. 11—13, Stuttgart.

UDK 552.54+550.4:551.73/76(497.12)=863

Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju

Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area

Karel Grad in Bojan Ogorelec

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Za interpretacijo sedimentacijskega okolja v zahodnih Posavskih gubah v časovnem intervalu od zgornjepermske do anizične stopnje so bili v okolici Žirov detajlno raziskani trije sklenjeni profili. V splošnem prevladuje zgodnjediagenetski dolomit z vložki satastega dolomita in evaporitov v spodnjem delu zgornjepermskega zaporedja. Na njem leži v omejenem obsegu belerofonski apnenec. Scitske karbonatne kamenine vsebujejo vmesne klastične plasti z lečami oolitnega apnenca. Anizični dolomit z vrsto *Meandrospira dinarica* kaže na litoralno okolje. Temni zgornjepermski dolomit in apnenec imata v primerjavi s svetlim različkom na prehodu iz zgornjepermske v scitsko stopnjo trikrat več železa in mangana; tudi količini stroncija in natrija sta večji. Primerjava z ustreznimi profili na sosednjih ozemljih kaže, da je od zgornjepermske do anizične stopnje segala zaprta kontinentalna polica od Madžarske na vzhodu prek Slovenije v severno Italijo.

Abstract

Three continuous sections from the Žiri area in Slovenia serve to interpret the sedimentary environments during the time interval between the Upper Permian and Anisian stages. The corresponding rock sequences were investigated by biostratigraphical, sedimentological, and geochemical methods. In general, dolomite of early diagenetic origin prevails, intercalated with cellular variety and evaporites in the lower part of Upper Permian. It is overlain by Bellerophon limestone in some restricted sections. The Scythian carbonate rocks are interbedded with clastic deposits containing well developed lenticular oolitic limestone. The Anisian dolomite, characterized by *Meandrospira dinarica*, appears to have been deposited in littoral conditions. As to the distribution and abundance of chemical elements, the iron and manganese contents are three times higher in the dark Upper Permian dolomite and limestone compared to the light grey dolomite that is transitional in the lithostratigraphic position between Upper Permian and Scythian rocks. Likewise, the Sr and Na contents are higher. The correlation with some sections from the adjacent lands indicates that sea advanced over the Middle Permian Val Gardena beds of continental origin. A continental shelf extended from Hungary in the east over Central Slovenia to Northern Italy.

Uvod

Sistematično raziskovanje mezozojskih karbonatnih kamenin v Sloveniji z biostratigrafskega, mikrofacialnega, mineraloškega in geokemičnega vidika ima primerjalno vrednost pri rekonstrukciji facialnih sprememb ter paleogeografskih in tektonskih razmer na širšem območju Južnih Alp in Dinaridov. Splošna geološka slika, dobljena po tej poti, je podlaga za preučevanje geneze stratiformnih rudišč ter njihovega današnjega položaja in zgradbe. Nastanek teh rudišč je v veliki meri odvisen od litofacialnih sprememb, paleogeografskega položaja izvirnega območja in sedimentacijskega prostora ter je vezan na kamenine določene starosti.

V tem prispevku opisujemo litološki razvoj in geokemične značilnosti zgornjepermskih, skitskih in anizičnih kamenin, v glavnem karbonatnih, na žirovskem ozemlju. To območje je del zahodnih Posavskih gub z zapleteno naluskano in naravno zgradbo.

Dosedanje raziskave

V letih 1899 do 1903 je F. K o s s m a t izdelal geološko specialko Škofja Loka—Idrija v merilu 1 : 75 000. Razlago karte je objavil leta 1910. Pri Žažarju in Vrzdencu je v belerofonskem apnenecu prvi našel zgornjepermske fosile, ki jih je določil C. D i e n e r (F. K o s s m a t & C. D i e n e r, 1910). Pozneje je raziskoval zgornjepermske plasti v okolici Žažarja F. H e r i t s c h (1934). Zelo natančno jih je biostratigrafsko in paleontološko opisal na prostoru Loških in Polhograjskih hribov A. R a m o v š (1958). Po litološkem razvoju in fosilih, med katerimi prevladujejo brahiopodi, je ločil tri litološke enote, ki jih je razdelil na 12 horizontov. Spodnja enota obsega šest horizontov in sestoji iz temno sivega apnenca s favno kavkaškega in indoarmenskega tipa. Druga enota je razdeljena na tri horizonte in sestoji prav tako iz apnenca s favno, podobno južnotirolskemu in indoarmenskemu razvoju. Najvišja enota je apnenodolomitna z redkimi fosili v spodnjem delu; deli se na tri horizonte. Ponekod prevladuje dolomitni razvoj, apnenec pa povsem manjka. To je značilno predvsem za škofjeloško-polhograjsko tektonsko enoto.

Ozemlje med Škofjo Loko in Polhovim gradcem sta kartirala za osnovno geološko karto — list Kranj v merilu 1 : 100 000 in napisala razlago karte K. G r a d in L. F e r j a n č i č (1976). V zgornjepermskih plasteh sta našla več razvojev, ki se lateralno nadomeščajo. V Polhograjskih hribih prevladuje dolomit, proti zahodu, med Žažarjem in Blegošem, pa v spodnjem delu apnenec s številnimi fosili in v njegovi krovlini dolomit. Na zahodni strani Žirovskega vrha — v dolini Račeve in prek Javorjevega dola proti Idrijci — leži spodaj plastoviti dolomit, na njem pa temno sivi apnenec z algami in foraminiferami. V profilu Javorjev dol je apnenec prekrit s poroznim in luknjičavim dolomitom. Njegova starost ni določena, zato je vprašanje meje med permskimi in skitskimi plastmi odprto. Drugod je v tem položaju plastoviti dolomit s primesjo sljude in drugega detritusa.

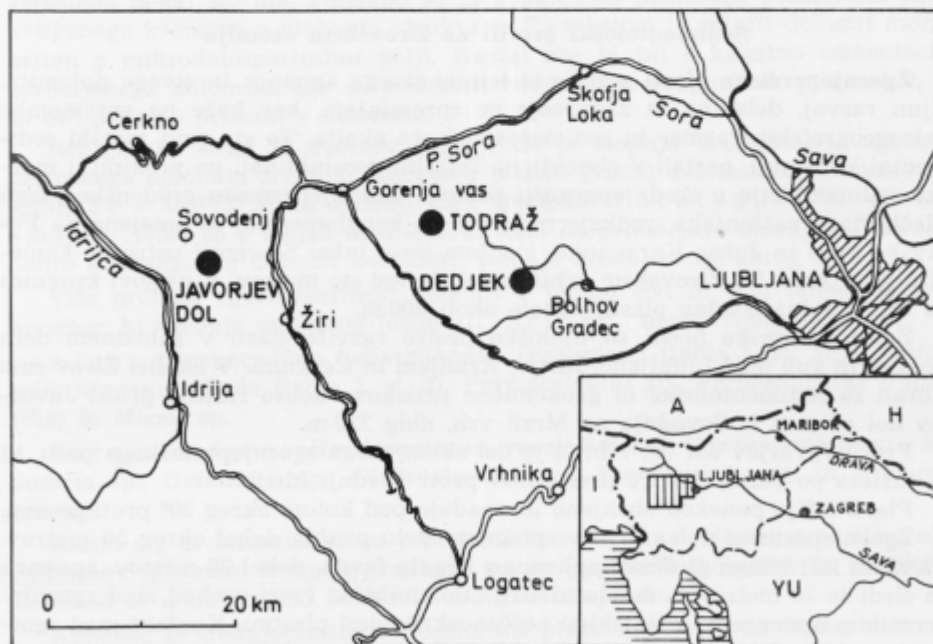
Više sledi do 200 m debela skladovnica sljudnato peščenega lapornega skrilavca z vmesnimi plastmi in lečami mikritnega ter ponekod oolitnega apnenca. Skrilavo-peščene plasti vsebujejo pomembne fosilne školjke *Claraia claraia* in *Anodontophora fassaensis*, oolitni apnenec pa značilne polžke vrste *Holopella*

gracilior in ostanke školjčnih lupin. Naslednja litološka enota enake debeline 200 metrov je neizrazito plastoviti nekoliko zrnati dolomit brez določljivih fosilov. Po tanjšem vložku sivga peščenega lapornega skrilavca sledi nato modro sivi gomoljasti apnenec, debel do 100 metrov. V njem so našli poleg redkih amonitov *Tirolites idrianus*, *T. carniolicus*, *T. cassianus* bolj pogostno vrsto polža *Natiria costata*. V vzorcih z območja Ledin in Razpotja pri Idriji pa je S. Pantičeva določila konodonte *Ellisonia triassica* in foraminifere *Meandrosira pusila* ter *Ammodiscus incertus*.

V anizični stopnji prevladuje dolomit, v spodnjem delu plastovit in ponekod pasovit, više pa neplastovit (K. Grad & L. Ferjančič, 1976). V ilirsko podstopnjo šteje A. Ramovš (1967) pisani laporni apnenec z rožencem v okolici Polhovega gradca; v njem je določil foraminifero *Meandrosira dinarica*.

Regionalna geološka slika

Geološka zgradba. V času alpske orogeneze se je oblikovala na škofjeloško-idrijskem ozemlju (sl. 1) zapletena narivna in luskasta zgradba. Najnižja tektonska enota so blegoško-vrhnjski nizi, ki predstavljajo tektonsko polokno pod škofjeloško-trnovskim pokrovom. Blegoško-vrhnjski nizi sestojijo v glavnem iz nagubanih in delno naluskanih triadnih plasti. Zgornjepermske, grōdenske in karbonske plasti tvorijo jedra antiklinal in se pokažejo na površju ob reverznih prelomih v jugovzhodnem delu med Črnim vrhom in Betajново ter Horjulom.



Sl. 1. Položajna skica raziskanih profilov na Žirovskem

Fig. 1. Location sketch map of the sections examined in the Žiri area

Škofjeloško-trnovski pokrov je največja tektonska enota na prostoru zahodno od Ljubljane. Obsega idrijsko-žirovsko ozemlje s Trnovskim gozdom in škofjeloško-polhograjsko ozemlje. Nadrobno je o tej enoti pisal I. Mlakar (1969) in jo imenoval žirovsko-trnovski pokrov. Zatem sta K. Grad in L. Ferjančič (1976) predlagala ustrežnejše ime škofjeloško-trnovski pokrov glede na njegovo razprostranjenost. Sestoji iz mlajšepaleozojskih in triadnih plasti. Na območju Trnovskega gozda so udeleženi v zgradbi pokrova še jurski, kredni in eocenski skladi. Ob zahodnem stiku pokrova blegoško-vrhniških nizov s škofjeloško-trnovskim pokrovom leže na zgornjetriadnem dolomitu, oziroma na karnijskih plasteh, karbonatne in grödenske plasti Žirovskega vrha. Narivna ploskev vpada proti jugozahodu.

V sklenjenem zgornjepermskem pasu med Zažarjem in St. Joštom, dolgem 4,5 km, vpadajo plasti proti severovzhodu in leže inverzno na spodnjetriadnih plasteh. S severovzhodne strani so ob reverznem prelomu v tektonskem stiku s spodnjetriadnimi in anizičnimi plastmi.

Najdaljši (15 km) sklenjeni pas zgornjepermskih plasti se razteza med Smrečjem in Laniščem pri Sovodnju na zahodni strani Žirovskega vrha. V okolici Žirov in v dolini Račeve jih delno prekrivajo aluvialne naplavine.

Med Smrečjem in Žirmi vpadajo zgornjepermske plasti proti jugozahodu pod kotom 20° do 40°. Dalje proti zahodu so vedno bolj strme in na Mrzlem vrhu in v Javorjevem dolu so že navpične, preidejo nato v inverzni položaj in vpadajo proti severovzhodu.

Sedimentološki profili na žirovskem ozemlju

Zgornjepermske plasti sestojе iz temno sivega apnenca in sivega dolomita. Njun razvoj, debelina in zaporedje se spreminjajo, kar kaže na spremembe paleogeografskih razmer in sedimentacijskega okolja. To sta prvi morski sedimentni kamenini, nastali v obnovljeni Tetidini geosinklinali po prekinutvi morske sedimentacije v srednjepermski periodi. Srednjepermske grödenske plasti rdečkastega peščenjaka, redkeje meljevca in konglomerata, so omejene na Posavske gube in Južne Karavanke, medtem ko v južni Sloveniji ustrezne kame-nine manjkajo. Na Žirovskem vrhu so debele več sto metrov. V njihovi krovnini pa leže spodnjetriadne plasti, debele okoli 600 m.

Zgornjepermske plasti so litološko pestro razvite zlasti v zahodnem delu Posavskih gub med Ljubljano, Idrijo, Kranjem in Cerknim. V okolici Žirov smo izbrali za sedimentološke in geokemične raziskave dobro razkrit profil Javorjev dol ob poti iz Sovodnja na Mrzli vrh, dolg 220 m.

Profil Javorjev dol (sl. 1 in 2) je del sklenjenega zgornjepermskega pasu, ki se razteza po dolini Račeve prek Žirov proti Spodnji Idriji.

Plasti ležijo ponekod obrnjeno in vpadajo pod kotom okrog 30° proti severu. Zgornjepermski dolomit je v spodnjem delu profila debel okrog 50 metrov. Na njem leži temen ploščasti apnenec z bogato favno, debel 90 metrov, apnencu pa sledi še 70 metrov tankoplastovitega dolomita, ki tvori prehod med zgornjepermskim apnencem in skitskimi peščenoskrilavimi plastmi. Kontakt med zgornjepermskim dolomitom in grödenskimi plastmi je pokrit.

Dolomit je tankoplastovit, temno siv, značilne zanj so lezike glinastega skrilavca in manjše leče satatega dolomita. Povečini so plasti debele 5 do 20 cm,

redke dosežejo 120 cm. Povprečno vsebuje dolomit 80 do 90 % karbonatov, največ pa 95 %. Njegova temna barva je posledica organske primesi in piritnega pigmenta. V golicah je povečini rjavkast zaradi limonitiziranega pirita in kaže peščen videz. Med nekarbonatnimi minerali prevladujejo minerali glin, kremen in muskovit, v sledovih pa so prisotni še glinenci. Kremen je dveh vrst. Večji del njegovih zrn je detritičen (tabla 1, sl. 1). Ta zrna so ostroroba, imajo nepravilne konture in merijo okrog 50 μ m. Avtigenega izvora so redka idiomorfna zrna ter mikrokristalni kremen v medprostorih in žilah. Od mineralov glin smo našli le illit. Redki vzorci kažejo neizrazito laminacijo, ki je pogojena z večjo ali manjšo primesjo detritične primesi. Vsi lističi sljude so z daljšo osjo orientirani vzporedno s plastovitostjo.

Dolomit je večidel rekristaliziran mikrodolosparit s hipidiotopično strukturo; njegova zrna merijo do 30 μ m. Prvotna struktura kamenine je ohranjena slabo in poredko. Posamezni vzorci vsebujejo pelete, fragmente skeletnih in neskeletnih alg ter izsušitvene pore. Določljivih fosilov v vzorcih nismo našli. Dolomit je homogen in brez opazne poroznosti.

Dokaj pogostne so v zgornjem delu permskega dolomita nepravilne, nekaj metrov velike leče satastega dolomita. Makroskopsko se te leče ločijo od pri-kamenine po svetlejši rumenkasto sivi barvi, po prhkem, peščenem videzu in po tankih kalcitnih žilicah, ki izstopajo iz površja. Delež kalcita v vzorcih satastega dolomita znaša 20 do 80 %. Kalcitne žile se med seboj prepletajo in pogosto opazujemo pravo mrežasto strukturo satovja. Kalcitna zrna merijo večinoma nekaj sto μ m. Ponekod so med kalcitom pomešana posamezna polja avtigenega kremena z vlaknato strukturo. Po teksturi je satasti dolomit monokriten z mikrodolosparitnimi polji. Nastal naj bi bil s kalcitno cementacijo zdrobljenega dolomita, kar je posledica izluževanja evaporitnih mineralov, ki so bili prvotno prisotni v dolomitu.

Rentgenske slike 17 vzorcev kažejo, da je stopnja kristalizacije zgornjepermskega dolomita srednja. Razmerja jakosti (višin) dolomitnih reflektov pri kotih $2\theta = 35,3^\circ/37,3^\circ$ za katodo Cuk (metoda Füchtbauer & Goldsmith, 1956) so v mejah med 0,62 in 0,82. Za primerjavo omenjamo, da ima dobro kristalizirani dolomit koeficient stopnje kristalizacije okrog 1,0.

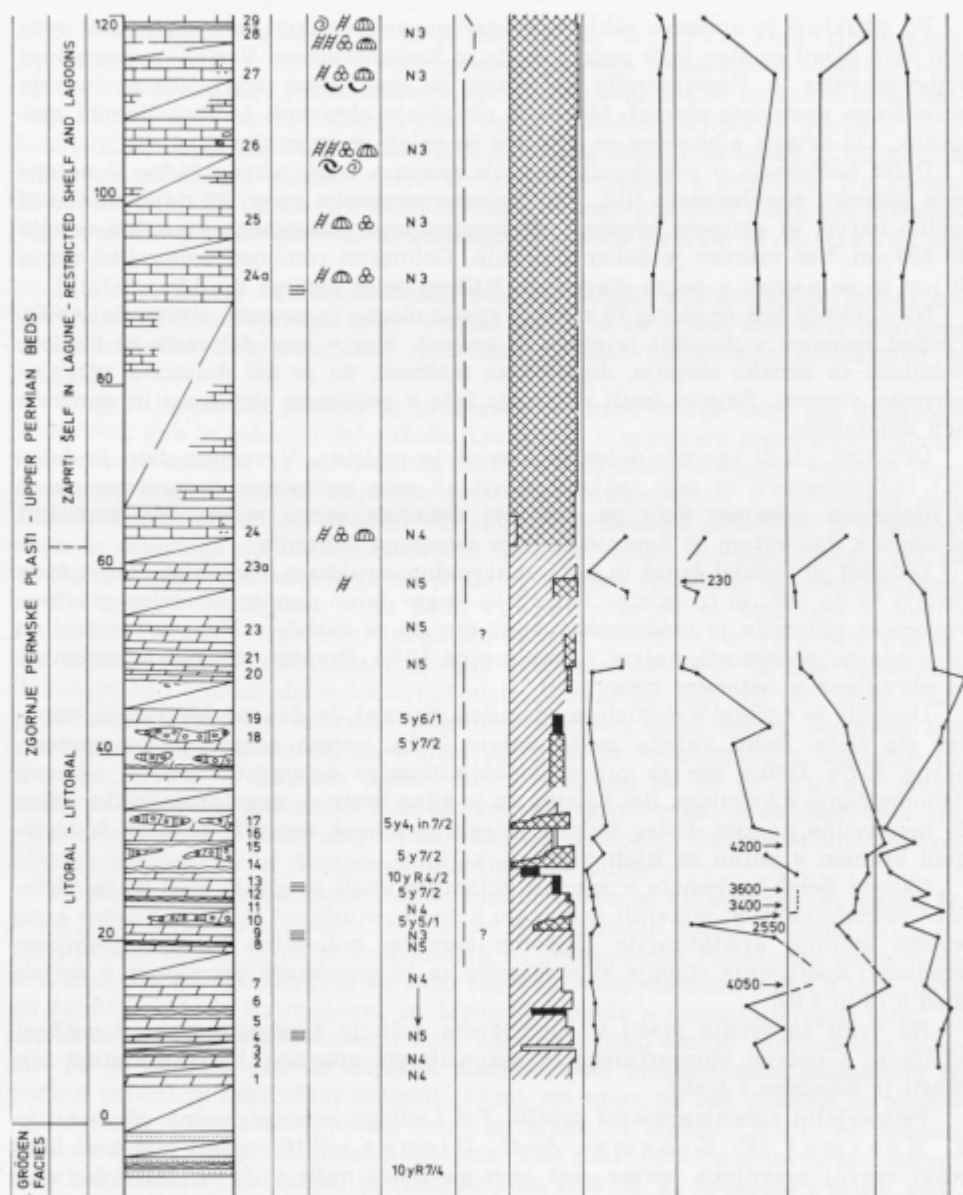
Više prehaja zgornjepermski dolomit v temno sivi in črni tankoplastoviti apnenec, ki vsebuje naslednje fosile (L. Šribar, neobjavljeno poročilo):

Alge: *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) (tabla 1, sl. 2), *Vermiporella nipponica* Endo (tabla 1, sl. 3), *Permocalculus* sp., *Permocalculus fragilis* (Pia) in *Mizzia* sp.

Foraminifere: *Hemigordiopsis renzi* Reichel, *Agathammina* sp., *Nodosaria* sp., *Geinitzina* sp., *Globivalvulina* sp., *Fronicularia* sp. in *Ammodiscus* sp.

Razen alg in foraminifer so v preiskanih vzorcih zelo številne ploščice ehinodermov (povečini krinoidi), redkejši pa so fragmenti moluskov in ostrakodi. Ponekod se dobe preseki polžev iz rodu *Bellerophon*.

Apnenec je srednjeplastovit. Posamezne plasti merijo 10 do 30 cm, redke so debele do 0,5 metra. Kontakti med plastmi so večidel ravni, ponekod pa rahlo valoviti. Med apnencem nastopajo redke lezike ali tanke pole črnega glinastega skrilavca.



Sl. 2. Zgornjepermsko zaporedje plasti v Javorjevem dolu na Žirovskem. Legenda pri sl. 4

Fig. 2. Upper Permian succession of beds at Javorjev Dol in the Žiri area. See fig. 4 for explanation

Po strukturi je apnenec rahlo rekristalizirani biomikrit in biosparit. V večjem delu plasti so alge tako pogostne, da so kamenotvorne. Vrsti *Gymnocodium bellerophonis* in *Vermiporella nipponica* se med seboj izključujeta; le zelo poredkoma nastopata skupaj. Mestoma obraščajo alge tudi redke odlomke moluskov. Od drugih alokemov so prisotni še peleti in intraklasti.

Delež karbonata v preiskanih vzorcih apnenca znaša okrog 95 %. V netopnem ostanku prevladujejo illit, priritizirana organska snov, ki daje kamenini temno barvo, in avtigeni kremen. Idiomorfna zrna avtigenega kremena merijo do 200 μm . Več vzorcev je dolomitiziranih. Dolomitni romboedri so veliki okrog 60 μm in so nastali v pozni diagenezi. Njihov delež cenimo do 5 %.

Na apnencu leži še okrog 70 metrov svetlo olivno in rumeno sivega dolomita. Prehod apnenca v dolomit je oster in razkrit. Ker v tem dolomitu ni fosilov, značilnih za skitsko stopnjo, dopuščamo možnost, da je del dolomita zgornje-permske starosti. Skitski fosili nastopijo šele v peščenem skrilavcu in apnencu nad dolomitom.

Debelina plasti zgornje dolomitne enote je različna. V večjem delu je dolomit tankoplastovit in zelo tankoplastovit ali celo laminiran, posamezne plasti v njegovem vrhnjem delu pa dosežejo debelino enega metra. Na kontaktu apnenca z dolomitom so nepravilne leče satastega dolomita.

Dolomit je večidel zrnat in kaže saharoidno strukturo. Nekoliko motna zrna merijo 40 do 400 μm (povprečno 80 μm) in imajo delno razvite kristalne ploskve. Poroznost dolomita je medzrnska, delež por pa je različen. Nekateri vzorci so brez opazne poroznosti, največ jo cenimo na 10 %. Prvotna struktura kamenine ni ohranjena v nobenem vzorcu.

Dolomit je večidel kalcitiziran (dedolomitiziran), le dva od preiskanih vzorcev sta čista. Delež kalcita znaša največ 50 %, večina ohranjenih pa ga vsebuje okrog 20 %. Delno gre za pravo dedolomitizacijo dolomitnih zrn in njihovo nadomeščanje s kalcitom, del kalcita pa je žilne vrste — zapolnjuje tanke žilice in nepravilna gnezda. Poleg kalcita je skoraj v vseh vzorcih prisoten še avtigeni kremen v porah in žilah (tabla 2, sl. 1).

Skupni delež karbonata v zgornji dolomitni enoti se giblje med 94 in 98 %. Med nekarbonatnimi minerali nastopajo kremen, muskovit in illit. Dolomit kaže visoko stopnjo kristalizacije (popolno zgradbo dolomitne mreže). Dobljene vrednosti koeficienta stopnje kristalizacije za 12 preiskanih vzorcev so v mejah med 0,76 in 1,04.

Na vrhu zaporedja plasti v Javorjevem dolu je rjavkasto rumeni peščeni skrilavec s polami biosparitnega in oosparitnega apnenca. Skitska starost teh plasti je določena s fosili.

Primerjalni zgornjepermski profili. Pri Ledinici severozahodno od Zirov je F. Kossmat (F. Kossmat & C. Diener, 1910) opisal podoben lito-loški razvoj zgornjega perma, kot smo ga sedaj našli v Javorjem dolu; oba profila sta del istega sklenjenega pasu. Na gródenskem peščenjaku si sledijo peščeni dolomit, apnenec s fosili in zopet dolomit, ki je ponekod luknjičav. Verjetno je bil tak razvoj zgornjepermjskih plasti precej razširjen v smeri Otalež—Masore—Šebrelje. Vendar je tod narivna zgradba zapletena. V raziskovalni vrtini V-2/70 v Masorah na levi strani Idrijce se do globine 124,80 m menjavajo glinasti skrilavec, dolomit, apnenec in luknjičavi dolomit. Niže se do globine 194,50 m temno sivi apnenec menjava s polami črnega in sivo zele-

nega skrilavca. Na globini 187 m je določila L. Šribarjeva (1970, neobjavljeno poročilo) v temno sivem apnencu preseke foraminifere *Agathammina* sp. in fragmente alge *Permodiculus* sp. V intervalu 194,50 do 253,00 m prevladuje temno sivi apneni dolomit, vmes pa se ritmično menjavata svetlo sivi dolomit in temnejši glinovec. Značilnost celotnega odseka so tanke žilice kalcita, žilice in gomoljasti skupki sadre ter redke prevleke z žveplom. Na globini 256,40 m je L. Šribarjeva (1970, neobjavljeno poročilo) našla več presekov *Gymnocodium bellerophontis* in krinoide (F. Drovenik & K. Grad, neobjavljeno poročilo).

Litološki razvoj zgornjepermskih plasti v vrtini v Masorah je precej podoben profilu Javorjevega dola. Vendar jedra iz te vrtine niso bila nadrobno sedimentološko in geokemično raziskana in zato neposredna primerjava ni mogoča.

V zgornjepermski periodi je preplavljalo plitvo morje večji del današnjih Posavskih gub in zahodni del Južnih Karavank. V splošnem prevladuje dolomit. Apnenec je omejen na sorazmerno majhno škofjeloško-idrijsko območje, kjer so znana bogata fosilna najdišča, predvsem brahiopodov. V zahodnem delu Južnih Karavank sestoji spodnji del zgornjepermskega zaporedja iz luknjičavega in satastega dolomita, ponekod s tankimi vložki apnenca, zgornji del pa iz plastovitega in skladovitega dolomita. V potoku Košutnik, severno od Medvodij, ustreza spodnjemu delu 80 m dolomitne breče in satastega dolomita z vložkom temno sivega mikritnega apnenca in dolomita, ki vsebujeta naslednje fosilne vrste: *Velebitella triplicata* Kochansky-Devidé, *Mizzia velebitana* Schubert in *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz). Zgornji del skladovnice predstavlja temno sivi mikritni plastoviti dolomit, debel 200 m. Na njem leži spodnjetriadni kalkarenitni in oolitni apnenec, ki se menjava z laporjem (S. Buser, 1974). V Savskih jamah nad Jesenicami pa je S. Buser (1974) našel v dolomitu naslednje mikrofosile: *Glomospira* sp., *Hemmigordius* sp., *Agathammina* sp., *Anthractyliopsis lastensis* Accordi, *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) in *Aeolisaccus dinningtoni* Elliot.

Podoben razvoj zgornjepermskih kamenin, kot je karavanški, je opisal W. Buggisch (1974) v profilu Reppwand v Karnijskih Alpah. Celotno skladovnico, debelo 250 m, je po mikrofacialnih in geokemičnih raziskavah razdelil na šest enot. Na grödenskih plasteh sledi najprej satasti dolomit, debel 3,50 m, nato pa tankoplastoviti bituminozni in laporni dolomit s foraminiferami, polži in ostrakodi (15 m). Satasti dolomit kaže na evaporitsko okolje, bituminozni dolomit pa na zvezo s plitvim odprtim morjem. Nad bituminoznim dolomitom se ponovi satasti in luknjičavi dolomit (15 m), na njem pa leži ploščati in plastoviti dolomit z intraklasti, oidi, foraminiferami in algami (31 m). Ta dolomit kaže na zvezo z odprtim plitvim morjem. Više sledi debeloplastoviti in masivni mikritni dolomit z ostrakodi in radiolarijami (100 m), ki je nastal v mirni vodi. Najvišji horizont zgornjepermskih kamenin sestoji iz sparitnega plastovitega dolomita (75 m). Zanj so poleg ostankov lupin značilni slabo ohranjeni kono-donti. Po fosilih, sorazmerno visoki količini netopnega ostanka (9,2 %) in plastovitosti je sklepal W. Buggisch (1974) na razgibano vodo in na zvezo z odprtim morjem.

O zgornjepermski belerofonski formaciji v italijanskem delu Južnih Alp sta dala precej podatkov A. Bosellini in L. A. Hardie (1973). Proti

zahodu sega ta formacija v Dolomite in dalje približno do judikarijskega preloma zahodno od Trenta in Bozna. Proti jugu je ozemlje pokrito z mlajšimi plastmi in zato južna meja zgornjepermskega bazena ni določena. Debelina plasti raste od zahoda proti vzhodu; na območju Cortine v Dolomitih znaša okoli 500 m, proti vzhodu pa celo 600 m. A. Bosellini in L. A. Hardie (1973) sta razdelila belerofonsko formacijo na spodnji — dolomitno-sadreni »fiamazza« facies in zgornji — mikritno-skeletni apnenčev »badiota« facies. Spodnji predstavlja na obrobju sedimentacijskega prostora celotno zgornjepermsko formacijo. Sestoji iz plastovitega dolomikrita, ki se menjava podrejeno z luknjičavim dolomitom in brečastim dolomitom. Proti vzhodu — v centralnih in vzhodnih Dolomitih in Karniji je karbonatno-evaporitni facies omejen na spodnji del belerofonske formacije; tu se ciklično menjavajo sadra, dolomit in skrilavec. V zgornjem delu belerofonske formacije se na tem območju, ki predstavlja centralni del sedimentacijskega prostora, peletni mikritni apnenec menjava z bituminoznim apnenim skrilavcem. Apnenec vsebuje alge in bentonske foraminifere, redkejši so školjke, brahiopodi in polži. Proti obrobju bazena se ta facies menjava z dolomitom. R. Assereto in sodel. (1973) so v članku o permsko-triadni meji v Južnih Alpah preučevali razširjenost različnih fosilnih skupin v belerofonskem apnencu in prišli do sklepa, da so fosilne skupine močno odvisne od sedimentacijskega okolja. Najprej se pojavijo manj zahtevni organizmi glede življenjskega okolja, kot so alge, ostrakodi in foraminifere. Slede evrihaline vrste plitvovodne favne, kot so *Bakevella*, *Shizodus*, *Liebea* in morda konodont *Ellisonia*, ki prenesejo širok razpon slanosti. Končno pridejo glede slanosti zahtevne stenohaline morske oblike npr. brahiopodi in ammonoidi.

Ugodno okolje za razvoj brahiopodov je nastopilo na ozemlju Madžarske in Jugoslavije prej kot v italijanskih Južnih Alpah. To obenem dokazuje, da je prišla v zgornjepermški periodi splošna transgresija od vzhoda in napredovala na območje zahodne Tetide.

Tudi v Sloveniji moremo v glavnem razlikovati dva faciesa zgornjepermških plasti — dolomitnega in apnenčevega. Dolomitni facies je daleč najbolj razširjen v Karavankah in v večjem delu Posavskih gub. Prične se z zrnatim satastim in ponekod brečastim dolomitom, ki prehaja više v plastoviti dolomit. Pogoji za življenje so bili na splošno slabi; zaradi močnega izparevanja vode se je zelo povečala slanost. Zato so evrihaline vrste, kakor so dasikladaceje, ostrakodi in bentonske foraminifere, le redke. V zahodnem delu Posavskih gub, tj. na škofjeloško-idrijskem ozemlju, pa kažejo stenohaline školjke, ramenonožci in korale v apnencu, da je bilo tod morje že v spodnjem delu zgornjepermske periode dokaj normalno slano. Le proti koncu zgornjega perma so se tudi na tem območju življenjski pogoji poslabšali. Na to kaže tudi dolomit, nastal v zgodnji diagenezi. Mikrofacialno in geokemično raziskani profil Javorjev dol moremo imeti za značilen razvoj zgornjepermških plasti v centralnem delu sedimentacijskega prostora.

V Julijskih Alpah apnenčev razvoj ni znan na površju. Verjetno je pokrit. Zato razvoja belerofonske formacije na območju Žirov ni mogoče primerjati zvezno z »badiota« faciesom italijanskih Južnih Alp.

Skitske plasti. V Sloveniji imajo skitske kamenine večji obseg kot zgornjepermske. Razširjene so v Karavankah, v Posavskih gubah in na Dolenjskem.

V Južnih Karavankah prevladuje lapor in laporni apnenec, v Posavskih gubah pa vsebuje spodnji del skitskih plasti veliko terigene primesi. Značilen je tudi dolomit, ki v znatni meri nadomešča apnenec in laporni apnenec Južnih Karavank.

Za mikrofacialne in geokemične raziskave skitskih plasti smo izbrali profil Dedjek zahodno od Polhovega gradca pri Ljubljani. Tudi ta profil se nahaja, podobno kot zgornjepermski, v zahodnih Posavskih gubah. Podlaga skitskih plasti je na območju Dedjeka zgornjepermski dolomit.

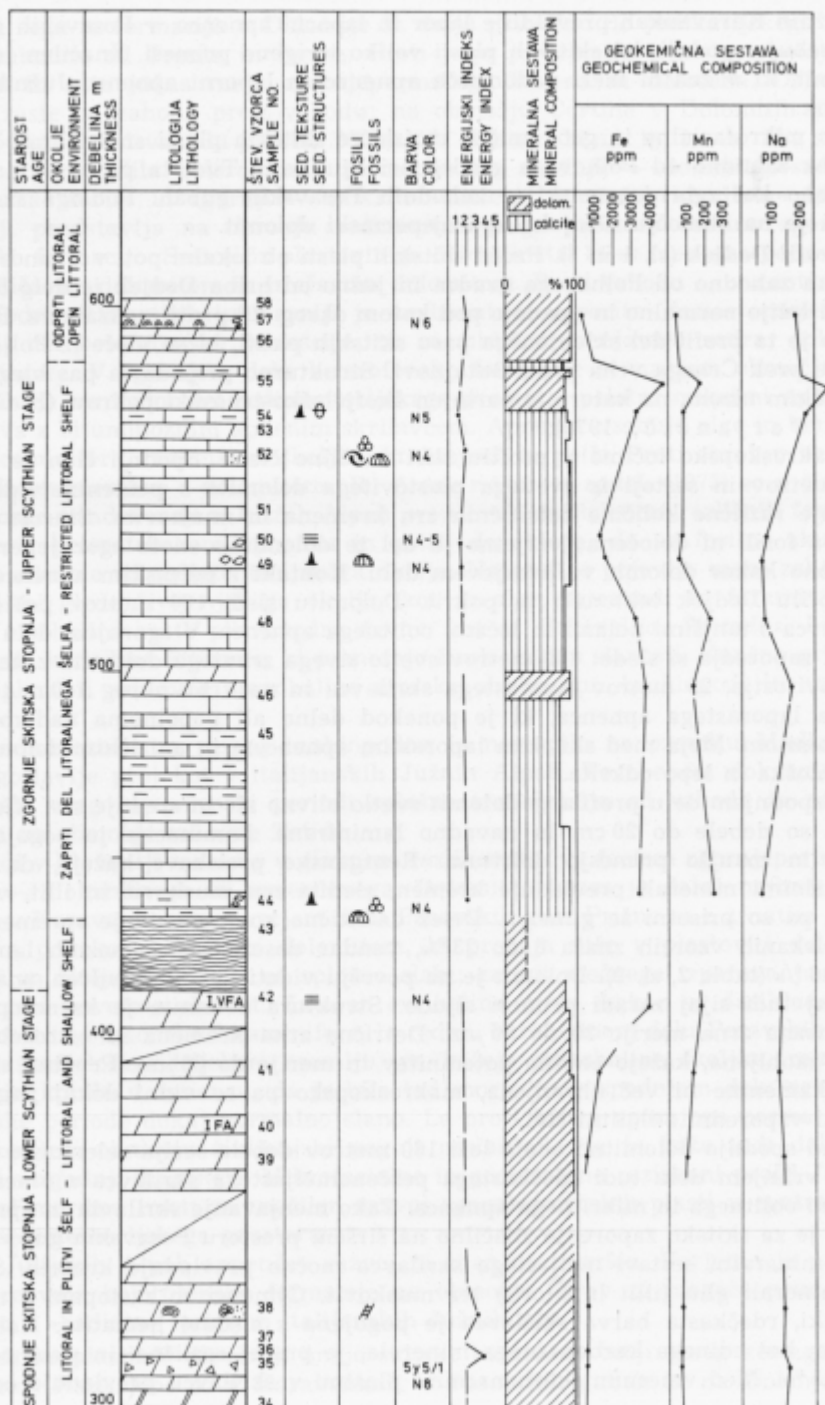
Profil Dedjek (sl. 1 in 3). Profil skitskih plasti ob lokalni poti v Škandrovem grabnu zahodno od Polhovega gradca in južno od hriba Dedjek je dolg 600 m. Plasti ležijo normalno in vpadajo pod kotom okrog 30° proti jugozahodu. Regionalno je ta profil del sklenjenega pasu skitskih plasti, ki se vleče iz Poljanske doline prek Črnega vrha proti Butajnovi. Strukturno pripada ta pas blegoško-vrhniskim nizom, na katere je narinjen škofjeloško-trnovski pokrov (K. Grad & L. Ferjančič, 1976).

Makroskopsko ločimo v profilu štiri značilne člene. Spodnji člen je debel 100 metrov in sestoji iz svetlega plastovitega dolomita s peščenim videzom; vsebuje različne količine detritičnih zrn kremenca in muskovita. Starost dolomita s fosili ni določena; verjetno je del te dolomitne enote zgornjepermski, podobno kakor dolomit v Javorjevem dolu. Kontakt s permskim apnencem je v profilu Dedjek tektonski in pokrit. Dolomitu sledi 160 metrov peščenega skrilavca s tanjšimi polami in lečami oolitnega apnenca. V zgornjem delu skitskega zaporedja si slede: 180 metrov svetlo sivega zrnatega dolomita z nejasno plastovitostjo, 25 metrov laporastega skrilavca in na vrhu okrog 140 m temno sivega laporastega apnenca, ki je ponekod delno ali popolnoma nadomeščen z dolomitom. Meja med skitskim laporastim apnencem in anizičnim dolomitom je litološka in lepo odkrita.

V spodnjem delu profila je dolomit svetlo olivno siv in srednje siv. Njegove plasti so debele do 20 cm in navadno laminirane. Laminacija je pogojena z večjo in manjšo primesjo detritusa. Rentgenske preiskave kažejo, da med detritičnimi minerali prevladuje kremen, sledita mu muskovit in illit, v sledovih pa so prisotni še glinenci. Delež detritične komponente je spremenljiv; v preiskanih vzorcih znaša 6 do 23 %, vendar doseže v posameznih laminah tudi 40 % (tabla 2, sl. 2). Dolomit je na površju videti nekoliko peščen, značilen je zanj tudi sijaj zaradi primesi sljude. Struktura dolomita je ksenotopična, posamezna zrna merijo 20 do 50 μm . Detritična zrna kremenca so ostroroba do slabo zaobljena, kažejo enotno potemnitev in merijo do 60 μm . Prvotna struktura kamenine ni več ohranjena, makroskopsko pa so vidni dokaj pogostni drobni vzporedni stilolitni šivi.

Nad spodnjo dolomitno enoto leži 160 metrov debela serija zelenkasto sivega, v vrhnjem delu tudi rdečkastega peščenomeljastega skrilavca z vmesnimi plastmi oolitnega in mikritnega apnenca. Tako menjavanje skrilavih in apnenih plasti je za skitsko zaporedje značilno na širšem prostoru Posavskih gub.

V mineralni sestavi meljastega skrilavca močno prevladuje kremen. Sledijo mu minerali glin (illit in klorit) ter muskovit. Glinenci so zastopani z nekaj odstotki, rdečkasta barva skrilavca je pogojena s sledovi hematita. Količina kalcita, kot edinega karbonatnega minerala, je precej različna, in sicer od 1,2 do 11,5 %. Med vmesnimi karbonatnimi plastmi v skrilavcu prevladuje oolitni



apnenec, debeloplastovit in temno siv ali rjavkasto rdeč. Apnenec je večidel že rekristaliziran, tako da prepoznamo njegovo strukturo le še po konturah oolitnih ovojev, ki so temnejši zaradi primesi mineralov glin in hematita. Ooidi se med seboj dotikajo in merijo do 0,5 mm. Zaradi tektonskih deformacij v času zgodnje diageneze so številni ooidi eliptični in z daljšo osjo orientirani vzporedno s plastovitostjo (tabla 2, sl. 3 in tabla 3, sl. 1). Delež karbonata v oolitnem apnencu se giblje od 92 do 96 %.

Nekateri vzorci oolitnega apnenca so rahlo dolomitizirani. Dolomitni romboedri so veliki do 200 μm in so zaradi primesi železa rjavkasti. Nastali so v času pozne diageneze; njihov delež cenimo na 2 %. Razen oolitnega apnenca so med skrilavcem še redke pole in leče sivega in rjavkasto rdečega rekristaliziranega biosparitnega in biopelsparitnega apnenca. Med bioklasti so zastopani odlomki skeletov ehinodermov in tankih školjčnih lupin.

Zgornji del profila se pričinja zopet s plastmi svetlo do srednje sivega dolomita, debelimi 20 do 50 cm. Skupna debelina zgornje dolomitne enote znaša okrog 180 metrov.

V primerjavi s spodnjo dolomitno enoto je zgornja mnogo bolj čista in vsebuje 96 do 99,2 % karbonata. Le vzorci iz vrhnjega dela dolomita vsebujejo do 12 % detritične primesi (kremen, glinenci, illit, muskovit, v sledovih še kaolinit). V tem delu je dolomit bolj tankoplastovit s slabo izraženo laminacijo. Večidel je dolomit drobnozrnat, kaže saharoidni videz in hipidiotopično strukturo. Prvotna struktura je skoraj popolnoma zabrisana, le v dveh plasteh je vidna tekstura drobne breče, oziroma onkoidov in skeletov polžev. Stopnja kristalizacije dolomita je srednja do dobra, koeficient K, razmerje višin konic na difraktogramih pri kotih 35,3° in 37,3°, znaša od 0,60 do 0,96 za sedem vzorcev. Skitska stopnja se konča s plastmi srednje do temno sivega laporastega apnenca, debelega 140 m; ponekod ga nadomeščajo pole in leče dolomita. Starost tega apnenca je določena s foraminifero *Meandrospira pusilla* (Ho); sicer pa so na idrijsko-škofjeloškem območju iz tega horizonta določeni tudi konodonti (K. Grad & L. Ferjančič, 1976).

Mikroskopske preiskave kažejo, da je apnenec nekoliko rekristaliziran mikrosparit, mestoma bio- ali pel-mikrosparit. Od fosilov so poleg foraminifer prisotni še odlomki ehinodermov, nekateri med njimi kažejo sintaksialni sparitni rob. Delež alokemov je v vseh vzorcih nižji od 10 %. Mikrosparitna zrna predstavljajo rekristalizirani prvotni mikrit. Vsi vzorci kažejo vzoredne stilolitne šive, zaradi katerih je apnenec ponekod laminiran. V njih so koncentrirani organska snov in minerali glin. Delež netopnega ostanka v apnencu znaša največ 17 %, povečini pa 5 do 10 %. Med nekarbonatnimi minerali nastopajo kremen, illit in v sledovih kaolinit. Peleti so v vzorcih redki, koncentrični in merijo 100 do 200 μm .

Dolomitizacija apnenca je poznodiagenetska. Dolomitni romboedri merijo več deset μm in največ 200 μm (tabla 3, sl. 2). Mestoma se družijo v nepravilna polja, velika nekaj milimetrov. Razen v plasteh, ki so popolnoma dolomitizirane, znaša delež dolomita v apnencu največ 10 %.

Apnenčeve pole so debele 5 do 30 cm. Ponekod vsebujejo vložke laporastega skrilavca, debele nekaj centimetrov in decimetrov. Na kontaktu dolomita in apnenca znaša debelina tega skrilavca 25 metrov. Rentgenska preiskava vzorcev kaže, da med minerali prevladuje kalcit, slede mu kremen, illit in klorit kot

minerala glin, v sledovih pa še glinenci. V primerjavi s spodneskitskim skrilavcem vsebuje skrilavec zgornje enote več karbonata, tudi do 30 %.

Anizične plasti. Na območju Slovenije se je nadaljevala karbonatna sedimentacija v plitvem šelfnem morju iz skitske v anizično stopnjo. Prevladuje dolomit, iz mlajšega dela anizične stopnje pa so se ponekod ohranili tudi sedimenti nekoliko globljega morja. Za mikrofacialno in geokemično raziskavo smo izbrali anizične plasti v profilu Todraž na območju blegoško-vrhnjskih nizov okoli štiri kilometre jugovzhodno od Gorenje vasi in šest kilometrov severozahodno od profila skitskih plasti pri Dedjeku.

Profil Todraž pri Gorenji vasi (sl. 1 in 4). Dolomit anizične stopnje je bil raziskan na grebenu med potoško in hotaveljsko grapo v profilu, dolgem 200 m. Njegova talnina in krovina nista odkriti. Dolomit je debeloplastovit, leži subhorizontalno, geopetalna tekstura pa kaže na normalno lego plasti.

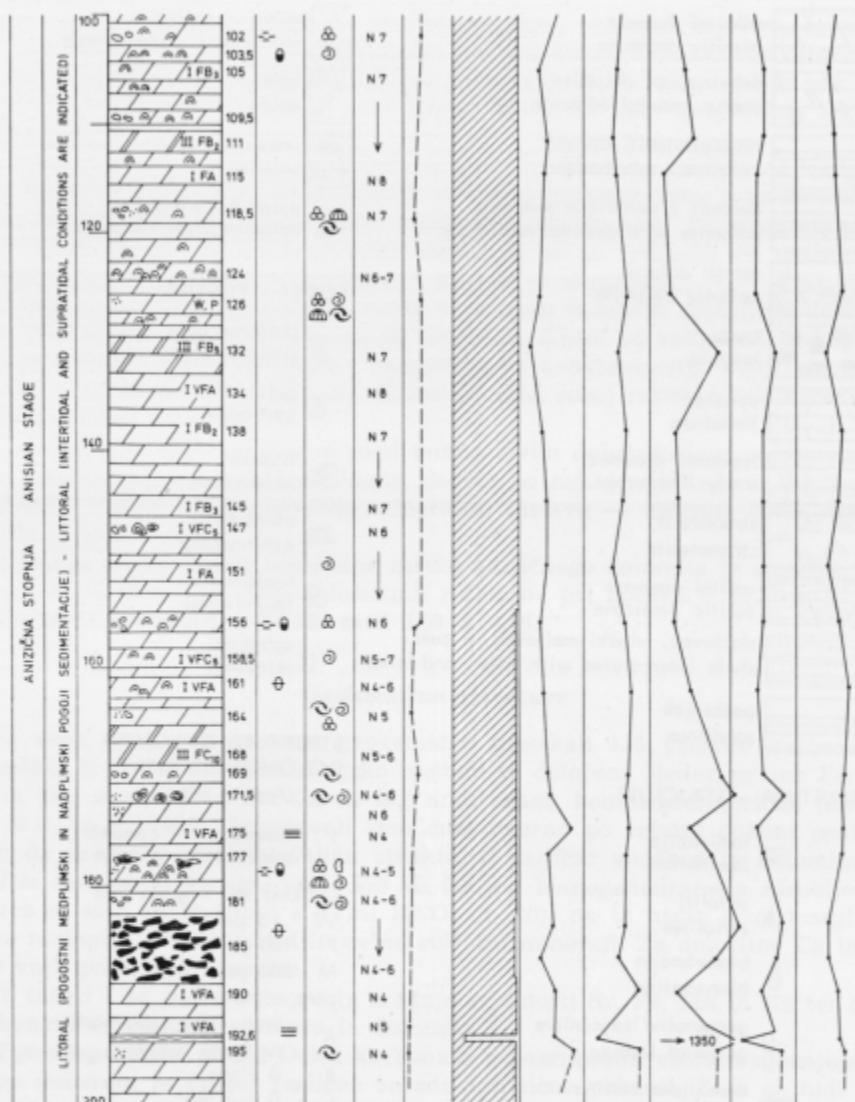
Makroskopsko je vidna razlika v barvi med spodnjim in zgornjim delom profila. V spodnjih 40 metrih je dolomit temen in bolj drobnozrnat, v zgornjem delu pa svetel in bolj debelozrnat.

Rentgenske, geokemične in mikroskopske raziskave kažejo enotno sestavo plasti — dolomit je čist, delež karbonata pa je v vseh preiskanih vzorcih višji od 98 %.

Fosili so ohranjeni v celotnem profilu in jih je kljub dolomitni sestavi kamenine sorazmerno mnogo. Prav foraminifera *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić, značilna za anizično stopnjo, je najbolj pogosten fosil (tabla 3, sl. 3). Poleg nje se dobe *Diplotremina cf. astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Fronicularia* sp., Lituolidae, fragmenti alg, školjčne lupine, gastropodi, ploščice ehinodermov in ostrakodi. Fosilna združba je značilna za plitvo in mirno sedimentacijsko okolje.

Mikroskopsko ločimo v profilu štiri strukturne tipe dolomita. Najbolj pogoste so plasti gostega svetlega dolomita in dolomita s saharoidno strukturo. Prvotna struktura kamenine je pri vseh teh vzorcih zaradi dolomitizacije uničena. Dolomitna zrna merijo 20 do 200 μm , večinoma pa okrog 60 μm . Poroznost je medzrnska, delež por cenimo na 5 %, pri čemer velja, da poroznost narašča z večjo zrnastostjo kamenine. Pore so razporejene v kamenini dokaj enakomerno in merijo pod 2 mm. Sistem kanalov ali odprtih mikrorazpok je redek. Mikrodolosparit, ki se izmenjava z zrnatim dolomitom, je povečini brez vidne poroznosti. V temni, spodnji dolomitni enoti prevladuje mikrodolosparit; ponekod vsebuje konture školjčnih lupin in peletov. Prvotna struktura kamenine je ohranjena v številnih plasteh, ki se izmenjavajo z zrnatim dolomitom. Po strukturni klasifikaciji Folk (1962) pripadajo ti vzorci najbolj pogosto biopelsparitu. Med bioklasti prevladujejo fragmenti neskeletnih alg, mikrogastropodi in školjčne lupine. Intraklasti merijo večidel pod 2 mm in imajo neizrazite zaobljene konture (plastiklasti). V precej vzorcih opazujemo majhne izsušitvene pore, v nekaterih pa tudi bioturbacijsko teksturo.

Biopelsparitni dolomit (tabla 4, sl. 1) se pogosto menjava z vmesnimi plastmi biogenega-alginega dolomita. Vložki so debeli po nekaj metrov. Alge so neskeletne, kažejo stromatolitno strukturo spužvastega videza; so tako pogostne, da so kamenotvorne (tabla 4, sl. 2 in 3; tabla 5, sl. 1). Algini filamenti so mestoma še ohranjeni. Medprostore med algami zapolnjuje najpogostejše mikrodolosparit; vanj so ujeti še posamezni peleti, plastiklasti, foraminifere ali skeleti drugih



Sl. 4. Anizično zaporedje plasti pri Todražu na Žirovskem
Legenda na hrbtni strani

Fig. 4. Anisian succession of beds at Todraž in the Žiri area
Please turn over for the explanation

LITOLOGIJA - LITHOLOGY

	mikritni dolomit micritic dolomite
	debelozrnati dolomit coarse grained dolomite
	tankoplastoviti dolomit dolomite, thin bedded
	dolomit z detritično primesjo dolomite with detrital admixture
	satasti dolomit cellular dolomite
	breča breccia
	apnenec limestone
	laporasti apnenec marly limestone
	stromatolit stromatolite
	oolitni apnenec oolitic limestone
	skrilavec, vložki meljevca in pešč. shale intercalated with siltst. and sandst.
	peščenjak sandstone

TEKSTURA - STRUCTURE

	laminacija lamination
	stiloliti stylolites
	bioturbacija bioturbation
	geopetalne zapolnitve geopetal feature
	korozijska votlina solution cavity
	izsušitvene pore shrinkage pores
	generacije cementa cement generation

ALOKEMI - ALLOCHEMS

	peleti - pellets
	plastiklasti - plasticlasts
	ooidi ooids
	onkoidi oncoids
	dolomitni romboedri dolomite rhombohedrons

FOSILI - FOSSILS

	skeletne alge skeletal algae
	polži gastropods
	školjke pelecypods
	ehinodermi echinoderms
	foraminifere foraminifers
	ostrakodi ostracods

STRUKTURA DOLOMITA DOLOMITE TEXTURE (Archie 1952)

I	kompaktna - compact
III	saharoidna - sucrose
velikost zrn - grain size	
VF	<5 µm
F	100 µm
M	200 µm
pore - pores	
A	brez vidne poroznosti - no pores visible
B	0.1 mm
C	0.1-2 mm
5	odstotek por pores in percent
Energ. indeks Plumley and Energy Index others 1962	
Barva Color	Rock Color Chart (Geol. Soc. America)

Legenda k slikam 2, 3 in 4
Explanation of figures 2, 3, and 4

organizmov, zelo številne pa so izsušitvene pore, velike nekaj mm, izjemoma do 2 cm. V nekaterih vzorcih opazujemo dve generaciji dolomitnega cementa — obrobni cement A ter mozaični cement generacije B; v večini večjih por pa je ohranjen še interni sediment — mikritno blato, ki kaže geopetalno teksturo (tabla 5, sl. 2 in 3).

Intraformacijska breča je razvita v treh horizontih, debelih od enega do šest metrov. V zgornjem delu profila je breča drobnozrnata, z izometričnimi, slabo do srednje zaobljenimi klasti, velikimi 2 mm do 5 cm. Po strukturi pripadajo klasti sivemu mikrosparitnemu dolomitu in so temnejši od osnove (cementa). Prvotna struktura kamenine v klastih ni ohranjena.

Drugačna je intraformacijska breča v temnem dolomitu spodnjega dela profila. Tu so klasti svetli, vezivo pa je temnejše. Klasti so večinoma podolgovati in imajo obliko lusk, običajnih v nadplimskem konglomeratu. Večji klasti merijo do 5 cm in so slabo sortirani. Klasti so med seboj različno orientirani, kar kaže na njihov transport.

V najnižjem delu profila so med temno sivim dolomikritom posamezne lezike temnejšega glinastega skrilavca, debele po nekaj milimetrov. Rentgenska preiskava vzorca kaže naslednjo mineralno sestavo — dolomit 20 %, kremen ~ 5 % in illit ~ 75 %.

Stopnja kristalizacije dolomitne mreže anizičnega dolomita je srednja. Koeeficient K za razmerje višin dolomitnih reflektov pri kotih 2θ 35,3° in 37,3° se giblje za 24 preiskanih vzorcev med 0,58 in 0,75.

Geokemične raziskave

Iz vseh treh profilov smo geokemično preiskali 135 vzorcev karbonatnih kamenin. S plamensko absorpcijsko metodo so določene sledne prvine Fe, Mn, Sr in Na, medtem ko sta Ca in Mg analizirana kompleksometrično (metoda G. Müller, 1964). Vzorčevali smo enakomerno po celotni dolžini profilov, tako da so zajeti vsi litološki in strukturni različki apnenca in dolomita. Za analize slednih prvin smo vzeli 250 ali 500 mg homogeniziranega zdrobljenega vzorca in smo ga raztopili s 50 ml HNO_3 (1 : 20); na ta način smo dosegli, da so se raztopili le karbonatni in delno sulfidni minerali. Za določitev Ca in Mg smo vzeli po en gram vzorca.

V tabeli 1 so podane mejne in srednje vrednosti Sr, Fe, Mn in Na ter delež karbonata v različkih apnenca in dolomita.

Zgornjepermske plasti. Delež karbonata v posameznih vzorcih zgornjepermskega dolomita je precej različen zaradi detritične primesi. Zato se tudi geokemične vrednosti elementov gibljejo v sorazmerno širokem okviru. Čisti dolomit spodnjega dela profila ima razmerje Ca/Mg med 1,65 in 1,75, kar pomeni, da nihajo njegove vrednosti med stehiometričnim dolomitom ($\text{Ca/Mg} = 1,64$) ter med dolomitom, ki vsebuje do 5 mol % CaCO_3 presežka. Sorazmerno visoke vrednosti železa (popr. 1550 ppm) in mangana (popr. 215 ppm) so predvsem posledica drobnorazpršenega piritnega pigmenta. Vrednosti obeh elementov kažeta v večini primerov pozitivno korelacijo z intenzivnostjo barve karbonata. Tako vsebuje temno sivi in črni apnenec nad dolomitom podobne količine Fe in Mn kot dolomit v spodnjem delu profila, medtem ko je svetli zrnati dolomit na prehodu zgornjepermskih plasti v skitske približno trikrat bolj siromašen

Tabela 1. Sledni elementi v različnih apnenca in dolomita
 Table 1. Trace elements in different limestone and dolomite varieties

Starost Age	Kamenina Rock	Štev. vzorca No of sample	Delež karbonata Carbonate Content %	Sr ppm	Fe ppm	Mn ppm	Na ppm
Anizična stopnja	svetli dolomit light dolomite	42	98-99	40-75 60*	90-470 240*	15-40 25*	80-170 120*
Anisian stage	temni dolomit dark dolomite	8	96-99	55-90 65*	250-570 400*	25-40 30*	100-150 130*
Skitska stopnja Scythian stage	temni apnenec dark limestone	6	83-98		1070- 4950	50-230 90*	55-300 100*
	svetli dolomit light dolomite	11	96-99		320-730 450*	60-90 75*	130-200 150*
	oolitni apnenec oolitic limestone	10	82-96		760- 4500	40-390 250*	65-110 90*
	svetli dolomit z detritično primesjo	6**	78.5-98		2700- 5050	105-150 120*	90-145 130*
	light dolomite with terrigenous admixture	44***	94-98.5	55-120 75*	350-670 500*	20-70 45*	60-400 240*
Zgornje- permske plasti Upper Permian Beds	temni apnenec dark limestone	12	94-97	460-980 780*	880-1950 1350*	80-280 175*	80-200 150*
	temni dolomit dark dolomite	18	76-95	55-500 140*	580-4200 1550*	45-410 215*	90-480 270*

* poprečna vrednost
the average value

** profil Dedjek
Dedjek section

*** profil Javarjev dol
Javarjev Dol section

z železom in manganom v primerjavi s spodnjima enotama (500 ppm Fe popr. in 45 ppm Mn popr.). Soodvisnost med železom in manganom v posameznih vzorcih je očitna in je vidna iz profilov.

Vsebnost stroncija je v zgornjepermskih plasteh izrazito bimodalna in je odvisna od vrste karbonatnega minerala. Apnenec vsebuje povprečno 700 ppm Sr, dolomit spodnje enote okrog 140 ppm Sr, dolomit nad apnencem pa okrog 75 ppm. Vrednosti stroncija, kakršne smo določili v zgornjepermskem apnencu, so pogostne v mikritnih apnencih starejših geoloških dob, ki so se usedali v zaprtem okolju in vsebujejo organsko primes (J. Veizer & R. Demović, 1974). Pri dolomitu zgornje enote opazujemo zvezo med stopnjo kalcitizacije dolomita (dedolomitizacijo) in vrednostjo stroncija. Najbolj kalcitizirani vzorci vsebujejo najmanj stroncija. Znižana vrednost Sr je za dedolomitizacijo značilna (D. J. Shearman et al., 1961; R. C. Bathurst, 1971).

Natrij je v mejah med 60 in 480 ppm; dolomit vsebuje v poprečju nekoliko več Na kot apnenec. Višje koncentracije natrija v dolomitu so v zvezi s slanimi porinimi raztopinami, ki dajejo tudi Mg za zgodnjiagenetsko dolomitizacijo v litoralnem okolju. Tudi natrij je odvisen od stopnje dedolomitizacije, in sicer vsebujejo bolj kalcitizirani dolomiti, ki so bili diagenetsko močnejše spremenjeni, manj natrija. Najmanj natrija vsebujejo vzorci satastega dolomita (okrog 50 ppm). V primerjavi s čistim apnencem odprtega šelfa jurske in kredne starosti vsebuje permski apnenec, nastal v zaprtem šelfu in lagunah v občasno evaporitnem okolju, enkrat več natrija (B. Ogorelec & P. Rothe, 1979).

Skitska stopnja. V splošnem kažejo vzorci karbonatnih kamenin skitske stopnje iz Dedjeka podobne geokemične značilnosti kot zgornjepermske karbonatne plasti iz Javorjevega dola (tabela 1). Ločimo spodnjo dolomitno enoto, ki vsebuje do 22 % netopnega ostanka, in zgornjo enoto z zelo čistim dolomitom (do 4 % terigene primesi). Vrednosti železa in delno tudi mangana se gibljeta približno proporcionalno deležu netopnega ostanka, v katerem je zastopan tudi pirit. Tako vsebuje dolomit spodnje enote do 0,5 % Fe in do 150 ppm Mn, medtem ko vsebuje čisti dolomit povprečno le 450 ppm Fe in 75 ppm Mn. V plasteh in debelih lečah oolitnega apnenca med meljastim skrilavcem v spodnjem delu skitskega zaporedja je delež železa in mangana različen in odvisen od primesi hematitnih skorij v oolitnih ovojih; giblje se v mejah 760 do 4500 ppm za Fe in 40 do 390 ppm za Mn. Zgornjeskitski temni apnenec kaže podobne geokemične značilnosti kot zgornjepermski apnenec, saj je nastajal v podobnem redukcijskem okolju zaprtega šelfa. Vrednost železa v apnencu se giblje v mejah od 0,1 do 0,5 %, mangana pa od 50 do 230 ppm. Soodvisnost med železom in manganom je očitna.

Vrednost natrija je v skitskem apnencu in dolomitu nekoliko nižja kot v zgornjepermskih plasteh, kar je posledica nekoliko intenzivnejše diageneze (močnejše izpiranje kamenin s porinimi raztopinami), verjetno pa je bilo sedimentacijsko okolje na polhograjskem območju, kjer je profil Dedjek, v skitski dobi nekoliko manj slano (evaporitno). Povprečna vrednost natrija v skitskem dolomitu znaša 150 ppm, v temnem apnencu 100 ppm, najmanj Na pa vsebuje oolitni apnenec (povprečno 90 ppm).

Za stroncij v skitskih plasteh nimamo merjenih podatkov.

Anizična stopnja. Po geokemični sestavi se anizični dolomit približuje stehiometričnemu dolomitu. Koeficient Ca/Mg je v mejah 1,64 do 1,73, kar pomeni

dolomit z majhnim presežkom CaCO_3 (do 3 mol %). Vrednosti slednih prvin sorazmerno malo odstopajo od srednjih vrednosti, kar velja posebej za stroncij in mangan. Geokemično lahko anizični dolomit iz Todraža v grobem primerjamo s svetlim dolomitom na prehodu zgornjepermskih plasti v spodnjeskitske (profil Javorjev dol).

Svetli dolomit zgornjega dela profila se po vrednosti železa razlikuje od temnega dolomita v spodnjem delu — prvi vsebuje poprečno 240 ppm Fe, drugi pa 400 ppm. Vrednost mangana je sorazmerno nizka, saj v nobenem od preiskanih vzorcev ne preseže 45 ppm. Očitna je njegova soodvisnost z železom. Stroncij je v mejah od 40 do 90 ppm, pri čemer pripadajo višje vrednosti temnejšemu, bolj mikritnemu dolomitu, nižje pa svetlemu zrnatemu dolomitu. Vrednosti natrija so izenačene ne glede na strukturo dolomita in se gibljejo med 80 in 170 ppm, poprečno 120 ppm.

Sklep

Mikrofacialne analize profilov Javorjev dol, Dedjek in Todraž kažejo, da so na žirovskem ozemlju zgornjepermske, skitske in anizične karbonatne kamenine nastajale v sorazmerno mirnem okolju litorala in zaprtega šelfa lagunskega tipa. O sedimentaciji v litoralu in šelfu sta pisala že K. Grad in L. Ferjančič (1976). Energijski indeks pri večini vzorcev, v katerih je prvotna struktura kamenine še vidna, je nizek in zelo nizek. Na občasno razgibano okolje kažejo le posamezne plasti permskega apnenca, oolitne kamenine med spodnjeskitskim meljastim skrilavcem in breča v anizičnem dolomitu.

Po sedimentaciji grōdenskih klastičnih kamenin je žirovski prostor zajela transgresija. V času med zgornjim permom in anizom je plitvi karbonatni šelf segal z našega ozemlja na sosednji območji Italije (A. Bosellini & L. A. Hardie, 1973, in Madžarske (E. Nagy, 1968). Občasno je dopolnila karbonatno sedimentacijo primes detritičnega materiala, ki kaže na bližino kopnega. Detritično primes vsebuje ponekod zgornjepermski in spodnjeskitski dolomit. V dveh razdobjih skitske stopnje pa je klastična sedimentacija prevladala nad karbonatno. Takrat se je odlagal meljasti skrilavec. Po polah in lečah oolitov med njim sklepamo, da je skrilavec nastajal v litoralnem delu plitvega šelfa, detritična zrna pa so izvirala iz karbonskih in grōdenskih klastičnih kamenin podlage. Ooliti naj bi bili nastajali v medplimskih kanalih in deltah, kjer sta bila energija valovanja, oziroma pretok vode, dovolj močna za njihovo rast.

Permski apnenec se je usedal v plitvem delu zaprtega šelfa, podobnega laguni. Okolje je bilo izredno ugodno za razvoj alg, ki so večidel kamenotvorne. Občasno je bila sedimentacija apnenca motena s terigeno primesjo, ki se kaže kot lezike glinasto laporastega skrilavca. Pirit in organska snov kažeta na pogostno redukcijsko okolje. V podobnem okolju kot permski apnenec je nastajal tudi zgornjeskitski apnenec, le alge so v njem redke.

Dolomit vseh treh formacij razlagamo z zgodnjediagenetsko dolomitizacijo v zelo slanem okolju litorala. Teksture in strukturne oblike, značilne za litoralno okolje, npr. izsušitvene pore, nadplimski konglomerat, stromatolitni horizonti, geopetalne teksture, so posebno izrazite v anizičnem dolomitu. Na okolje z visoko slanostjo, v katerem so nastajali celo evaporiti, opozarjajo sadra v zgornjepermskih in skitskih karbonatnih kameninah na širšem idrijskem

ozemlju (I. Mlakar, 1969; F. Čadež, 1977) ter sorazmerno visoke vrednosti natrija v vzorcih dolomita (P. Fritz & A. Katz, 1972; B. Ogo-relec & P. Rothe, 1979). Evaporitnih mineralov v preiskanih vzorcih nismo našli; verjetno so bili v površinskem pasu plasti izluženi.

Podobno sedimentacijo, kakršna je bila od zgornjega perma do anizične stopnje v zahodnih Posavskih gubah, imamo danes npr. v obrobju perzijskega zaliva (R. Curtis et al., 1963; L. V. Illing et al., 1965) in ob zahodni avstralski obali (C. C. Von der Borch, 1976). Prostrana litoralna obrežja, topla klima in zelo visoka slanost pomenijo ugodno okolje za nastanek zgodnjediagenetskega dolomita. Po sorodnosti teksturnih oblik recentnega dolomita z dolomitom v preiskanih profilih sklepamo na njegov zgodnjediagenetski nastanek.

Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area

Summary

Upper Permian, Scythian, and Anisian beds of the Žiri area (fig. 1) have been considered from the biostratigraphical, microfacial, mineralogical, and geochemical points of view in order to interpret the conditions under which the deposition took place in the Western Sava Folds.

In the Upper Permian section of Javorjev Dol prevail carbonate rocks subdivided into three lithological units (fig. 2). The lower unit consists of thin-bedded dark grey dolomite overlying conformably the red Val Gardena sandstone and shale. It is characterized by thin shale intercalations and small cellular dolomite lenses. The carbonate content amounts to 90 percent. Non-carbonate minerals are clay minerals (illite), quartz, muscovite, and feldspars. Indistinct lamination of the dolomite depends upon different admixtures of detrital matter (plate 1, fig. 1). In question is a medium recrystallized microdoloparite containing pellets and skeletal algae. The coefficient k indicating ordering of dolomite peaks obtained by X-ray diffraction ($2\theta = 35.3^\circ/37.3^\circ$; H. Füchtbauer & H. Goldsmith, 1956) varies from 0.62 to 0.82. The dolomitic unit is nearly 50 metres thick and passes over into a 90 m metre thick calcareous unit.

The thin-bedded limestone, grey and black in colour, is largely composed of fossil remains, among which algae prevail. Algal species of *Gymnocodium bellerophontis* (Rothpletz) and *Vermiporella nipponica* Endo were determined (plate 1, figs. 2 and 3), associated with the foraminifers of *Agathammina* sp. and *Fronicularia* sp., echinoderm plates, mollusk debris, and the gastropod shells of *Bellerophon* sp. The limestone is a recrystallized biomicrite, slightly dolomitized. The content of dolomitic rhombohedrons amounts to five percent.

The calcareous unit is overlain by light grey dolomite devoid of fossils. The rock is thin-bedded, partly laminated. Along the contact with the underlying calcareous unit occurs a cellular dolomite variety. The mainly granular dolomite shows a saccharoidal texture. Dedolomitization is a common appearance. Besides calcite, authigenic quartz occurs in interstices and veins (plate 2, fig. 1). The crystallization degree of the upper dolomite unit is high; the sorting coefficient varies from 0.76 to 1.04.

The Scythian beds are illustrated by the Dedjek section (fig. 3) subdivided into four lithologic units. The lowest unit, 100 metres thick, consists of light grey banded dolomite showing a sandy outer appearance. Its detrital quartz and muscovite contents amount to 40 percent (plate 2, fig. 2).

The dolomite is followed by sandy-silty shale, greenish grey in colour. The rock tends to be reddish in the topmost part of the succession. The shale is interbedded by oolitic and micritic limestone. The oolitic beds are characteristic of the Scythian stage of the Sava Folds (plate 2, fig. 3, plate 3, fig. 1). The silty shale shows a rather uniform mineral composition: quartz, clay minerals (illite and chlorite), muscovite, feldspars, some hematite, and 1.2 — 11.5 percent of calcite. The individual spherule of the oolitic rocks has a diameter of 0.5 millimetres. Due to a high recrystallization degree only reddish outlines of the concentric rings are recognized. The red colour refers to the presence of disseminated clay minerals and hematite. Some samples of the oolitic limestone are slightly dolomitized.

The third Scythian lithological unit is the medium bedded light grey dolomite composed essentially of mineral dolomite which exceeds 96 percent. The rock is finely granular and appears to have a saccharoidal texture. Its thickness is 180 metres.

The uppermost Scythian unit is dark grey marly limestone, 140 metres thick. It is partly replaced by sheets and lenses of dolomite. The limestone is mostly recrystallized microsparite and partly bio- and pelmicrite. Some echinoderm remains and foraminifer *Meandrospira pusilla* (Ho) have been determined from this level. The Upper Scythian stage is indicated by conodonts (K. Grad & L. Ferjančič, 1976). The insoluble residue of the limestone varies from five to ten percent and rarely to 17 percent. The limestone is partly dolomitized (plate 3, fig. 2). The irregular fields of the dolomite rhombohedrons owe their origin to a late diagenesis. The limestone beds are intercalated with marly shale containing up to 30 percent of carbonate matter.

The Todraž section of Anisian dolomite is 200 metres thick (fig. 4). Its footwall and hanging wall are not exposed. The dolomite is thick-bedded. Its lower part (up to 40 metres) is dark grey in colour and finely granular, whereas in the upper part a light grey rather coarse-grained variety prevails. The carbonate content exceeds 98 percent. The stratigraphic range of dolomite is indicated by *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić (plate 3, fig. 3) associated by *Glomospira* sp. and some other fossil remains.

There are four main types of dolomite, namely granular dolomite showing a saccharoidal texture, biopelsparite and biopelmicrite dolomite (plate 4, figs. 1—3, plate 5, fig. 1), stromatolite dolomite showing shrinkage pores (plate 5, figs. 2 and 3), and intraformational breccia having the nature of a supratidal conglomerate.

The Anisian dolomite shows a medium degree of crystallization and its sorting coefficient varies from 0.58 to 0.75.

Geochemical analyses for Sr, Fe, Mn, and Na are given in table 1. The Fe and Mn contents of the Upper Permian and Scythian dark dolomites and limestones are higher compared to the light grey dolomites of the Scythian and Anisian stages. The high Fe- and Mn contents refer to disseminated pyrite which owes its origin to a reducing environment of shallow lagoons. The Sr

content of dark limestone exceeds that in the associated dolomite four times and can be explained by diagenesis. The Na content of dolomite is much higher than that in the limestone, as can be clearly seen from the Upper Permian lagoonal dolomite intercalated by some evaporites.

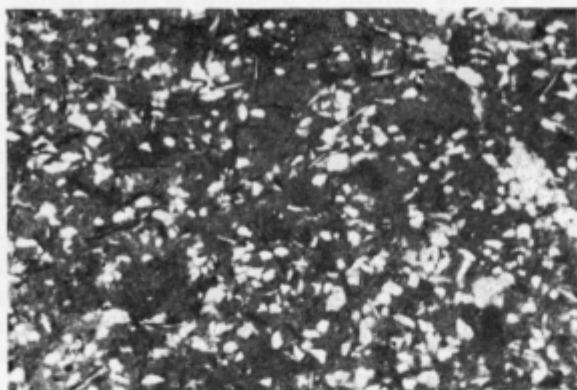
The microfacial features of the Javor Dol, Dedjek, and Todraž sections show that the Upper Permian, Scythian, and Anisian carbonate rocks of the Western Sava Folds have been deposited in rather quiet water conditions of littoral and restricted shelf of lagoonal type. The majority of the samples showing original features indicate a rather low and very low energy index. Periodically agitated water conditions are indicated only by individual layers of Permian limestone, oolitic rock intercalations within the Lower Scythian silty shale, and breccia occurring in the Anisian dolomite.

After the deposition of the Val Gardena clastic rocks, sea advanced over the Ziri area. During the time interval between the Upper Permian and Anisian stages a shallow continental shelf extended from our land to the adjacent countries of Italy (A. Bosellini & L. A. Hardie, 1973) in the west and Hungary in the east. Upper Permian and Lower Scythian dolomites contain some detrital admixtures. Two silty shale interbeds between the Scythian carbonate rocks indicate, however, that the carbonate deposition has been interrupted two times by clastic sedimentation. Detritus was derived from the Carboniferous and Val Gardena clastic rocks of adjacent land. In intertidal channels as well as in deltaic mouths of the rivers even ooliths were formed in shallow, wave agitated water. Therefore some oolitic intercalations occur in the silty shale.

Upper Permian limestone was deposited in a restricted lagoonlike shelf. Ecological environments favoured the growth of algae which are mostly rock-forming. Occasionally material, eroded from the land surface, disturbed the carbonate deposition. Pyrite and organic matter disseminated in marly shale intercalations suggest somewhat reducing conditions. Upper Scythian limestone appears to have been deposited in similar conditions as the Upper Permian, only the algae were less common.

The dolomites of the Upper Permian, Scythian, and Anisian stages represent the early diagenetic replacements of limestones in littoral environments marked by very high salinity. The textural and structural features characteristic of the littoral conditions, such as shrinkage pores, supratidal conglomerate, stromatolites, and gopetal fabrics are particularly well developed in the Anisian dolomite. The high salinity is still more strongly indicated by gypsum occurring in the Upper Permian and Scythian carbonate rocks in the adjacent Idrija area (I. Mlakar, 1969, F. Čadež, 1977) as well as by relatively high Na-content in dolomites (P. Fritz & A. Katz, 1972; B. Ogorelec & P. Rothe, 1979). No evaporite minerals could be determined in our samples from the Škofja Loka area. Nevertheless, they have been weathered and washed out from the superficial deposits.

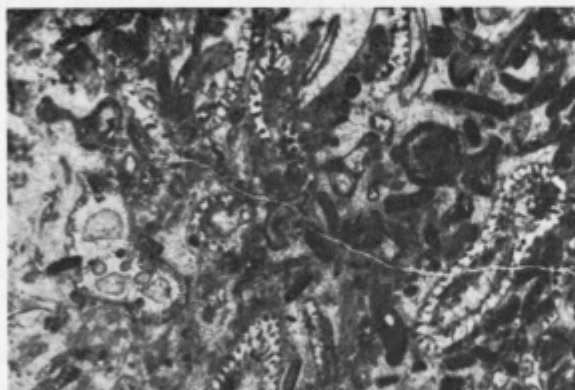
Tabla 1 — Plate 1



Sl. 1 — Fig. 1

Mikritni dolomit z detritičnimi
zrni kremenca in sljude. Javor-
jev dol, zgornji perm, 20 ×

Micritic dolomite including detri-
tal quartz and mica. Javor-
jev Dol, Upper Permian, 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Biopelmikritni apnenec z algo
Gymnocodium belerophontis
(Rothpletz) Javorjev dol, zgor-
nji perm, 8 ×

Biopelmikritic limestone with
Gymnocodium belerophontis
(Rothpletz). Javorjev Dol, Up-
per Permian, 8 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Rekristalizirani biomicritni
apnenec z algo *Vermiporella*
nipponica Endo, foraminifero
Agathammina sp. ter ehino-
dermsko ploščico. Javorjev dol,
zgornji perm, 15 ×

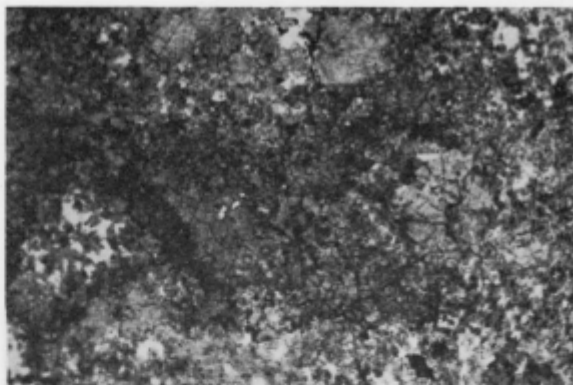
Biomicritic recrystallized lime-
stone with alga *Vermiporella*
nipponica Endo, foraminifer
Agathammina sp. and an echi-
noid plate. Javorjev Dol, Up-
per Permian, 15 ×

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 — Fig. 1

Zrnati kalcitizirani dolomit s polji avtigenega kremena (svetlo). Javorjev dol, Spodnjeskitska stopnja, 20 ×

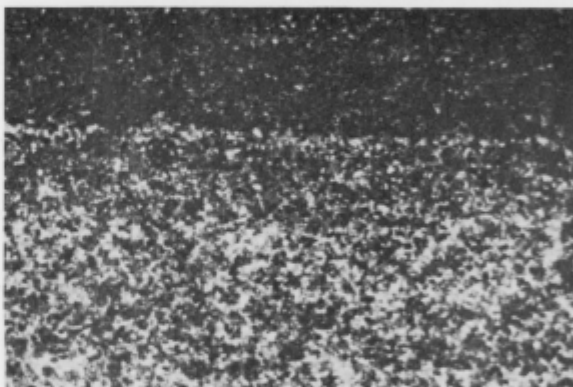
Saccharoidal calcitized dolomite with authigenic quartz (light). Javorjev Dol, Lower Scythian stage, 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Stik dolomita z več detritične komponente (spodaj) in bolj čistega dolomita (zgoraj). Dedjek, spodnjeskitska stopnja, 8 ×

Dolomite including abundant detrital component (below) in contact with a more pure dolomite (above). Dedjek, Lower Scythian stage, 8 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Rekristalizirani oolitni apnenec Dedjek, skitska stopnja, 15 ×

Recrystallized oolitic limestone. Dedjek, Lower Scythian stage, 15 ×

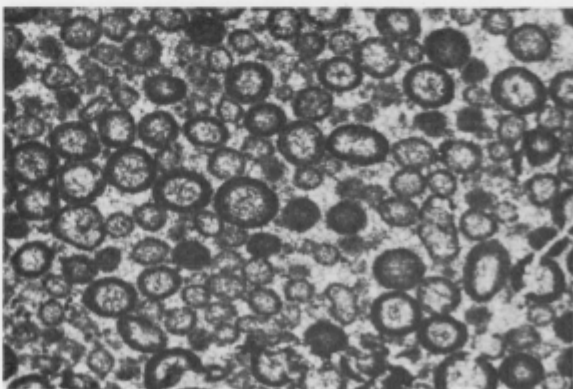
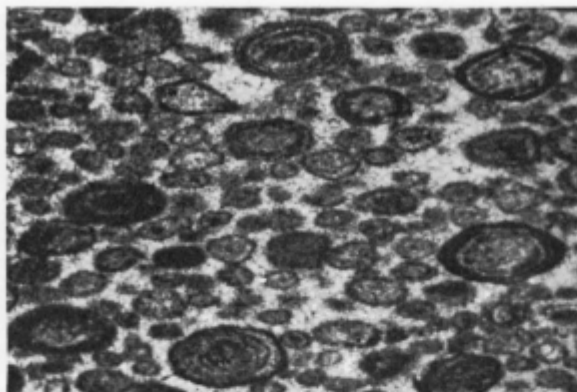


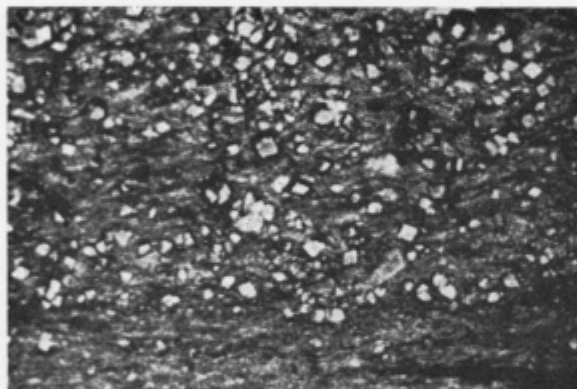
Tabla 3 — Plate 3



Sl. 1 — Fig. 1

Oosparitni apnenec. Plastično deformirani ooidi. Dedjek, skitska stopnja, 20 ×

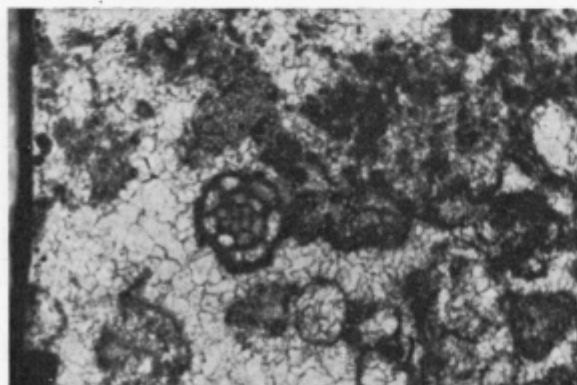
Oosparitic limestone. Plastic deformed ooids Dedjek, Scythian stage, 20 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Dolomitizirani mikrosparitni apnenec. Dolomitni romboedri. Dedjek, zgornjeskitska stopnja, 20 ×

Dolomitized microsparitic limestone. Note dolomite rhombohedrons Dedjek. Upper Scythian stage, 20 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Meandrospira dinarica Koc-hansky-Devidé & Pantić v rekristaliziranem biosparitnem dolomitu. Todraž, anizična stopnja, 45 ×

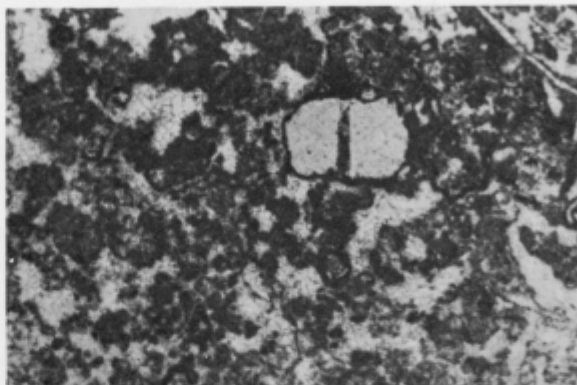
Meandrospira dinarica Koc-hansky-Devidé & Pantić in recrystallized biosparitic dolomite. Todraž, Anisian stage, 45 ×

Tabla 4 — Plate 4

Sl. 1 — Fig. 1

Biopelmikritni dolomit z izsušitvenimi porami in ploščico ehinoderma. Todraž, anizična stopnja, 15 ×

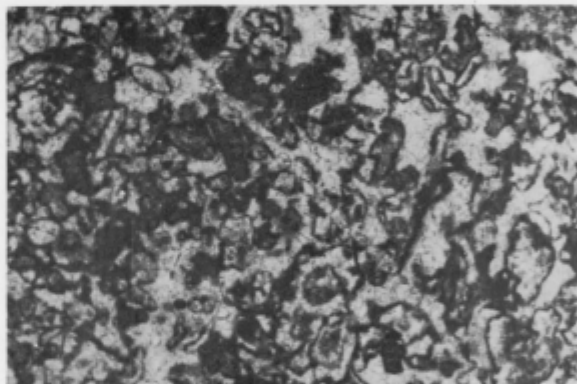
Biopelmicritic dolomite showing shrinkage pores and an echinoderme plate. Todraž, Anisian stage, 15 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Biosparitni dolomit, kameno-tvorne neskeletne alge Todraž, anizična stopnja, 30 ×

Biosparitic dolomite, rock-forming nonskeletal algae. Todraž, Anisian stage, 30 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Lupine moluskov, obraščene z neskeletnimi algami. Anizični dolomit, Todraž, 20 ×

Molluscan shells incrustated by nonskeletal algae. Anisian dolomite, Todraž, 20 ×

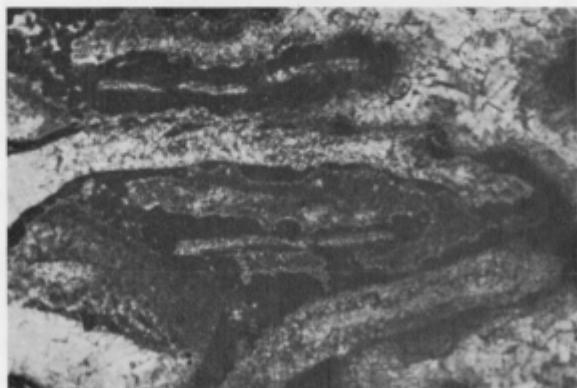
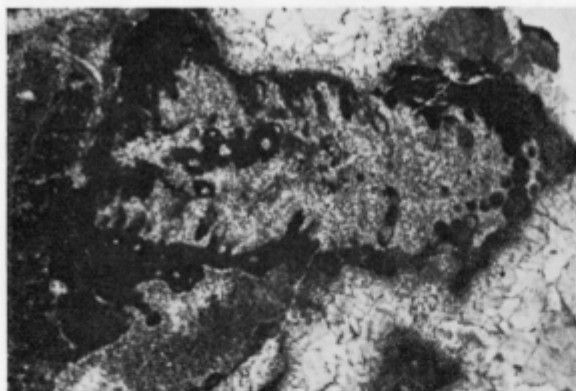


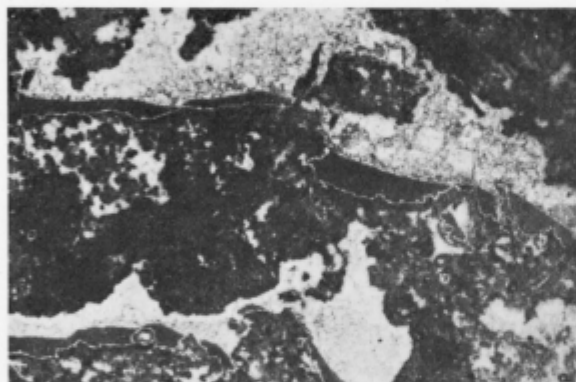
Tabla 5 — Plate 5



Sl. 1 — Fig. 1

Rekristalizirani ostanek skeletne alge iz skupine dazikladacej; Todraž, anizična stopnja, 25 ×

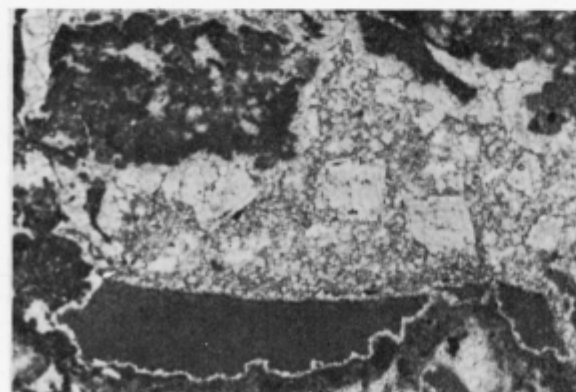
Recrystallized skeletal alga from the Dasycladaceae group. Todraž, Anisian stage, 25 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Izsušitvene pore v stromatolitnem dolomitu. Obrobni cement in interni mikrit (geopetalna tekstura). Todraž, anizična stopnja, 8 ×

Shrinkage pores in stromatolitic dolomite. Note rim cement and geopetal structure. Todraž, Anisian stage, 8 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Detajl sl. 2, 20 ×

Detail from fig. 2, 20 ×

Literatura

- Archie, G. E. 1952, Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical consideration. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 36/2, Tulsa.
- Assereto, R., Bosellini, A., Fantini Sestini, N. & Sweet, W. C., 1972, The Permian-Triassic Boundary in the Southern Alps (Italy). Bull. Can. Petrol. Geol. 20. Calgary 176—199, Calgary.
- Bathurst, R. G. C. 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Develop. in Sedimentology, 12, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 620 s.
- Bosellini, A. & Hardie L. A. 1973, Depositional theme of a marginal marine evaporite. Sedimentology, v. 20, 5—28, Oxford.
- Buggisch, W., 1974, Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel), Oberperm, Karnische Alpen; Untersuchungen zur Fazies und Geochemie. Carinthia II. 164/84, 17—26, Klagenfurt.
- Buser, S., 1974, Neue Feststellungen in Perm der westlichen Karawanken. Carinthia II. 164/84. 27—37, Klagenfurt.
- Buser, S., 1979, Tolmač lista Celje, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Zvezni geološki zavod, 72 s., Beograd.
- Curtis, R., Evans G., Kinsman, D. J. J. & Shearman, D. J. 1963, Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. Nature, 197, 679—680.
- Čadež, F. 1977, Sadra in anhidrit na Idrijskem. Geologija 20, 289—301, Ljubljana.
- Drovenik, F., Raziskave bakrove rude v širši okolici Cerknega, 1970, I. poročilo, II. grafične priloge, Arhiv GZL, Ljubljana.
- Folk, R. L. 1962, Spectral subdivision of limestone types: v Ham W. E. (ed.) — Classification of carbonate rocks, a symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 1, 62—84, Tulsa.
- Fritz, P. & Katz, A. 1972, The sodium distribution of dolomite crystals. Chemical Geology, v. 10, 237—244.
- Füchtbauer, H. & Goldsmith, H. 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. Geol. Rundschau, Bd. 55, 29—40, Stuttgart.
- Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Tolmač k osnovni geološki karti SFRJ 1:100 000, list Kranj. Zvezni geol. zavod, 70 s., Beograd.
- Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor J. C. M. 1965, Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf — v Pray L. C. & Murray R. C. (eds.) — Dolomitization and Limestone diagenesis, a symposium. Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 13, 89—111, Tulsa.
- Kossmat, F., 1970 Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack-Idria. Wien.
- Kossmat, F. und Diener, C., 1910, Die Bellerophokalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. Jb. Geol. R. A. 60, Wien.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija 12, 5—56, Ljubljana.
- Nagy, E., 1968, Triasbildungen des Mecsek-Gebirges MAFI Evk, 51, 1. 125 do 189 Budapest.
- Ogorelec, B. & Rothe, P., 1979, Diagenetische Entwicklung und faziesabhängige Na-Verteilung in Karbonat-Gesteinen Sloweniens. Geol. Rundschau, Bd. 68/3, 965—978, Stuttgart.
- Ramovš, A. 1958a, Razvoj zgornjega perma v loških in polhograjskih hribih. Razprave SAZU IV., 455—622, Ljubljana.
- Ramovš, A., 1958b, O faciesih v zgornjem wordu in zgornjem permu v Sloveniji. Geologija 4, 188—190, Ljubljana.

Ramovš, A., 1967, Nachweis der Schichten der Illyr-Unterstufe im Raum von Ljubljana. Bull. Sci. Yougosl. Sect. A, 9—10, Zagreb.

Shearman, D. J., Khouri, J. & Taha, S. 1961, On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. Proc. Geologists' Assoc. Engl., 72, 1—12.

Shearman, D. J. & Shirmohammadi, N. H., 1969, Distribution of strontium in dedolomites from the French Jura. Nature, v. 223, 606—608.

Veizer, J. & Demović, R. 1973, Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians. Jour. Sediment. Petrol., 43, 258—271.

Von der Borch, C. C. 1976, Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. Jour. Sed. Petrology, v. 46/4, 952—966, Tulsa.

Weber, J. N. 1964, Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1817—1868.

Zenger, D. H. 1972, Significance of Supratidal Dolomitization in the Geologic Record. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 1—12.

UDK 552.143:553.495(497.12)=863

Sedimentološka kontrola uranove rude na Žirovskem vrhu

Sedimentologic control of the uranium ore from Žirovski Vrh

Tomaž Budkovič

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Ponovno je bila raziskana litološka sestava uranonosne grōdenske formacije na Žirovskem vrhu. Po razlikah v barvi in sestavi klastov v peščenjaku in muljevcu ter oblic v konglomeratu in po primarnih sedimentnih teksturah obsega siva grōdenska formacija deset litostratigrafskih horizontov. Orudenih je pet izmed njih na sredini zaporedja v skupni debelini 125 m. Najbogatejša z rudo sta peti in šesti horizont. V petem je glavna rudonosna kamenina konglomerat iz splak, vendar je oruden tudi navadni konglomerat. V šestem horizontu je ruda vezana na konglomerat iz splak, ki zapolnjuje rečne paleokanale. Uranovi minerali so bolj koncentrirani v bližini okremenelih in antracitiziranih drevesnih debel pa tudi ob ležah in plasteh temno sivega in črnega muljevca ter vzdolž stika med zelenim in sivim peščenjakom. Zanimivo sliko je dala projekcija mreže vrtin z orudenimi profili. Z ustrezno vezavo točk so se pokazali paleokanali v obliki trakov, ki pomenijo porazdelitev rudnih teles. Trakovi kažejo tendenco cepitve in ponovne združitve. Široki so okrog deset metrov, dolgi pa desetkrat toliko in več.

Abstract

Lithologic features of the uranium bearing Val Gardena formation from Žirovski Vrh have been reexamined. Striking differences in the colour of adjacent sandstones and mudstones as well as pebble associations occurring in different conglomerate beds and primary sedimentary structures have been studied thoroughly. The whole formation is subdivided into ten lithostratigraphic horizons. In the mid of the sequence five of them make a 125 meter thick ore-bearing zone. The fifth and the sixth horizon appear to be rich in ore. The main ore-bearing rock of the former is a conglomerate composed of the oblate mudstone pebbles, but the ore occurs also in a common gray conglomerate. The most important ore type of the sixth horizon is bound to the oblate pebble conglomerate filling up paleochannels. Somewhat higher ore contents are associated with silicified and anthracitized woods as well as with lenses and beds of dark gray and black mudstone. They are common also along the contact of green and gray sandstone. An interesting feature was obtained from drilling net carried out in a part of the ore deposit and transferred to the horizontal plane. In this way the paleochannels were revealed in form of a band system indicating the proper distribution of the ore bodies. The bands tend to split and to unit again. They are some ten meters in width and ten times as much in length.

Uvod

Uranova ruda na Žirovskem vrhu je vezana na sivo grōdensko formacijo, ki jo štejejo v srednjepermsko periodo. Njeno talnino predstavlja črni glinasti skrilavec s tankimi plastmi temno sivega kremenovega peščenjaka in redkejšimi vložki kremenovega konglomerata. Starost talninskih plasti je sporna, eni jih imajo za karbonske, drugi za trogkofelske. V krovlini rudonosne formacije leži rdeča grōdenska formacija, sestavljena v glavnem iz rdečih drobnozrnatih klastitov z vložki sivega peščenjaka.

Siva grōdenska formacija sestoji iz konglomerata, peščenjaka in muljevca. Barva kamenin je rdeča, zelena in siva. V posameznih delih formacije se litološki členi hitro menjavajo v navpični in vodoravni smeri.

Že po starejših avtorjih je siva grōdenska formacija nastala v razgibanem sedimentacijskem okolju. Sivi litološki členi so se po njihovem mnenju odlagali v morju, rdeči pa na kontinentu. V sedimentaciji naj bi se bili zvrstili trije makroritmi. Vsak makroritem naj bi se bil pričel s sivimi debelozrnatimi klastičnimi sedimenti, končal pa z rdečimi drobnozrnatimi klastiti. Makroritmi naj bi odražali faze ugrezavanja in dvigovanja bazena.

Leta 1976 sta Pečnik in Skaberne obdelala profil rudonosne cone na obzorju 480 m. Posebno pozornost sta posvetila primarnim sedimentnim teksturam in medsebojnemu razmerju med litološkimi členi. Sklepala sta, da so sedimenti nastajali na kopnem v okolju prepletajoče se reke.

V istem letu smo začeli detajlno raziskovati prostor med obzorjema 530 m in 580 m. Zaradi priprav na odkopavanje je mreža raziskovalnega vrtanja gosta (5×5 m). 90 % vrtanja je udarnega, 10 % pa strukturnega. Detajlne raziskave so nam dale važne podatke o razporeditvi, obliki in litološki kontroli rude in sploh o zgradbi rudonosne cone.

Zgradba sive grōdenske formacije

Nova spoznanja o nastanku sive grōdenske formacije so narekovala reambulacijo njenega litostratigrafskega zaporedja. Odložili smo se obdelati rov P-10, ki gre skozi skoraj celotno sivo grōdensko formacijo približno pravokotno na smer plasti. V njem so vidne karbonske plasti kot talnina sive grōdenske formacije ter bazalni del in spodnji dve tretjini sive grōdenske formacije. Njeno zgornjo tretjino smo povzeli po prečniku H-17 in po površinski strukturni vrtni B-63.

Pri ponovni obdelavi rova smo posebno pozornost posvetili barvi peščenjaka in muljevca (dosledno smo označevali sivo in zeleno barvo), prodniškimi združbam v konglomeratu (konglomerat z rdečimi in rožnatimi prodniki ali brez njih) in primarnim sedimentnim teksturam. Sivo grōdensko formacijo smo na podlagi novih podatkov razdelili na deset litostratigrafskih horizontov.

I. Bazalni konglomeratni horizont (~ 30 m). Stik med karbonskimi plastmi in sivo grōdensko formacijo je tektonsko-erozijski z lepo izraženo kotno diskordanco. Nanjo je bil odložen svetlo sivi kremenov peščenjak, debel približno pet metrov in vsebuje obilico pirita. Na peščenjaku leži 20 m debel konglomerat, ki sestoji v glavnem iz belih kremenovih in liditnih prodnikov. V zgornjem delu vsebuje konglomerat še redke prodnike rožnatega kremena in

mesnato rdečega apnenca. V konglomeratu bazalnega horizonta ni bistveno povečane množine prodnikov iz karbonskih kamenin (predvsem prodnikov črnega muljevca). Po podatkih vrtin vidimo, da bazalni horizont ni povsod razvit, ampak samo zapolnjuje depresije na paleoreliefu. Zato tudi ne moremo govoriti o njegovi stalni debelini.

II. Horizont sivega kremenovega peščenjaka (~ 100 m). Ponekod vsebuje plasti in leče sivega in črnega muljevca, debeline do enega metra. V peščenjaku so pogostne primarne sedimentne teksture, kot so vzporedna laminacija, navzkrižna plastovitost in paleosipine. Značilnost tega horizonta je odsotnost konglomerata.

III. Horizont rdečih in zelenih klastitov z redkimi medplastmi sivih klastitov (90 m). V njem prevladujejo rdeči in zeleni srednjezrnati peščenjak in rdeči muljavec. V spodnjem delu horizonta sta med temi litološkimi členi še dve plasti sivega debelozrnatega in srednjezrnatega peščenjaka in plast konglomerata iz ploščatih oblic — splak. Posebnost tega horizonta in celotne sive gródenske formacije je konglomeratna plast, debela več kot deset metrov; v njej prevladujejo prodniki belega, sivega in rožnatega apnenca. Karbonatni prodniki ponekod vsebujejo tudi nedoločljive fosilne ostanke. V celotni formaciji se prodniki karbonatnih kamenin nikjer drugje ne pojavljajo v takšni množini. V konglomeratu opazamo sedimentacijsko zaporedje, značilno za prepletajočo se reko, ki zapolnjuje paleorečno korito. Rdeči drobnozrnati sedimenti horizonta so nastali, ko je reka poplavljala.

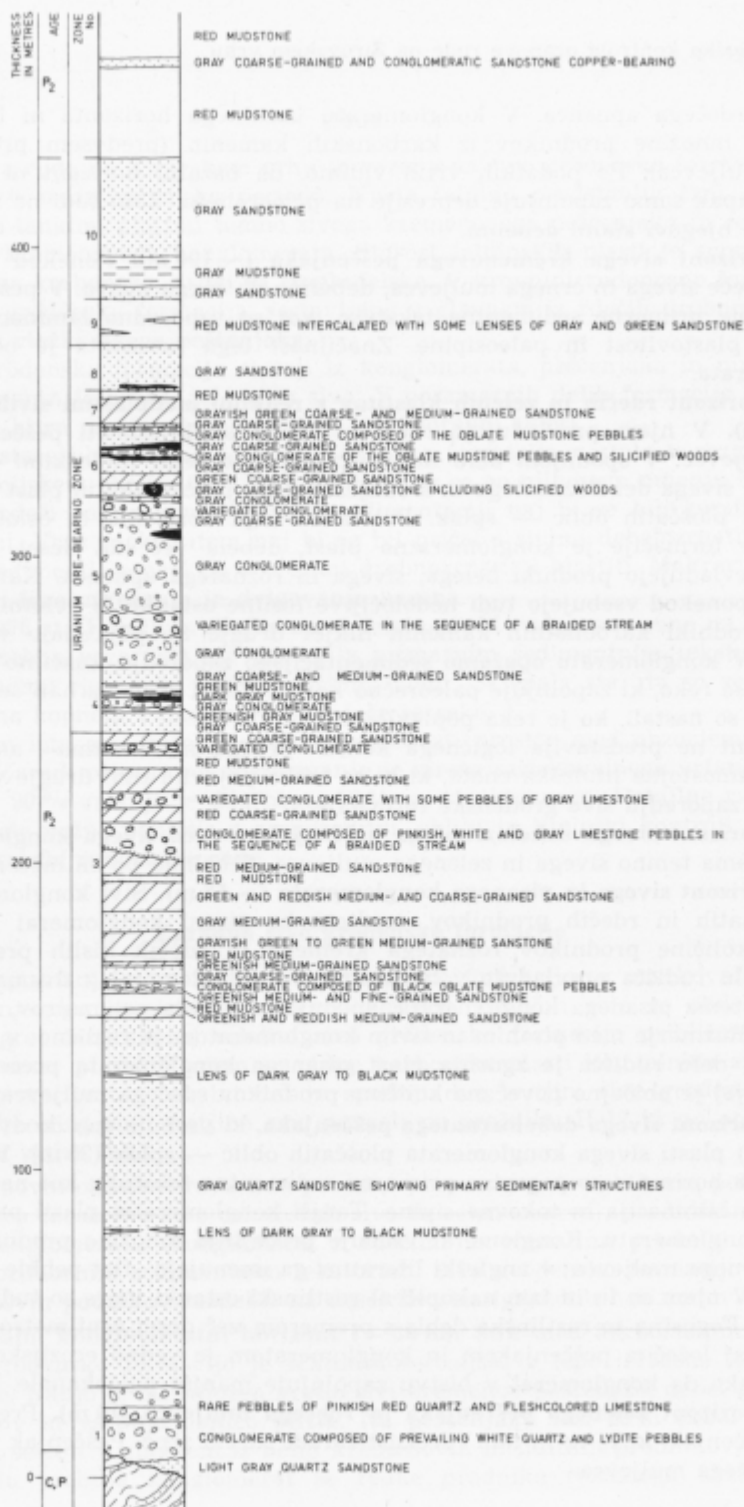
Horizont ne predstavlja logičnega konca »prvega makroritma«, ampak je povsem samostojna litološka enota, ki bi se lahko pojavila tudi drugje v stratigrafskem zaporedju sive gródenske formacije.

IV. Horizont sivega debelozrnatega peščenjaka z lečo sivega konglomerata in s plastema temno sivega in zelenega muljevca, debelima po en meter (20 m).

V. Horizont sivega in pisanega konglomerata (~ 55 m). Sivi konglomerat je brez rožnatih in rdečih prodnikov, medtem ko pisani konglomerat vsebuje različne količine prodnikov rožnatega kremenca in rdečih kislih predornin. V tem delu rudišča prevladuje v horizontu sivi konglomerat z dvema vmesnima plastema pisanega konglomerata; spodnja je debela pet metrov, zgornja pa deset. Razmerje med pisanim in sivim konglomeratom je različno; v severozahodnem delu rudišča je zgornja plast pisanega konglomerata precej debelejša. V njej je običajno povečana količina prodnikov rdečega muljevca.

VI. Horizont sivega debelozrnatega peščenjaka, ki vsebuje eno do dve tanjši (en meter) plasti sivega konglomerata ploščatih oblic — splak (25 m). V peščenjaku tega horizonta so pogostne primarne sedimentne teksture, kot na primer vzporedna laminacija in tokovne sipine. Tanjši konglomeratni plasti pripadata sivemu konglomeratu. Konglomerat vsebuje precejšnjo množino prodnikov sivega in črnega muljevca; v angleški literaturi ga imenujejo »flat pebble conglomerate«. V njem so tu in tam nakopičeni rastlinski ostanki vmes so tudi antracitizirani. Pogostna so rastlinska debela s premerom več deset centimetrov. Meja med spodaj ležečim peščenjakom in konglomeratom je vedno erozijskodiskordantna, tako da konglomerat v bistvu zapolnjuje manjše paleokanale.

VII. Horizont zelenega peščenjaka in rdečega muljevca (10 m). Prevladuje zeleni peščenjak, ki je tu in tam rdečkast zaradi rdečih zrn. Peščenjak vsebuje plasti rdečega muljevca.



V tem horizontu se konča profil rova in prečnika H-74; preostali del litostratigrafskega zaporedja podajamo na podlagi vrtine B-63.

VIII. Horizont sivega peščenjaka (15 m).

IX. Horizont rdečega muljevca z redkimi lečami rdečega in zelenega peščenjaka (15 m).

X. Horizont sivega peščenjaka (45 m). V spodnjem delu vsebuje plast sivega in zelenega muljevca, debelo deset metrov. S tem horizontom se konča siva grōdenska formacija.

Spodnji del rdeče formacije, ki nalega na ta horizont, sestoji iz rdečega muljevca z vložki rdečkastega in zelenega peščenjaka.

Litostratigrafsko zaporedje rudonosne cone

Pojem »mineralizirani pas«, ki so ga uvedli prvi raziskovalci rudišča, obsega vse rudne pojave od stratigrafsko najnižjih do stratigrafsko najvišjih. Po dosedanjih raziskavah uranova ruda v prvem (I.) in drugem (II.) horizontu ekonomsko ni zanimiva. Ekonomsko pomembno rudo vsebujejo IV., V., VI. in VIII. horizont. Zato smo uvedli nov izraz »rudonosna cona«, ki obsega samo ekonomsko pomembne horizonte. Boljše poznavanje sive grōdenske formacije nam je omogočilo, jasneje določiti lego in debelino rudonosne cone. Nanovo opredeljena rudonosna cona je debela 125 m. Pri navajanju debeline 30 do 50 m smo prej zaradi pomanjkljivih podatkov upoštevali samo debelino klastitov prvega in drugega rudnega pasu (T. Budkovič, 1978). Rudonosna cona obsega približno zgornjo tretjino rudonosne formacije.

Značilnosti mineralizirane kamenine v posameznih litostratigrafskih horizontih povzemamo iz opisa rova P-10.

IV. horizont vsebuje manjše pojave orudenega sivega peščenjaka na kontaktu s temno sivim muljcem ter v okolici posameznih antracitiziranih in okremenelih debel.

V. horizont je nosilec več orudenih nivojev, ki pripadajo tako imenovanemu prvemu rudnemu pasu. Orudena kamenina je večidel konglomerat sivih splak. Na obzorju 520 m v H-4/1 je oruden tudi običajni sivi konglomerat v okolici bloka temno sivega muljevca.

VI. horizont je nosilec tako imenovanega drugega rudnega pasu ali prvega rudonosnega paketa z obzorja 580 m. Rudo tega horizonta lahko delimo na več tipov. Najpomembnejši tip je vezan na sivi konglomerat iz splak, ki zapolnjuje manjše paleokanale. Večje koncentracije uranovih mineralov se pojavljajo posebno na mestih, kjer konglomerat vsebuje okremenela in antracitizirana debela. Ruda se nahaja še ob lečah in plasteh temno sivega in črnega muljevca ter ponekod blizu meje med zelenim in sivim peščenjakom.

Ekonomsko pomembna ruda se lahko pojavlja še v VIII. horizontu, vendar slabo poznamo pogoje njenega nastopanja.

Detajlne raziskave kažejo, da ležijo največja in najbogatejša rudna telesa v VI. horizontu. V ostalih horizontih je ruda bolj siromašna.

Sl. 1. Litostratigrafsko zaporedje sive grōdenske formacije

Fig. 1. Lithostratigraphic sequence of the gray Val Gardena formation

Sledenje rude v jami

Sistem rziskav v jami delimo na dve fazi — poldetajlno in detajlno. Pri poldetajlnih raziskavah dobimo podrobnejšo litološko in tektonsko sliko rudonosne cone z razporeditvijo in kvaliteto rudnih pojavov. Na podlagi poldetajlnih raziskav planiramo detajlne raziskave. Z njimi točno določimo lego, velikost in kakovost posameznih rudnih teles; ti podatki so že osnova za načrtovanje odkopavanja.

Detajlne raziskave med obzorjem 580 m in etažo 555 m so nam dale zelo pomembne rezultate. Udarno smo prevrtali območje v mreži 5×5 m, strukturno pa v mreži 25×20 m. V večjem delu območja leže plasti subhorizontalno. Tektonsko je območje bolj malo porušeno. Rezultate vrtanja smo nanесли na vodoravno ravnino, da bi dobili tloris rudnih teles. Tako dobljena slika kaže rudna telesa kot trakove, široke približno deset metrov in različno dolge. Rudno telo je lahko tudi desetkrat ali večkrat daljše, kot znaša njegova širina. Posamezne trakove ločijo pogosto povsem jalove cone. Trakovi so ravni ali rahlo zaviti. Lahko se cepijo in združujejo. Širši trak ima lahko jalove »otoke«. Pri večji debelini rudnega telesa naraste tudi rudna koncentracija. Večje debeline in koncentracije opazamo na stičiščih trakov. Trakovi sestoje iz konglomerata splak. V bistvu predstavljajo trakovi zapolnitve manjših paleokanalov.

Spoznanja o obliki in usmerjenosti rudnih teles so važna pri lociranju prog za detajlne raziskave in odkopavanje. Proge za detajlne raziskave se locirajo v skladu s smerjo rudnih trakov tako, da se z raziskovalnimi pahljačami pokrije čimveč perspektivnega prostora. Litološka kontrola rude pomaga pri usmerjanju odkopov. V primeru, ko se rudno telo izklinja, nam zanesljivo kaže, v kateri smeri moramo iskati njegove podaljške. Novi podatki detajlnih raziskav so bolje opredelili kriterije, na katere moramo paziti pri poldetajlnih raziskavah. V grobem lahko lovimo rudne trakove že s pomočjo vrtanja v mreži 50×10 m.

Smernice za nadaljnje delo

Novo litostratigrafsko zaporedje sive grödenske formacije smo že koristno uporabili v nekaterih delih rudišča. Potreba po natančnejših geoloških podatkih nam narekuje, da začnemo takoj s sistematično geološko reambulacijo celotnega prostora rudišča. V bližnji prihodnosti bomo morali izvesti naslednja dela:

1. ponovno kartirati arhiv vrtin, vsa jamska dela in površinske golice,
2. raziskati »luknje« v prostoru, ki velja za raziskanega,
3. zvrniti sivo grödensko formacijo v njeno prvotno lego ter na podlagi tega študirati smer paleotransporta in razporeditev orudenja,
4. na podlagi dobljenih podatkov določiti področja, zanimiva za poldetajlne raziskave.

Literatura

- Budkovič, T. 1978, Litološka kontrola uranovega orudenja na obzorju 530 v rudišču Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik 1, 25—34, Ljubljana.
- Lukacs, E. & Florjančič, A. P. 1974, Uranium ore deposits in the permian sediments of northwest Yugoslavia. In: Formation of uranium ore deposits 313—329, IAEA, Wien.
- Omaljev, V. 1967, Korelacija slojeva u ležištu Žirovski vrh. Radovi INGRI, 3, 125—149, Beograd.
- Omaljev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu Žirovski vrh. Radovi INGRI, 3, 33—65, Beograd.

UDK 551.24(497.12)=863

Geološka zgradba osrednje Slovenije

Geologic structure of Central Slovenia

Uroš Premru

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Na podlagi facialnih analiz je ozemlje osrednje Slovenije razdeljeno na strukturno facialne enote geosinklinalnega in tardigeosinklinalnega ciklusa alpijske orogeneze. Podvoloveljski transformni prelom deli epigeosinklinalni prostor Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov na dva dela. Na vzhodni strani preloma se odraža cepitev Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov že v ladinski stopnji.

Osrednja Slovenija pripada epigeosinklinalnemu delu kontinentalne jadranske plošče. Po obdobju širjenja v ladinski stopnji in spodnji juri je doživelo ozemlje v tardigeosinklinalnem ciklusu močno tektonizacijo zaradi delovanja desnih transkurentnih prelomov in treh zaporednih faz narivanja. Nasledstvena tektonika se je uveljavila v postgeosinklinalnem ciklusu z neotektonskim gubanjem in disjunktivno tektoniko.

Abstract

The geologic relations of Central Slovenia are illustrated from the facies analysis point of view. Several structure-facies units of the geosynclinal and tardygeosynclinal cycles of the Alpine orogeny could be distinguished. By the distribution of the structure-facies units a diverging of the Outer Dinarides from the Southern Alps is indicated. The Ljubljana zone appears to be the boundary zone between them. The reason for the branching off seems to be the left lateral separation of the Podvolovljek transform fault and the related spreading of the epigeosynclinal space in the east of the fault. There the divergence advanced from the Ladinian stage onward. Central Slovenia is related to the epigeosynclinal part of the continental Adriatic plate. After the spreading in the Ladinian stage and Lower Jurassic period the region underwent strong tectonic processes. They owe their origin to the large scale right lateral separation along transcurrent faults during the tardygeosynclinal cycle. In neotectonic time inherited structures were superimposed during the postgeosynclinal cycle.

Vsebina

Uvod	228
Pomembni izrazi, uporabljeni v razpravi	229
Dosedanje raziskave	231
Strukturno-facialne enote alpidskega geosinklinalnega ciklusa	232
Južne Alpe	233
Slovenska cona	233
Savinjska cona	234
Gorenjska cona	235
Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi	244
Ljubljanska cona	244
Zunanji Dinaridi	245
Idrijska cona	245
Furlanska cona	248
Narivna zgradba	253
Narivna zgradba Južnih Alp	258
Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov	259
Alpsko-dinarski vmesni prostor	260
Prednarivni prelomi	261
Mezozojske strukture, terciarna narivna zgradba in neotektonika	264
Meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi ter njihovo razpiranje	265
Strukturno-facialne enote in tektonika plošč	266
Položaj osrednje Slovenije v alpidskem orogenu	267
Primerjava s tektonskimi enotami sosednjih dežel	268
Sklep	270
Geologic structure of Central Slovenia (Summary)	272
Literatura	275

Uvod

Glavni elementi v zgradbi osrednje Slovenije so prelomi, narivi in gube. Največji del ozemlja zavzemajo Posavske gube. Da bi pojasnil narivno zgradbo njihovega zahodnega dela, sem izhajal iz enostavnejše zgradbe Dolenjske, Notranjske in Primorske na eni strani, iz njihovega osrednjega dela pa na drugi strani. S facialnimi analizami sem razvrstil strukturne enote po geosinklinalni teoriji v cone in podcone. Pri tem sem poleg profiliranja in stratimetrijskega snemanja upošteval dosedanja geološka kartiranja. Pri terenskih ogledih ter pri zbiranju in urejanju podatkov sta mi pomagala L. Ferjančič in J. Cajhen. V facialni analizi sem upošteval sedimente alpidskega geosinklinalnega ciklusa, pri narivni zgradbi pa tudi sedimente tardigeosinklinalnega in predalpskega ciklusa. Sedimenti alpidskega geosinklinalnega ciklusa mezozojske ere pokrivajo večji del ozemlja, so facialno najbolj pestri in dokaj dobro preučeni. Predstavlja torej odločilni element pri interpretaciji narivne zgradbe.

Rezultat sinteze facialnih analiz je strukturno facialna karta con in podcon. Prikaz narivne zgradbe osrednje Slovenije pa je poskus enotne interpretacije, ki bo rabila za podlago nadrobnejših raziskav.

Geologi so istim narivom na različnih delih ozemlja dajali različna imena. Poimenovanje je bilo treba zato poenotiti. Pri palinspastičnem razvitju narivne zgradbe sem uporabil papirni model, ki ustreza dokaj dobro.

Pomembni izrazi, uporabljeni v razpravi

Ekstenzija (extension) ali razpiranje (spreading, creation) oceana nastane zaradi konvekcijskega strujanja v astenosferi. V srednjem delu oceana se — v razporem jarku — zaradi tega vtiskuje bazalna magma, ki prihaja izpod skorje na oceansko dno. Pri tem se oceanska skorja razpira in širi, hkrati z njo pa se odmikajo tudi kontinenti. Ločimo več faz razpiranja.

Epievgeosinklinala (epieugeosyncline) nastane na kontinentalni skorji zaradi močnega delovanja radialnih prelomov. Ob njih se deli skorje ugrezajo v obliki jarkov s spremljajočimi pojavi inicialnega kislega in bazičnega vulkanizma. Epievgeosinklinala je tektonsko najbolj labilno področje epigeosinklinale. Labilnost povzročajo orogenetski procesi. V epievgeosinklinalnem jarku se usedajo različni sedimenti, prevladujejo pelagični in piroklastični. Po sedimentih delimo epievgeosinklinale na več vrst. V aspidni epievgeosinklinali prevladujejo v zaporedju drobnik in glinasti sedimenti, v keratofirsko-spilitni in porfirirni pa vulkaniti. Epievgeosinklinalo imenujejo tudi evgeosinklinala.

Epigeosinklinala (epigeosyncline) je zgornji del kontinentalne skorje z neritičnimi in s pelagičnimi sedimenti. Sestoji iz evgeosinklinalnih in miogeosinklinalnih jarkov ter karbonatnih šelfov.

Epigeosinklinalni pas (epigeosynclinal belt) je del epigeosinklinale, karakteriziran z določenimi razvojnimi in oblikovnimi lastnostmi.

Epikontinentalni šelf (epicontinental shelf) leži na kontinentalni skorji med kopnim in kontinentalnim robom. Odlikuje se po plitvomorskih klastičnih in lagunskih sedimentih.

Epimiogeosinklinala (epimiogeosyncline) je podobnega nastanka kot epievgeosinklinala, vendar brez vulkanizma. Med pelagičnimi sedimenti lahko podrejeno nastopata tuf in tufit. Po vrsti sedimentov, ki prevladujejo, ločimo več vrst epimiogeosinklinal. V karbonatni epimiogeosinklinali prevladujejo plasti pelagičnega apnenca in dolomita, v aspidni plasti glinovca, glinastega skrilavca in drobnika, v karbonatno-klastični apnenec, dolomit in klastiti, v flišni pravi flišni sedimenti, v karbonatno-flišni karbonatni fliš, v pelagično-flišni oziroma pelagično-turbiditni globokomorski fliš. Epimiogeosinklinalo imenujemo na kratko tudi miogeosinklinalo.

Karbonatni šelf (carbonate platform, carbonate shelf) leži v epigeosinklinali. Zanj je značilna sedimentacija neritičnega apnenca in dolomita. Glede na njegovo lego ločimo več vrst karbonatnega šelfa. Epikontinentalni (epicontinental) karbonatni šelf leži ob kopnem, vmesni (intermediate) karbonatni šelf pa med miogeosinklinalnim in evgeosinklinalnim jarkom ali v evgeosinklinalnem jarku. Po paleogeografskih in sedimentacijskih značilnostih ločimo odprti (open shelf) in zaprti šelf (restricted shelf). Odprti šelf je večidel pod vplivom plime in oseke. Od ostalega karbonatnega šelfa je ločen s plitvinami, ki omogočajo le občasen dotok sveže morske vode. Za sedimente zaprtega šelfa so značilni stromatoliti, onkoidi, nadplimski konglomerat, breča, peleti, razne vrste laminacije idr. Odprti šelf je prek plitvin (shoals) stalno v zvezi z globljim morjem. Na plitvinah se tvorijo ooidi, onkoidi, pesek, polimikritni kalcirudit ter koralni in hidrozojski grebeni.

Krčenje (acreation, compression) oceanske skorje sledi fazam razpiranja. Tedaj pride do subdukcije ali podirvanja (subduction) oceanske skorje pod

kontinentalno, redkeje tudi do obdukcije ali nadrivanja (obduction) oceanske skorje na kontinentalno. V končni fazi se oceanska skorja popolnoma predela (consumation) in kontinenta trčita (collision) drug ob drugega.

Leptoevgeosinklinala (leptoeugeosyncline) je del leptogeosinklinale z magmatskimi pojavi.

Leptogeosinklinala (leptogeosyncline) nastane na oceanski skorji in je analogna epigeosinklinali.

Leptomiogeosinklinala (leptomiogeosyncline) je za razliko od leptoevgeosinklinale brez magmatskih pojavov.

Marginalni bazen (marginal basin) nastane v končni fazi krčenja oceana blizu kontinentalnega roba (continental margin); najprej se razvija oceanska brazda, nato subdukcija pod kontinent in nato se bazen večstransko razpira (multispreading) zaradi plašnega diapirizma (mantle diapirism). Ob globokih prelomih se izliva magma in se vriva med sialično kontinentalno skorjo. Pri tem procesu nastane semioceanska skorja (semioceanic crust). Med marginalnim bazenom in oceanom nastane mikrokontinent z vulkanskim lokom (volcanic arc). V posameznih fazah razvoja marginalnega bazena subdukcija menja položaj in smer.

Marginalni ali obrobni ocean (marginal ocean) leži na oceanski skorji. Nastane v obdobju krčenja oceana. Od oceana ga loči otočni lok (island arc), planinski venec ali epigeosinklinala. Marginalni ocean brez subdukcije imenujemo pasivni (passive), tistega z enojno ali dvojno subdukcijo, ponekod tudi z razpornim jarkom, pa aktivni marginalni ocean (active). V subdukcijski coni nastane oceanska brazda (oceanic trench).

Marginalno morje (marginal sea) leži na kontinentalni skorji ob kontinentu. V svoji evoluciji je večinoma pasivno. Gradi ga kontinentalni šelf in epigeosinklinala.

Nasledstvena tektonika (inherited tectonic). Nasledstvenost je poleg usmerjenosti (neponovljivosti), cikličnosti (periodičnosti) in neenakomernosti ena izmed osnovnih zakonitosti razvoja tektonosfere. Nasledstvenost se izraža v strukturi litosfere v tem, da se v določenem tektonskem ciklusu s svojstvenimi strukturnimi elementi pojavijo tudi elementi predhodnega tektonskega ciklusa ali celo strukturni elementi več starejših tektonskih ciklusov. Mlajše strukture predstavljajo rezultat celotne starejše evolucije tektonosfere.

Otočni lok (island arc) nastane med oceanom na eni strani in marginalnim oceanom, marginalnim morjem in marginalnim bazenom na drugi strani. Glede na geološko zgradbo ločimo nagubani (folded arc), narivni (thrust arc) in vulkanski lok (volcanic arc). Na mikrokontinentu so loki razvrščeni v posebnem zaporedju.

Pregib (slope) leži med karbonatnim šelfom in evgeosinklinalnim ali mioevgeosinklinalnim jarkom, med kontinentalnim, oziroma karbonatnim šelfom in oceanom. Nastane zaradi ugrezanj ob prelomih, ki so sestavni del orogenetskih procesov. Za sedimentacijo pregiba so značilni breča, presedimentirani ooidi, fukoidi, roženec idr. Zaradi migracije pregiba v daljšem časovnem obdobju nastane na širšem območju pas, v katerem se jezičasto zajedajo neritični sedimenti v pelagične; imenujemo ga pregibna cona.

Razporni jarek (rift, rift valley) nastane pri razpiranju kontinentov in oceanov ob globokih radialnih prelomih. Globok je več tisoč metrov. Njegovo

aktivnost spremlja močno magmatsko delovanje. Ob razpornem jarku nastane razporni greben (mid-oceanic ridge), ki je vzporeden jarku ali pa ga diagonalno seka. Po legi ločimo kontinentalni, medkontinentalni in oceanski razporni jarek.

Strukturno-facialna cona (structure-facies zone) je del geosinklinalnega pasu, ki se odlikuje po svojstvenem razvoju in določenem izboru formacij. Nekateri avtorji uporabljajo tudi sinonim strukturno-formacijska cona.

Transformni prelom (transform fault) poteka pravokotno na oceanski razporni jarek in ga levo ali desno horizontalno premakne. Hitro lahko menja obliko in smer premikanja ter se nenadoma konča na obeh koncih. Ob transformnih prelomih je pogostna vulkanska aktivnost. Večidel potekajo po oceanski skorji, s svojimi konci pa sežejo tudi v kontinentalno skorjo. Premiki imajo velike razsežnosti. Velikost horizontalnih premikov pada v obeh smereh od razpornega jarka proti kontinentalnemu robu.

Transkurentni prelom (transcurrent fault) je prav tako globoki prelom s horizontalnimi in vertikalnimi skoki obeh prelomnih kril. Horizontalni premiki so vedno istosmerni, samo desni ali samo levi, in znašajo nekaj deset do več sto km, medtem ko so vertikalni premiki veliki le nekaj sto metrov. Ob prelomih često nastanejo depresije in vulkani.

Dosedanje raziskave

Osnovno tektonsko rajonizacijo osrednje Slovenije je podal F. Kossmat (1903, 1909, 1910, 1913). Ločil je petero tektonskih enot, ki jih tvorijo gube, narivi in luske. M. Limanovsky (1910) in L. Kober (1913) sta po svoje interpretirala zgradbo Slovenije. Tellerjeve in Kossmatove podatke je uporabil A. Winkler (1923), ki je bolj kot njegovi predhodniki poudarjal narivno zgradbo. V zahodnih Posavskih gubah je interpretiral narivanje od severa proti jugu, v vzhodnih Posavskih gubah pa od juga proti severu. I. Rakovec (1955, 1956) se je naslonil na F. Kossmata in A. Winklerja. Osrednjo Slovenijo je razdelili na Južne apneniške Alpe in Dinaride. K Južnim apneniškim Alpam je prištel Julijske in Savinjske Alpe ter Posavske gube, k Dinaridom pa Notranjsko-primorski in Dolenjski Kras.

Zgradbo idrijsko-žirovskega ozemlja so obravnavali I. Mlakar (1969), L. Placer (1973), L. Placer in J. Čar (1975, 1977) in J. Čar (1975). Najdlje so z interpretacijo prišli I. Mlakar, L. Placer in J. Čar. Mlakar je razdelil območje rudišča na avtohtono podlago in štiri pokrove. Placer je postavil avtohtono podlago v narekovaje, idrijski pokrov pa je razdelil na dve enoti. Oba sta razložila nastanek krovne zgradbe iz polegla gube. Placer in Čar sta rekonstruirala idrijski srednjetriadni tektonski jarek. M. Cigale (1978) je podal paleogeografski razvoj idrijskega ozemlja v karnijski stopnji.

Ozemlje lista Kranj sta tektonsko interpretirala K. Grad in L. Ferjančič (1976). Razlikovala sta narive, pokrove in luske.

Narivno zgradbo ljubljanskega prostora je na podlagi facialnih analiz triadnih skladov interpretiral U. Premru (1974, 1975 a).

O narivni zgradbi Dolenjske so poročali z različnih območij C. Šlebinger (1963), C. Germovšek (1955, 1961), M. Breznik (1961) in S.

Buser (1965). M. Pleničar (1970) je štel v nariv Visokega Krasa Nanos, Hrušico, Trnovski gozd in Snežnik. Hrušica je narinjena na eocen postojnskega ravnika. Na zahodu je nanjo narinjen Trnovski gozd, ki ima na robu inverzno lego plasti. Javorniki so narinjeni na rakeško-cerkniško lusko, krmsko hribovje pa na vrhniško-cerkniško grudo. Tudi rakitniška gruda je nariv. Znotraj teh narivov je zgradba luskasta.

Tudi S. Buser (1973) je trdil, da je Trnovski gozd narinjen na Hrušico.

Na listu Ribnica je S. Buser (1974) razlikoval grude, antiklinale in sinklinale. Nariv je ugotovil pri Plešah, luskasto zgradbo pri Poljanah in Moravčah, pri Želimljah in Ortneku pa prevrnjeno antiklinalo z inverznimi plastmi. Isti avtor je leta 1976 interpretiral zgradbo južnozahodne Slovenije.

U. Premru, B. Ogorelec in L. Šribar (1977) so na podlagi podatkov osnovne geološke karte, facialnih analiz in profilov vrtin prikazali narivno zgradbo južne Dolenjske.

Na tektonskih kartah Jugoslavije so Slovenijo rajonizirali B. Sikošek in B. Maksimović (1971), B. Sikošek in M. Vukašinović (1975), B. Sikošek (1958, 1974), B. Čirič (1974). Razdelili so jo na Notranje in Zunanje Dinaride. K Notranjim Dinaridom so šteli nariv Julijskih in Savinjskih Alp ter nariv Posavskih gub, k Zunanjim Dinaridom pa nariv Visokega Krasa, ki obsega Nanos s Hrušico in javorniško-snežniški blok. Visoki Kras je narinjen na jadransko-jonsko cono, oziroma na nariv Učke.

Prvi poskus rajonizacije po geosinklinalni teoriji je l. 1970 napravil M. Cousin v zahodni Sloveniji. Evgeosinklinalno sedimentno zaporedje selške podcone je označil kot slovensko cono, narinjeno na furlansko cono. Vmesni plitev prag je razdelil na dva dela. Na jugozahodu je furlanska cona identična s cono Visokega Krasa, na severovzhodu pa s predfurlansko oziroma predkraško cono.

P. Miljuš (1973, 1976, 1978) je v osrednji Sloveniji ločil miogeosinklinalne in evgeosinklinalne Dinaride. K miogeosinklinalnemu delu je štel cono Visokega Krasa ter alohtoni in avtohtoni geosinklinalni prag, k evgeosinklinalnemu pa karlovško cono in zagorsko-šumadijsko cono grud in jarkov. Alohtoni geosinklinalni prag predstavlja cono plitvih geosinklinalnih sedimentov, ki so ločili miogeosinklinalno okolje od mobilnega evgeosinklinalnega predalpskega praga s plitvovodnimi sedimenti predalpske orogeneze. V karlovški coni leže na mezozojski podlagi terciarni sedimenti. V alpidski orogenezi se je evgeosinklinalni del Dinaridov narinil na miogeosinklinalni del Dinaridov.

Po P. Mioču (1975) so evgeosinklinalne plasti Posavskih gub narinjene zaradi labilne pregibne cone na miogeosinklinalne sedimente Dolenjske. Avtohton predstavlja Dolenjska, alohton pa Posavske gube. Pregibna cona je zato večinoma pokrita.

Strukturno-facialne enote alpidskega geosinklinalnega ciklusa

S pomočjo facialnih analiz mezozojskih sedimentnih kamenin sem iskal značilnosti in zakonitosti sedimentacije skozi vso mezozojsko ero in posebej v triadni periodi. Prvotni model sem prevzel po J. Aubouinu (1965). Ozemlje sem razdelil po definiciji B. Čiriča (1974) in P. Miljuša (1973, 1975, 1978) na miogeosinklinalni in evgeosinklinalni del, ki ju loči vmesni karbonatni šelf. Miogeosinklinalni del pripada Zunanjim Dinaridom, evgeosinklinalni pa

Južnim Alpam, ki se strukturno ločijo od Notranjih Dinaridov. Našel bom nekaj glavnih razlik, ki opravičujejo delitev. V Južnih Alpah ni ofiolitne cone. Na Slovenskem tudi ni dovolj dokazov za subdukcijo v jurski in kredni periodi. Slovenska cona (M. Cousin, 1970), oziroma julijska cona (J. Aubouin, 1963), je identična z bosansko cono Notranjih Dinaridov, vendar je ožja in se vzhodno od Ljubljane izklinja. Strukturne enote imajo različno smer. Preusmeritev se kaže že v ladinski stopnji ter pozneje v karnijski stopnji in jurski periodi. Transformni zagrebški prelom loči Južne Alpe od Notranjih Dinaridov, jih skupaj s snopom transformnih prednarivnih prelomov, ki sledi periadriatskemu lineamentu, preusmeri in zamakne horizontalno desno za več 100 km proti NE. Južne Alpe se zato nadaljujejo na Madjarskem v gorovju Bükk. Sele od tod jih lahko vežemo prek zagrebškega preloma v hrvaški in bosanski del Notranjih Dinaridov.

Pod miogeosinklinalnimi Dinaridi leži po vsej verjetnosti tretja geotektonska enota — Jadran, nanjo so narinjeni Zunanji Dinaridi.

Južne Alpe

Strukturne enote imajo smer W—E. Razdelil sem jih na savinjsko cono in slovensko cono, ki prehaja proti vzhodu v gorenjsko cono. Slovenska in gorenjska cona pripadata srednjemu, najbolj mobilnemu delu evgeosinklinale. Razlikujeta se med seboj po zaporedju pelagične in karbonatne sedimentacije. Proti jugu prehajata v mejno cono med Južnimi Alpami in Dinaridi. Gorenjska cona se deli na tri podcone (sl. 1 in 2).

Slovenska cona (M. Cousin, 1970) je prava epievgeosinklinala. Razteza se zahodno od Kranja; njen najbolj vzhodni podaljšek je na Smledniškem hribu (sl. 1, 2 in 4).

Srednjetriadna evgeosinklinalna sedimentacija slovenske cone je prešla sukcesivno prek miogeosinklinalne sedimentacije v zgornji triadi in evgeosinklinalne sedimentacije v spodnji juri v miogeosinklinalno sedimentacijo srednje in zgornje jure ter krede. Spodnjejanizična karbonatno-šelfna sedimentacija je razvita kot neplastoviti dolomit, zgornjejanizična pa pelagično. Pelagična sedimentacija se je nadaljevala do konca kredne periode. V spodnjem delu pelagične sedimentacije so nastali pravi evgeosinklinalni sedimenti, znani pod imenom psevdofiljski skladi, ki sestojijo iz plastovitega glinastega skrilavca, drobnika, peščenjaka, tufa, tufita ter vmesnih pol in plasti apnenca zgornjejanizične in ladinske stopnje. Za aksialni del so značilni obtežitveno metamorfizirani in hidrotermalno spremenjeni vulkaniti, piroklastiti in sedimenti, ki se nadaljujejo proti vzhodu v aksialni del selške podcone. Nastali so v razpornem jarku aspidne epievgeosinklinale. Po K. Gradu in L. Ferjančiču (1976) prehajajo ladinske kamenine navzgor v amfiklinske sklade karnijske starosti. Sestojijo iz temnega apnenca in glinastega skrilavca, ki se menjavata s plastmi kremenovega peščenjaka. Vmes so tanjše pole konglomerata in apnenca. Debelina plasti znaša okoli 800 m. Na amfiklinskih skladih leže baški dolomit, železnikarski apnenec in dolomit ter škofjeloški apnenec noriške in retske stopnje. Predstavljajo karbonatno miogeosinklinalno sedimentacijo. Njihova plastovitost je izrazita. V plasteh so gomolji in plošče roženca. Dolomit in apnenec prehajata bočno drug v drugega (K. Grad in L. Ferjančič, 1976,

L. Babić, J. Zupanič, 1978). Njuna debelina znaša okoli 600 m. Na meji med srednjo in zgornjo triado je prešla aspidna evgeosinklinala v karbonatno miogeosinklinalo.

Na zgornjetriadnih plasteh leže liasni kalkarenit, apnenec z gomolji roženca, lapor, laporni apnenec in breča v debelini 150 m. Doggerske in spodnjemalmske plasti sestojijo iz glinastega skrilavca, ki se menjava z radiolarijskim rožencem v debelini 50 m. Zgornjemalmske in berriasijske plasti apnenca z gomolji roženca so debele 30 m (S. Buser, 1979). Roženec vsebuje radiolarije (M. Cousin, 1970). Plasti pripadajo brianconskega faciesu s kalpionelami (L. Babić, J. Zupanič, 1978). Plasti doggerske in malmske serije ter berriasijske stopnje so nastale v pelagični miogeosinklinali.

Spodnjekredne plasti se prično z brečo, nato se menjavata kalkarenit in glinasti skrilavec (S. Buser, 1975). Med hauterivijsko in cenomansko stopnjo je bila torej sedimentacija turbiditno-pelagična z orbitulinami (L. Babić, J. Zupanič, 1978). Cenomanske in turonske starosti so plasti glinastega skrilavca, kalkarenita, mikrita in laporja, senonski pa je volčanski apnenec z rožencem (S. Buser, 1975, B. Ogorelec, L. Šribar, S. Buser, 1976). Senonska sedimentacija se je končala z apneno brečo, laporjem in flišem (S. Buser, 1975). Zgornjekredni sedimenti so nastali v karbonatno-flišni in flišni miogeosinklinali.

Savinjska cona bi utegnila biti ekvivalentna s trentinsko cono, ki sta jo opisala J. Aubouin (1963) in A. Desio (1973). Najstarejše plasti so iz skitske stopnje (sl. 1, 2 in 3). Zastopajo jih plastoviti apnenec in laporji. Sledi neprekinjena skladovnica masivnega in skladovitega apnenca z vložki dolomita anizične, ladinske, karnijske, noriške in retske stopnje. Noriški in retski del zaporedja je razvit grebensko. Savinjska cona predstavlja dokaj sta-

A podvoloveljski prelom

A Podvolovljek fault

Južne Alpe: 1—3—2—3 slovenski epigeosinklinalni pas

3—4—5 karantanski epigeosinklinalni pas

1 savinjska cona, 2 slovenska cona, 3—4—5 gorenjska cona, 3 selška podcona, 4 limbarska podcona, 5 zagorska podcona.

Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi: 6 ljubljanska cona.

Zunanji Dinaridi: 7—8—9—10—11 zunanjedinarski epigeosinklinalni pas, 7—8 idrijska cona, 7 kanomeljska podcona, 8 zasavska podcona, 9—10—11 furlanska cona, 9 trebanjska podcona, 10 dolenska podcona, 11 notranjska podcona.

The Southern Alps: 1—3—2—3 Slovenia epigeosynclinal belt

3—4—5 Carinthia epigeosynclinal belt

1 Savinja zone, 2 Slovene zone, 3—4—5 Upper Carniola zone, 3 Selca subzone, 4 Limbar subzone, 5 Zagorje subzone

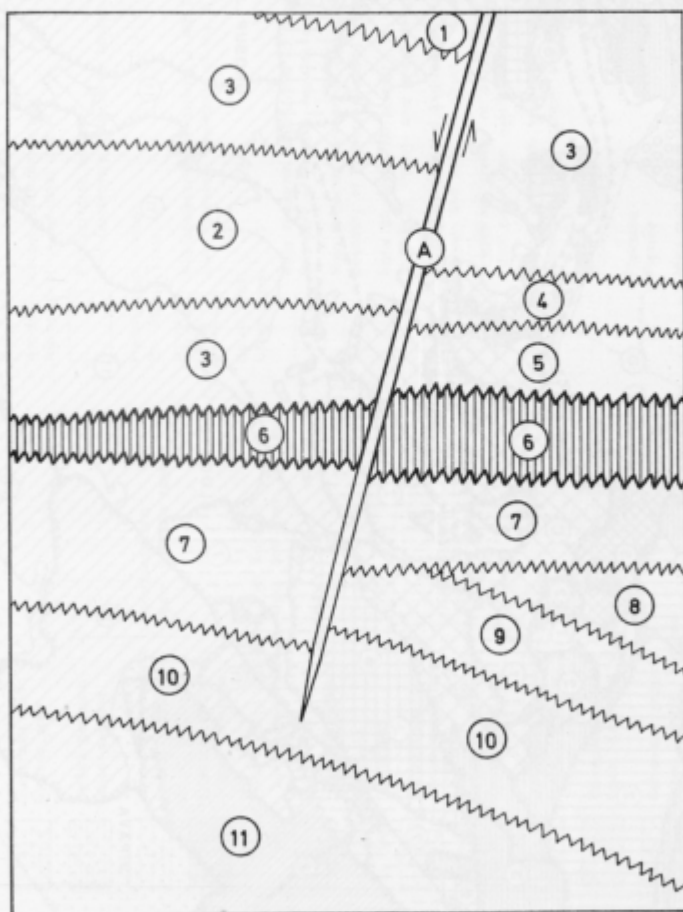
Boundary zone between the Southern Alps and Outer Dinarides: 6 Ljubljana zone

The Outer Dinarides: 7—8—9—10—11 Outer Dinaric epigeosynclinal belt, 7—8 Idrija zone, 7 Kanomlja subzone, 8 Zasavje subzone, 9—10—11 Friuli zone, 9 Trebnje subzone, 10 Lower Carniola subzone, 11 Inner Carniola subzone

bilni karbonatni šelf, ki je vztrajal skozi vso srednjo in zgornjo triado. Njena debelina znaša okoli 2000 m.

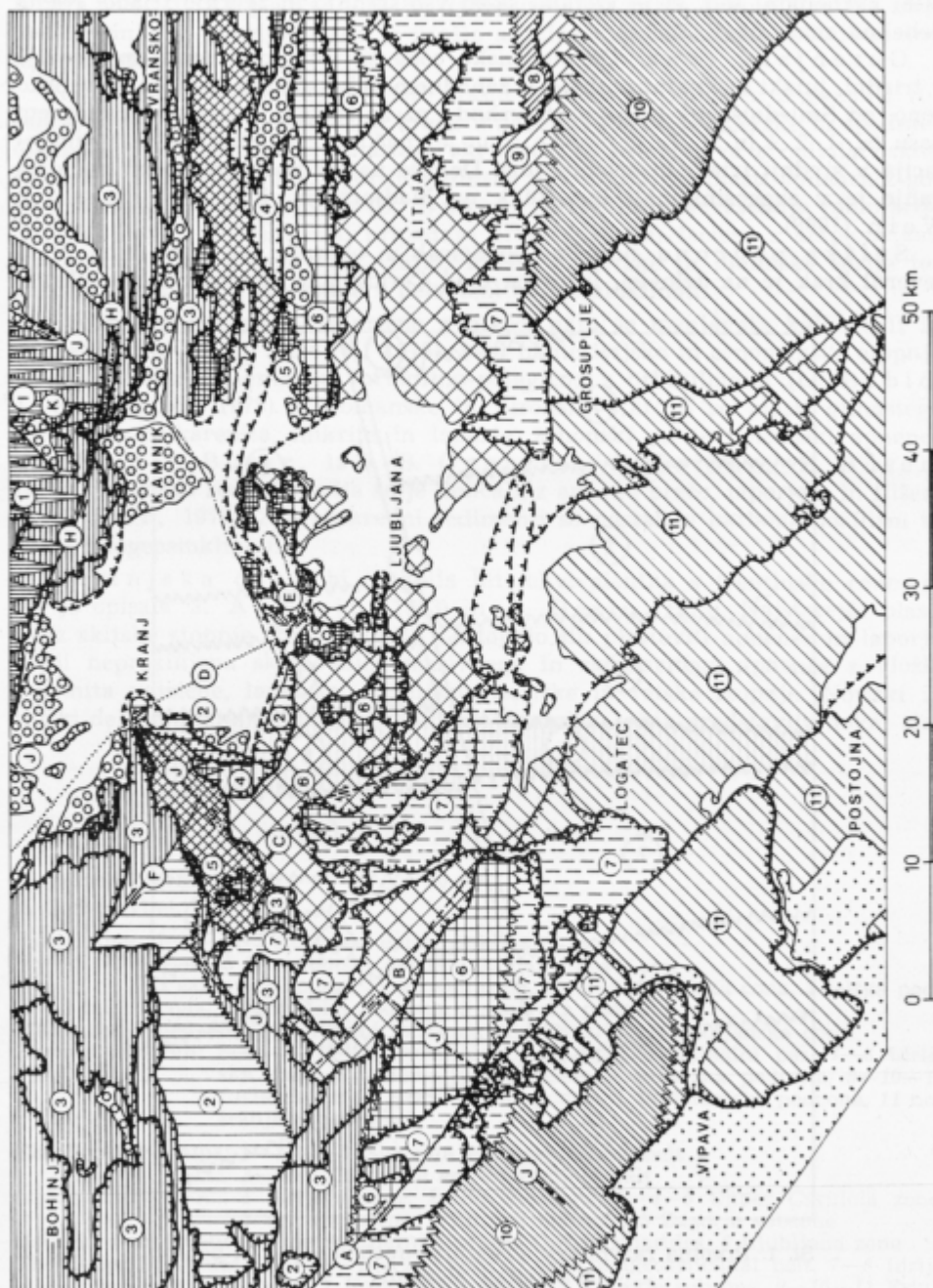
Gorenjska cona. Od slovenske cone se loči po drugačnem razvoju v triadni, jurski in kredni periodi. V zahodnem delu ozemlja obkroža slovensko cono, od Smledniškega hriba proti vzhodu pa se razteza v širokem strnjenem pasu (sl. 1, 2, 4 in 5). Za gorenjsko cono je značilna evgeosinklinalna sedimentacija v srednji triadi in spodnji juri. Deli se na tri podcone. Njeno nadaljevanje je v evgeosinklinali Igal-Bükk na Madjarskem, kjer jo je opisal G. Wein (1969).

Selška podcona nosi ime po Selcah in obkroža slovensko cono. Njen severni krak je na Jelovici, južni pa med Cerknim in Blegošem. Južni krak,



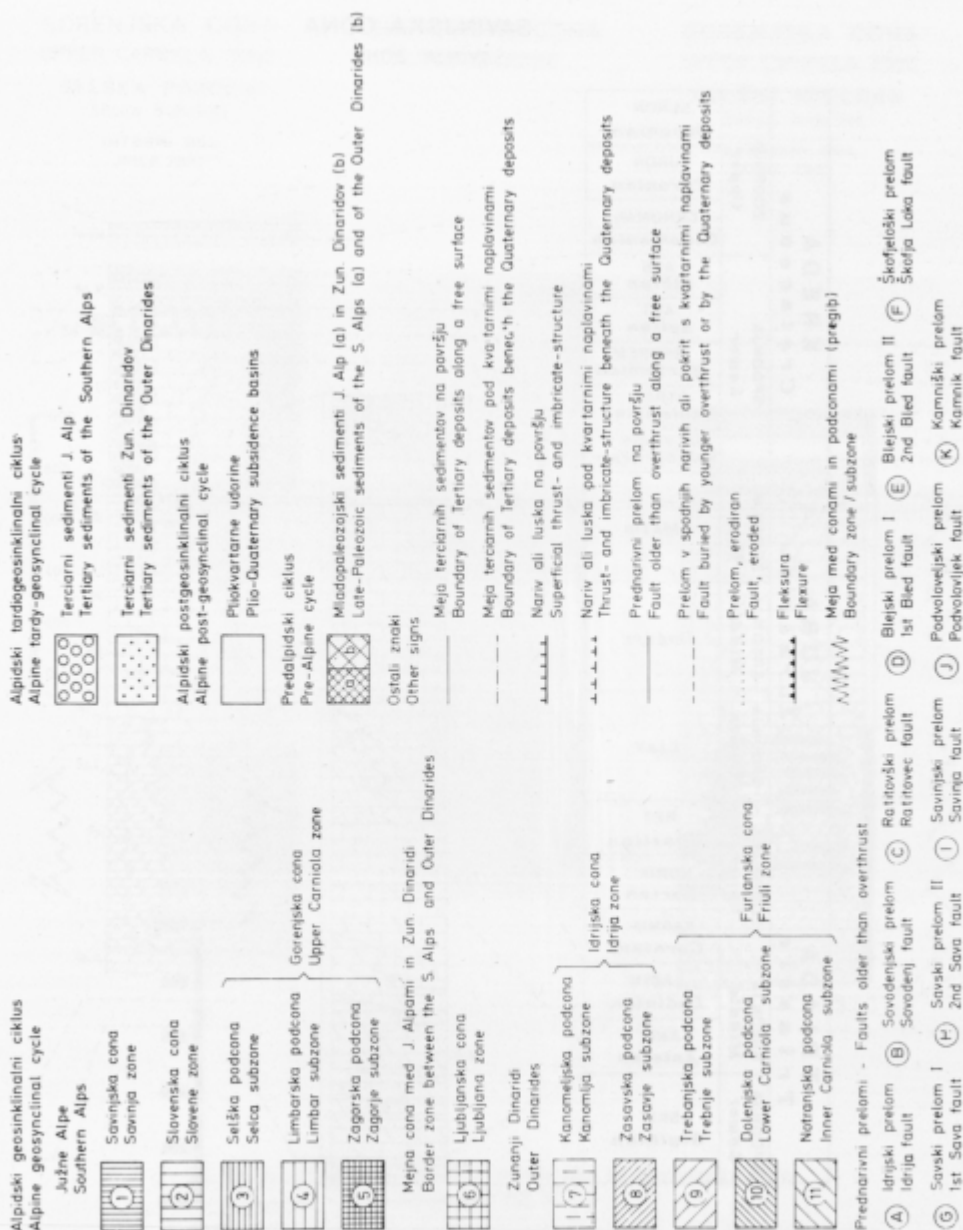
Sl. 1. Prvotna razvrstitev strukturno-facialnih con in podcon v osrednji Sloveniji

Fig. 1. Palinspastic distribution of the structure-facies zones and subzones in Central Slovenia

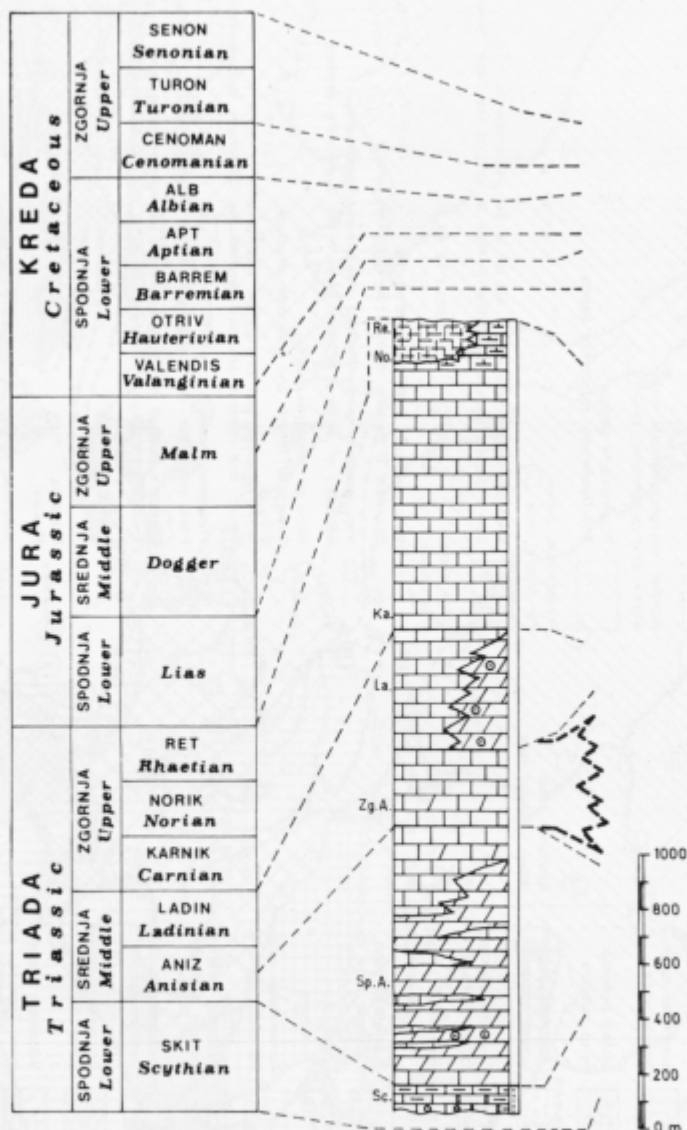


Sl. 2. Strukturno-facialna karta osrednje Slovenije

Fig. 2. Structure-facies map of Central Slovenia

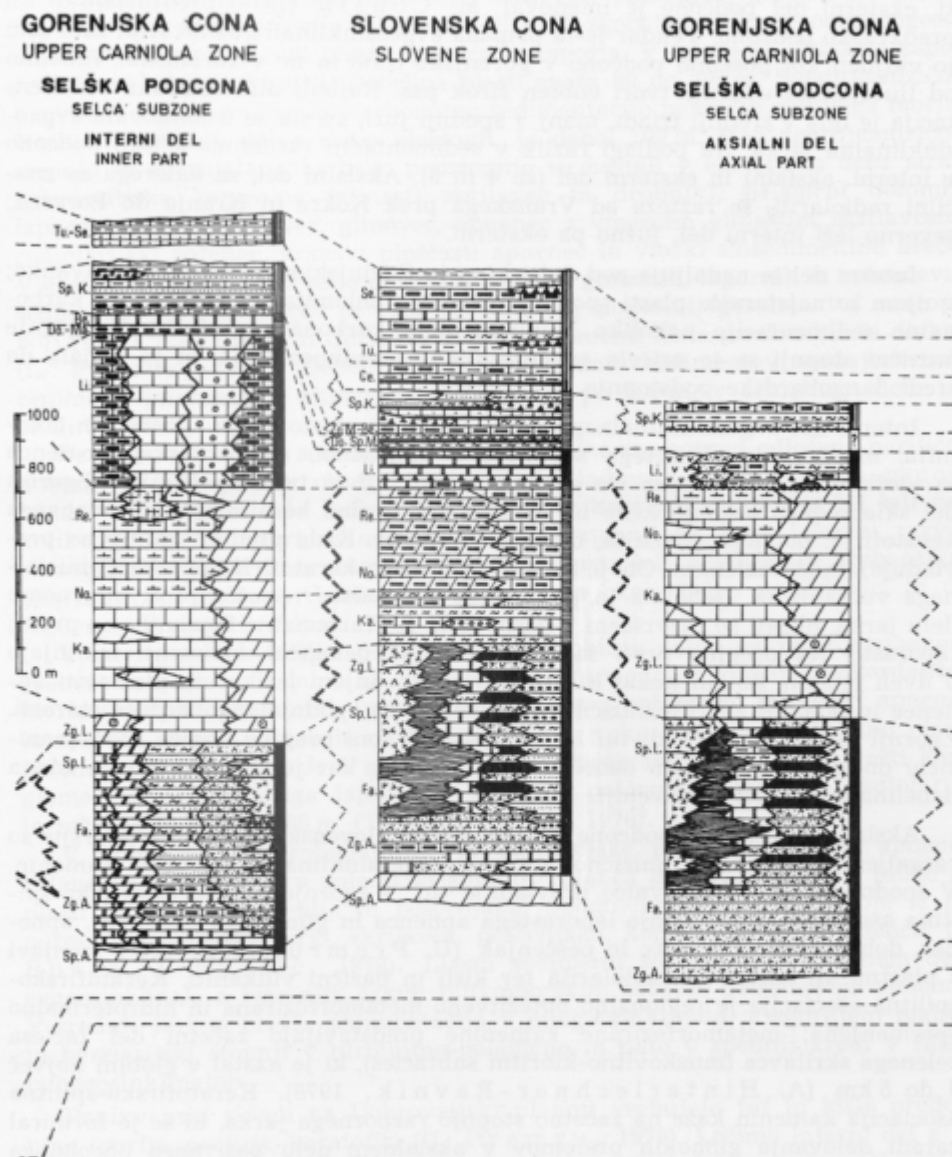


SAVINJSKA CONA SAVINJA ZONE



Sl. 3. Stratigrafska lestvica savinjske cone
(Legenda na sl. 8)

Fig. 3. Columnar section of the Savinja zone
(Please see fig. 8 for explanation)



Sl. 4. Stratigrafske lestvice gorenjske in slovenske cone
(Legenda na sl. 8)

Fig. 4. Columnar sections of the Upper Carniola and Slovene zones
(Please see fig. 8 for explanation)

tj. eksterni del podcone je imenoval M. Cousin (1970) predfurlansko ali predkraško podcono. Vendar le-ta pripada evgeosinklinali Južnih Alp; zato sem jo vključil kot posebno podcono v gorenjsko cono in ne v furlansko. Vzhodno od ljubljanske udorine tvori enoten širok pas. Najbolj diferencirana sedimentacija je bila v srednji triadi, manj v spodnji juri, ko sta se izoblikovala evgeosinklinalna jarka. Na podlagi razlik v sedimentaciji razdelimo selško podcono v interni, aksialni in eksterni del (sl. 4 in 5). Aksialni del, za katerega so značilni radiolariti, se razteza od Vranskega prek Kokre in Kranja do Porezna; severno leži interni del, južno pa eksterni.

Interni del se nadaljuje pod Julijskimi in Savinjskimi Alpami v Karavanke; v njem so najstarejše plasti spodnjeanizičnega dolomita, ki predstavlja karbonatno sedimentacijo nekoliko globljega dela karbonatnega šelfa. V zgornje anizični stopnji se je pričela evgeosinklinalna sedimentacija, ki je trajala do srede langobardske podstopnje.

Interni del evgeosinklinalnega jarka sestoji iz plastovitega apnenca in dolomita, menjavanja glinastega skrilavca z apnencem, radiolarijskega roženca in vložkov laporja. Močno sta zastopana tudi tuf in tufski peščenjak. Zgornji del skladovnice vsebuje kisle in bazične predornine keratofirja, kremenovega keratofirja, porfirja, porfiritita, diabaza in spilita. Kisle predornine močno prevladujejo nad bazičnimi. Oboje pripadajo spilitno-keratofirski asociaciji inicialnega vulkanizma. Debelina in pogostnost vulkanitov narašča proti internemu delu jarka, hkrati so razvrščeni v pasovih W-E. Karbonatne kamenine so precej laporaste. Na pregibu proti savinjski coni se pelagični sedimenti izklinjajo v dveh jezikih, dolgih nekaj kilometrov. V spodnjem jeziku sta plastoviti apnenec in dolomit zgornjeanizične, v zgornjem pa spodnjelangobardske starosti. Zgornji jezik vsebuje tudi tuf in keratofir. V coni pregiba doseže spodnjeanizični dolomit z apnencem debelino okoli 1000 m, kar je največja doslej znana debelina teh plasti v Sloveniji.

Aksialni del selške podcone je ekvivalent slovenske cone. Na površju so razgaljene najstarejše anizično-ladinske evgeosinklinalne združbe kamenin. V spodnjem delu skladovnice prevladuje tuf, v zgornjem pa keratofirsko-spilitna asociacija, menjavanje laporastega apnenca in glinastega skrilavca, apnenec, dobroveljski skrilavec in peščenjak (U. Premru, 1974), tuf v menjava s plastmi ali laminami radiolarita ter kisli in bazični vulkaniti. Keratofirsko-spilitna asociacija je regionalno obtežitevno metamorfozirana in hidrotermalno spremenjena; metamorfozirane kamenine predstavljajo začetni del faciesa zelenega skrilavca (muskovitno-kloritni subfacies), ki je nastal v globini največ 4 do 5 km (A. Hinterlechner-Ravnik, 1978). Keratofirsko-spilitna asociacija kamenin kaže na začetno stopnjo razpornega jarka, ki se je formiral zaradi delovanja globokih prelomov v aksialnem delu pasivnega obrobnege morja in istočasnem delovanju zemeljskega toplotnega toka. Proti jugu prehaja keratofirsko-spilitna asociacija Kranjske rebri bočno v pelagični apnenec, ki predstavlja spremljajoči greben ob razpornem jarku.

Eksterni del selške podcone ima na površju ohranjene tudi skitske kamenine, odložene delno konkordantno delno diskordantno na mladopaleozojskih plasteh. Plastovite klastične in vmesne karbonatne kamenine kažejo na plitev epikontinentalni šelf.

V spodnjem delu skladovnice leže meljevec, peščenjak, glinasti skrilavec, dolomit in laporni dolomit z lečami oolita. V zgornjem delu je oolit pogostejši, pojavijo pa se tudi plasti apnenca in laporja. V celotnem skitskem zaporedju prevladujejo klastiti. Debelina plasti znaša 80 do 200 m. Spodnjejanizične kamenine kažejo na kratko karbonatno sedimentacijo nekoliko globljega morja. Neritični dolomit, delno slabo plastovit, je debel 100 m. Med zgornjejanizično stopnjo in zgornjelangobardsko podstopnjo so nastali v eksterne delu jarka psevdofiljske kamenine (glinasti skrilavec in drobnik), pelagični dolomit, laporni glinasti skrilavec, glinovec, apnenec z vmesnim glinastim skrilavcem, radiolarijski roženec, vranski ploščasti apnenec in vložki sinsedimentne breče. V eksterne delu jarka se je povečala količina glinastih, lapornih in rožnčevih sedimentov. Vložki breče in tufa so tu manj pogostni, posebno tuf nastopa bolj redko. Med Idrijo in Cerknim so med sedimenti kisle predornine in diabaz (L. Placer, 1973). Debelino evgeosinklinalnih sedimentov srednje triade cenimo v internem in eksterne delu jarka po 800 m, v aksialnem delu pa okoli 1000 m.

Na globokomorskih sedimentih selške podcone sta povsod odložena neritični dolomit in apnenec, ki obsegata zgornji del ladinske stopnje in vso zgornjo triado. V zgornjem delu ladinske stopnje in v karnijski stopnji je bil šelf nekoliko globlji in odprt, v noriški in retski stopnji pa kaže loferski razvoj z megalodontnim apnencem na občasno zaprti šelf z vmesnim grebenskim apnencem s koralami. Celotna debelina znaša okoli 200 m na Jelovici in do 1300 m v Savinjskih Alpah.

V internem delu selške podcone leže v Bohinju delno na zgornjetriadnem grebenskem apnencu delno na dachsteinskem apnencu z loferiti konkordantno hierlatski apnenec, oolitni apnenec in apnenec z rožencem, krinoidni apnenec in roženec. Plasti so debele okoli 600 m. Doggerske starosti so verjetno plasti roženca (S. Buser, J. Pavšič, 1976). Doggerske in malmske plasti konglomerata, laminiranega lapornega apnenca, peščenjaka ter pole radiolarita in roženca so debele 300 m (T. Budkovič, 1978).

V Bohinju so zgornjemalmske in berriasijske plasti mikritnega apnenca brianconskega facies s polami in gomolji roženca debele 25 m. Bolj redke so plasti laporja, kalkarenita in peščenjaka. Spodnjekredne plasti sestoje iz lapornega apnenca, laporja, skrilavca, peščenjaka, konglomerata in roženca (S. Buser, J. Pavšič, 1979). Liasni sedimenti so nastali v internem delu evgeosinklinale z vmesnim ozkim plitvomorskim hrbtom hierlatskega apnenca. V srednji juri je prešla sedimentacija v miogeosinklinalo, v zgornjem malmu in berriasijski stopnji v turbiditno-pelagično in nato v spodnji kredi v flišno miogeosinklinarno.

Ponikvanski skladi na Dobroveljski planoti vsebujejo tuf in kisle predornine (porfir, porfirit, keratofir) (U. Premru, 1975). Ločimo interni del z linijsko razporejenimi vulkaniti, ki se tanjšajo proti aksialnemu delu. V aksialnem delu je razvit radiolarit, v eksterne prevladujejo karbonatni in glinasti sedimenti, piroklastiti pa skoraj povsem izginijo. K internemu delu pripadajo tudi erozijski ostanki liasne apnenca z rožencem na Jelovici (K. Grad, L. Ferjančič, 1976).

Kredni sedimenti leže erozijskodiskordantno na triadni ali jurski podlagi. K internemu delu selške podcone pripada turonski in senonski fliš s plastmi

laporja, kalkarenita in lapornega apnenca na Možjanci (A. Ramovš, 1967). K aksialnemu delu štejem zaporedje pelagičnih usedlin jugovzhodno od Vranskega, ki ga je S. Buser (1979 b) uvrstil v jursko periodo brez fosilnih dokazov. Analize nanoplanktona, ki jih je opravil J. Pavšič, pa dokazujejo kredno starost sedimentov. V spodnjem delu se menjavajo glinasti, laporno glinasti in laporni skrilavec z vložki kalkarenita in kalcirudita, ki v zgornjem delu postopno preidejo v ploščast apnenec z radiolarijami in ponekod z vložki roženca. F. Teller (1907) ga je kartiral kot vranski ploščasti apnenec. Po dosedanjih spoznanjih pripada del vranskega ploščastega apnenca ladinski stopnji, del pa kredi. Južno od tod so na Kozici in na severnem pobočju Čemšeniške planine ter v istem pasu proti vzhodu erozijski ostanki spodnjekredne do cenomanske serije plastovitega lapornega apnenca z orbitolinami, laporja, roženca in breče, ki leži erozijsko diskordantno na triadnem apnencu ali dolomitu. Opisani fliš pripada eksterne delu selške podcone.

Limbarska podcona, poimenovana po Limbarski gori nad Moravčami. Njeni deli so zaradi postgeosinklinalnih tektonskih premikov ohranjeni pri Škofji Loki ter med Lukovico in Čemšeniško planino. Zanje so značilni neritični karbonatni sedimenti srednje triade (sl. 5). Skitske plasti leže konkordantno na mladopaleozojskih kameninah. Odložene so bile na epikontinentalnem šelfu. V spodnjem delu skitske stopnje so se odlagale meljaste in peščene plasti, v zgornjem delu pa apnenec in laporni apnenec, v manjši meri tudi dolomit. Leče oolitnega apnenca so pogostnejše v spodnjem delu. Sedimentacija kaže na podobne razmere kot v eksterne delu selške podcone. Skitske plasti so debele okoli 150 m.

Neritični dolomit anizične in ladinske stopnje vsebuje izsušitvene pore, stromatolite, laminite in intraformacijsko brečo. Našteti sedimenti so bili odloženi ritmično. V zgornjem delu plasti je na severni strani Čemšeniške planine razvit grebenski apnenec s predgrebensko in intraformacijsko brečo — verjetno ekvivalent zgornjelangobardskega dolomita. Zaporedje sedimentov kaže na zaprti šelf z lokalnim grebenom. Dolomit je debel okoli 800 m.

V karnijski stopnji so se v plitvi miogeosinklinali sedimentirali pelagični apnenec, dolomit, glinasti skrilavec in roženec. Plasti so debele največ 50 m.

Noriška in retska stopnja imata neritični apnenec in dolomit, razvita lofersko v retski stopnji. Neritična sedimentacija apnenca in dolomita se je nadaljevala še v spodnji juri, kjer se pojavijo v apnencu leče z ooidi. Karbonatni kompleks zgornje triade in spodnje jure je debel okoli 500 m. Evolucija karbonatnega šelfa je potekala od globljega odprtega šelfa prek zaprtega šelfa z loferskim razvojem do odprtega šelfa z ooidnimi plitvinami. Zgornjekredni sedimenti so ohranjeni le v posameznih krpah, odloženih erozijsko diskordantno v času od turona do senona. V turbiditni sedimentaciji so nastale v flišni miogeosinklinali plasti breče, peščenjaka, laporja, lapornega apnenca in roženca.

Zagorska podcona, imenovana po Zagorju ob Savi. Zanje je značilna evgeosinklinalna sedimentacija v eksterne delu jarka, ki je na vzhodnem delu ozemlja ločena od ostalega eksterne dela z limbarsko podcono in njeno neritično sedimentacijo, na zahodnem delu ozemlja pa leži južno od slovenske cone.

GORENJSKA CONA

UPPER CARNIOLA ZONE

SELŠKA PODCONA

SELCA SUBZONE

EKSTERNI DEL

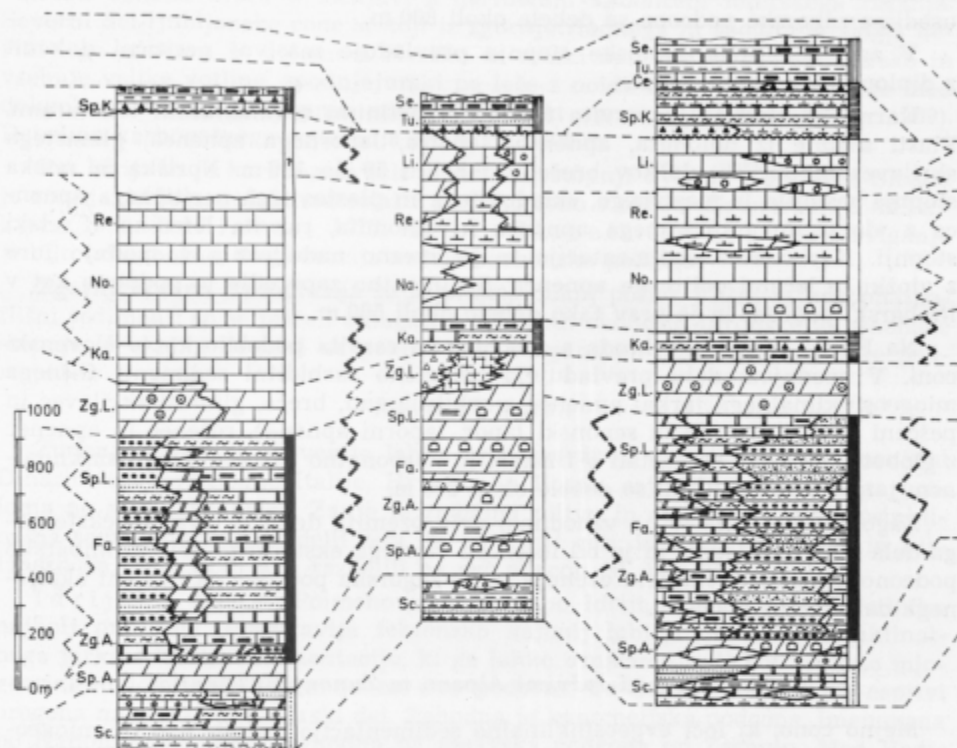
EXTERNAL PART

LIMBARSKA PODCONA

LIMBAR SUBZONE

ZAGORSKA PODCONA

ZAGORJE SUBZONE



Sl. 5. Stratigrafske lestvice gorenjske cone
(Legenda na sl. 8)

Fig. 5. Columnar sections of the Upper Carniola zone
(Please see fig. 8 for explanation)

Sedimentno zaporedje se prične s konkordantno odloženimi skitskimi kameklinami, ki so nastale na epikontinentalnem šelfu (sl. 5). V južnem delu podcone prevladujejo peščene in meljaste plasti, v severnem pa v spodnjem delu skitske stopnje peščene in meljaste plasti in v zgornjem pelagični apnenec, laporni apnenec ter leče oolitnega apnenca. Plasti so debele okoli 150 m. Spodnjeanižična stopnja sestoji iz neritičnega dolomita. Ponekod je vidna plastovitost. Dolomit vsebuje stromatolite, izsušitvene pore, intraformacijsko brečo in oioide. Sledijo si v ritmih v debelini 70 m. Med zgornjeanižično stopnjo in zgornjim delom langobardske podstopnje je vladala eksterna evgeosinklinalna

sedimentacija. Okoli Zagorja je razširjen psevdofilski razvoj drobnika in glinastega skrilavca poleg pelagičnega dolomita, menjavanja plasti apnenca in glinastega skrilavca, roženca, lapornega dolomita, laporja in intrastratificirane breče.

V Kisovcu pri Zagorju je bila na pregibu med zagorsko podcono in ljubljansko cono kondenzirana sedimentacija med zgornjim delom anizične in spodnjim delom ladinske stopnje. Zgornjeanizične in spodnjeladinske pelagične usedline zagorske podcone so debele okoli 800 m.

V zgornjem delu ladinske stopnje prevladuje masivni neritični dolomit z diploporami, debel 200 m.

Karnijska stopnja je razvita flišno z značilnimi sedimentnimi teksturami. Plasti sestoje iz dolomita, apnenca, laporja, lapornega apnenca, glinastega skrilavca in tanjših vložkov breče v debelini 50 do 100 m. Noriška in retska stopnja sestojita iz masivnega, skladovitega in plastovitega neritičnega apnenca z vložki dolomitiziranega apnenca in dolomita, razvita lofersko v retski stopnji. Karbonatna sedimentacija se je zvezno nadaljevala v spodnjo juro z vložki in lečami oolitnega apnenca. Sedimentno zaporedje je podobno kot v limbarski podconi in je prav tako debelo okoli 500 m.

Na Rašici je spodnja kreda s cenomanom razvita podobno kot v slovenski coni. V spodnjem delu prevladujejo pelagično turbiditni sedimenti flišnega miogeosinklinalnega jarka: apnenec z orbitulinami, breča, glinasti skrilavec in peščeni melj. Turonski in senonski lapor, laporni apnenec, roženec in apnenec z globotrunkanami so nastali v flišnem in karbonatno flišnem miogeosinklinalnem jarku. Kredne plasti so debele okoli 200 m.

Zagorska podcona je na vzhodnem delu ozemlja delni ekvivalent eksternege dela selške podcone, ki je bil ločen od ostalega eksternege dela z limbarsko podcono. Na zahodnem delu ozemlja pa je zagorska podcona ekvivalent eksternege dela selške podcone.

Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi

Mejno cono, ki loči evgeosinklinalno sedimentacijo Južnih Alp od miogeosinklinalne sedimentacije Zunanjih Dinaridov sem poimenoval kot ljubljansko cono, ker se razteza zahodno in vzhodno od Ljubljane (sl. 1 in 2). Od triadne periode do spodnje jure je bila to stabilna cona. Ne more veljati P. Miljuševa (1978) interpretacija, ki pravi, da je prehod med miogeosinklinalo in evgeosinklinalo pregibna cona. Prav tako so vsi dosedanja avtorji nepravilno postavljali mejo med obema velikima geotektonskima enotama, saj so prištevali k evgeosinklinali poleg karbonatnih sedimentov ljubljanske cone tudi miogeosinklinalne sedimente idrijske cone.

Ljubljanska cona. Zanja je značilna neritična sedimentacija na karbonatnem šelfu, ki je trajala od začetka anizične stopnje do konca spodnje jure. Skitske plasti so nastajale na epikontinentalnem šelfu (sl. 6). Na površju je ohranjen le njihov zgornji del. V njem se menjavajo plasti lapornega apnenca, pelagičnega apnenca, dolomita, lapornega dolomita, glinastega skrilavca in peščenjaka. Vmes so leče oolitnega apnenca in dolomita. V najmlajšem delu skladovnice prevladuje dolomit. V anizični stopnji in spodnjem delu ladinske

stopnje je nastajal neritični plastoviti dolomit z izsušitvenimi porami, stromatoliti in intraformacijsko brečo, v zgornjem delu ladinske stopnje pa masivni neritični diploporni dolomit odprtega šelfa. V zgornji triadi in spodnji juri je prišlo do manjše diferenciacije v sedimentaciji karbonatnega šelfa. V južnem delu ljubljanske cone je v karnijski in noriški stopnji stromatolitni dolomit. Pri Zagorju se je po kratki okopnitveni fazi med retsko stopnjo in spodnjo juro odložila apnena breča v menjavi z neritičnim apnencem loferskega razvoja. Severni del ljubljanske cone sestoji iz zgornjetriadnega in spodnjejurskega neritičnega apnenca in dolomita. Noriški in retski apnenec je razvit lofersko in vsebuje velike votline, spodnjejurski pa leče z ooidi. Severno od Idrije je med dolomitom karnijske stopnje razvit grebenski apnenec (I. Mlakar, 1969). Debelina karbonatnega zaporedja znaša do 1400 m.

Pri Idriji se je karbonatni šelf v ladinski stopnji dvignil v gorovje. Sledila je erozija, ki je nanašala material v idrijsko cono v obliki olistostrom (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973, 1975, L. Placer, J. Čar, 1975). Dviganje je bilo tako močno, da je erozija načela karbonsko podlago.

Zgornjekredna transgresija se je pričela dokaj pozno. Flišni in karbonatno-flišni sedimenti so se pričeli odlagati v različnih obdobjih turonske in senonske stopnje, v okolici Domžal na primer šele v zgornjem delu maastrichtske podstopnje.

Zunanji Dinaridi

Zunanje Dinaride Slovenije lahko brez zadržkov primerjamo z Zunanjimi Dinaridi severovzhodne Italije, Hrvaške in Bosne, saj vpliv zagrebškega preloma ne seže tako daleč. Zanje je značilna plitva in stabilnejša miogeosinklinalna sedimentacija. Razdelil sem jih na dvoje con, idrijsko na severu in fur-lansko na jugu. Coni sem razdelili na več podcon (sl. 1 in 2).

Idrijska cona. Poimenoval sem jo po Idriji, kjer je bila v rudniku najbolj preučena. Predstavlja tektonsko najbolj labilni del miogeosinklinalnega jarka s tufsko sedimentacijo, ki ga lahko označimo tudi kot aspidno miogeosinklinalo. Razdelil sem jo na dve podconi. Ta delitev temelji na cepitvi orogena na alpski in dinarski del. Zahodna je kanomeljska podcona, imenovana po Kanomlji pri Idriji, vzhodna pa zasavska podcona po Zasavju. Med Vodici in Polšnikom prehaja ena podcona v drugo.

Kanomeljska podcona. Skitske plasti so odložene konkordantno na paleozojski podlagi (sl. 6). Na območju Idrije sestoji spodnjeskitska stopnja iz dolomita in peščenega dolomita, lapornega skrilavca in peščenjaka z vložki sadre ter oolitnega apnenca in dolomita. Nekatere plasti se ritmično menjavajo. Debelina spodnjeskitskih plasti je 80 do 170 m (I. Mlakar, 1969). Vzhodno od Ljubljane nastopajo v spodnjem delu skitske stopnje laporni dolomit, laporni peščenjak, meljevec, laporni apnenec, peščenjak in glinasti skrilavec. Enaki sedimenti segajo delno še v zgornji del skitske stopnje. Na idrijskem področju se v zgornjem delu skitske stopnje poleg dolomita menjavajo plasti lapornega skrilavca, lapornega apnenca in apnenca. Ponekod je vmes rdečkasto rjavi peščen skrilavec. Zgornjeskitske plasti so debele 280 do 350 m (I. Mlakar, 1969). Vzhodno od Ljubljane se zgornjeskitske plasti prično z glinastopeščenimi sedimenti, ki vsebujejo vložke oolitnega apnenca, više pa slede apnenec, laporni apnenec, lapor in laporni dolomit. Skupna debelina vseh skitskih sedimentov

znaša vzhodno od Ljubljane okoli 200 m. Skitski sedimenti so nastali na epikontinentalnem šelfu.

Spodnjeanizični neritični kristalni dolomit in mikritni apnenec z izsušitvenimi porami in velikimi intraklasti sta vzhodno od Ljubljane debela komaj 30 m, na Idrijskem pa je dolomit z izsušitvenimi porami debel 10 do 300 m (I. Mlakar, 1969, J. Čar, F. Čadež, 1977, L. Placer, J. Čar, 1977). Za zgornjeanizično in spodnjeladinsko stopnjo je značilna aspidna miogeosinklinalna sedimentacija. Med seboj se hitro menjavajo plasti laporja, peščenega laporja, meljevca, peščenjaka, breče, peščenega in lapornega apnenca, roženca, dolomita, lapornega dolomita, tufskega peščenjaka, mikritnega apnenca, tufa in tufita. Vmes so manj pogostne leče oolitnega apnenca. Plasti so debele 80 do 500 m. Na Idrijskem je v spodnjem delu plasti apneni in glinasti skrilavec, konglomerat, breča, peščenjak z lečami apnenca in apnenca z rožencem, v zgornjem delu pa tuf in tufit s ploščami roženca (I. Mlakar, 1969). Klastiti so odloženi kot intraformacijske in tipične olistostrome (J. Čar, 1975). Material zanje je prihajal od severa s kopnega ljubljanske cone in z dvignjenih grud v kanomeljski podconi. Erozija je ponekod odstranila skoraj vse starejše plasti do aniza. V pregibni coni in v severnem delu podcone so med morskimi sedimenti manjši vložki terigenih in brakičnih sedimentov — boksita, glina-stopeščenega materiala in kaolinitnih usedlin, ki kažejo na občasne prekinitev v sedimentaciji, oziroma na emerzije (I. Mlakar, 1969, M. Drovenik, J. Čar, D. Strmole, 1975, L. Placer, J. Čar, 1977, F. Čadež, 1977). Debelina miogeosinklinalnih sedimentov na Idrijskem znaša okoli 500 m.

V zgornjem delu langobardske podstopnje se je ponovno formiral karbonatni šelf s sedimentacijo neritičnega debeložrnatega dolomita in apnenca z dipoporami. Debelina dolomita meri do 300 m. M. Cigale (1978) ga je uvrstil v cordevolsko podstopnjo zgornje triade. Vzhodno od Ljubljane je razvit zgornjeladinski neritični dolomit s ciklotemami, ki sestojijo iz breče, nadplimskega konglomerata in kristalastega dipopornega dolomita. Značilne so izsušitvene pore in votline (B. Ogorelec, U. Premru, 1975). Sedimenti karnijske stopnje so na Idrijskem nastali v karbonatno klastični miogeosinklinali, drugod pa v aspidni miogeosinklinali. Na Idrijskem pripadajo cordevolski podstopnji plasti apnenca, julijski podstopnji plasti apnenca, dolomita, oolitnega apnenca, tufskega peščenjaka, skrilavca, peščenega apnenca, laporja, apnenčeve breče, tuvalski podstopnji pa plasti apnenca, laporja, tufskega peščenjaka, meljevca, apnenčeve breče, konglomerata in dolomita. Debelina cordevolskih plasti je okoli 200 m, julijskih okoli 230 m in tuvalskih okoli 200 m (M. Cigale, 1978). V ostalem delu kanomeljske podcone je bila v karnijski stopnji aspidna miogeosinklinalna sedimentacija v paraličnem okolju. Hitro se menjavajo plasti pelagičnega apnenca, glinastega skrilavca, glinovca, dolomita, laporja, tufa in tufita, presedimentiranega boksita in boksitnega oolita. Plasti so debele 10 do 150 m. Noriška in retska stopnja sta razviti kot neritični glavni dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami. Nastal je na plitvem karbonatnem šelfu. O jurskih sedimentih v kanomeljski podconi še nimamo nobenih podatkov. Pričakovali bi karbonatno-šelfni razvoj spodnje jure, kakršen je ohranjen v severno ležeči ljubljanski coni in v nekoliko južneje ležečem podaljšku kanomeljske podcone — v zasavski podconi okoli Gabrovke na Dolenjskem. Pri Zagorju je transgresivno odložen kredni fliš cenomanske, turonske

LJUBLJANSKA CONA
 LJUBLJANA ZONE

IDRIJSKA CONA
 IDRIJA ZONE

KANOMELJSKA
PODCONA
 KANOMLJA SUBZONE

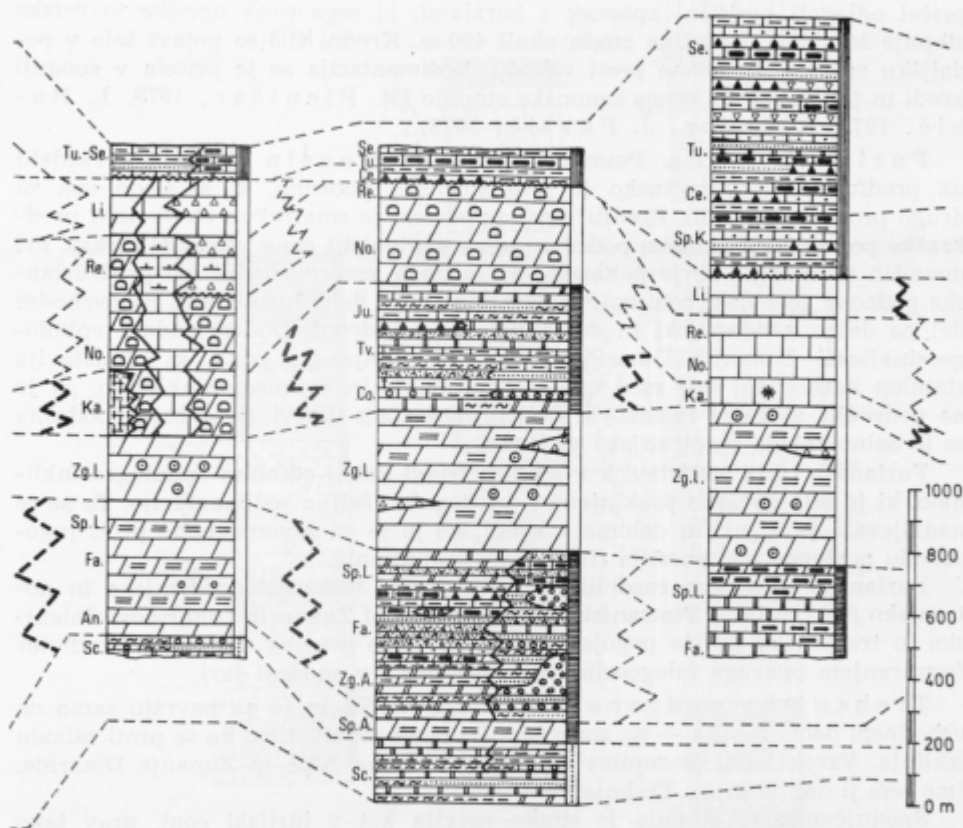
ZASAVSKA
PODCONA
 ZASAVJE SUBZONE


Fig. 6. Stratigrafske lestvice ljubljanske in idrijske cone
(Legenda na sl. 8)

Fig. 6. Columnar sections of the Ljubljana and Idrija zone
(Please see fig. 8 for explanation)

in senonske starosti. Sestoji iz breče, laporja in lapornega apnenca z rožencem, nastalih v karbonatno-flišni miogeosinklinali.

Zasavska podcona. V osrednji Sloveniji je le malo zastopana, precej bolj je razširjena proti vzhodu. Najstarejši sedimenti so pelagični. Usedali so se med zgornjealanizično in spodnjeladinsko stopnjo. V spodnjem delu skladovnice je temen apnenec z rožencem in s konodonti, v zgornjem delu pa dolomit

z gomolji in polami roženca (sl. 6). Skupna debelina plasti znaša 108 do 200 m. Nastale so v karbonatni miogeosinklinali, ki se je kot klin vrinila v aspidno miogeosinklinalo kanomeljske in trebanjske podcone ob ločitvi Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov. Zgornjeladinska sedimentacija je po svojem tipu enaka sedimentaciji v kanomeljski podconi. Zrnati dolomit, debel 300 do 500 m, vsebuje sinsedimentarno brečo, izsušitvene pore, nadplimski konglomerat in korozijske votline. Plasti so odložene v nekaj ciklotemih. Drugačen pa je lito-loški razvoj od karnijske stopnje do spodnje jure. V karnijski stopnji se je pričel odlagati neritični apnenec s koralami, ki sega prek noriške in retske stopnje še v lias. Debelina znaša okoli 400 m. Kredni fliš se pojavi šele v podaljšku zasavske podcone proti vzhodu. Sedimentacija se je pričela v spodnji kredi in je trajala do konca senonske stopnje (M. Pleničar, 1979, L. Babič, 1974, S. Buser, J. Pavšič, 1978).

Furlanska cona. Poimenoval jo je M. Cousin (1970) in jo razdelil na predfurlansko, sabotinsko in monfalconsko podcono, ki si slede ena za drugo proti jugozahodu. Predfurlansko podcono je smatral za ekvivalent predkraške podcone, sabotinsko podcono pa za ekvivalent cone visokega Krasa. Pri novjših raziskavah se je pokazalo, da pripada severovzhodni del predfurlanske podcone gorenjski coni epievgeosinklinalnega dela Južnih Alp, jugovzhodni del pa delno kanomeljski in delno dolenski podconi. Obe pripadata epimiogeosinklinali Zunanjih Dinaridov. Vmesna ljubljanska cona, ki predstavlja stabilen karbonatni šelf med epievgeosinklinalo in epimiogeosinklinalo, pa je na področju, ki ga je raziskoval Cousin, pokrita z narivi. Sabotinska podcona se le delno sklada z notranjsko podcono.

Furlanska cona predstavlja v srednji triadi dokaj stabilno epimiogeosinklinalo, ki je bila občasno prekinjena s karbonatno šelfno sedimentacijo. Ta se je nadaljevala še v juri in deloma v kredi, ko jo je od severovzhoda proti jugozahodu postopno nadomestila flišna miogeosinklinala.

Furlansko cono sem razdelil na tri podcone, trebanjsko, dolensko in notranjsko (sl. 1, 2 in 7). Notranjska obsega večji del Zunanjih Dinaridov, dolenska in trebanjska pa sta pogojeni z različno lego pregiba v liasu in kredi ter formiranjem plitvega miogeosinklinalnega jarka v spodnji juri.

Trebanjska podcona ima smer NW—SE in je na pavršju samo na vzhodnem delu ozemlja — na severnem Dolenjskem, medtem ko se proti zahodu izklinja. Vzrok temu je cepitev orogena na Južne Alpe in Zunanje Dinaride. Ime sem ji dal po kraju Trebnje.

Spodnjejanizična stopnja je enako razvita kot v idrijski coni, prav tako zgornji del ladinske stopnje. Zgornjejanizična in spodnjeladinska stopnja pa obsegata plitvomorske sedimente karbonatne miogeosinklinale s plastmi črnega apnenca, glinastega skrilavca, dolomita, lapornega dolomita in z vložki konglomerata (S. Buser, 1974). Sedimenti imajo ponekod peščeno primes. Posamezne leče ooidov in onkoidov kažejo na zaprte bazene s plitvinami. Plasti so debele do 350 m. Karnijski lapor, laporni apnenec in dolomit so se odlagali v debelini le nekaj 10 m v plitvi karbonatni miogeosinklinali z močnejšim dotokom terigenega materiala.

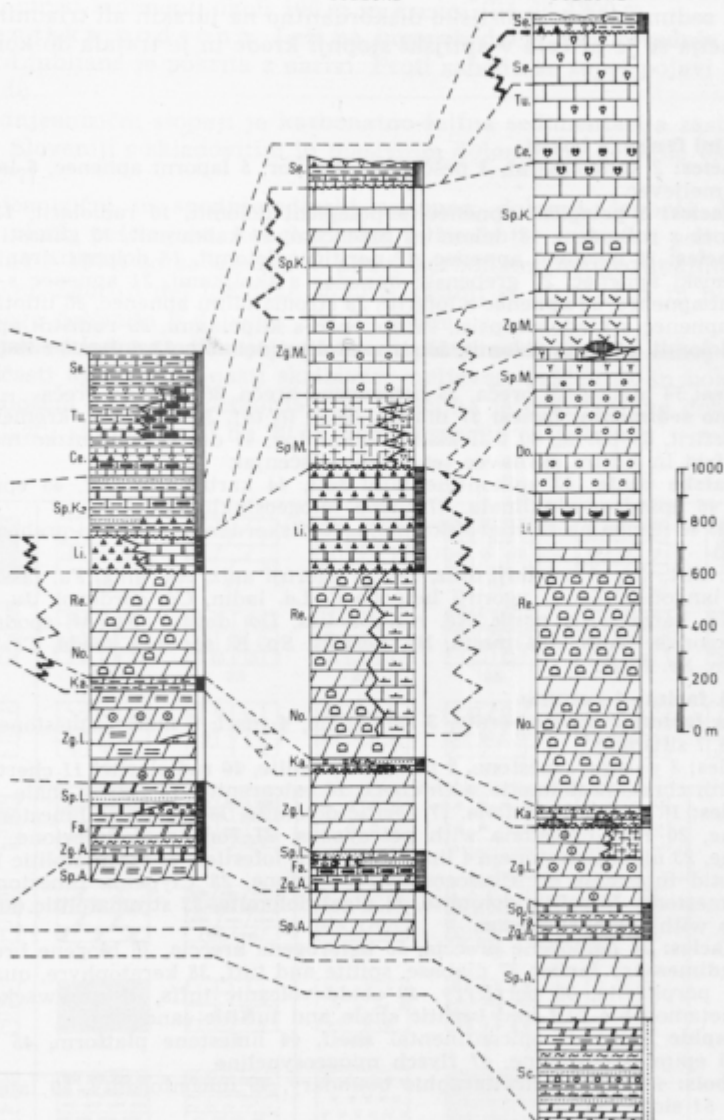
Noriška in retska stopnja sestojita iz neritičnega glavnega dolomita z izsušitvenimi porami in stromatoliti. V spodnji juri se je formirala plitva karbonatna miogeosinklinala. Na površju leži na Dolenjskem (D. Turnšek, 1969,

FURLANSKA CONA

FRIULI ZONE

**TREBANJSKA
PODCONA**

TREBNJE SUBZONE

**DOLENJSKA
PODCONA**LOWER CARNIOLA
SUBZONE**NOTRANJSKA
PODCONA**INNER CARNIOLA
SUBZONE

Sl. 7. Stratigrafske lestvice furlanske cone
(Legenda na sl. 8)

Fig. 7. Columnar sections of the Friuli zone
(Please see fig. 8 for explanation)

S. Buser, 1974) intraformacijska breča med apnencem, ki že pripada pregibni coni med karbonatnim šelfom na jugozahodu in karbonatno miogeosinklinalo trebanjske podcone. Pravi miogeosinklinalni sedimenti spodnje jure so ohranjeni le v Krškem hribovju (M. Pleničar, U. Premru, 1977), ki je že zunaj obravnavanega ozemlja.

Kredni sedimenti leže erozijsko diskordantno na jurskih ali triadnih plasteh. Sedimentacija se je pričela v aptijski stopnji krede in je trajala do konca seno-

Kontinentalni facies: 1 boksit

Terigeni facies: 2 konglomerat, 3 peščenjak, 4 lapor, 5 laporni apnenec, 6 laporni dolomit, 7 meljevec

Pelagični facies: 8 pelagični apnenec, 9 pelagični dolomit, 10 radiolarit, 11 roženec, 12 apnenec z rožencem, 13 dolomit z rožencem, 14 kalkarenit, 15 glinasti skrilavec

Neritični facies: 16 neritični apnenec, 17 neritični dolomit, 18 dolomitizirani apnenec, 19 grebenski apnenec, 20 grebenski apnenec s školjkami, 21 apnenec s koralami, 22 oolitni apnenec, 24 apnenec z loferiti, 25 stromatolitni apnenec, 26 litiotidni apnenec, 27 apnenec s kladokoropsisi, 28 apnenec s klipinami, 29 rudistni apnenec, 30 oolitni dolomit, 31 algin dolomit, 32 stromatolitni dolomit, 33 dolomit z izsušitvenimi porami

Brečni facies: 34 homogena breča, 35 heterogena breča, 36 biogena breča

Vulkanogeno sedimentni facies: 37 diabaz, spilit in tuf, 38 keratofir, kremenov keratofir, porfirit, 39 porfir, 40 tufi kislih vulkanitov, 41 drobnik, 42 nizko metamorfiziran tufski in tufitni skrilavec ter tufski peščenjak

Paleogeografske enote: 43 epikontinentalni šelf, 44 karbonatni šelf, 45 epieugeosinklinala, 46 epimiogeosinklinala, 47 flišna miogeosinklinala

Drugi znaki: 48 normalna stratigrafska meja, 49 diskordanca, 50 bočni prehod faciesov, 51 pregib

Starost: Sc. skit., Sp. A. spodnji aniz, Zg. A. zgornji aniz, An. aniz, Fa. fassan, Sp. L. spodnji langobard, Zg. L. zgornji langobard, La. ladin, Co. cordevol, Ju. julij, Tv. tuval, Ka. karnik, No. norik, Re. ret, Li. lias, Do. dogger, Sp. M. spodnji malm, Zg. M. zgornji malm, Ma. malm, Be. berrias, Sp. K. spodnja kreda, Ce. cenoman, Tu. turon, Se. senon

Continental facies: 1 bauxite

Terrigenous facies: 2 conglomerate, 3 sandstone, 4 marl, 5 marly limestone, 6 marly dolomite, 7 siltstone

Pelagic facies: 8 pelagic limestone, 9 pelagic dolomite, 10 radiolarite, 11 chert, 12 limestone with chert, 13 dolomite with chert, 14 calcarenite, 15 clayey shale

Neritic facies: 16 neritic limestone, 17 neritic dolomite, 18 dolomitic limestone, 19 reef limestone, 20 reef limestone with pelecypods, 21 coral-reef limestone, 22 oolitic limestone, 23 algal limestone, 24 limestone with loferites, 25 stromatolitic limestone, 26 lithiotid limestone, 27 Cladocoropsis limestone, 28 Clypeina limestone, 29 rudistid limestone, 30 oolitic dolomite, 31 algal dolomite, 32 stromatolitic dolomite, 33 dolomite with shrinkage pores

Breccious facies: 34 homogeneous breccia, 35 heterogeneous breccia, 36 biogenic breccia

Volcanic-sedimentary facies: 37 diabase, spilit and tuff, 38 keratophyre, quartz keratophyre, porphyrite, 39 porphyry, 40 acidic volcanic tuffs, 41 graywacke, 42 low grade metamorphic tuff and tuffitic shale and tuffitic sandstone

Paleogeographic units: 43 epicontinental shelf, 44 limestone platform, 45 epieugeosyncline, 46 epimiogeosyncline, 47 flysch miogeosyncline

Other symbols: 48 normal stratigraphic boundary, 49 unconformity, 50 lateral facies passage, 51 slope

Geological time: Sc. Scythian, Sp. A. Lower Anisian, Zg. A. Upper Anisian, An. Anisian, Fa. Fassanian, Sp. L. Lower Langobardian, Zg. L. Upper Langobardian, La. Ladinian, Co. Cordevolian, Ju. Julian, Tv. Tuvalian, Ka. Carnian, No. Norian, Re. Rhaetian, Li. Liassic, Do. Dogger, Sp. M. Lower Malm, Zg. M. Upper Malm, Be. Berriasian, Sp. K. Lower Cretaceous, Ce. Cenomanian, Tu. Turonian, Se. Senonian

na. V flišni in karbonatno-flišni miogeosinklinali so nastali breča, lapor, peščeni lapor, laporni apnenec in roženec.

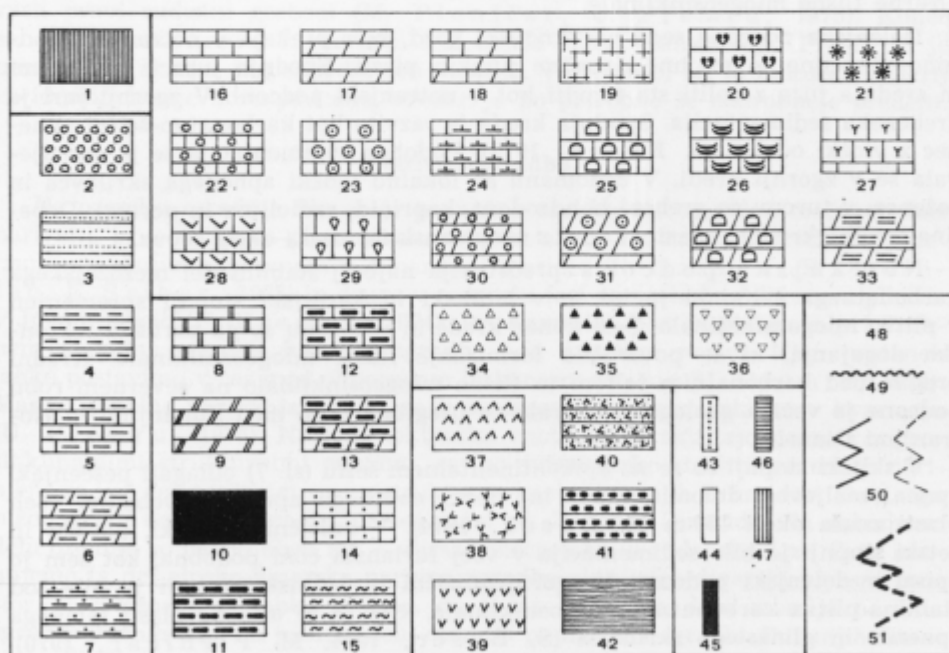
Spodnjejanizični dolomit in apnenec sta debela 15 do 30 m, ladinski miogeosinklinalni sedimenti 5 do 350 m, zgornjeladinski dolomit 40 do 410 m, karnijski skladi karbonatne miogeosinklinale 10 do 120 m, noriški in retski dolomit 750 do 950 m, jurski sedimenti okoli 100 m in kredni fliš do 1200 m.

Dolenjska podcona. Leži na jugovzhodnem delu osrednje Slovenije. Južno od Ljubljane je pokrita z narivi. Proti zahodu se zopet pojavi na Trnovskem gozdu.

V spodnjejanizični stopnji je karbonatno-šelfna sedimentacija zastopana kot drugod v Sloveniji s skladovitim in masivnim dolomitom, debelim okoli 150 do 300 m (sl. 7).

Zgornjejanizični in spodnjeladinski apnenec, dolomit, laporni dolomit in roženec z vložki peščenjaka, konglomerata in breče ter s plastmi pelitskega tufa (S. Buser, 1974) so se usedali v plitvi karbonatni miogeosinklinali. Debeli so do 150 m. Zgornji del ladinske stopnje sestoji iz masivnega in plastovitega kristalastega dolomita v debelini 200 do 400 m.

Karnijski skladi se odlikujejo po svoji pestri sestavi. Med seboj se menjavajo ploščasti apnenec, glinasti skrilavec, meljevec, peščenjak in boksit. Ponekod so odloženi erozijsko-diskordantno. Značilna je tudi majhna debelina karnijskih plasti, saj znaša 10 do 30 m. Sedimentacija je potekala v zelo plitvem



Sl. 8. Legenda k facialnim zaporedjem v osrednji Sloveniji

Fig. 8. Explanation of facies sequences from Central Slovenia

delu miogeosinklinale z začetno kopno fazo in zaprtimi bazeni z močnim vplivom kopnega.

Noriško in retsko sedimentacijo na plitvem zaprtem karbonatnem šelfu predstavljata plastoviti dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami ter loferski apnenec. Debela sta 700 do 900 m.

V spodnji juri se je formirala plitva karbonatna miogeosinklinala s plastmi apnenečeve breče in apnenca. Ta facies je znan v literaturi tudi kot severni razvoj (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974). Debelina plasti znaša 325 do 500 m. Na spodnjejurskih plasteh leži erozijsko-diskordantno malmski apnenec, na njem pa skladoviti apnenec z vložki oolitov (S. Buser, 1974). Grebensko sedimentacijo razdelimo na tri dele. Na severnem robu karbonatnega šelfa je hidrozojska grebenska bariera, ki ustreza severnemu razvoju z aktinostromatoporičnimi hidrozoji, na južni strani je zatišni greben s parastromatoporičnimi hidrozoji, koralami in hetetidami, ki ustreza srednjemu razvoju. Med obema je ozek plitev medgrebenski jarek z mešano hidrozojsko favno (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974, M. Pleničar, U. Premru, 1975). Plasti so debele 350 do 675 m. Sledila je sedimentacija plastovitega apnenca in oolitnega apnenca v debelini 380 do 500 m. Karbonatna sedimentacija se je nadaljevala še v spodnji kredi. Zanj so značilne plasti apnenca z redkimi tankimi vložki dolomita (S. Buser, 1974).

Senonski sedimenti so transgresivni. Predstavljajo flišno sedimentacijo, laporja, lapornega apnenca in breče. Ohranjeni so kot erozijski ostanki nekdanj obširne flišne miogeosinklinale.

Dolenjska podcona sega na Trnovski gozd, kjer prehaja v notranjsko podcono. Značilne so majhne debeline jurskih plasti. Spodnja jura z litotidami in srednja jura z ooliti sta razviti kot v notranjski podconi. V zgornji juri je grebenska sedimentacija. Spodnja kreda je razvita kot karbonatno-šelfni apnenec z vložki ooidov (S. Buser, 1973). Podobna sedimentacija se je nadaljevala še v zgornji kredi. V cenomanu so lokalno vložki apnenega skrilavca in roženca, v turonu so grebeni hondrodont, kaprinid, radiolitov in nerinej. Debelina spodnjekrednih plasti skupaj s cenomanskimi znaša okoli 800 m.

Notranjska podcona predstavlja najbolj stabilni del mezozojskega karbonatnega šelfa, ki je bil le v ladinski in karnijski stopnji spremenjen v plitvo miogeosinklinalo. Šele konec krede in v eocenu so ga porušila tektonska dogajanja, ki so povzročila formiranje flišne miogeosinklinale. Kredni pregib med karbonatnim šelfom in flišno miogeosinklinalo na severnem robu podcone je večina geologov smatrala za pregibno cono med Zunanji in Notranji Dinaridi.

V skitski stopnji so se na epikontinentalnem šelfu (sl. 7) odlagali peščenjak, apneni meljevec, dolomit, lapor in vložki oolitnega apnenca. Debelina vseh plasti znaša okoli 150 m (S. Buser, 1974). V anizični, ladinski, noriški in retski stopnji je bila sedimentacija v vsej furlanski coni podobna, kot sem jo opisal v dolenski podconi. V zgornjeanizični in ladinski stopnji je bila tod stabilna plitva karbonatna miogeosinklinala, kjer so se usedale plasti temnega apnenca in glinastega skrilavca (S. Buser, 1974, M. Pleničar, 1970).

Zgornji del ladinske stopnje sestoji iz karbonatno šelfnega masivnega in redkeje plastovitega kristalastega dolomita z vložki belega in rožnatega apnenca (S. Buser, 1974), ki bi utegnil biti grebenski apnenec. Debelina dolomita

z apnencem znaša 40 do 400 m. Karnijska sedimentacija je bila podobna kot v dolenski podconi, tj. pisana serija apnenca, skrilavca, meljevca in boksita. Medstoma se pojavljata tudi tuf in tufit. Značilni sta majhna debelina karnijskih plasti, okoli 50 m, in erozijska diskordanca. V noriški in retski stopnji se je v zaprtem karbonatnem šelfu usedal dolomit s stromatoliti in izsušitvenimi porami. Debel je 750 do 1300 m.

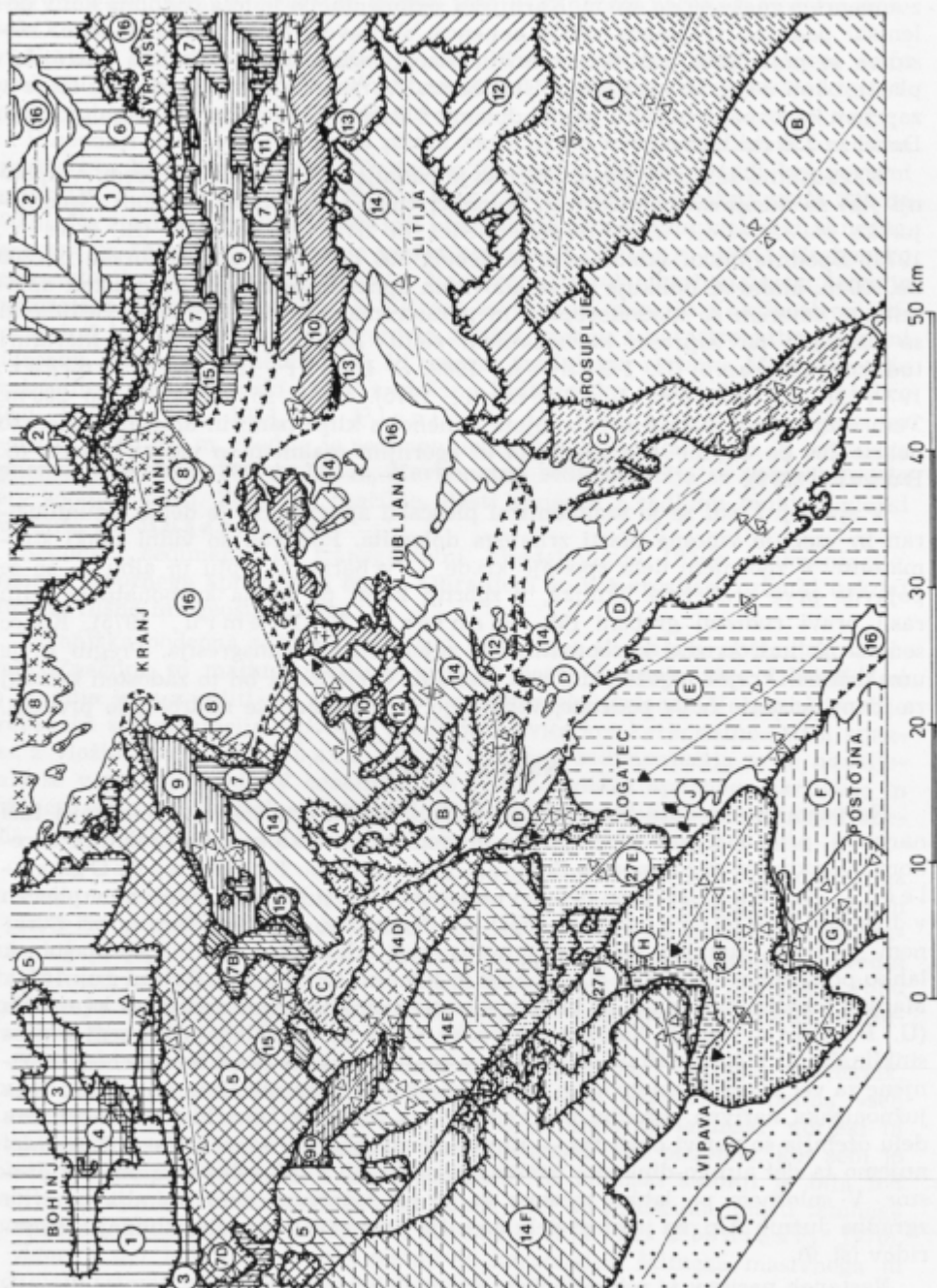
Karbonatno-šelfna sedimentacija se je nadaljevala še v juri in kredi. V spodnji juri se menjavata apnenec in dolomit; vmes je litiotidni horizont. Srednjekajurske plasti sestojijo iz oolitnega apnenca in zrnatega dolomita (S. Buser, 1973). Spodnjejurjska skladovnica je debela 300 do 700 m, srednjejurjska pa 200 do 700 m. Malm se odlikuje po skladovitem apnencu in apnencu s plastmi dolomita, v katerem so kladokoropsisi in parastromatoporidni hidrozoji. Sedimenti so nastajali na zaprtem karbonatnem šelfu. Razvoj je poznan v literaturi tudi kot južni razvoj (D. Turnšek, 1969, S. Buser, 1974, M. Pleničar, 1970, M. Pleničar, U. Premru, 1975). Plasti so debele 70 do 280 m. Tudi v zgornjem malmu prevladujeta apnenec s klipinami in dolomit. Plasti so debele 200 do 300 m. Med spodnjim in zgornjim malmom so vložki boksita (S. Buser, 1979).

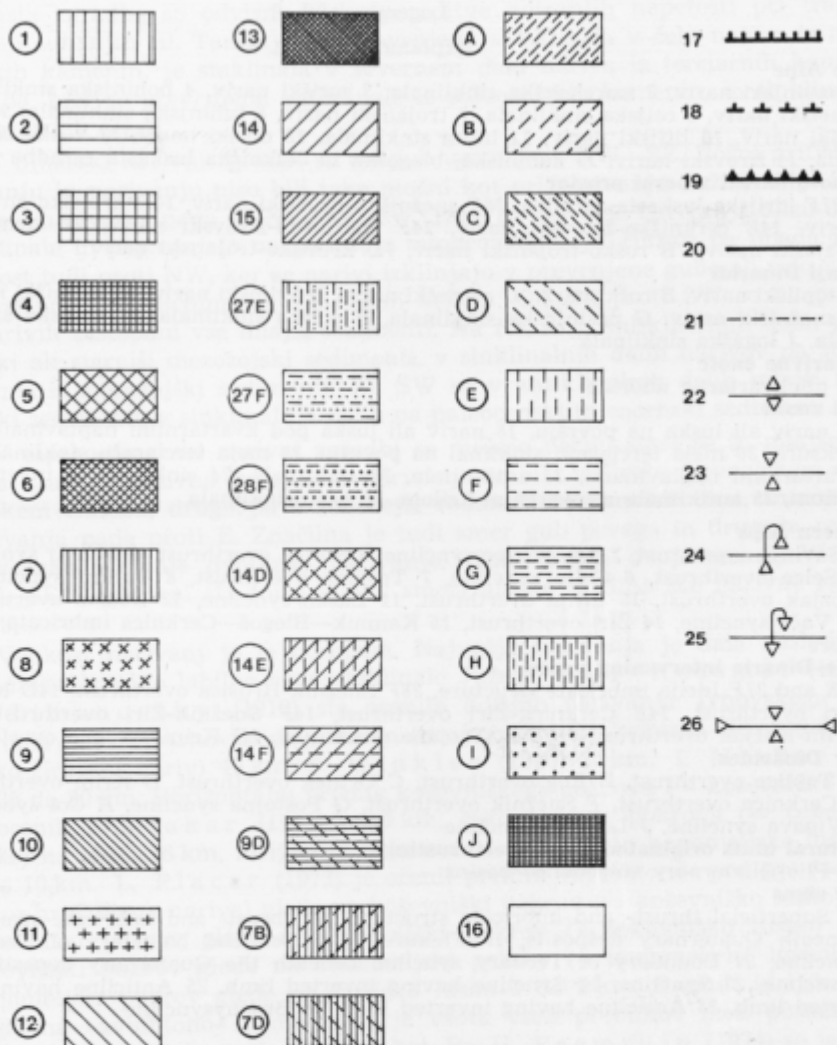
V spodnji kredi se je sedimentiral ploščasti apnenec, ki je delno bituminiziran in vsebuje vmesne plasti zrnatega dolomita. Ponekod so vidni tanki stromatoliti. V zgornjem delu spodnje krede — v barremu, aptu in albu — so se pojavile prve grebenske školjke, v zgornji kredi pa so na karbonatnem šelfu rasli pravi rudistni grebeni (M. Pleničar, U. Premru, 1975). Konec senona je tudi kredni karbonatni šelf zajela flišna transgresija. Pregib se je umaknil na skrajni jugozahodni rob ozemlja. Verjetno bi bil to zadosten kriterij za identificiranje nove podcone, vendar jo bo potrebno še nadrobneje preučiti.

Narivna zgradba

Na ozemlju osrednje Slovenije je možno razlikovati vsaj dve močnejši fazi narivanja, prvo v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom v Zunanjih Dinaridih (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977) in drugo v rodanski fazi na prehodu miocena v pliocen v Južnih Alpah (U. Premru, 1974). Pri Kamniku, pod Blegošem in pri Cerknem je vidna starejša luskasta zgradba pod mlajšimi narivi. Njen nastanek lahko postavimo v čas med oligocenom in koncem tortona (U. Premru, 1974). Manjša lokalna narivanja so bila še v postgeosinklinalnem ciklusu v kvartarju (U. Premru, 1976). Narivne tektonske enote se ne skladajo povsem z geosinklinalnimi strukturnimi enotami, saj so južnoalpske strukturne enote narinjene za več deset kilometrov na strukturne enote Zunanjih Dinaridov. Zato sega južnoalpska narivna zgradba precej daleč na Zunanje Dinaride. Na zahodnem delu ozemlja so narivi obeh faz — ilirsko-pirenejske in rodanske faze. Zato imenujemo ta del alpsko-dinarska narivna zgradba ali alpsko-dinarski vmesni prostor. V splošnem pa lahko rečemo, da je na severnem delu ozemlja narivna zgradba Južnih Alp, na južnem delu ozemlja pa narivna zgradba Zunanjih Dinaridov (sl. 9).

Nastanek narivov je rekonstruiran na podlagi prevrnjenih in pretrganih gub ob močnih bočnih pritiskih (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973, U. Pre-





Sl. 9. Narivna zgradba osrednje Slovenije
Fig. 9. Overthrust structure of Central Slovenia

Legenda k sl. 9

Explanation of fig. 9

Južne Alpe

1 savinjski nariv, 2 smrekovška sinklinala, 3 soriški nariv, 4 bohinjska sinklinala, 5 selški nariv, 6 celjska sinklinala, 7 trojanski nariv, 8 tuhinjska sinklinala, 9 kozjaški nariv, 10 litijski nariv, 11 laška sinklinala, 12 dolski nariv, 13 vaška sinklinala, 14 žirovski nariv, 15 kamniška, blegoška in cerkniška luskasta zgradba

Alpsko-dinarski vmesni prostor

27E, 27F idrijska luskasta zgradba, 28F snežniško-hrušiški nariv, 14D krimsko-žirovski nariv, 14E cerkniško-žirovski nariv, 14F snežniško-žirovski nariv, 9D krimsko-kozjaški nariv, 7B roško-trojanski nariv, 7D krimsko-trojanski nariv

Zunanji Dinaridi

A topliški nariv, B roški nariv, C ortneški nariv, D krimski nariv, E cerkniški nariv, F snežniški nariv, G postojnska sinklinala, H colska sinklinala, I vipavska sinklinala, J logaška sinklinala

Postnarivne enote

16 pliokvartarne udorine

Ostali znaki

17 nariv ali luska na površju, 18 nariv ali luska pod kvartarnimi naplavinami, 19 fleksura, 20 meja terciarnih sinklinal na površju, 21 meja terciarnih sinklinal pod kvartarnimi naplavinami, 22 antiklinala, 23 sinklinala, 24 sinklinala z inverznim krilom, 25 antiklinala z inverznim krilom, 26 brahisinklinala

Southern Alps

1 Savinja overthrust, 2 Smrekovec syncline, 3 Sorica overthrust, 4 Bohinj syncline, 5 Selca overthrust, 6 Celje syncline, 7 Trojane overthrust, 8 Tuhinj syncline, 9 Kozjak overthrust, 10 Litijska overthrust, 11 Laško syncline, 12 Dolosko overthrust, 13 Vače syncline, 14 Žiri overthrust, 15 Kamnik—Blegoš—Cerknica imbricate structure

Alpine-Dinaric intervening space

27E and 27F Idrija imbricate structure, 28F Snežnik-Hrušica overthrust, 14D Krim-Žiri overthrust, 14E Cerknica-Žiri overthrust, 14F Snežnik-Žiri overthrust, 9D Krim-Kozjak overthrust, 7B Rog-Trojane overthrust, 7D Krim-Trojane overthrust

Outer Dinarides

A Toplice overthrust, B Rog overthrust, C Ortnek overthrust, D Krim overthrust, E Cerknica overthrust, F Snežnik overthrust, G Postojna syncline, H Col syncline, I Vipava syncline, J Logatec syncline

Structural units originated after overthrusting

16 Plio-Quaternary subsidence basins

Other signs

17 Thrust- and imbricate structure, 18 Thrust- and imbricate-structure beneath Quaternary desposits, 19 Flexure, 20 Superficial boundary of Tertiary syncline, 21 Boundary of Tertiary syncline beneath the Quaternary deposits, 22 Anticline, 23 Syncline, 24 Syncline having inverted limb, 25 Anticline having inverted limb, 26 Brachysyncline

mru, 1974, U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). Pri tem so dale gube najvišjega reda narive, gube nižjega reda pa luske. V južnoalpski narivni zgradbi so osi gub usmerjene W—E. V čelu nariva so prevrnjena temena antiklinal z inverznim južnim krilom, ki proti severu prehajajo prek antiklinal in sinklinal drugega reda v sinklinalo prvega reda, ki ima ponekod inverzno severno krilo, drugod pa je krilo sinklinala v normalnem položaju. Položaj kril je odvisen od napredovanja više ležečega nariva proti jugu. Vse sekundarne gube pa niso spremenjene v luske; ostale so v normalni legi ali pa so prišle v poševen položaj brez pretiravanja in luskanja. Največ lusk zasledimo na meji dveh narivov, kjer je prišlo do največjih deformacij. Tipi gub drugega reda in

luskasta zgradba so odvisni od razporeditve notranjih napetosti pri trajanju bočnih zunanjih sil. Tam kjer je prevrnjena antiklinala v čelu nariva iz mezozojskih kamenin, je sinklinala v severnem delu nariva iz terciarnih kamenin, tam pa, kjer so prevrjene antiklinale iz paleozojskih kamenin, so sinklinale iz mezozojskih plasti.

V dinarski narivni zgradbi so osi gub usmerjene NW—SE. Bočni pritiski pri gubanju in narivanju niso bili tako močni kot pri narivanju Južnih Alp. Intenzivnost narivanja pada od NE proti SW. Tako so največja narivanja blizu evgeosinklinale in poenjujejo na področju miogeosinklinale. Hkrati pa upada intenzivnost tudi proti NW, ker se narivi izklinjajo v prevrjene gube ali celo v gube s strmim in navpičnim jugozahodnim krilom. Od NE proti SW so na površju v narivih zastopani vse mlajši sedimenti. Na NE so v antiklinalnih delih paleozojski ali starejši mezozojski sedimenti, v sinklinalnih delih narivov pa starejši ali mlajši mezozojski sedimenti. Na SW so v antiklinalnih delih mlajši mezozojski sedimenti, v sinklinalnih delih pa paleocenski in eocenski sedimenti.

V alpsko-dinarski narivni zgradbi se mešajo narivi starejše in mlajše faze. Prva, manj intenzivna gubanja in narivanja so bila v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu, druga pa v močnejši rodanski orogenetski fazi. Intenzivnost narivanja pada proti E. Značilna je tudi smer gub prvega in drugega reda, ki prav tako potrjuje dvofazno narivanje. Gube imajo dvojce smeri: W—E in NW—SE. Zastopani sta torej glavni smeri alpske in dinarske narivne zgradbe (sl. 9).

Velikost narivanj je le ocenjena. Največja narivanja je dala nasledstvena tektonika izredno labilne evgeosinklinale Južnih Alp. F. Kossmat (1919) in M. L i m a n o v s k y (1910) sta ocenila dolžino narivanja Trnovskega gozda oziroma žirovsko-trnovskega pokrova (skupaj žirovski, krmsko-žirovski in cerkniško-žirovski nariv) 40 km, S. W i n k l e r (1923) 25 km, I. M l a k a r (1969) pa 25 do 30 km. Horizontalni premik koševniškega pokrova (= koševniške luske) je ocenil I. M l a k a r (1969) na 9 km, čekovniškega pokrova (= čekovniške luske) na okoli 16 km, idrijskega pokrova (= idrijske in kanomeljske luske) od 5 do 10 km. L. P l a c e r (1973) je ocenil premik »avtohtone« podlage (= snežniško-hrušiškega nariva) glede na koševniški pokrov (= koševniško lusko) 9 km, koševniški pokrov glede na čekovniški pokrov (= čekovniško lusko) 10 km, čekovniški pokrov glede na kanomeljski pokrov (= kanomeljsko lusko) 9 km, kanomeljski pokrov glede na idrijsko lusko 1 do 2 km. Premik idrijske luske glede na »avtohtono« podlago pa je vsota vseh premikov med posameznimi pokrovi (luskami) in znaša 29 do 30 km. Po U. P r e m r u j u (1974) se je ozemlje osrednjega dela Posavskih gub skrcilo zaradi narivanja v razmerju 1:2,7. Iz palinspastične karte je razvidno, da znaša horizontalni premik tuhinjskega nariva (= selškega nariva) okoli 10 km, trojanskega nariva 14 do 16 km, nariva trojanske antiklinale (= kozjaškega nariva) 8 km, litijskega nariva 9 do 10 km in dolskega nariva okoli 19 km.

Iz navedenih podatkov sledi, da je horizontalni premik v zahodnih Posavskih gubah večji kot v osrednjih, v vzhodnem delu pa je najmanjši. Povprečna razdalja horizontalnih premikov pri narivanju znaša 10 do 20 km, dolžina horizontalnih premikov pri luskanju pa nekaj 100 m do 10 km. Na močna narivanja Južnih Alp kaže tudi razpored strukturnih con in podcon. Večji deli nekaterih teh enot so deloma ali povsem prekriti z narivi. Delni vzrok temu je tudi močna

prednarivna prelomna tektonika. Za ocenitev posameznih horizontalnih premikov za vsak del nariva bi bilo potrebno prej oceniti na podlagi facialnih analiz premike ob prednarivnih prelomih in izdelati modelne analize.

Smer in lega posameznih narivov je vidna na sliki 9. Zaradi različnih imen istih narivnih enot sem skušal nomenklaturu na novo urediti po enotnem kriteriju za celotno ozemlje, sicer bi nastala prava zmeda različnih poimenovanj. Pri poimenovanju narivov v alpsko-dinarski narivni zgradbi sem uporabil sestavljeno ime; prvi del imena pove ime nariva zgradbe Zunanjih Dinaridov, drugi del pa ime nariva narivne zgradbe Južnih Alp. S tem je upoštevan vrstni red obeh narivnih faz. Posamezna imena so že ustaljena, druga sem zaradi enotnosti in preglednosti na novo izbral ali zamenjal. Prvi del imena je pridevniška oblika geografskega imena, drugi del imena pa je naziv strukturnega elementa. Največja enota je nariv, manjša je luska. Posebej so poimenovane terciarne sinklinale.

Narivna zgradba Južnih Alp

V Južnih Alpah je bilo najintenzivnejše narivanje v rodanski fazi. Nastalo je zaradi bočnega stiskanja geosinklinale od severa in juga. Najvišjo narivno etažo tvori savinjski nariv (U. Premru, 1974), ki sta ga K. Grad in L. Ferjančič (1976) imenovala zahodno od ljubljanske udorine jelovski pokrov, drugi geologi pa kot nariv Julijskih Alp. V njem prevladujejo triadne in jurske plasti gorenjske cone. Na savinjskem narivu leže erozijski in tektonski ostanki nekoč enotne smrekovške sinklinale (U. Premru, 1974), ki sestojijo iz oligocenskih vulkanogeno-sedimentnih kamenin. Okoli Sorice prihaja na površje v ozkem pasu soriški nariv; njegovo tektonsko okno je v Bohinju. Sestoji iz zgornjetriadnih karbonatno-šelfnih sedimentov, evgeosinklinalnih sedimentov spodnje jure z ozkim vmesnim grebenom hierlatskega apnenca, miogeosinklinalnih sedimentov srednje jure in krednega fliša selške podcone. V Bohinju so ohranjeni ostanki oligocenskih molasnih sedimentov nekoč enotne bohinjske sinklinale, ki veže oligocensko molaso vzhodne Slovenije z molaso severne Italije. Danes je ta zveza pokrita s savinjskim narivom; delno je bila razkosana s prelomi in delno erodirana že pred narivanjem. Večji del savinjskega nariva leži na selškem narivu, ki ga je F. Kossmat (1910) imenoval drobniška cona, A. Winkler (1923) julijska zunanja cona, U. Premru (1974) tuhinjski nariv ter K. Grad in L. Ferjančič (1976) selška cona. Nariv leži v glavnem na ozemlju, ki sta ga v zadnjem času preučevala K. Grad in L. Ferjančič; zato sem obdržal njuno poimenovanje po Selcih, vendar sem »cono« spremenil v »nariv«, ker uporabljam ime cona za strukturno-facialno enoto. Zahodni del selškega nariva je v slovenski coni, vzhodni pa v gorenjski coni z najbolj labilnim delom evgeosinklinale. Terciarna sinklinala, imenovana prvotno po Vranskem (U. Premru, 1974), je facialno vzhodni podaljšek sinklinale iz okolice Celja; zato jo sedaj imenujem celjska sinklinala. Pri Vranskem je nastal severni narivni kontakt z luskanjem selške cone, južni narivni kontakt pa z neotektonskim narivanjem proti severu. Celjska sinklinala je zapolnjena z oligocenskimi in miocenskimi molasnimi sedimenti. Njen prvotni položaj je bil na selškem narivu.

Pod selškim narivom leži trojanski nariv (U. Premru, 1974) razdeljen na dva dela, ker je bilo po neotektonskem gubanju teme gube denudirano. Se-

verni del je v selški coni, ki proti jugu prehaja prek sedimentov pregiba v limbarsko podcono. Na trojanskem narivu leži tuhinjska sinklinala (I. Rakovec, 1956), zapolnjena z oligocenskimi in miocenskimi molasnimi sedimenti in piroklastiti. K njej pripadajo terciarne plasti pri Škofji Loki, na Smledniškem hribu, na obeh obrobjih gorenjske ravnine in na pobočju Mežaklje nad Jesenicami (F. Teller, 1901), kjer pride tuhinjska sinklinala v neposredni narivni kontakt s savinjskim narivom.

Strukturna enota, imenovana prvotno kot trojanska antiklinala (I. Rakovec, 1956), je nariv; tako kažejo raziskave severno od Zagorja in vrtine zahodno od Škofje Loke. Po osrednjem grebenu med Tuhinjsko dolino in Črnim grabnom ga imenujem kozjaški nariv. Sestoji iz karbonskih in permskih kamenin. Nad Blagovico je njegov severni del fleksurno upognjen v rakitovško sinklinalo s srednjetriadnimi evgeosinklinalnimi sedimenti (U. Premru, 1974). Kozjaški nariv je vzhodno od ljubljanske udorine narinjen na litijski nariv, zahodno od nje pa na žirovski nariv. Litijski nariv sledimo od Zagorja prek Rašice in Šmarne gore v Polhograjske Dolomite, kjer so ohranjene le manjše erozijske krpe, odtrgane od svojega položaja med kozjaškim in žirovskim narivom. Južni del nariva je v ljubljanski coni, ki v severnem delu prehaja v zagorsko podcono. K litijskemu narivu štejem tudi tektonsko okno južno od Železnikov, kjer so ohranjeni vulkaniti eksternege dela srednjetriadne evgeosinklinalne. Na litijskem narivu leži terciarna laška sinklinala (I. Rakovec, 1956), ki sega proti zahodu z erozijskimi ostanki pri Domžalah in pod naplavinami skaručenske kotline do okolice Medvod (L. Žlebnik, 1971). Pod litijskim narivom leži dolski nariv (U. Premru, 1974); njegov vzhodni del je erozija razdelila na dvoje, zahodni pa je ohranjen v obliki erozijskih ostankov v Polhograjskih Dolomitih. Dalje proti zahodu ga ni več na površju. Dolski nariv sestoji iz sedimentov ljubljanske in idrijske cone. Pri Vačah in Domžalah so ohranjeni na njem erozijski ostanki terciarne vaške sinklinalne. Pod dolskim narivom leži žirovski nariv, ki sestoji iz mladopaleozojskih kamenin. Njegov vzhodni del smo prej imenovali litijska antiklinala (I. Rakovec, 1956, U. Premru, 1974), zahodnega pa žirovsko-trnovski pokrov (I. Mlakar, 1969, L. Placer, 1973) ali škofjeloško-trnovski pokrov (K. Grad & L. Ferjančič, 1976). Po facialnih analizah je tudi litijska antiklinala nariv, ki sega še zahodno od Ljubljane. Njegovo ime »žirovski« sem povzel po I. Mlakarju in L. Placerju. V škofjeloškem hribovju leže paleozojske kamenine kozjaškega nariva neposredno na paleozojskih kameninah žirovskega nariva. Narivno cono označujeta luskasta zgradba in inverzna lega grödenskih, spodnjepermskih in karbonskih kamenin okoli Sv. Valentina in Sv. Tomaža, kar je bilo ugotovljeno z vrtinami. Med obema narivoma ležeča litijski in dolski nariv je odstranila tektonska denuacija v času narivanja in poznejša površinska erozija. Ostanki obeh narivov so v tektonskih krpah v Polhograjskih Dolomitih in v tektonskem oknu južno od Železnikov.

Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov

Na južnem delu osrednje Slovenije je narivna zgradba Zunanjih Dinaridov nastala v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu. Meja med Južnimi Alpami in Zunanjimi Dinaridi nima istega položaja kot v mezozoiku, temveč je pomak-

njena nekoliko kilometrov proti jugu. Narivi in gube imajo smer NW-SE. Nastali so zaradi bočnih pritiskov SW-NE. Najbolj na vzhodu leži topliški nariv, ki je bil dokazan v Dolenjskih Toplicah (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). V njem so kamenine trebanjske in dolenske podcone. Dalje proti vzhodu sestojijo vsi narivi iz kamenin notranjske podcone. Topliškem narivu sledi roški nariv (U. Premru, B. Ogorelec, L. Šribar, 1977). Njegova jugozahodna meja je večinoma zabrisana z mlajšimi neotektonskimi prelomi. Ortneški nariv sem imenoval po vasi Ortnek na Dolenjskem. Zanj je značilna luskasta zgradba pri Želimljah in inverzna lega permskih skladov pri Ortneku, Turjaku in Podsmreki v čelu nariva. Krimski nariv, imenovan po gori Krim, ima skitske in anizične plasti narinjene na zgornjetriadni dolomit (S. Buser, 1965, M. Pleničar, 1970, C. Šleibinger, 1953), znotraj nariva pa je luskasta zgradba (M. Pleničar, 1970). Narivno zgradbo Zunanjih Dinaridov lahko sledimo še pod narivi Južnih Alp v polhograjsko-vrhnjske nize. Vanje se nadaljujejo topliški, roški, ortneški in krimski nariv s kameninami idrijske cone in notranjske podcone, ker potekajo narivi diagonalno na strukturne cone. Cerkniški nariv sem imenoval po vasi Cerknica. Triadne, jurske in kredne plasti so narinjene na kredne plasti snežniškega nariva. Ponekod je zgradba nariva luskasta (M. Pleničar, 1970). Del zgornjetriadnega dolomita okoli Rakeka (znan tudi pod imenom rakeško-cerkniška gruda) tvori čelo nariva z inverzno lego plasti. Jugozahodno od Logatca je ohranjeno dvojje erozijskih krp eocenskega fliša; analogno kot pri drugih narivih gre verjetno za ostanke večje sinklinale, ki sem jo po Logatcu imenoval logaška sinklinala.

Snežniški nariv, imenovan po gori Snežnik, je iz krednega apnenca, ki se je narinil na eocenske plasti med Prestrankom in Knežakom (M. Pleničar, 1959), kjer pa ni pravega tektonskega okna, ampak so zaradi erozije in inverzne lege pogledale mlajše plasti izpod starejših v obliki oken brez narivne meje. Na snežniškem narivu leži okoli Postojne postojnska sinklinala z eocenskim flišem. V večjem jugovzhodnem delu poteka njena os NW-SE, v severnem delu pod narivom Hrušice pa ima smer W-E z inverznim severnim krilom, kar kaže na vpliv narivne zgradbe Južnih Alp. Najbolj zahodna enota je vipavska sinklinala, imenovana po Vipavi. S. Buser (1973) jo je imenoval goriško-vipavski sinklinorij. Oznaka sinklinorij ni upravičena po nobeni sedaj veljavni definiciji. Ime sem poenostavil tudi zaradi enotnega poimenovanja. Vipavska sinklinala sestoji iz paleocenskega apnenca in eocenskega fliša. Pod Nanosom in pri Knežaku leže plasti severovzhodnega krila inverzno (M. Pleničar, 1959).

Alpsko-dinarski vmesni prostor

Za zahodni del osrednje Slovenije sta značilni dve fazi narivanja, prva v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu, druga pa v rodanski orogenetski fazi. Mlajša faza je bila močnejša od starejše. Obe fazi se ločita tudi po smeri narivanja, v starejši imajo narivi smer NW-SE, v mlajši pa W-E. Obe smeri sta zastopani tudi v gubah prvega in drugega reda. Posamezne narive sem imenoval s sestavljenimi imeni narivov starejše in mlajše faze, ker se v njih mešajo narivi Zunanjih Dinaridov in Južnih Alp.

V podaljšku trojanskega nariva sledi okoli Blegošja roško-trojanski nariv, ki je bil v starejši fazi narinjen kot roški nariv, v mlajši pa kot trojanski. Se-

stoji iz kamenin idrijske cone. Zahodno od Cerknega je bil trojanski nariv v starejši fazi narinjen tudi kot krinski nariv. Zato ga imenujem krinsko-trojanski nariv. Njegovo facialno zaporedje ustreza slovenski in gorenjski coni. Kozjaški nariv se nadaljuje južno od Cerknega, kjer je bil v starejši fazi narinjen tudi kot krinski nariv. Zato ga imenujem krinsko-kozjaški nariv. Poleg permskih sedimentov vsebuje tudi kamenine eksterne dela selške podcone.

Žirovski nariv je bil proti zahodu naguban in narinjen v starejši fazi kot krinski, cerkniški in snežniški nariv. Žirovski vrh in Oselica sta del krinsko-žirovskega nariva, ki sestoji iz karbonskih, spodnjeperskih, grödenskih in zgornjeperskih plasti. Cerkniško-žirovski nariv vsebuje kamenine gorenjske, ljubljanske in idrijske cone, ki potekajo diagonalno prek nariva. Trnovski gozd je snežniško-žirovski nariv z dvojnimi čelom in inverzno lego plasti (M. Plešničar, 1970, S. Buser, 1973). Prvo čelo je nastalo v starejši fazi narivanja v smeri NW-SE, drugo pa v mlajši fazi v smeri W-E. Facialno ustreza idrijski in furlanski coni, oziroma njihovim podconam: kanomeljski, trebanjski, dolenski in notranjski. Hrušica in Nanos tvorita snežniško-hruški nariv, ki je nastal prav tako v dveh fazah. Njegovo nadaljevanje proti vzhodu se izklinja ali pa leži pod žirovskim narivom in danes ni vidno na površju. Po starejši fazi narivanja pripada snežniškemu narivu. V njegovem jugozahodnem čelu ima antiklinala prvega reda inverzno krilo. Na snežniško-hruškem narivu leži colska sinklinala, imenovana po Colu, ki se je iz prvotne smeri NW-SE preusmerila v smer W-E. Sestoji iz eocenskega fliša z inverznim severnim krilom sinklinalne. Po starejši fazi narivanja je tvorila skupaj s postojnsko sinklinalo enotno postojnsko-colsko sinklinalo z osjo NW-SE.

Med cerkniško-žirovskim, snežniško-žirovskim, snežniško-hruškim in cerkniškim narivom leži idrijska luskasta zgradba. Sestoji iz štirih lusk: koševniške, čekovniške, kanomeljske in idrijske, ki sta jih I. Mlakar (1969) in L. Placer (1973) imenovala pokrove. Narivanje in luskanje manjšega obsega — do 100 m — se je pričelo že v ilirsko-pirenejski fazi v mlajšem eocenu, glavna faza je bila rodanska konec miocena. Rezultanta premikov NNE-SSW, ki sta jo podala I. Mlakar (1969) in L. Placer (1973), je v resnici sestavljena iz NE-SW in N-S komponente. »Avtotona« podlaga (L. Placer, 1973) je del snežniško-hruškega nariva. Okoli Idrije je v zgornjem delu idrijske luskaste zgradbe idrijska cona (kanomeljska podcona), v spodnjem delu pa furlanska cona (notranjska podcona). V zgornji Kanomlji je v luskasti zgradbi pregib med idrijsko in ljubljansko cono, v najvišji luski je celo selška podcona z diabazom in keratofirjem eksterne dela evgeosinklinalne. Luska se je morala pri narivanju odtrgati od severneje ležečih narivov z evgeosinklinalnimi sedimenti selške podcone, kar kaže na izredno kompliciran mehanizem nastanka idrijske luskaste zgradbe, v kateri so imeli pomemben delež tudi prednarivni prelomi.

Prednarivni prelomi

Evidentirani so samo veliki prelomi, ob katerih so znašali skoki več kot razdalje med posameznimi strukturnimi enotami alpidskega geosinklinalnega ciklusa. Ohranjeni so deli prelomov v posameznih narivih. Vsi so bili v neotektonskem obdobju ponovno aktivirani. Njihov potek sem določil v zgornji narivni etaži, ali pa sem sklepal nanje po razmerah v spodnji narivni etaži. Nekateri so pokriti s terciarnimi in kvartarnimi sedimenti.

Zahodno od ljubljanske udorine ima sistem prelomov smer NW-SE z desnimi in levimi premiki. To so idrijski, sovedenjski, škofjeloški, ratitovski in blejski prelom. Ob spodnji Idriji kaže razporeditev kanomeljske in trebanjske podcone na prednarivno aktivnost idrijskega preloma, kot sta bila menila že F. Kossmat (1909) in A. Winkler (1923). Vendar so za to potrebne nadrobnejše raziskave. Desni premik trebanjske podcone z obeh strani preloma znaša okoli dva in pol km, celotni premik ob idrijskem prelomu pa okoli tri in pol km.

V severnem delu topliškega nariva poteka pod žirovskim narivom močan ratitovski prelom, ki je bil v neotektonskem obdobju aktiviran tudi v žirovskem narivu. Ob njem se je z desnim horizontalnim premikom premaknilo severovzhodno krilo za več kot 30 km proti SE. Premaknil je ljubljansko in idrijsko cono. Premik je ocenjen na podlagi palinspastičnega razvitja topliškega, žirovskega in litijskega nariva, ker se obe strukturi coni pojavljata v topliškem narivu in se nadaljujeta v litijskem narivu. Torej moramo nadaljevanje ratitovskega prednarivnega preloma iskati v vseh treh omenjenih narivih.

Blejski prelom poteka večinoma pod kvartarnimi in terciarnimi sedimenti ljubljanske udorine. Levi horizontalni premik ob njem znaša okoli štiri km. Evidenten je v litijskem narivu, kjer je premaknil zagorsko podcono in ljubljansko cono. Pri Kranju poteka v selškem narivu drugi del blejskega preloma prav tako z levim horizontalnim premikom, ki je premaknil gorenjsko in slovensko cono za najmanj en km. Ker je bila njuna prednarivna aktivnost v dveh različnih narivih in se pri palinspastičnem razvitju narivne zgradbe oddaljita eden od drugega, gre verjetno za dva različna preloma, ki sta bila po narivanju v neotektonskem obdobju aktivirana kot blejski prelom. Zato sem poimenoval prednarivni prelom v selškem narivu kot blejski prelom I, v litijskem narivu pa kot blejski prelom II.

K sistemu transkurentnih prelomov z desnimi premiki v narivih Savinjskih Alp štejem prednarivno aktivnost savskega, savinjskega in kamniškega preloma. Neotektonski savski prelom sestoji iz dveh prednarivnih prelomov, savskega preloma I in savskega preloma II. Savski prelom I gre po Gornjesavski dolini in pod terciarnimi sedimenti tuhinjske sinklinale v trojanskem narivu med Jesenicami in Spodnjo Kokro. Prednarivna aktivnost savskega preloma je izražena med Spodnjo Kokro in Gornjim gradom v savinjskem narivu. V dolini Črne pri Kamniku in na Gorenjskem je bil z erozijo tega dela savinjskega nariva odstranjen. Pred narivanjem sta bila torej savski prelom I in savski prelom II vzporedna med seboj in daleč narazen. Po narivanju savinjskega nariva na selški nariv in selškega nariva na trojanski nariv pa sta prišla oba preloma skoraj eden nad drugega. V neotektonski dobi se je izoblikoval v starih prelomnih conah drugačen tip deformacij, ki so jih povzročili povsem drugače usmerjeni pritiski. Medtem ko sta nastala savski prelom I in savski prelom II zaradi vzdolžnega striga, je neotektonski savski prelom nastal zaradi vertikalne inverzne kompresije. Pri tem se je jugozahodno krilo močno ugreznilo. Med Gornjesavsko dolino, Jesenicami in Stahovico je prevzel staro traso, od Stahovice proti Novemu mestu pa se je trasa na novo formirala (U. Premru, 1976). Prednarivni savski prelom II je transkurentni prelom z značilno spremembo prvotne NW-SE smeri v njegovem severozahodnem delu v smer W-E v njegovem vzhodnem delu. Ob njem se je prehod med savinjsko in gorenjsko cono premaknil v desno za okoli 80 km proti NE. Isti prehod med obema conama je v Julijskih

Alpah na Mežaklji, v Savinjskih Alpah pa okoli Krvavca. Na področju Krvavca znaša vertikalni premik ob savskem prelomu II po stratigrafskih podatkih okoli 1200 m. Ugreznilo se je južno krilo. V dolini Črne je skok še večji, ker so bila velika vertikalna ugrezanja ob pravokotno potekajočem kamniškem prelomu. Vertikalni premik znaša tod okoli 2600 m; ugreznjeno je prav tako južno krilo.

Sovodenjski prelom z desnim premikom poteka v krinskem narivu, njegov večji del je pokrit s krinsko-žirovskim narivom. Idrijska cona je bila ob njem premaknjena za okoli 25 km proti NW. V selškem narivu je ohranjen del škofje-loškega preloma, ki loči slovensko in gorenjsko cono. Horizontalni premik ob njem je za sedaj težko določiti, znaša pa najmanj 12 km v desno. Po smeri in premiku bi lahko pripadal tudi sistemu transkurentnih prelomov Savinjskih in Julijskih Alp, ker je z njimi vzporeden in ima prav tako desni horizontalni premik.

K transkurentnemu sistemu prelomov štejem tudi kamniški in savinjski prelom. Kamniški prelom gre pravokotno na savski prelom. Njegova smer je N-S. Ob njem so bili v prednarivnem obdobju premiki vertikalni. Poteka prav tako v savinjskem narivu in je bil v neotektonskem obdobju ponovno aktiviran. Ob njem se je področje Krvavca ugreznilo glede na Veliko planino za približno 1400 m.

Sistem transkurentnih prelomov spremlja periadriatski lineament. Njihova zadnja aktivnost se je v mnogo manjši meri manifestirala v neotektonskem obdobju v šoštanjskem, smrekovškem, ljutomerskem, ormoškem in donačkem prelomu (Premru, 1976), ki pa leže severno od obravnavanega ozemlja.

V Podvolovlju poteka pod terciarnimi kameninami v savinjskem narivu podvoloveljski prelom, ki je bil prav tako ponovno aktiviran v neotektonskem obdobju. Ob njem se je premaknil prehod savinjske cone v gorenjsko cono v levo za okoli 25 km proti NE. Istočasno se je zahodno krilo dvignilo za okoli 1400 m. Njegovo nadaljevanje je v erodiranem delu selškega nariva, kjer je z levim premikom premaknil slovensko cono za najmanj štiri km, verjetno pa precej več. Drugo njegovo nadaljevanje je v pokritem severnem delu ortneškega nariva, kjer je odrezal idrijsko cono. Njegovo nadaljevanje je zaradi horizontalnih premikov ob sovedenjskem prelomu treba iskati v cerkniškem narivu pod idrijsko luskasto zgradbo. Podvoloveljski prelom je po vsej verjetnosti reaktiviran transformni prelom. Vzporeden je zagrebškemu transformnemu prelomu, le da ima nasprotno usmerjen premik. Prav tako mu pojema intenzivnost od NE proti SW. Po tem sklepam, da je moral biti aktiviran že v obdobju diferenciacije geosinklinalnega prostora Južnih Alp in Dinaridov. V razmerju do drugih prednarivnih prelomov ima starejšo in mlajšo fazo aktivnosti.

Obdobje aktivnosti prednarivnih prelomov je težko točneje določiti. Ker je bila 1. faza narivanj v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom, lahko postavim aktivnost prednarivnih prelomov v dobo pred srednjim eocenom. Na to kaže enak facies srednjeoligocenskih sedimentov na obeh straneh kamniškega in podvoloveljskega preloma, medtem ko so bile geosinklinalne strukturne enote vključno senonske zaradi prednarivne prelomne aktivnosti premaknjene. Na podlagi teh skopih podatkov datiram njihovo aktivnost z laramijsko orogenetsko fazo med koncem senonske stopnje in začetkom srednjeeocenske epohe. Verjetno se to obdobje ujema z emerzijo med kredno in paleogensko periodo, ko je nastajal boksit. Starejše paleogenske plasti

so na Primorskem in Notranjskem razvite kot sladkovodni in brakični apnenec s premogom liburnijske stopnje. Nato je polagoma prevladal morski razvoj miliolidnega in alveolinskega apnenca (M. Pleničar, A. Polšak, D. Šikić, 1973, D. Šikić, M. Pleničar, 1975). Na Brkinskem so izrazite fosilne strme obale (D. Šikić, M. Pleničar, 1975), ki kažejo na močne prelome. V Istri kažejo stratigrafske razmere (K. Drobne, 1979) na tektonska dogajanja med koncem senonske stopnje in začetkom eocenske epohe. O tektonski aktivnosti ozemlja pričajo sladkovodne in brakične plasti ter breče. Po stratigrafskih podatkih lahko datiram aktivnost prelomov med koncem krede in začetkom cuisija, kar bi ustrezalo laramijskim fazam. V jugozahodnem delu ozemlja so torej prevladovali prelomi NW—SE s horizontalnimi levimi in desnimi premiki ter bočnimi pritiski, ki so vzporedni s smerjo prelomov. Lahko bi jih primerjal s 5. neotektonsko fazo, le da so bili premiki veliko močnejši. Na severnem delu ozemlja prevladuje transkurentni sistem prelomov, ki bi ga lahko primerjal z aktivnostjo 7. neotektonske faze (U. Premru, 1976). Oba sistema prelomov sta bila aktivna v istem obdobju, kar velja tudi za obe prej omenjeni fazi v neotektonskem obdobju med srednjim in zgornjim pliocenom. Gre torej za nasledstveni tip disjunktivne tektonike. Med opisanimi prelomi kaže določene posebnosti podvoloveljski prelom. Gre za transformni prelom, ki je premaknil strukturne cone alpidškega geosinklinalnega ciklusa. Njegova smer je NE—SW. V Zunanjih Dinaridih poteka pravokotno na strukturne cone, v Južnih Alpah pa diagonalno, ker se tod strukture obrnejo proti vzhodu. Poleg neotektonske aktivnosti nekaterih njegovih delov je očitna tudi aktivnost v laramijskih fazah in še starejših v tektonsko najaktivnejšem obdobju diferenciacije alpidške epigeosinklinale.

Mezozojske strukture, terciarna narivna zgradba in neotektonika

Najlabilnejši del alpidške geosinklinale na slovenskem ozemlju je evgeosinklinala Južnih Alp, ki je nastala v geosinklinalnem ciklusu po diferenciaciji enotnega skitskega in spodnjejaničnega epikontinentalnega šelfa. Ta labilnost se je odrazila tudi v tardigeosinklinalnem ciklusu, ko se je v rodanski fazi epievgeosinklinalni prostor Južnih Alp narinil na stabilnejši miogeosinklinalni prostor Zunanjih Dinaridov. Nasledstveni tip tektonike se je uveljavil tudi v postgeosinklinalnem ciklusu — v neotektonskem obdobju. Posebno lepo je vidna nasledstvena tektonika v 1. neotektonskem ciklusu, ko se je v 6. fazi v zgornjepliocenski epohi narivna zgradba Južnih Alp zaradi bočnih pritiskov N—S nagubala. Na temenih gub so nastali gravitacijski prelomi, na krilih pa reverzni prelomi s smerjo W—E. Zunanji pritiski so bili enako usmerjeni kot pri narivanju, vendar so bili precej šibkejši, tako da do narivanja ni prišlo (U. Premru, 1976). Neotektonska meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi se ne sklada z mejo narivne zgradbe, še manj pa s strukturno facialno mejo. Narivi Južnih Alp leže nekaj 10 km proti jugu na Zunanjih Dinaridih. Neotektonska zgradba je sledila na jug narivom Južnih Alp. Šla pa je še nekoliko kilometrov dlje proti jugu. Tektonizacija je poleg postopnega bočnega stiskanja ozemlja povzročila tudi postopen pritisk epigeosinklinalnega prostora Južnih Alp na Zunanje Dinaride.

V neotektonsko obdobje uvrščam del postgeosinklinalnega ciklusa alpidške orogeneze od srednjega pliocena do danes. Neotektonska aktivnost se je pričela

konec spodnjepliocenske peneplenizacije, ko je bil peneplen razkosan na grude. Prevladovala je disjunktivna tektonika. Gubanje je spremljalo le nekaj najmočnejših neotektonskih faz, medtem ko se je narivanje uveljavilo v zelo majhni meri in še to lokalno.

Meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi ter njihovo razpiranje

Mejo med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi sem postavil po B. Čiričevi (1974) razdelitvi Dinaridov na Notranje in Zunanje Dinaride; Notranjim Dinaridom pripada epievgeosinklinala, Zunanjim Dinaridom pa epimiogeosinklinala. Meja med obema je vmesni triadno-jurski karbonatni šelf, ki se nekoliko odraža še v kredi. Prav tako kot si sledi normalno bočno zaporedje faciesov iz epimiogeosinklinala prek vmesnega karbonatnega šelfa v epievgeosinklinalo, oziroma Zunanjih Dinaridov v Notranje, analogno Zunanji Dinaridi bočno prehajajo v Južne Alpe.

Meja med Zunanji Dinaridi in Južnimi Alpami se je začela oblikovati že v spodnjem delu skitske stopnje. V Zunanjih Dinaridih je prevladoval lagunarni in plitkomorski facies klastitov s peščenimi sipinami in evaporitnimi lagunami, v Južnih Alpah pa karbonatni sediment nekoliko globljega morja z oolitnimi plitvinami odprtega šelfa. V spodnjejanizični stopnji je bil na področju Južnih Alp globlji odprti karbonatni šelf, v Zunanjih Dinaridih pa plitvomorski zaprti šelf z lagunami in blatnimi plitvinami, na meji pa tudi z oolitnimi plitvinami. Najbolj očitna razlika je nastopila v zgornjejanizični in spodnjeladinski stopnji, ko se je v Južnih Alpah formirala epievgeosinklinala, v Zunanjih Dinaridih pa epimiogeosinklinala. Pokazala se je tudi razlika v paleogeografskih razmerah na obeh straneh podvoloveljskega preloma. Zahodno od njega je v slovenski in gorenjski coni enotna epievgeosinklinala, ki je vztrajala do spodnje jure, vendar se je v zgornjeladinski, noriški in retski stopnji zožila na slovensko cono. Vzhodno od preloma je bila zgornjejanizična in spodnjeladinska epievgeosinklinala razdeljena z vmesnim karbonatnim šelfom. Epievgeosinklinalna sedimentacija je bila prekinjena z zgornjeladinsko in noriško-retsko karbonatno-šelfno sedimentacijo ter karnijsko karbonatno-šelfno in epimiogeosinklinalno sedimentacijo. Kratek čas se je epievgeosinklinala aktivirala zopet v spodnji juri. V Zunanjih Dinaridih se je menjavala epimiogeosinklinalna sedimentacija s karbonatno-šelfno. V zgornjejanizični in spodnjeladinski stopnji je bila epimiogeosinklinala, v zgornjeladinski, noriški in retski stopnji karbonatni šelf, v karnijski stopnji in spodnji juri pa epimiogeosinklinala in karbonatni šelf. V srednji in zgornji juri se je v Južnih Alpah preoblikovala epievgeosinklinala v epimiogeosinklinalo, v Zunanjih Dinaridih pa je bila karbonatno-šelfna sedimentacija, ki je trajala še v kredi. Meja med obema enotama je vidna še v kredi; v spodnji kredi sta nastala zahodno od podvoloveljskega preloma dva flišna jarka, vzhodno pa trije. V Južnih Alpah se je zahodno od podvoloveljskega preloma pričela v internem delu selške podcone in v slovenski coni pelagična flišna sedimentacija že v berriasijski stopnji. Vzhodno od njega se je pričela flišna sedimentacija v aksialnem delu selške podcone sredi spodnje krede. Vzpono z njo pa se je pričela flišna sedimentacija v istem obdobju tudi v zagorski podconi. V Zunanjih Dinaridih je nastal flišni jarek v zasavski podconi prav tako sredi spodnje krede. Iz opisanih flišnih miogeosinklinal so se zaradi tektonskih procesov jarki bočno širili do konca krede, v Zunanjih Dinaridih pa tudi še

v paleocenu in eocenu. Pri širjenju flišne sedimentacije je najdlje vztrajala ljubljanska cona, tj. mejna cona med Zunanjsimi Dinaridi in Južnimi Alpami. Posamezne dele cone je flišna transgresija zajela šele v zgornjem maastrichtu. V tem delu Slovenije tudi poznejša sedimentacija terciarne notranje molase ni prešla mejne cone med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi.

Meja med obema glavnima tektonskima enotama je bila torej skoraj v celotni mezozojski eri dokaj stalna in očitna. Opazna je bila tudi še v terciarju. Kot dokaj stabilna gruda je kljubovala močnim tektonskim procesom v obeh glavnih obdobjih alpidске orogeneze — v geosinklinalnem in tardigeosinklinalnem ciklusu. Šele močna postgeosinklinalna tektonizacija jo je delno uničila, ko je bolj aktiven epievgeosinklinalni prostor Južnih Alp s svojimi značilnimi strukturami prešel konec miocena in v pliocenu na epimiogeosinklinalni prostor Zunanjih Dinaridov.

Po geomagnetnih meritvah naj bi se bila cepitev orogena na Alpe in Dinaride pričela šele v eocenu. Razpored strukturnih con pa kaže, da se je cepitev pričela že v zgornjeoligocenski in spodnjeladinski stopnji in se nadaljevala v karnijski stopnji in spodnji juri. Značilno pa je, da se cepitev javlja zahodno od podvoloveljskega preloma. Pri tem se že kaže razlika v usmerjenosti južnoalpskih in zunanjedinarskih struktur in razširjanje epigeosinklinalnega prostora vzhodno od podvoloveljskega preloma (sl. 1). Tako se vzhodno od preloma v Zunanjih Dinaridih izklinja trebanjska podcona od vzhoda proti zahodu. V epievgeosinklinali Južnih Alp pa se v gorenjski coni vrineta limbarska in zagorska podcona. Verjetno se dalje proti vzhodu vrivajo še nove podcone. Najbolj značilna je paleogeografska rekonstrukcija v spodnji juri, ko se zahodno od podvoloveljskega preloma združita epikontinentalni karbonatni šelf in vmesni karbonatni šelf, ki loči epimiogeosinklinalo od epievgeosinklinale, ker se spodnjejurska epimiogeosinklinala trebanjske podcone izklinja proti zahodu. Kaj je povzročilo cepitev, lahko le domnevamo. Verjetno je bila to posledica razširjanja oceanske plošče na severu v geosinklinalnem ciklusu ob sočasnem delovanju jadranske plošče na jugozahodu (A. G. Smith, 1976, J. E. T. Chanell, F. Horvath, 1976), ali pa predpostavljena desna rotacija Balkanskega polotoka (S. W. Carey, 1958) ob levi rotaciji Apeninskega polotoka (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977).

Strukturno-facialne enote in tektonika plošč

Teorija tektonike plošč loči troje vrst plošč — kontinentalno, oceansko in prehodno oceansko ploščo. Za kontinentalno ploščo je značilna kristalinska osnova in sedimenti marginalnih geosinklinalnih pasov ter epigeosinklinalni pokrov, ki sestoji iz karbonatnih šelfov, epimiogeosinklinal in epievgeosinklinal. Oceanska plošča ima simatično osnovo in simatični pokrov. Simatična osnova vsebuje mafite in ultramafite, ki pretrpe zaradi notranje deformacije določene spremembe. Simatični pokrov vsebuje amfibolit in eklogit. Pri razvoju Preneotetide in Neotetide so nastale metamorfne kamenine leptoevgeosinklinalnega jarka s poznejšim kontaktno metamorfnim vplivom granodioritov. Prehodna oceanska plošča ima v osnovi prekambrijski simatični fundament. Paleozojske formacije Preneotetide so nastale na oceanski plošči. V conah, ki jih spremljajo paleozojski granodioriti in vulkaniti so bili stari otočni loki, medtem ko ni prišlo do popolne

sialične mobilizacije. V mezozoiku je prišlo do delne kratonizacije. Mladoalpid-ska tektonizacija je močno reducirala prehodno oceansko ploščo (V. Aleksić in sodel., 1974).

Položaj osrednje Slovenije v alpidskem orogenu

Facialno zaporedje in rekonstruirane paleogeografske razmere dopuščajo tr-ditev, da je pripadalo ozemlje osrednje Slovenije kontinentalni plošči. Mlado-paleozojski molasni sedimenti geološke podlage so pripadali marginalnemu pasu Preneotetide. Epigeosinklinalni pokrov Neotetide sestoji iz karbonatnih šelfov, epimiogeosinklinal in epievgeosinklinal. Pri tem tvorijo Zunanji Dinaridi in Južne Alpe nedeljivo enoto v nasprotju z modelom, ki ga je postavil S. W. Carey (1958). Kontinentalna plošča je del jadranske plošče (M. D. Dimitri-jević, 1974, M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977, M. Boc-caletti, G. Guazzone, P. Manetti, 1974, 1977, J. E. T. Chanell, F. Horvath, 1976), ki jo nekateri avtorji imenujejo apulijska plošča (J. F. Dewey in sodel., 1973) ali afriško-apulijski kraton (J. Descourt, 1970). Kontinentalna plošča s svojim epigeosinklinalnim pasom v Sloveniji ne sega samo do zgornjejurskega in spodnjekrednega flišnega jarka slovenske cone kot navaja V. Aleksić s sodelavci (1974) za Hrvatsko, Bosno in Črno goro, ampak še prek njega do severnega roba savinjske cone s staromezozojskim kar-bonatnim šelfom, kar se sklada z interpretacijo J. F. Deweya in sodelavcev (1973), da so bili Italodinaridi periferija posebne mikroplošče do periadrijskega lineamenta. Razlika je v tem, da je bila v Notranjih Dinaridih dvojna subduk-cijska cona z vmesnim marginalnim oceanom, medtem ko je bila v periadriat-skem lineamentu samo ena subdukcijska cona (sl. 10).

Osrednja Slovenija in ozemlje severno od nje do periadrijskega lineamenta je pripadalo v mlajšem paleozoiku in mezozoiku epigeosinklinalnemu pasu Italodinaridov na jadranski plošči v sklopu sistema afriških plošč. V osrednji Sloveniji je nastal v skitski stopnji epikontinentalni šelf, ki je prešel v spodnjem delu anizične stopnje v epigeosinklinalni karbonatni šelf. V zgornjeanizični in spodnjeladinski stopnji se je epigeosinklinala diferencirala v marginalno morje z epievgeosinklinalo in epimiogeosinklinalo, ki ju je ločil vmesni karbonatni šelf. V aksialnem delu epigeosinklinalne je prišlo do začetne faze razpiranja marginalnega morja. Širjenje oceanske plošče Neotetide se je odrazilo tudi v njenem marginalnem morju na območju Južnih Alp. Na drugo fazo širjenja kaže slaba vulkanska aktivnost v Južnih Alpah v spodnji juri. V kredi so se pričeli oblikovati flišni jarki z vmesnimi nagubanimi loki, v kenozoiku pa flišni jarki ob kontinentalnem robu in marginalni bazen z molasno sedimentacijo ter vmesnimi nagubanimi in narivanimi loki. Konec kenozoika je sledila močna splošna tektonizacija. V celotnem razvoju se kažejo določene razlike vzhodno in zahodno od podvoloveljskega preloma, ki je del sistema alpskih in dinarskih transformnih prelomov z levim premikom, diagonalnih na epigeosinklinalne strukture (sl. 1 in 10). Za razliko od zagrebškega preloma je danes manj evi-denten, ker se je njegova aktivnost končala na prehodu iz krede v terciar in so ga v terciarni periodi zbrisali transformni prelomi in narivi. Zagrebški prelom pa je bil aktiven še pozneje in se je vklopil v sistem transkurentnih prelomov z desnimi premiki, ki so premaknili Južne Alpe do karpatskega loka. Verjetno je podvoloveljski prelom identičen s prelomom Ljubljana—Dunaj, ki so ga po-

stavili v svoj mobilistični model M. Boccaletti in sodelavci (1972, 1974, 1977). V kredni periodi in eocenski epohi je ločil betijsko-alpsko območje na zahodu in dinarsko-helenidsko na vzhodu. Pri krčenju oceanske plošče je na betijsko-alpskem območju nastala ob severno konvenksnih lokih subdukcija z generalnim vpadom proti jugu. Na dinarsko-helenidskem območju sta bila dva oceana; eden izmed obeh je imel zvezo z betijsko-alpskim oceanom. Širjenje in krčenje dinarsko-helenidskih oceanov je bilo močnejše kot v betijsko-alpskem. Razlika je opazna tudi pri nastajanju in širjenju terciarnih marginalnih bazenov (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977).

Zaradi razlik v paleogeografskem razvoju in v geodinamičnem modelu lahko razdelimo epigeosinklinalo Južnih Alp na dva dela. Zahodno od podvoloveljskega preloma se razteza slovenski epigeosinklinalni pas z značilnim razvojem slovenske cone, vzhodno od preloma pa karantanski epigeosinklinalni pas z značilno diferenciacijo gorenjske cone, ki sega do zagrebškega preloma (sl. 2). Na severu omejuje oba pasova periadriatski lineament. Zunanji Dinaridi, ki jih podvoloveljski in zagrebški prelom nista prizadela, tvorijo enoten zunanjedinaridski epigeosinklinalni pas.

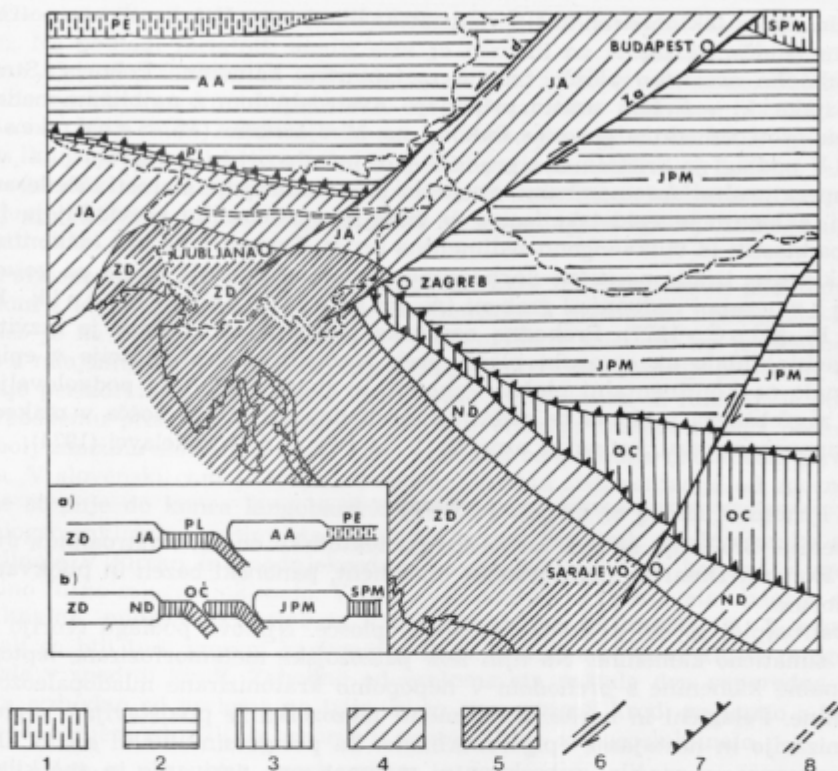
Primerjava s tektonskimi enotami sosednjih dežel

Nadaljevanje Južnih Alp vzhodno od zagrebškega preloma je treba iskati v srednjetriadni vulkanogeno-sedimentni formaciji Notranjih Dinaridov. Mejna cona med Notranjimi in Zunanji Dinaridi je po B. Čiriću (1974) vmesni karbonatni šelf s plitvomorsko sedimentacijo od srednje triade do jure. V Sloveniji je mejna cona identična z ljubljansko cono.

Periadriatski lineament predstavlja danes popolnoma konzumirano oceansko ploščo marginalnega oceana, ki je v posameznih obdobjih razvoja pretrpela močne intruzije in tektonizacijo. Periadriatski lineament ima subdukcijski tip metamorfizma brez ofiolita. Subdukcija, združena s kalcijevo-alkalno magmatsko aktivnostjo, je šla v spodnji kredi v Zahodnih Alpah proti jugu pod Južne Alpe (G. V. Dal Piaz, W. G. Ernst, 1979, M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977), v Vzhodnih Alpah pa verjetno proti severu (M. Boccaletti, G. Guazzone, 1974, 1977). Stopnja metamorfoze v periadriatskem lineamentu kaže v območju subdukcije še na razkosavanje v času luskanja, ki se je dogajalo med konvergenco in pri poznejšem dviganju (G. V. Dal Piaz in sodel., 1972).

Po D. Tollmannu (1978) in W. Frischu (1977, 1979) je bila subdukcija v periadriatskem lineamentu predgosavska. Južne Alpe in Avstroalpidi so tvorili enotno kontinentalno ploščo. D. Tollmann (1978) je uvrstil med drugim tudi Dinaride in Južne Alpe na stanjšano kontinentalno ploščo, imenovano Kreios. Proti njegovi interpretaciji govori med drugim dejstvo, da stanjšana kontinentalna plošča zahteva metamorfozirane in hidrotermalno spremenjene mezozojske kamenine, v Dinaridih in Južnih Alpah pa teh z izjemo ozkega pasu v ladinski stopnji slovenske cone in aksialnega dela selške podcone ni nikjer zaslediti. Celotna sedimentacija kaže na pravo kontinentalno ploščo.

Jugovzhodno od zagrebškega preloma — verjetno pa tudi vzhodno od podvoloveljskega preloma — bi severni dinarski pas lahko označili kot oceansko ploščo, analogno periadriatskemu lineamentu (V. Aleksić in sodelavci, 1974). Severni dinarski pas obsega večji del Notranjih Dinaridov, vendar ni tako



Sl 10. Tipi litosfere na področju Slovenije in sosednjih dežel

Fig. 10. The types of the lithosphere in Slovenia and in the neighboring lands

- 1 in 3 oceanska litosfera: PE Peninik, SPM severnopanonski masiv, PL periadriatski lineament, OC ofiolitna cona
 2 prehodna oceanska litosfera: AA Avstroalpidi, JPM južnopanonski masiv
 4 in 5 kontinentalna litosfera: JA Južne Alpe, ND Notranji Dinaridi, ZD Zunanji Dinaridi
 6 transformni prelom: Ld podvoloveljski prelom = prelom Ljubljana—Dunaj, Za zagrebški prelom
 7 Subdukcijske cone v obdobju zg. jura-kreda
 8 Razporni jarek marginalnega morja v ladinjski stopnji
 Shematični položaj kontinentalnih in oceanskih plošč v zg. juri in kreda, a betijsko-alpskega loka, b dinarsko-helenidskega loka

- 1 and 3 oceanic lithosphere: PE Penine, SPM North Pannonian massif, PL Periadriatic lineament, OC ophiolitic zone
 2 transitional oceanic lithosphere: AA Austro-Alpides, JPM South Pannonian massif
 4 and 5 continental lithosphere: JA Southern Alps, ND Inner Dinarides, ZD Outer Dinarides
 6 transform fault: Ld Podvolovljek fault = Ljubljana—Vienna fault, Za Zagreb fault
 7 Subduction zones during the Upper Jurassic and Cretaceous periods
 8 Paleorift of the marginal sea during the Ladinian stage
 General features of the continental and ocean plates during the Upper Jurassic and Cretaceous periods a Betis-Alpine range, b Dinaric-Hellenic range

konzumiran in tektoniziran kot periadriatski lineament. V tej smeri so potrebne dodatne študije (sl. 10).

Prehodno oceansko ploščo tvorijo metamorfne kamenine Pohorja, Strojne in Kozjaka, ki v širšem smislu pripadajo Avstroalpidom z najbližjim nadaljevanjem proti vzhodu v gorovju Bakony na Madjarskem (M. Sandulescu, 1978). V podlagi je kristalinik z granodioriti, metabaziti in predgranitnimi visokotemperaturnimi spremembami, verjetno predkambrijske starosti. Slede amfibolitni, eklogitni in epidotski facies. V starejšem paleozoiku prevladujejo filiti, nato pa klastiti in vulkanogeno-sedimentna serija. Permotriada ima epikontinentalne klastite, triada neritične karbonatne kamenine, zgornja kreda pa gosavski razvoj z vmesnimi rudistnimi grebeni (A. Hinterlechner-Ravnik, 1971, 1973, P. Mioč, 1977). Prehodna oceanska plošča Avstroalpidov je razvita iz leptogeosinklinale na oceanski plošči prek mezozojske kratonizacije v epigeosinklinalo na kontinentalni plošči. Vzhodno in jugovzhodno od podvoloveljskega in zagrebškega preloma se nadaljuje prehodna oceanska plošča v makedonsko-panonskem pasu, kot so ga označili V. Aleksić in sodelavci (1974).

Sklep

Ozemlje Slovenije se deli na naslednje tektonske enote: Avstroalpidi, Južne Alpe, Zunanji Dinaridi, periadriatski lineament, panonski bazen in pliokvartarne udorine.

Avstroalpidi so del prehodne oceanske plošče. Njihovo podlago tvorijo mafitske simatične kamenine. Na njih leže paleozojske metamorfozirane leptogeosinklinalne kamenine s preходом v nepopolno kratonizirane mladopaleozojske kamenine. Pelagični in neritični sedimenti mezozoika že predstavljajo alpidsko kratonizacijo in nastajanje epigeosinklinale. Za postgeosinklinalni cikel alpidske orogeneze so značilni subsekventni magmatizem, narivanje in več kilometrski desni, pozneje tudi manjši levi premiki ob transkurentnih prelomih.

Južne Alpe in Zunanji Dinaridi so pripadali epigeosinklinalnemu delu kontinentalne jadranske plošče. Njihova podlaga sestoji iz kristalinika, na njem pa slede epigeosinklinalni sedimenti variscične in alpidske orogeneze. Južne Alpe predstavljajo epievgeosinklinalni, Zunanji Dinaridi pa epimiogeosinklinalni del kontinentalne plošče. Južne Alpe so ekvivalent Notranjih Dinaridov, vendar se od njih razlikujejo po litološkem in paleogeografskem razvoju. V tardigeosinklinalnem ciklusu je nastalo več vzporednih flišnih jarkov, v postgeosinklinalnem ciklusu so sledili večfazno narivanje in kilometrski desni premiki ob transkurentnih prelomih.

Periadriatski lineament predstavlja danes popolnoma konzumirano oceansko ploščo; za njegov razvoj so značilne močne magmatske intruzije in tektonizacija. V tardigeosinklinalnem ciklusu alpidske orogeneze je bil osrednja cona transkurentnih prelomov, konec ciklusa pa izvorna cona narivov. Severno od lineamenta je bilo narivanje proti severu, južno od lineamenta proti jugu.

Panonski bazen je nastal v tardigeosinklinalnem ciklusu alpidske orogeneze. Njegovo podlago tvorijo tektonske enote Avstroalpidov, Južnih Alp, Zunanjih Dinaridov in periadriatskega lineamenta. Predstavlja periadriatski marginalni bazen z notranjo molaso.

Plio-kvartarne udorine so nastale v zadnji fazi tektonizacije alpidskega orogena zaradi neotektonskih premikanj in večfaznega ugrezanja ob prelomih.

Osrednja Slovenija pripada delno Južnim Alpam in delno Zunanjim Dinaridom. Na podlagi facialnih analiz sem jo razdelil na strukturno-facialne enote. Južne Alpe sem razdelil na savinjsko, gorenjsko in slovensko cono, Zunanje Dinaride pa na idrijsko in furlansko cono. Posamezne cone sem razdelil še na podcone. Mejo med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi tvori ljubljanska cona, ki je predstavljala v triadni in jurski periodi stabilni karbonatni šelf med epievgeosinklinalnim prostorom na severu in epimiogeosinklinalnim prostorom na jugu. Njena stabilnost se je odrazila še v spodnji in zgornji kredi, ko so nastajali flišni jarki.

Palinspastična razvrstitev con in podcon kaže na transformni podvoloveljski prelom z levim premikom, ki je delno identičen s prelomom Ljubljana—Dunaj. Danes je na površju viden samo v Podvolovljeku, medtem ko je drugod prekrit z mlajšimi narivi in premaknjen desno ob transkurentnih prelomih, ki obdajajo periadriatski lineament v široki coni. Po nastanku in funkciji je podoben zagrebškemu prelomu. Zahodno od podvoloveljskega transformnega preloma je najbolj značilna slovenska cona, ki jo vzhodno od preloma nadomesti gorenjska cona. V slovenski coni je trajala evgeosinklinalna sedimentacija od zgornjeanižne stopnje do konca langobardske podstopnje, ko je prešla v zgornji triadi v miogeosinklinalno sedimentacijo in za kratek čas prek spodnjekjurske evgeosinklinale v jursko in spodnjekredno miogeosinklinalo ter končno v zgornjekredno flišno miogeosinklinalo. V gorenjski coni so se menjavala obdobja evgeosinklinalne, miogeosinklinalne in karbonatnošelfne sedimentacije. V evgeosinklinali so bili tudi vmesni karbonatni šelfi. Značilne so prve flišne miogeosinklinale v spodnji kredi. Zahodno od preloma sta nastala dva vzporedna flišna jarka, vzhodno od preloma pa trije, ki so se v zgornji kredi postopno z bočnim napredovanjem združili in razširili v enotno flišno miogeosinklinalo.

Na podlagi teh razlik smo razdelili ozemlje v tri epigeosinklinalne pasove. V Južnih Alpah se razteza zahodno od podvoloveljskega preloma slovenski epigeosinklinalni pas, vzhodno od preloma pa karantanski epigeosinklinalni pas. Zunanji Dinaridi, do katerih ne seže več v tolikšni meri vpliv podvoloveljskega preloma, pa so v enotnem zunanjedinarskem epigeosinklinalnem pasu.

Razporeditev strukturno-facialnih enot jasno kaže na cepitev epigeosinklinalnega prostora Južnih Alp od Zunanjih Dinaridov. Cepitev je najbolj opazna v ladinski in karnijski stopnji, spodnji juri in kredi. Vzrok cepitve je levi premik transformnega podvoloveljskega preloma in z njim zvezano povečano širjenje epigeosinklinalnega področja vzhodno od preloma. Zaradi te razširitve so nastale v gorenjski in idrijski coni nove podcone, ki segajo do podvoloveljskega preloma ali pa se v njegovi neposredni bližini izklinjajo od vzhoda proti zahodu.

V ladinski stopnji in v spodnji juri kaže epigeosinklinalni prostor Južnih Alp najmočnejšo fazo širjenja, ki je po vsej verjetnosti v tesni zvezi s širjenjem oceanske plošče Peninika. Ekstenzija se odraža na obeh straneh podvoloveljskega preloma. V slovenski coni in v aksialnem delu selške podcone, ki pripada gorenjski coni, so regionalno nizko metamorfozirane in hidrotermalno spreminjene kamenine keratofirsko-spilitne asociacije. Metamorfoza je nastala zaradi obtežitve, hidrotermalne spremembe pa zaradi zemeljskega toplotnega toka. V ozkem pasu razporejene kamenine kažejo na začetno fazo razpornega jarka marginalnega morja. Južno in severno od razpornega jarka se je formiral greben

pelagičnega apnenca. V nekoliko manjši meri kaže tudi spodnjejurski vulkanizem v istih conah na manjše širjenje marginalnega morja.

Na podlagi strukturno-facialnih enot sem določil tudi prednarivne prelome, ki so večinoma nastali v laramijski orogenetski fazi med koncem senona in začetkom cuisija. Na področju Južnih Alp so delovali transkurentni prelomi z desnimi premiki, na področju Zunanjih Dinaridov pa prelomi s horizontalnimi desnimi in levimi premiki. K transkurentnim prelomom štejem prednarivno aktivnost savskega, savinjskega in kamniškega preloma, k prelomom z levim ali desnim horizontalnim premikom pa idrijski, ratitovski, blejski, sovodenjski in škofjeloški prelom. Vsi so bili ponovno aktivirani v neotektonskem obdobju. Prav sistem transkurentnih prelomov je povzročil večstokilometrski desni premik Južnih Alp v karpatski lok.

Ozemlje osrednje Slovenije je pretrpelo v tardigeosinklinalnem ciklusu dvoje najmlajših faz narivanja. Na področju Zunanjih Dinaridov je bilo zadnje narivanje v ilirsko-pirenejskem orogenetskem ciklusu med srednjim eocenom in srednjim oligocenom, na področju Južnih Alp pa v rodanski orogenetski fazi na prehodu miocena v pliocen. Cerkniška, blegoška in kamniška luskasta zgradba so nastale med oligocenom in koncem tortona. Narivne tektonske enote se povsem ne skladajo s strukturno-facialnimi enotami alpidskega geosinklinalnega ciklusa. Južnoalpske strukturno-facialne enote so narinjene za več deset kilometrov na strukturne enote Zunanjih Dinaridov, zato sega južnoalpska narivna zgradba precej daleč v strukturno-facialne enote Zunanjih Dinaridov. Na zahodnem delu ozemlja so narivi obeh faz, zato ima to ozemlje alpsko-dinarsko narivno zgradbo.

Najbolj labilni del ozemlja je evgeosinklinalni prostor Južnih Alp, ki je nastal v geosinklinalnem ciklusu in je v obdobju tektonizacije doživel največje deformacije. Po triadnem in spodnjejurskem širjenju je bil ob snopu desnih transkurentnih prelomov premaknjen proti SE oziroma E, nato pa zaradi gubanja in narivanja močno stisnjen. Nasledstveni tip tektonike se je uveljavil v postgeosinklinalnem ciklusu — v neotektonskem obdobju. Neotektonska meja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi se ne ujema z mejo narivne zgradbe, še manj pa z mejo strukturno-facialnih enot. Meja je med tardigeosinklinalnim in postgeosinklinalnim ciklusom vedno bolj napredovala proti jugu, tako da leže narivi Južnih Alp nekaj deset km južneje od meje strukturno-facialnih enot, značilni neotektonski prelomni sistemi pa še nekaj kilometrov južneje od meje narivne zgradbe.

Geologic structure of Central Slovenia

Summary

The region of Slovenia consists of the following tectonic units: Austroalpin, Southern Alps, Outer Dinarides, Periadriatic Lineament, Pannonian basin, and Pliouaternary fault basins.

The Austroalpin is part of the transitional oceanic plate (fig. 10). Its basement composed of simatic mafite rocks is overlain by Paleozoic metamorphic leptogeosynclinal rocks, passing into partly cratonized Upper Paleozoic rocks. Pelagic and neritic Mesozoic sediments represent already alpidic cratonization, and the start of forming an epigeosyncline. The postgeosynclinal cycle of the Alpine

orogeny is characterized by subsequent magmatism, overthrusting, and large scale right lateral separation followed by small scale left lateral separation along transcurrent faults.

The Southern Alps as well as the Outer Dinarides are related to the epigeosynclinal part of the continental Adriatic plate. Their basement composed of the crystalline rocks is overlain by epigeosynclinal sediments of the Variscan and Alpine orogeny. The Southern Alps represent the epieugeosynclinal, the Outer Dinarides the epimiogeosynclinal part of the continental plate. The Southern Alps are an equivalent of the Inner Dinarides, but differ from them by their lithological and paleogeographic features. During the tardygeosynclinal cycle several parallel Flysch troughs were formed; during the postgeosynclinal cycle followed several phases of overthrusting and large scale right lateral separations along transcurrent faults.

Today, the Periadriatic Lineament is a completely consumed oceanic plate; its development is characterized by strong magmatic intrusions and tectonic deformations. During the tardygeosynclinal cycle of the Alpine orogeny, it was the central zone of transcurrent faults, at the end of the cycle, however, the root zone of overthrusts. In the north of the Lineament thrusting was directed northwards, in the south of the Lineament southwards.

The Pannonian basin originated in the tardygeosynclinal cycle of the Alpine orogeny. Its basement are the tectonical units of Austroalpin, Southern Alps, Outer Dinarides and Periadriatic Lineament. It represents the marginal periadriatic basin with inner molasse. During the postgeosynclinal cycle it underwent strong tectonic processes: faulting, folding and overthrusting.

The Plioquaternary fault basins originated in the last phasis of tectonic deformation of the Alpine orogen due to gradual subsiding along faults.

The Central part of Slovenia belongs partly to the Southern Alps and partly to the Outer Dinarides. By means of the facies analysis the author divides it to structure-facies units (figs. 1 and 2). The Southern Alps are here divided into the Savinja, Upper Carniola, and Slovene zones; the Outer Dinarides into the Idrija and Friuli zones. The individual zones are subdivided into subzones. The Ljubljana zone serves to indicate the boundary between the Southern Alps and the Outer Dinarides. During the Triassic and Jurassic ages there a stable carbonate platform was bordered by a more mobile epieugeosyncline in the north and an epimiogeosyncline in the south. The stability of the boundary zone was reflected still in Middle and Upper Cretaceous, when the Flysch troughs originated.

Through the palinspastic distribution of the zones and subzones the activity of the Podvolovljek left lateral transform fault is indicated (fig. 1), that is partly identical with the Ljubljana—Vienna fault. Today it is seen at the surface only at Podvolovljek, but elsewhere it is covered by younger overthrusts and displaced along right-lateral transcurrent faults related to the Periadriatic Lineament (fig. 2). In its origin and activity it is similar to the Zagreb fault. In the west of the Podvolovljek fault the Slovene zone is most distinctive, being substituted by the Upper Carniola zone east of the fault. In the Slovene zone the epieugeosynclinal sedimentation took place from the Upper Anisian stage till end of the Langobardian substage, when it passed in Upper Triassic epimiogeosynclinal sedimentation, and for a short time over the Lower Jurassic epieugeosyncline into the Jurassic and Lower Cretaceous epimiogeosyncline,

finally to the Upper Cretaceous Flysch epimiogeosyncline. An alternation of epieugeosynclinal, epimiogeosynclinal and neritic carbonate sedimentation is characteristic of the Upper Carniola zone. In the epieugeosyncline intermediate carbonate platforms occurred. In Lower Cretaceous the first Flysch epimigeosynclines developed. Two parallel Flysch troughs extended in the west of the fault, and three in the east of the fault where they joined together into a whole Flysch epimigeosyncline in Upper Cretaceous (figs. 3, 4, 5, 6 and 7).

In Central Slovenia three epigeosynclinal belts are recognized. In the Alpine region the Slovenia epigeosynclinal belt spreads in the west of the Podvolovljek fault and the Carinthia epigeosynclinal belt in the east of the fault. The Outer Dinarides appear to be less influenced by the activity of the Podvolovljek fault; they have the nature of an indivisible epigeosynclinal belt.

The distribution of the structure-facies units indicates clearly a diverging of the epigeosynclinal area of the Southern Alps from the Outer Dinarides. This divergence can be seen most clearly in the Ladinian and Carnic stage, in Lower Jurassic and Cretaceous. The reason for the branching off appears to be left-lateral separation of the transform Podvolovljek fault, and the related spreading of the epigeosynclinal space in the east of the fault. Due to this extension new subzones generated in the Upper Carniola and Idrija zones. They reach up to the Podvolovljek fault, or thin out immediately in its vicinity from east westwards.

In the Ladinian stage and in Lower Jurassic the epigeosynclinal space of the Southern Alps shows the strongest phase of its extension, probably connected with the extension of the Pennine oceanic plate. The extension is remarkable on both sides of the Podvolovljek fault. In the Slovene zone as well as in the axial part of the Selca subzone, that belongs to the Upper Carniola zone, regional low-grade metamorphic rocks and hydrothermally altered rocks of the keratophyre-spillite association occur. The narrow belt of the rocks indicates the first stage of the rift valley of a marginal sea. In the south, as well as in the north of the rift valley ridges of pelagic limestone were layered. The creation of the marginal sea is somewhat indicated also by the Lower Jurassic volcanism.

The structure-facies analysis enabled to determine the faults preceding the thrust faulting from the Laramide orogeny. The Southern Alpine region is characterized by the right-lateral transcurrent faults, in the Outer Dinarides, however, both the right- and left-lateral faults occurred. The author considers the Sava, Savinja and Kamnik faults to have preceded the thrust faulting. The Idrija, Ratitovec, Bled, Sovodenj and Skofja Loka faults, however, appear to have moved to the left as well as to the right. All of them have renewed in the neotectonic period. Just due to the activity of the transcurrent faults the Southern Alps have been displaced into the Carpathian Mountains.

In the development of Central Slovenia two youngest phases of overthrusting can be distinguished in the tardygeosynclinal cycle. In the Outer Dinarides the youngest overthrusting occurred during the Illyrian—Pyrenean orogeny between the Middle Eocene and Middle Oligocene, and in the Southern Alps in the Rhodanian orogeny at the end of the Miocene epoch. The Cerknica, Blegoš and Kamnik schuppen structures originated between Oligocene epoch and end of Tortonian stage. The overthrust tectonic units do not exactly coincide with the structure-facies units of the alpidic geosynclinal cycle. The structure-facies

units of the Southern Alps are for some tens of kilometers thrust over the structural units of the Outer Dinarides; therefore the overthrust structure of the Southern Alps extends rather far into the structure-facies units of the Outer Dinarides. In the western part of Central Slovenia there are overthrusts related to both phases; therefore the structure is of Alpine-Dinaric nature.

The Southern Alps are the least stable part of Slovenia. After Triassic and Lower Jurassic extension they have been displaced towards SE and E along the system of the right-lateral transcurrent faults. Later they have been compressed due to folding. In neotectonic time inherited structures were superimposed. The neotectonic boundary between the Southern Alps and the Outer Dinarides does not follow the boundary of the overthrust structure, and even less the boundary of the structure-facies units. During the tardygeosynclinal and postgeosynclinal cycle the boundary was moved southwards, so, that the structure-facies units are overlapped by the overthrusts of the Southern Alps for some tens of kilometers.

Literatura

Aleksić V., Kalenić M., Pantić N., Hadži E. 1974, Istorijsko-geološka evolucija kontinentalne, prelazne okeanske i okeanske litosfere u Srbiji i susjednim oblastima. Metalogenija i koncepcije geotekton. razvoja Jugoslavije. Rudar.-geol. fakultet Beograd.

Auboin J. 1963, Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Venetie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). Bull. de la Soc. géol. de France 7, t. V.

Auboin J. 1965, Geosynclines, iz zbirke: Developments in Geotectonic 1, Amsterdam, London, New York.

Babić L. 1974, Razdoblje otriv-cenoman u Žumberaku: stratigrafija, postanak sedimentata i razvoj prostora. Geol. vjesnik 27, Zagreb.

Babić L., Zupanić J. 1978, Kosmatovi »Železnikarski vapnenci i dolomiti« i »Zaliloški krovni škrljanci« u predgorju Julijskih Alpa: podaci o stratigrafiji, facijesu i paleogeografskom značenju. Geol. vjesnik 30/1, Zagreb.

Boccaletti M., Guazzone G. 1972, 1977, Gli archi appenninici, il Mar Ligure, ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G. 1974, 1977, Plate tectonics in the Mediterranean region. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino. Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G. 1974, 1977, Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Boccaletti M., Guazzone G., Manetti P. 1974, 1977, Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali. Pubbl. del Centro di Studi per la Geol. dell' Appennino, Fasc. 4, Pisa.

Breznik M. 1961, Akumulacija na Cerkniskem in Planinskem polju. Geologija 7, Ljubljana.

Budković T. 1978, Stratigrafija Bohinjske doline. Geologija 21, Ljubljana.

Buser S. 1965, Geološka zgradba južnega dela Ljubljanskega Barja in njegovega obrobja. Geologija 8, Ljubljana.

Buser S. 1973, Tolmač lista Gorica, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.

Buser S. 1974, Tolmač lista Ribnica, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.

Buser S. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000 list Tolmin. Geologija 18, Ljubljana.

- Buser S. 1976, Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974, 3. knjiga Geotektonika, geofizika, Ljubljana.
- Buser S. 1979 a, Jurassic beds in Slovenia. 16th Europ. micropaleont. Coll., Ljubljana.
- Buser S. 1979 b, Tolmač lista Celje, osnovna geološka karta 1:100 000, Beograd.
- Buser S., Pavšič J. 1979, Spodnjekredne plasti v Bohinju. RMZ 26, št. 4, Ljubljana.
- Carey S. W. 1958, Continental Drift. Geol. Department, Univ. of Tasmania (Hobart) 1959.
- Chanell J. E. T., Horvath F. 1976, The African Adriatic Promontory as a Paleogeographical Premise for Alpine Orogeny and Plate Movements in the Carpatho-Balkan Region. Tectonophysics, 35, Amsterdam.
- Cigale M. 1978, Karnijske plasti v okolici Idrije. Geologija 21, 1. del, Ljubljana.
- Cousin M. 1970, Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. V knjigi Géologie des Dinarides, Bull. de la Société géol. de France, 7 série, t. XII, fasc. 6, Paris.
- Čar J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana.
- Čar J., Čadež F. 1977, Klastični vložki v srednjetriadnem dolomitu na Idrijskem. Geologija 20, Ljubljana.
- Čirić B. 1974, Širenje zemlje — glavni vzročnik savremene tektogeneze. Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd.
- Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. 1972, La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., 11.
- Dal Piaz G. V., Ernst W. G. 1978, Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps. Tectonophysics 51, Amsterdam.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan E. B. F., Bonnin J. 1973, Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. Geol. Soc. America Bull., 84.
- Descourt J. 1970, L'expansion océanique actuelle et fossile: Ses implications géotectonique. Soc. géol. France Bull., 12.
- Desio A. 1973, Geologia dell'Italia. Comitato geol. d'Italia, Unione Tipografico, Torino.
- Dimitrijević M. D. 1974, Dinaridi: jedan model na osnovama »nove globalne tektonike«. Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije, Rud.-geol. fakult. Beograd.
- Drobne K. 1979, Paleogene and eocene beds in Slovenia and Istria. 16th European micropaleontological colloquium, Ljubljana.
- Drovenik M., Čar J., Strmole D. 1975, Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču. Geologija 18, Ljubljana.
- Frisch W. 1977, Die Alpen im westmediterranen Orogen, eine plattentektonische Rekonstruktion. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, Wien.
- Frisch W. 1979, Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60, No. 3/4. Amsterdam.
- Germovšek C. 1955, Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega Barja. Geologija 3, Ljubljana.
- Germovšek C. 1961, O mlajšepaleozojskih in sosednjih mezozojskih skladih južno od Kočevja. Geologija 7, Ljubljana.
- Grad K., Ferjančič L. 1976, Tolmač za list Kranj, osnovna geol. karta 1:100 000. Beograd.
- Hinterlechner-Ravnik A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija 14, Ljubljana.

- Hinterlechner-Ravnik A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. Geologija 16, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik A. 1978, Zeleni skrilarci Kranjske rebri. Geologija 21, Ljubljana.
- Kober L. 1913, Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. V., Berlin.
- Kossmat F. 1903, Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes-Rendus IX. Congrès géol. internat. de Wien.
- Kossmat F. 1909, Die tektonische Verhältnisse zwischen Alpen und Karst. Mitteil. II. Bd. Wien.
- Kossmat F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. Wien.
- Kossmat F. 1913, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges. Wien.
- Kuščer D. 1948, Stratigrafski sistem in stratigrafska nomenklatura. Geologija 4, Ljubljana.
- Limanovsky M. 1910, Welkie przemieszczenia mas skalnich w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Wydz. pry. akad. Umiej., Serye III, Tom 10, Krakow.
- Miljuš P. 1973, Osnovne crte geološko-tektonske gradnje Dinarida i osvrt na perspektivnost naftnih istraživanja u savsko-varždarskoj zoni. Nafta XXIV, Zagreb.
- Miljuš P. 1976, Osnovne crte geološke gradnje Dinarida i evolucije eugeosinklinale. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974. Ljubljana.
- Miljush P. 1978, Tectonic framework and evolution of the Dinarides. Tectonophysics, Vol. 44, No. 1—4, Elsevier, Amsterdam.
- Mioč P. 1975, Prilog poznavanju tektonskih odnosa granične zone istočnih Posavskih bora i dinarskog šelfa. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije znanstvenog savjeta za naftu SAZU, Zagreb.
- Mioč P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. Geologija 20, Ljubljana.
- Mlakar I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.
- Ogorelec B., Premru U. 1975, Sedimentne oblike triadnih karbonatnih kamenin v osrednjih Posavskih gubah. Geologija 18, Ljubljana.
- Ogorelec B., Šribar L., Buser S. 1976, O litologiji in biostratigrafiji volčanskega apnenca. Geologija 19, Ljubljana.
- Placer L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Placer L., Čar J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.
- Placer L., Čar J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija 20, Ljubljana.
- Pleničar M. 1959, Tektonski okni pri Knežaku. Geologija 5, Ljubljana.
- Pleničar M. 1970, Tolmač za list Postojna, osnovna geol. karta SFRJ, Beograd.
- Pleničar M. 1979, Cretaceous beds in Slovenia, 16th European micropaleont. Coll., Ljubljana.
- Pleničar M., Polšak A., Šikić D. 1973, Tolmač za list Trst, osnovna geološka karta 1:100 000. Beograd.
- Pleničar M., Premru U. 1975, Facielne karakteristike sjeverozapadnih Dinarida. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geol., geofiz. i geokem. znanstvenog savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Pleničar M., Premru U. 1977, Tolmač za list Novo mesto, osnovna geološka karta SFRJ, Beograd.
- Premru U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.

- Premru U. 1975 a, Posavske gube so zgrajene iz narivov. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Premru U. 1975 b, Starost ponikvanskih skladov. *Geologija* 18, Ljubljana.
- Premru U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije. *Geologija* 19, Ljubljana.
- Premru U., Ogorelec B., Šribar L. 1977, O geološki zgradbi južne Dolenjske. *Geologija* 20, Ljubljana.
- Rakovec I. 1955, Geološka zgradba ljubljanskih tal. V knjigi: Zgodovina Ljubljane, prva knjiga *Geologija in arheologija*. Ljubljana.
- Rakovec I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugoslovanski geol. kongres 1954, Ljubljana.
- Ramovš A. 1967, Erster Nachweis der Kreideschichten im Gebirge Savinjske Alpe, Nordwest-Jugoslawien. *Bull. Sci. Yugosl.*, A 12/9—10, Zagreb.
- Sandulescu M. 1978, The Carpathians and the Pannonian Basin. In *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- Sikošek B. 1958, Tektonski sklop jugoslovenskih Južnih Alpi. Zbornik radova, Geol. inst. »Jovan Žujović«, Beograd.
- Sikošek B. 1974, Geology and tectonic zoning of SFR Yugoslavia. Proceedings of the seminar on the seismotectonic map of the Balkan region, Dubrovnik 1973, UNESCO Skopje.
- Sikošek B., Maksimović B. 1971, Geotektonska rejonizacija Jadranskog pojasa. Nafta, Simpozij Zadar, 4—5, g. XXII, Zagreb.
- Sikošek B., Vukašinović M. 1975, Geotektonska evolucija Unutrašnjih Dinarida. II. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije znanstvenog savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Smith A. G. 1973, The so-called Tethyan ophiolites. In: D. H. Tarling and S. R. Runkorn ed.: *Implications of Continental Drift to the Earth Science*.
- Šleibinger C. 1953, Obvestilo o kartiranju lista Cerknica 1 in 2. *Geologija* 1, Ljubljana.
- Šikić D., Pleničar M. 1975, Tumač za list Ilirska Bistrica, osnovna geološka karta 1:100 000, Beograd.
- Teller F. 1901, Jahresbericht des Direktors. *Verh. R.-A.*, Wien.
- Teller F. 1907, Geologische Karte der österr.-ungar. Monarchie, SW Gruppe, Nr. 93, Cilli-Ratschach, Wien.
- Tollmann A. 1978, Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. geol. Ges.* 69 (1976), 6. Abb., Wien.
- Turnšek D. 1969, Prispevek k paleoekologiji jurskih hidrozojev v Sloveniji. *Razprave SAZU* 12/5, Ljubljana.
- Wein G. 1969, Tectonic review of the Neogene-covered areas in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest*.
- Winkler A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. *Mitt. Geol. Gesell.*, Wien.
- Zlebnik I. 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. *Geologija* 14, Ljubljana.

UDK 551.243.4(497.12)=863

Šmihelska tektonska krpa

The klippe of Šmihel

Jože Čar

Razvojno projektivni center Idrija, 65280 Idrija

Andrej Juren

študent geologije

Katedra za geologijo in paleontologijo, univerza Edvarda Kardelja,
61000 Ljubljana, Aškerčeva 12

Kratka vsebina

Šmihelska tektonska krpa leži na eocenskem flišu Pivške kotline med Nanosom in Postojno. V njej se dobro ločita dve narivni enoti; spodnja sestoji iz senonskega apnenca, zgornja pa iz liasnega dolomita. Po enaki stratigrafsko-litološki in tektonski sliki v okolici Predjame na južnem robu Hrušice avtor sklepa, da je šmihelska tektonska krpa erozijski ostanek nariva Hrušice, ki je nekoč prekrival dobršen del Pivške kotline.

Abstract

The klippe of Šmihel rests upon the Eocene flysch of the Pivka basin between Nanos Mount and Postojna. It is formed of two thrust-sheets; the lower one is composed of Senonian limestone, while the upper unit consists of dolomite similar to the Lower Jurassic dolomite from the northern margin of the Pivka basin. The general conclusion is, that the Šmihel klippe is a detached part of the Hrušica nappe which has escaped erosion. The resulting structure corresponds to the geological relations along the southern margin of Hrušica.

Uvod

Na flišu Pivške kotline se nad vasjo Šmihel severozahodno od Postojne dvigajo apnenodolomitne vzpetine (cca 900×500 m) z najvišjim vrhom Kaculjem (648 m). Nanje je prvi opozoril F. K o s s m a t (1905) in štel dolomit v okolici Šmihela v zgornjo kredno. Na osnovni geološki karti 1:100 000 list Postojna (S. Buser, K. Grad, & M. Pleničar, 1963) ter v Tolmaču za list Postojna (M. Pleničar, 1963) je šmihelska tektonska krpa označena kot otoček spodnjekrednega cenomanskega apnenca (K_1 , 2) na eocenskem flišu; njeno zvezo z Nanosom je prekinila erozija. R. G o s p o d a r i č (1970) je razlikoval

v tektonski krpi pri Šmihelu triadni dolomit ter jurski in kredni apnenec. Kredne kamenine Postojnskega krasa so po njegovem mišljenju prvotno prekrivale eocenski fliš Pivške kotline vsaj v kilometer širokem pasu južno od današnjega predjamskega nariva.

Namen najinega članka je, na podlagi zadnjih raziskav določiti starost kamenin, ki sestavljajo šmihelsko tektonsko krpo ter ponazoriti medsebojno lego plasti. Natančnejše poznavanje geološke zgradbe šmihelske tektonske krpe bo pomagalo pri razlagi podobnih geoloških razmer na južnem obrobju Hrušice.

Avtorja se zahvaljujeta dr. R. Gospodariču za nasvete, dr. J. Pavšiču in dr. R. Pavlovcu pa za mikropaleontološki pregled zbruskov.

Sestava in zgradba šmihelske tektonske krpe

Eocenski fliš Pivške kotline sestoji iz laporja, peščenjaka in konglomerata. Na njem leži svetlo sivi in rumenkasto beli apnenec spodnje strukturne enote šmihelske tektonske krpe. Plošča apnenca je tanka; po oceni je poprečno debela le okrog pet metrov, največ pa 20 m. Na več mestih je apnenec ob narivni ploskvi povsem iztisnjen; tam leži na flišu neposredno dolomit zgornje strukturne enote šmihelske tektonske krpe (sl. 1).

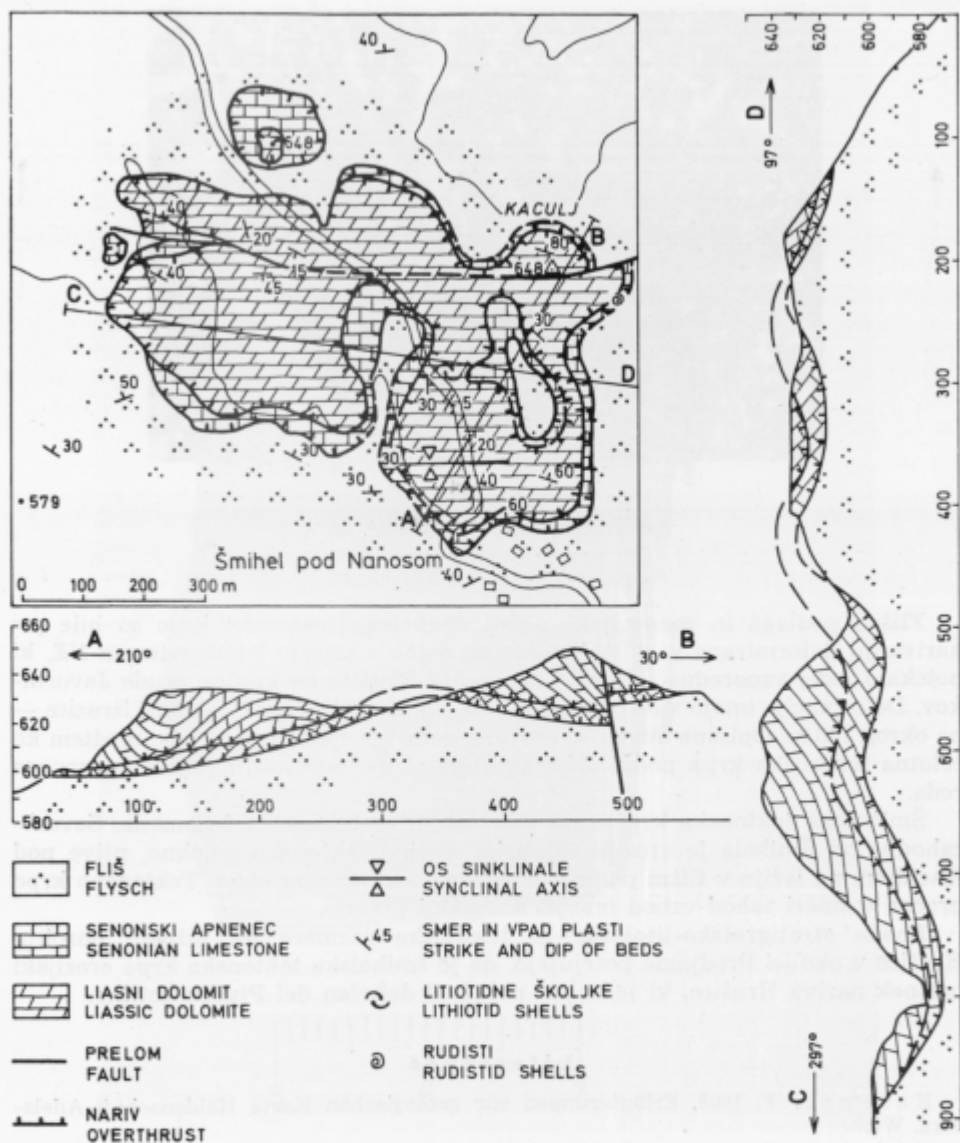
Apnenec je povečini masiven. Le na dveh krajih je slabo izražena plastovitost z vpadom 30 do 35° proti NNE. Kamenina sestoji iz več različkov mikritnega apnenca in kaže znake sedimentacije v mirnem okolju z občasnimi obdobji nekoliko večje energije. Apnenec je tektonsko močno zdrobljen in prehaja v brečo. Prepreden je s številnimi žilicami psevdosparita.

Z makrofosili je apnenec siromašen. Izluženi preseki kažejo na ostanke rudistnih školjk, verjetno radiolitov. Vsebuje pa kamenina veliko organskega detritusa, predvsem alg in foraminifer. Najpogostnejši so vzdolžni in prečni preseki alge *Aeolisaccus kotori* Radoičić (sl. 2), ki je bila doslej najdena v zgornjekrednih plasteh, največkrat v senonskih. Zelo pogostni so tudi preseki alge *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), ki pa ni povsem zanesljivo določena. Med številnimi slabo ohranjenimi foraminiferami omenjava globotrunkane in vrsto *Nezzazata simplex* Omara, ki je prav tako živela v zgornji kredi. Fosilna združba kaže na zgornjo kredo, najverjetneje na senonsko stopnjo.

V preiskanih vzorcih apnenca nisva našla tekstur, ki bi kazale na njegovo normalno ali inverzno lego. Ker je apnenec spodnje enote šmihelske tektonske krpe očitno podaljšek enako starega normalno ležečega apnenca na obrobju Hrušice, sklepava, da leži tudi v okolici Šmihela normalno.

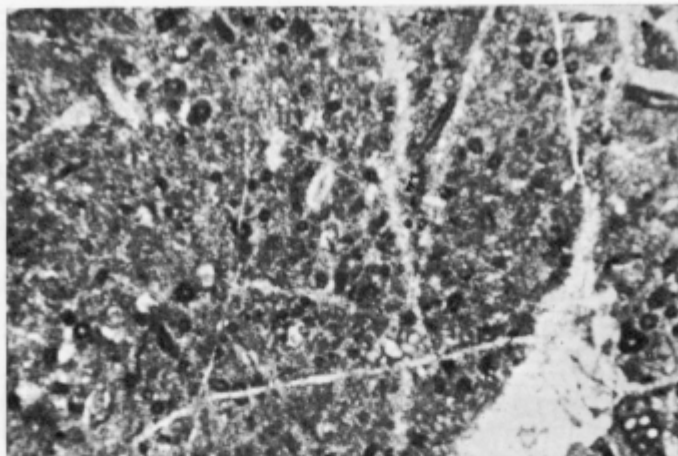
Na zgornjekredni apnenec je pri Šmihelu narinjen temno sivi tanko plastoviti (2 cm do več dm), pogosto laminirani zrnati dolomit. Tu in tam prehaja v dolarenit z odlično razvito postopno zrnastostjo, ki zanesljivo pomeni normalno lego plasti (sl. 3). Dolomitnopeščena kamenina je razpokana in nagubana. Nekaj metrov velike pokončne in poševne gube s smerjo vzhod—zahod so očitno posledica narivanja. Vpad plasti je zaradi zapletenih tektonskih razmer različen.

Starost dolomitnopeščene kamenine s fosili ni dokazana. Ob cesti nad Šmihelom vsebuje prekrystaljene oblike, za katere meniva, da so ostanki litotidnih školjk. Tudi sicer kamenina spominja na spodnjekredni dolomit v širši okolici severnega obrobja Pivške kotline.



Sl. 1. Geološka zgradba šmihelske tektonske krpe

Fig 1. Structural map and sections of the klippe of Šmihel



Sl. 2 — Fig. 2
Aeolisaccus kotori Radolčić, 55 ×

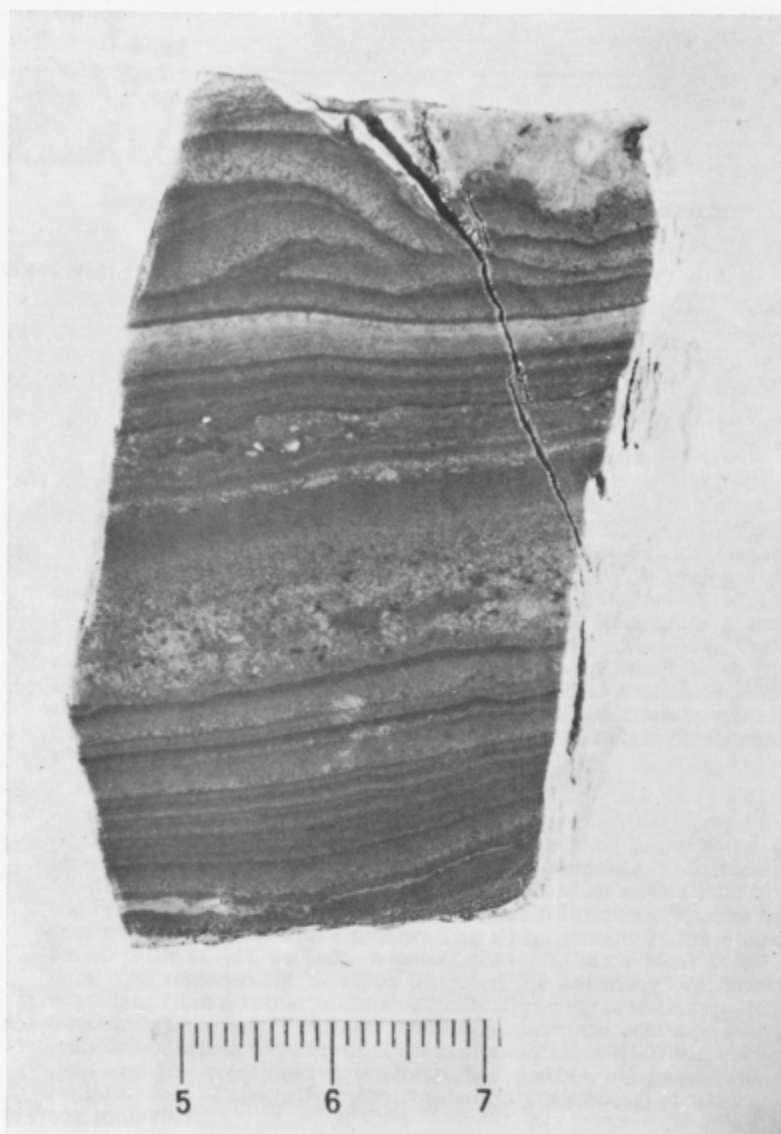
Flišna podlaga in mezozojske plasti šmihelske tektonske krpe so bile pri narivanju deformirane v obliki hrbtov in dolov s smerjo NNE, oziroma NE, ki potekajo torej vzporedno s smerjo narivanja Hrušice na kredne grude Javornikov. Deformacije imajo valovno dolžino okrog 200 m, vmesne — manj izrazite — pa okrog 100 m. Opisane oblike so narivne deformacije drugega reda, medtem ko celotna tektonska krpa predstavlja sinklinalni del narivne deformacije prvega reda.

Šmihelska tektonska krpa kaže dva zanimiva tektonska fenomena. Severozahodno od Šmihela je erozija ustvarila dvojno tektonsko polokno, njive pod Kaculjem pa ležijo v flišni podlagi dvojnega tektonskega okna. Tektonsko krpo prečka v smeri zahod-vzhod manjši normalni prelom.

Enake stratigrafsko-litološke in tektonske razmere na južnem obrobju Hrušice v okolici Predjame potrjujejo, da je šmihelska tektonska krpa erozijski ostanek nariva Hrušice, ki je nekoč pokrival dobršen del Pivške kotline.

Literatura

- Kossmat, F. 1905, Erläuterungen zur geologischen Karte Haidenschaft-Adelsberg, Wien.
- Buser, S., Grad, K., Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta 1:100 000, list Postojna, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Pleničar, M. 1970, Tolmač za list Postojna, OGK list Postojna, Beograd.
- Gospodarič, R. 1976, Razvoj jam med Pivško kotlino in Planinskim poljem v kvartarju. Acta carsologica, 7, Ljubljana.



Sl. 3. Postopna zrnavost srednjeliasnih peščenih plasti

Fig. 3. Graded bedding of Middle Liassic layers

UDK 553.497.2(497.12)=863

Antimonovo rudišče Lepa njiva

Antimony ore deposit at Lepa Njiva

Milan Bidovec

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Rudonosno kamenino Lepe njive so različno imenovali. Označevali so jo kot dolomit, roženec in celo felsitni porfir. To je verjetno posledica visoke stopnje okremenelosti prvotnih kamenin: apnenca, kremenovega peščenjaka s karbonatnim vezivom in meljevca. Kremenica v spremenjenih kameninah znaša 86 do 97 %, medtem ko odpade na $\text{CaO} + \text{MgO}$ samo 0,3 %. Kremenica je nadomestila primarne minerale še preden so bile kamenine orudene; to izhaja iz dejstva, da so kamenine enakomerno okremelene brez obogatitve s kremenico ob rudnih žilah in gnezdih. Značilna slika so karbonatni vključki v kremenu, nastalem ob nadomeščanju, ter brečasta struktura rudonosnih kamenin.

Abstract

In the past the antimony ore bearing rock of Lepa Njiva was differently designated and was supposed to be dolomite, hornstone, or even felsite porphyry. Nevertheless, this results from a strong silicification of the original rocks. These appear to have been limestone, quartz sandstone cemented by calcite, and siltstone. The silica content of the altered rocks amounts to 86—97 percent, whereas that of $\text{CaO} + \text{MgO}$ is 0.3 percent only. The replacement by silica preceded the antimony ore deposition, as is evident from a rather uniform silicification degree without silica enrichment along the ore veins and nests. Characteristic features are irregular carbonate inclusions within quartz, that originated from the silicification, and the brecciated structure of the ore bearing rocks. Thereby, the replacements of the primary minerals and postmineral structural changes are indicated.

Zgodovina rudnika Lepa njiva

F. Rolle (1857, 439—440) si je leta 1856 ogledal okolico Mozirja in nato med drugim poročal tudi o nahajališču antimonita v guttensteinskem apnencu v dolini Ljubije (sl. 1). Severozahodno od kmetije Gregorc sta bila takrat odprta dva rova na strmi rebri na zahodnem pobočju doline Ljubije. Antimonit je našel po razpokah v trdem rožencu. Po trdoti roženca je sklepal, da je pridobivanje rude težko. V poročilu je omenil, da je obratovanje že nekaj let ponovno prekinjeno. Po tej njegovi pripombi se dá sklepati, da so imeli rudarji

že takrat — pred več kot sto leti — težave z rudarjenjem v Lepi njivi. Težave pa verjetno niso izvirale toliko iz trdote roženca kolikor iz skope rude.

To je verjetno prvo poročilo o antimonitu v Lepi njivi, ali vsaj prvo objavljeno. Večina poznejših avtorjev ga je uporabila za podlago pri oblikovanju mišljenja o rudišču, bodisi da so Lepo njivo obiskali, ali pa so se z njo ukvarjali le doma za primerjavo z drugimi rudišči.

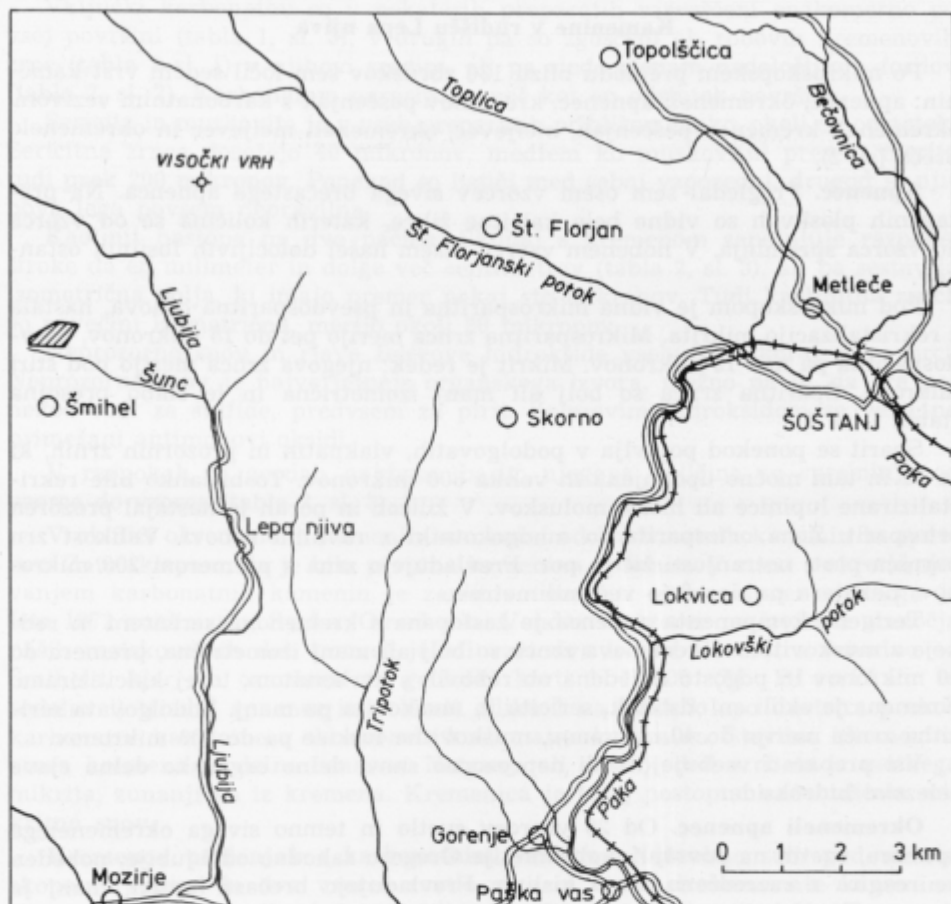
Bolj vzpodbudno je mišljenje, zapisano po službeni dolžnosti v rudarskem uradu v Celju ob podelitvi rudniškega prostora dne 21. oktobra 1874. Po protokolu obsega antimonov rudnik Lepa njiva štiri jamska polja, vsako polje pa štiri jamske mere (j. mera = 45 116 m²), skupno nekaj več kot 72 ha. Antimonov sulfid je izredno čist, vsebuje 69 % antimonove kovine in nič arzena. Rudniški prostor se razteza med štirimi golicami, ki predstavljajo sistem križajočih se žil, kar se vidi v več ko desetih rovih, odprtih med golicami. Po mišljenju sestavljalca protokola je ves prostor med štirimi golicami rudonosan, rudišče pa se nadaljuje prek meje podeljenega prostora.

V nadaljevanju so dokaj na drobno opisane razmere v jamskih poljih. Na koncu pa sestavljalec trdi, da je samo pomanjkanje gotovine oviralo nadaljnje odpiranje obetajočega terena, ki bi ob zadostnem kapitalu prinašal dobiček.

Bolj stvarno je uradno poročilo višjega rudarskega komisarja v Celju Seefeldnerja, ki je pregledal rudnik v dneh 27. in 28. julija 1915. Lastnik mu je pokazal tri metre dolg rov v porfirju severno od cerkve sv. Mihaela. Rude v njem ni našel. Na pobočju južno od kote 693 m mu je pokazal kraj, kjer naj bi bila dva rova, katerih vhoda pa sta bila zasuta z odkrivko površinskih sledilnih del, ko je pred nekaj leti inženir Glaesener iz Izlak pri Zagorju poskušal odpreti rudnik s površinskim odkopavanjem. Seefeldner je ocenil, da je bilo pri tem odstreljene tudi nekaj rude, vendar površinsko raziskovanje ni bilo smotno, ker bi vpadu žil bolj ustrezalo jamsko raziskovanje. Zahodno od površinskih sledilnih del je Seefeldner videl še kakšen rov in razkop z rudnimi sledovi, vendar se mu vse skupaj ni zdelo nič kaj obetajoče, ker lastnik ni imel niti denarja za drago raziskovanje niti delavcev in je bil pripravljen rudnik prepustiti bolj petičnemu lastniku.

O obratovanju rudnika Lepa njiva v letih 1900—1915 je prinašal podatke letopis ministrstva za poljedelstvo. Leta 1899 je obratoval nekaj tednov. Trije rudarji so nakopali 100 centov (cent = 56 kg) antimonove rude po povprečni ceni 10 kron za cent. Rudo so predelovali v retortah na kraju samem. Leta 1904 so bili zaposleni trije rudarji, pridobili so 140 centov po povprečni ceni šest kron za cent (Statistisches Jahrbuch d. k. k. Ackerbau-Ministeriums, 2 Heft, str. 88, 1904).

Vsa nadaljnja leta so bila rudarska dela omejena na vzdrževanje in občasno raziskovanje, ko so nakopali po kakšno tono rude. Pregledna in statistična poročila pa Lepe njive sploh ne omenjajo, ali jo pa štejejo med neobratujoče rudnike. »Rudarski i topionički vesnik« št. 5 je maja 1939 poročal v rubriki »Rudarska kronika« o proizvodnji antimona v Jugoslaviji, ki se je takrat povečevala. Poleg topilnice v Lisi pri Ivanjici sta leta 1938 začeli obratovati še dve topilnici, in sicer v Krupnju ter v Zajači pri Loznici. Lepa njiva v tej kroniki ni omenjena. V oktobru 1939 pa je isti časopis v št. 10 objavil povzetek sestavka, ki ga je inž. Lojze Zupantič napisal za »Spominski zbornik Slovenije«. V poglavju o pridobivanju rud je poleg edinega obratujočega rudnika v Mežici naštel več neobra-



Sl. 1. Položajna skica Lepe njive

Fig. 1. Location sketch map of Lepa njiva

tujočih rudnikov, med drugim tudi dva neobratujoča antimonova rudnika (Trojane in Lepa njiva).

Leta 1955 je Geološki zavod obnovil tri stare rove v okolici kmetije Gregorc. Pozneje je bil raziskovalni koncept spremenjen in so od rudarskih del prešli na vrtanje; šlo je za to, da se ugotovi globina orudenih plasti. Da bi bile lokacije vrtin pravilno izbrane, so najprej vzorčevali površinske plasti v okolici obnovljenih rudarskih del in orudenih golic. Leta 1976 je bilo izvrtanih 10 vrtin severno od kmetije Gregorc in tri vrtine v zahodnem delu raziskovalnega območja južno od kmetije Podstejšak. Leta 1978 je bil raziskovalni program dopolnjen še z dvema vrtinama pri kmetiji Gregorc. Globina vrtin je bila sorazmerno majhna, saj je znašala le 11,5 do 46 metrov, kar pomeni, da orudene plasti ne segajo globoko. Merilo za globino vrtin je bilo, da se vrta skozi okremenele kamenine do nespremenjenega apnenca.

Kamenine v rudišču Lepa njiva

Po mikroskopskem pregledu blizu 130 zbruskov sem ločil sedem vrst kamenin: apnenec, okremeneli apnenec, kremenov peščenjak s karbonatnim vezivom, okremeneli kremenov peščenjak, meljevec, okremeneli meljevec in okremenelo brečo (sl. 2).

Apnenec. Pregledal sem osem vzorcev sivega brečastega apnenca. Na prežaganih ploskvah so vidne bele kalcitne žilice, katerih količina se od vzorca do vzorca spreminja. V nobenem vzorcu nisem našel določljivih fosilnih ostankov.

Pod mikroskopom je vidna mikrosparitna in psevdosparitna osnova, nastala z rekristalizacijo mikrita. Mikrosparitna zrnca merijo pet do 15 mikronov, psevdosparitna pa nad 15 mikronov. Mikrit je redek; njegova zrnca merijo pod štiri mikrone. Sparitna zrnca so bolj ali manj izometrična in le slabo presojna (tabla 1, sl. 1).

Sparit se ponekod pojavlja v podolgovatih, vlaknatih in prozornih zrnih, ki so tu in tam močno upognjena in velika 800 mikronov. To bi lahko bile rekristalizirane lupinice ali hišice moluskov. V žilicah in porah je nastajal prozoren ortosparit. Zrna ortosparita so mnogokotniki z ravnimi robovi. Velikost zrn narašča proti notranjosti žil in por. Prevladujejo zrna s premerom 200 mikronov, nekatera pa dosežejo več milimetrov.

Terigena komponenta apnenca je zastopana s kremenom, sericitom in redkeje z muskovitom. Kremenova zrnca so bolj ali manj izometrična, premera do 40 mikronov in pogosto najedena ob robovih s karbonatom, torej kalcitizirana. Kremen je okoli en odstotek, sericita in muskovita pa manj. Podolgovata sericitna zrnca merijo do 40 mikronov, muskovitne luske pa do 200 mikronov.

Vsi preparati vsebujejo tudi neprozorno snov, delno organsko delno rjave železove hidrokside.

Okremeneli apnenec. Od 29 vzorcev svetlo in temno sivega okremenelega apnenca, vzetih na površju okoli kmetije Gregorc zahodno od Ljubije, nobeden ne reagira z razredčeno solno kislino. Prevladujejo brečasti vzorci, manj je homogenih. Nekateri vsebujejo žilice in manjše pore, zapolnjene s kristalčki kremenca, ki merijo po več milimetrov, in z zrnici kaolinita, tu in tam pa s ploščastimi kristalčki barita. Pogostne so temno rjave in rjave proge, ki verjetno sestojijo iz železovih hidroksidov; morda pa gre za obarvane antimonove okside.

Pod mikroskopom ločimo kremen, sericit, muskovit, karbonate, kaolinit, neprozorno snov, železove hidrokside ali antimonove okside in barit. V vzorcih močno prevladujejo pravilna kremenova zrnca (tabla 1, sl. 2) s preseki vzporednimi z (0001) ali pravokotno na to os, v drugih vzorcih pa so kremenova zrnca nepravilna. Nekaj vzorcev močno vsrkava vodo; v njih so kremenova zrnca podolgovata in pravokotna druga na drugo, vmes so številne pore, ki merijo nekaj deset mikronov. Dolžina kremenovih zrn znaša 50 do 150 mikronov, širina pa 40 do 80 mikronov. V nekaterih zbruskih prevladujejo manjša zrnca, v drugih večja, toda večina zbruskov vsebuje poleg manjših tudi večja zrnca. Ponekod se zdi, da so večja in manjša kremenova zrnca zbrana v ločenih pasovih. Kremenova zrnca so navadno nekoliko motna, delno valovito potemnjujejo pri navzkrižnih nikolih in vsebujejo drobne vključke karbonatov, ki merijo poprečno pod 10 mikronov.

Vključki karbonatov so v nekaterih preparatih razvrščeni enakomerno po vsej površini (tabla 1, sl. 3), v drugih pa so zgoščeni ob robovih kremenovih zrn (tabla 2 sl. 1) v njihovi sredini, ali pa slede stenam nedoločljivih fosilov (tabla 2, sl. 2). Karbonatom ne pripada več kot en odstotek površine.

Sericita in muskovita je v vseh preparatih približno enako, okoli en odstotek. Sericitna zrnca dosežejo 40 mikronov, medtem ko muskovitni preseki merijo tudi prek 200 mikronov. Ponekod so lističi med seboj vzporedni, drugod je njihova lega povsem nepravilna.

Kaolinit nastopa na dva načina. Skupaj s kremenom zapolnjuje razpoke, široke do en milimeter in dolge več centimetrov (tabla 2, sl. 3), ali pa sestavlja izometrična polja, ki imajo premer nekaj sto mikronov. Tudi kaolinitna zrnca so povečini izometrična, merijo okoli 20 mikronov.

Neprozorno snov in rjave železove hidrokside vsebujejo skoraj vsi vzorci. Neprozorna snov je najverjetneje organskega izvora, možno pa je, da gre ponekod tudi za sulfide, predvsem za pirit. Železovim hidroksidom so verjetno primešani antimonovi oksidi.

V razpokah in geodah najdemo barit; njegova količina se spreminja od vzorca do vzorca (tabla 2, sl. 3).

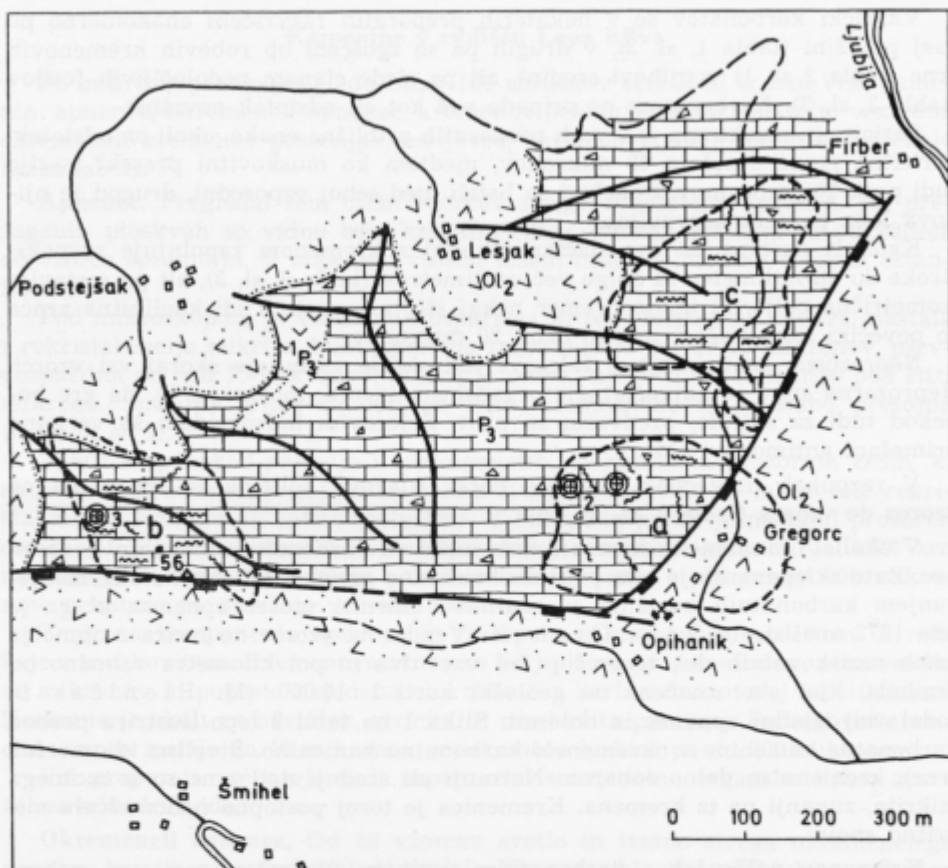
V okolici okremenelih kamenin sem našel od karbonatnih kamenin le apnenec. Zato sklepam, da je bila prvotna kamenina apnenec. V zvezi z okremenjevanjem karbonatnih kamenin je zanimivo omeniti vzorec apnenca, ki ga je leta 1972 analizirala Saša Orehek. Vendar ta vzorec ne izvira z območja naših raziskovalnih del, temveč je bil vzet dva in pol kilometra vzhodno od Šmihela, kjer sta označena na geološki karti 1:10 000 (M. Pleničar in sodelavci) triadni apnenec in dolomit. Slika 1 na tabli 3 lepo ilustrira prehod karbonatne kamenine v okremenelo karbonatno kamenino. Številna idiomorfna zrnca kremenja so delno conarna. Notranji ali srednji deli zrn so iz motnega mikrita, zunanji pa iz kremenja. Kremenica je torej postopno nadomeščala mikritno snov.

Kremenov peščenjak s karbonatnim vezivom. Nadrobno sem pod mikroskopom raziskal le dva vzorca svetlo sive in rjave drobnozrnate kamenine. Vzorca vsebujeta redke kalcitne žilice, široke do enega milimetra. Z razredčeno solno kislino reagirajo posamezna polja (kalcitne žilice) bolj kot ostali deli kamenine. Pod mikroskopom ločimo kremen (70 do 75 %), muskovit in sericit (pod 10 %) ter plagioklaze (pod 1 %). Ostalo so karbonati, železovi hidroksidi in neprozorna snov.

Kremenova zrnca merijo poprečno 60 mikronov, redkejša podolgovata kremenova zrnca dosežejo 120 mikronov (tabla 3, sl. 2). Ena in druga so brez razpok in valovito potemnjujejo. Skoraj vsa imajo najedene robove; v nekaterih zrnih je napredovala kalcitizacija globoko v notranjost.

Plagioklazova zrnca merijo do 70 mikronov in pripadajo kislim različkom (majhen kot potemnitve). Luske muskovita in drobnozrnatega sericita so povečini vzporedne med seboj. Podolgovati preseki muskovita merijo do 400 mikronov, sericita pa le nekaj deset mikronov.

Med detritičnim materialom se nahaja mikrit, njegova zrnca se med seboj ne ločijo, polja pa so le slabo presojna. Žilice in pore so zapolnjene z otrosparitom. Velikost sparitnih zrn preseže ponekod 800 mikronov, večina zrn pa



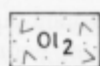
Sl. 2. Geološka skica Lepe njive

Fig. 2. Geological sketch map of Lepa njava

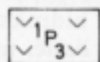
meri le okoli 200 mikronov. Neprozorne snovi in železovih hidroksidov je v nekaterih poljih več kot v drugih.

Okremeneli kremenov peščenjak. Pregledal sem 15 vzorcev svetlo rjavega in svetlo sivega peščenjaka. Vsi vzorci so drobnozrnati (tabla 3, sl. 3). Nekateri so homogeni, drugi brečasti, ali pa imajo razpoke in pore zapolnjene s kremenom kaolinitom in baritom. Tudi v peščenjaku, kakor v okremenem apnencu, so pogostne rjave proge, nastale iz železovih hidroksidov, ali pa z oksidacijo antimonita in migracijo nastalih oksidov, ki so se obarvali z železovimi hidroksidi. Kamenina ne reagira z razredčeno solno kislino.

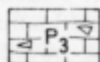
Mineralni in kemični sestavi okremenega kremenovega peščenjaka in okremenega apnenca sta si zelo podobni. Zato je obe kamenini težko ložiti. Menim pa, da je za okremeneli kremenov peščenjak značilno naslednje; detritična kremenova zrnca so večinoma izometrična, njihov premer je povečini okoli 80 mikronov, zrnavost je dokaj enakomerna. Pogosto kažejo robove, ki so ver-



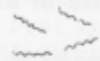
Andezitna tufska breča, andezitni tuf in tufski peščenjak
Andesite tuffaceous breccia, andesite tuff, and tuffaceous sandstone



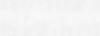
Tuf kremenovega keratofirja
Quartz keratophyre tuff



Apnenec, apnena breča, kremenov peščenjak in meljevec
Limestone, limestone breccia, quartz sandstone and siltstone



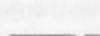
Okremenela kamenina
Silicified rock



Postopna litološka meja
Transitional lithologic boundary



Erozijska meja, vidna - pokrita
Erosional boundary, apparent - concealed



Prelom, viden - pokrit
Fault, apparent - concealed



Ugrenzjeni blok
Downthrown block



Raziskovalna dela
Exploration works

a, b, c

Raziskani prostori
Explored sectors



Vrtine LN-1/76 - LN-7/76
Boreholes



Vrtine LN-8/76 - LN-10/76 in razkopa III in IV
Boreholes and trenches III and IV



Vrtine LN-11/76 - LN-13/76
Boreholes

• 56

Golica
Outcrop

jetno nastali z dotokom hidrotermalnih raztopin, ali pa med diagenozo peščenjaka. Med kremenovimi zrnci se ponekod jasno loči vezivo, drugod pa ne; sestoji iz kremena, sericita, muskovita in rjavega minerala, ki je verjetno železov hidroksid. Pod mikroskopom se ločijo v okremenilem kremenovem peščenjaku še karbonati, kaolinit, barit in neprozorna snov. Detritična kremenova zrnca so povečini motna, pri navzkrižnih nikolih pa valovito potemnjujejo. Tu

in tam vsebujejo karbonatne vključke. Razmerje med vezivom in kremenovimi zrnici je ponekod celo 2 : 1. Kremenova zrnca v vezivu so podolgovata, nepravilna in merijo do 80 mikronov. Skoraj vsa vsebujejo karbonatne vključke, ki so nepravilno razporejeni. Rjavi mineral je verjetno železov hidroksid. Zaradi drobnostnosti in barve ga nisem mogel določiti. Muskovitni lističi merijo do 200 mikronov, podolgovata sericitna zrnca pa do 40 mikronov. Podobno kot okremeneli apnenec, vsebuje tudi okremeneli kremenov peščenjak kaolinit v žilicah skupaj s kremenom, ali pa v izometričnih poljih. Zrnca so povečini izometrična in imajo premer okoli 20 mikronov. Ponekod se kaolinitu in kremenju pridruži barit.

Meljevec. Pregledal sem samo en vzorec svetlo rjavega meljevca (tabla 4, sl. 1). Z razredčeno solno kislino reagirajo posamezna polja močneje kot ostali del kamenine, ki sestoji iz kremenca (80 do 85 %), muskovita, sericita in karbonatov ter ortosparita in kaolinita v žilicah.

Kremenova zrnca merijo do nekaj deset mikronov, vendar prevladujejo zrnca s premeri 10 do 20 mikronov. Le redka so izometrična s premerom do 50 mikronov in »plavajo« v drobnostni osnovi. Ta zrnca kažejo na proces nadomeščanja kremenca s karbonati, ki pa ni segel globlje v njihovo notranjost. Sericita in muskovita je količinsko približno 10 % celotne kamenine. Zrnca in luske so podolgovata in vzporedna med seboj. Karbonat je zelo drobnostno. Posamezna zrnca so težko ločljiva, deloma tudi zaradi primesi neprozorne snovi in železovih hidroksidov. V žilicah nastopata ortosparit in kaolinit. Kalcitna zrnca so velika do 500 mikronov, kaolinitna pa okoli 20 mikronov.

Nadrobneje nisem raziskoval vzorcev vrtinskih jeder, ki so pod mikroskopom videti bolj drobnostni od meljevca in bi mogli ustrezati glinovcu, ali pa so neenakomerno zrnati in podobni meljevcu.

Okremeneli meljevec je povečini brečast. Ostrorobi kosi so beli, sivi in črni ter merijo nekaj milimetrov do več centimetrov. Na kremenasto vezivo odpade manj kot 30 odstotkov celotne kamenine.

Nadrobno sem pregledal šest vzorcev. Kosi sestojijo iz okremenelega meljevca. Z razredčeno solno kislino ne reagirajo. Sestojijo iz kremenca, sericita, kaolinita, železovih hidroksidov in neprozorne snovi. Kremenova zrnca merijo le nekaj mikronov in se težko ločijo. Posamezna večja kremenova zrnca merijo nekaj sto mikronov. Količina sericita in železovih hidroksidov se spreminja od kosa do kosa; v nekaterih presega 50 %.

Vezivo sestoji iz večjih, tudi do 160 mikronov dolgih kremenovih zrn, ki vsebujejo v svojih osrednjih delih karbonatne vključke, velike le nekaj mikronov. Okremeneli meljevec vsebuje kaolinitne žilice; zrnca merijo poprečno okoli 20 mikronov (tabla 4, sl. 2).

Okremenela breča. Sem štejem kamenino z naslednjimi lastnostmi: Okremenela kamenina ne reagira z razredčeno solno kislino, ima brečasto teksturo, kosi in drobci se po sestavi razlikujejo med seboj, redkeje so enake sestave. Količinsko razmerje med vezivom in kosi je v različnih vzorcih različno, navadno je veziva veliko manj. Barva kosov in veziva je svetlo siva, siva, temno siva ali črna, vezivo pa je celo temno rjavo.

Pod mikroskopom sem raziskal dva vzorca. Breča sestoji iz okremenelega kremenovega peščenjaka, okremenelega apnenca in okremenelega meljevca. Osnova so kremenova zrnca; kremen je verjetno nadomestil karbonat, ker vse-

buje številne karbonatne vključke. V vezivu najdemo še sericit, muskovit, železove hidrokside in neprozorno snov.

V okremeneli breči so pogostne kaolinitne in kremenove žilice.

Kemične analize kamenin iz Lepe njive

Na območju »b« (sl. 2) sem nabral devet vzorcev okremenelih kamenin za kemično analizo. Pregled določenih sestavin kaže tabela 1. SiO_2 , CaO in MgO so določeni v vseh vzorcih, K_2O in Na_2O pa le v enem.

Prvi vzorec je sestavljen iz koščkov okremenelega apnenca, okremenelega peščenjaka in okremenelega meljevca. Analiza kaže torej poprečno sestavo spremenjenih kamenin. Pri razlagi analize moramo vedeti, da vsebuje nespremenjeni apnenec največ en odstotek SiO_2 , nespremenjeni peščenjak 70 do 75 odstotkov SiO_2 in nespremenjeni meljevec okoli 80 do 85 odstotkov SiO_2 .

Primerjava vrednosti SiO_2 v nespremenjenih in okremenelih kameninah kaže, da so prvotne kamenine zelo obogatene s kremenico. Posebno močno je bil hidrotermalno spremenjen apnenec. V vzorcih 2, 3, 4, 5 in 6 znaša vrednost SiO_2 89, 80 % do 97,50 %, vrednost CaO in MgO skupno pa samo 0,40 %. Vzorca 2 in 3 vsebujeta malo več glinice, kar govori za prisotnost kaolinita, ki je bil prav tako prinesen v kamenino.

Tabela 1. Kemične analize okremenelih kamenin iz Lepe njive (v odstotkih)
Table 1. Chemical analyses of silicified rocks from Lepa njiva (in percent)

Vzorec Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	92.47	91.40	90.48	97.50	89.80	91.50	90.00	96.10	86.44
CaO	0.40	0.12	0.08	0.25	0.05	0.12	0.14	0.03	0.16
MgO	0.24	0.14	0.14	0.04	0.35	0.20	0.18	0.04	0.08
Al_2O_3	3.42	4.48	3.15				6.03		3.65
Fe_2O_3	1.28								
K_2O	0.76								
Na_2O	0.05								

Analiziral: Z. Tofant

Analyst:

1 Vzorec, sestavljen iz okremenelih kamenin
Composite sample of silicified rocks

2—6 Okremeneli apnenec
Silicified limestone

7 Okremeneli meljevec
Silicified siltstone

8 Okremenela breča
Silicified breccia

9 Okremeneli apnenec ali okremeneli kremenov peščenjak
Silicified limestone or silicified quartz sandstone

Tudi za vzorec 8 sta značilni izredno visoka vrednost SiO_2 in zelo nizka vrednost CaO in MgO . To je okremenela breča, nastala iz kosov prvotnega apnenca, kremenovega peščenjaka in meljevca.

Vzorec 9 vsebuje najmanj SiO_2 , le 86,44 %, sicer pa enako količino CaO in MgO ter glinice kot okremeneli apnenec. Pod mikroskopom nisem mogel ugotoviti, ali gre za prvotni apnenec ali peščenjak; vsekakor je bila kamenina hidrotermalno spremenjena.

Antimonova ruda

Nadaljnje usmerjanje rudarskih del in vrtanja v Lepi njivi zahteva odgovor predvsem na dve osnovni vprašanji:

- Katera kamenina je rudonosna?
- Ali obstaja genetska zveza med orudanjem in okremenjenjem?

Poleg tega so potrebni še določeni podatki regionalne geologije, zlasti o starosti plasti in zgradbi širšega območja.

Da bi odgovoril na osnovni vprašanji, sem vzorčeval

- golico 56 v jugovzhodnem delu območja, označenega na sliki 2 s »c«.
- razkopa III in IV v zahodnem delu območja, označenega z »a«.
- jedra desetih vrtin LN-1/76 do LN-10/76 na območju »a« in treh vrtin LN-11/76 do LN-13/76 na območju »b«.

Skupno je bilo pregledanih blizu 400 vzorcev kamenin, od tega rakiskanih pod mikroskopom 150.

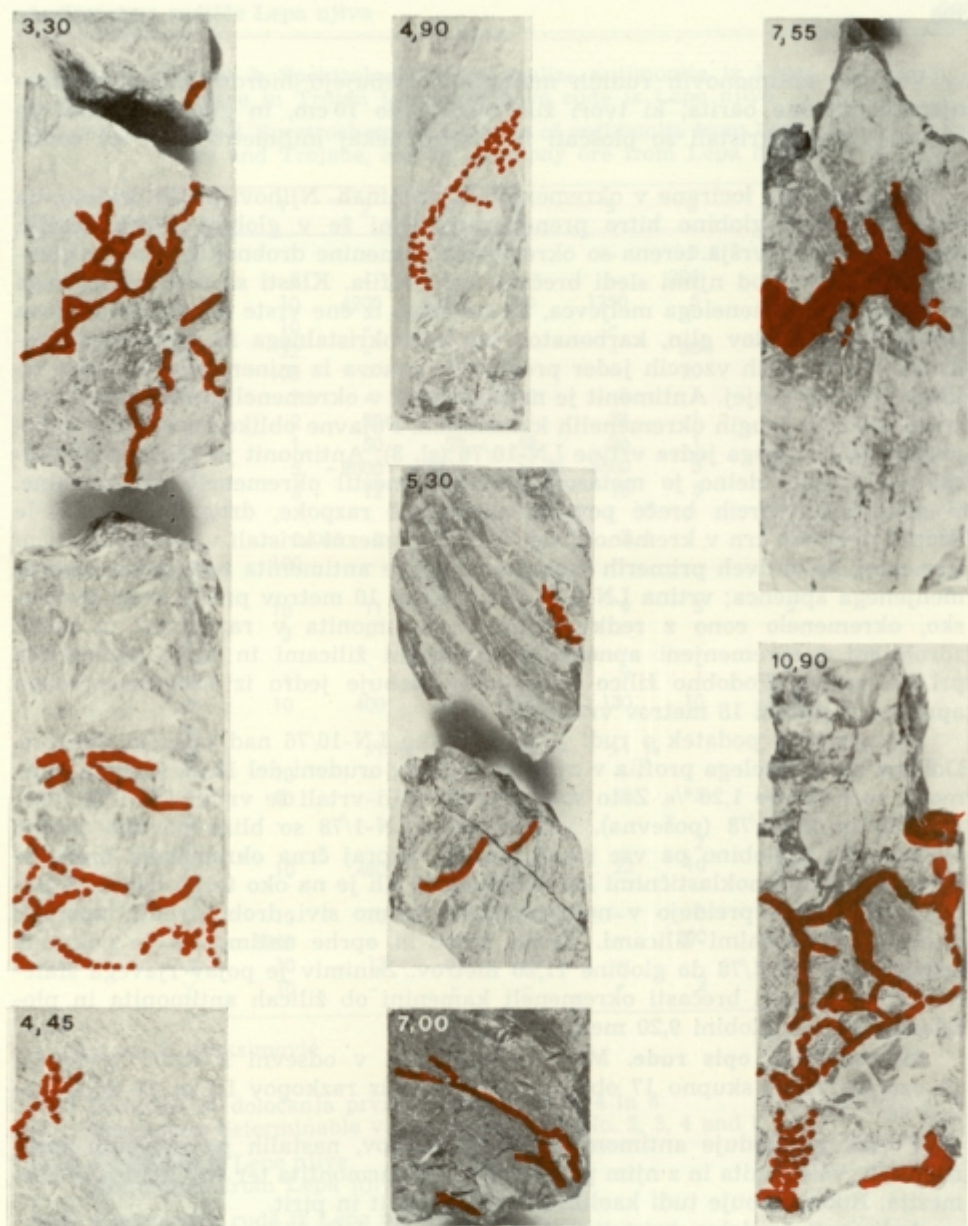
Makroskopske raziskave. V golici 56 prevladuje okremeneli apnenec, v razkopu III je možno šele po mikroskopskem pregledu ločiti okremeneli apnenec in okremeneli peščenjak, medtem ko na oko na terenu obeh kamenin ni mogoče razlikovati. Kamenina v razkopu IV je okremeneli apnenec.

Spremenjene prikamenine se po stopnji okremenelosti ne razlikujejo od kamenin, bolj oddaljenih od rude. Oboje so zelo okremenene in vsebujejo le malo karbonatov in kaolinita.

V golici tvori antimonit žile, široke do dva centimetra in dolge okrog 15 cm, v razkopih pa do enega metra. Žile so ponekod vzporedne, drugod se med seboj prepletajo in tvorijo nepravilno mrežo ali manjša rudna gnezda premera do 15 cm. Močno oksidirano rudno gnezdo v razkopu je merilo 50×35 cm. Smer žil in žilic je različna.

Antimonit tvori nepravilna zrna in prizmatske kristale, dolge nekaj milimetrov do več centimetrov. Najpogostejše so kristali žarkoviti, tu in tam se nepravilno prepletajo.

V razkopih III in IV je antimonit dobro ohranjen, v golici 56 pa je močno oksidiran; iz antimonita so nastali pri oksidaciji beli in svetlo sivi ali svetlo rjavi oksidi, ki vsebujejo še vedno sledove antimonita. Antimonovi oksidi so zelo drobnozrnati, na pogled skoraj amorfni in prhki. V golici 56 so žarkovito zrasli kristali oksidirani, Sb_2S_3 je preostal samo v sledovih. Nastal je porozen, igličasti agregat. Iglice so svetlo rjave, merijo le nekaj milimetrov in se med seboj prepletajo. Od tam, kjer so sedaj pore, so bili antimonovi oksidi odneseni po prepevanju.



Sl. 3. Prežagano jedro brečastega apnenca iz vrtine LN-10/76 v Lepi njivi. Antimonit (označen rdeče) zapolnjuje razpoke in nadomešča okremeneli apnenec. V globini 5,30 m je zanimiva žilica antimonita, premaknjena ob mlajši odprti razpoki; bele žilice so mikrokristalni kaolinit

Fig. 3. Sawed core samples of brecciated limestone from the borehole LN-10/76 at Lepa njiva. Antimonite (indicated by red colour) filling fissures and replacing highly silicified limestone. Note an older antimonite veinlet shifted by a younger open fissure at the depth of 5.30 metres; white veinlets are microcrystalline kaolinite

Več kot antimonovih rudnih mineralov vsebujejo hidrotermalno spremenjene kamenine barita, ki tvori žile, debele do 10 cm, in gnezda, velika do 50 cm. Njegovi kristali so ploščati in merijo nekaj milimetrov do več centimetrov.

Vrtine so bile locirane v okremenelih kameninah. Njihovi profili kažejo, da okremenelost z globino hitro preneha; povečini že v globini okrog desetih metrov. Blizu površja terena so okremenene kamenine drobnoklastične, v glavnem meljevec. Pod njimi sledi brečasti del profila. Klasti so iz okremenelega apnenca in okremenelega meljevca, ali pa samo iz ene vrste kamenine. Osnova sestoji iz mineralov glin, karbonatov ter mikrokristalnega in detričnega kremenca. V nekaterih vzorcih jeder prevladuje osnova iz mineralov glin, tako da klasti plavajo v njej. Antimonit je najpogostejši v okremeneli breči, manj ga je v meljevcu in drugih okremenelih kameninah. Pojavne oblike antimonita kažejo slike prerezanega jedra vrtine LN-10/76 (sl. 3). Antimonit je delno kristaliziral v razpokah delno je metasomatsko nadomestil okremenene prikamenine. V nekaterih vzorcih breče povsem zapolnjuje razpoke, drugod so vidni le skupki njegovih zrn v kremenovi osnovi in posamezni kristali v drobnoklastični kamenini. Le v dveh primerih vsebujejo sledove antimonita tudi jedra nespremenjenega apnenca; vrtina LN-4/76 je v globini 10 metrov prešla skozi tektonsko, okremenelo cono z redkimi kristali antimonita v razpokani in delno zdrobljeni nespremenjeni apnenec s kalcitnimi žilicami in žilico antimonita pri 12. metru. Podobno žilico antimonita vsebuje jedro iz nespremenjenega apnenca v globini 18 metrov vrtine LN-8/76.

Najugodnejši podatek o rudi je dala vrtina LN-10/76 nad kmetijo Gregorc. Dolžina okremenelega profila v njej znaša 21 m, orudeni del 12 m, vsebina antimonita pa 0,010 do 1,20 %. Zato so na isti lokaciji vrtali še vrtini LN-1/78 (vertikalna) in LN-2/78 (poševna). Vzorci jeder LN-1/78 so blizu površja močno okremeneli, z globino pa vse manj. Temna, skoraj črna okremenela breča se izmenjuje z drobnoklastičnimi kameninami, ki jih je na oko težko ločiti. V globini okrog 30 m preidejo v nespremenjeni temno sivi drobnozrnati laporasti apnenec s kalcitnimi žilicami. Tanke žilice in oprhe antimonita je pokazala samo vrtina LN-1/78 do globine 11,20 metrov. Zanimiv je pojav rjavega sfalerita v temno sivi brečasti okremeneli kamenini ob žilicah antimonita in ploščicah barita v globini 9,20 metrov.

Mikroskopski opis rude. Mikroskopsko sem v odsevni svetlobi pregledal 15 vzorcev rude, skupno 17 obruskov. Izvirajo iz razkopov III in IV in iz golic 56.

V rudi prevladuje antimonit poleg mineralov, nastalih po njegovih spremembah: valentinita in z njim polimorfne senarmonita ter stibikonita in kermezita. Ruda vsebuje tudi kaolinit, kremen, barit in pirit.

Antimonit je delno kristaliziral v razpokah, delno je metasomatsko nadomeščal okremenene kamenine. Antimonit v razpokah ne vsebuje piritnih in kremenovih vključkov (tabla 4, sl. 3). Metasomatsko nadomeščanje okremenelih kamenin z antimonitom dokazujejo močno korodirana kremenova zrna, ki meje na antimonit, (tabla 5, sl. 1), kakor tudi vključki kremenca in pirita v antimonitu (tabla 5, sl. 2 in 3).

Gre za dve generaciji antimonita. Prvo predstavljajo zdrobljena in upognjena zrna s presmučnimi lamelami, presmučnimi dvojčki in z valovito potem-

Tabela 2. Spektralnokemične analize antimonita iz Lepe njive in Trojan ter antimonove rude iz Lepe njive

Table 2. Spectrochemical analyses of antimonite from Lepa njiva and Trojan, and of antimony ore from Lepa njiva

	1	2	3	4	5	6	7
Ag	1	-	-	-	-	0.5	0.5
As	5	-	-	-	-	200	-
Ba	10	4200	5300	900	1250	5	5
Be	10	-	-	-	-	-	-
Bi	32	-	-	-	-	30	-
Cd	100	-	-	-	-	20	-
Co	2	-	-	10	8	1	-
Cr	2	30	22	1	28	1	1.5
Cu	1	50	52	48	36	1	178
Fe	5	~8000	~7000	>1 %	6600	5	420
Ga	3	12	24	23	16	5	-
Hf							-
Hg	0.005	2.5	10.0	2.4	3.4		
La	100	-	-	-	-		
Li							
Mn	10	11	8	12	9	5	5
Mo	3	-	-	-	-	1	-
Nb							-
Ni	1	-	-	10	7	1	1
Pb	10	400	440	420	130	10	1000
Rb							
Sb		>1 %	>1 %	>1 %	>1 %		>1 %
Sn	10	-	-	-	-		-
Sr	10	-	30		50	5	-
Ta							-
Tl						2	-
Ti	10	480	420	420	22	10	33
Te							
V	10	10	10	20	-	5	-
Zn	1000	-	-	-	-	200	-
Zr	10	12	14	28	-		-
Y	10	-	-	-	-	2	

Analiziral: Z. Maksimović

Analyst:

1 Občutljivost določanja prvin v analizah 2, 3, 4 in 5

The lowest determinable value for analyses No. 2, 3, 4 and 5

2—3 Antimonit iz Lepe njive

Antimonite from Lepa njiva

4—5 Antimonova ruda iz Lepe njive

Antimony ore from Lepa njiva

6 Občutljivost določanja prvin v analizi 7

The lowest determinable value for analysis No. 7

7 Antimonit iz Trojan

Antimonite from Trojan

nitvijo pri navzkrižnih nikolih (tabla 6, sl. 1 in 2). Zdrobljena zrna merijo nekaj mikronov do več milimetrov. V drugo generacijo štejem lepo razvite kristale, ki niso deformirani in potemnjujejo pravilno. Tako eni kot drugi so v vzorcih s površja močno oksidirani.

Med oksidnimi minerali je najbolj pogosten mikrokristalasti valentinit (tabla 6, sl. 3) poleg stibikonita (tabla 7, sl. 1), bolj redka so nepravilna polja rdečega kermezita, velika nekaj sto mikronov (tabla 7, sl. 2). Oksidacija je potekala na dva načina. Po prvem je napredovala od robov zrna proti sredini; na sl. 3, tabla 7, je presek antimonitovega kristala že več kot do polovice nadomeščen s submikroskopskimi zrnci valentinita in stibikonita. Po drugem načinu pa je oksidacija sledila strukturi kristala; najprej se je zajedala globoko v njegovo notranjost in se potem širila na vse strani (tabla 8, sl. 1, 2 in 3). Pogosto je možno razlikovati le konture antimonovih kristalov, ki sestoje iz oksidov.

Kristali barita imajo navadno podolgovate preseke in ravne robove. Piritova zrnca merijo le nekaj mikronov in so vključena v antimonitnih zrnih pa tudi v okremeneli prikamenini. Med rudnimi minerali je skoraj vedno prisoten tudi kaolinit; zato sklepam, da je bil prinesen s hidrotermalnimi raztopinami.

Spektralna slika. Po S. Grafenauerju (1969) sta si geokemični sestavi antimonita iz Trojan in triadnega keratofirja in porfirja zelo sorodni. Zato je po njegovem mišljenju antimonovo rudišče Trojane v genetski zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo. Enako naj bi veljalo za Lepo njivo, ki je bolj oddaljena od vulkanskega vira.

M. Drogenik (1972) je preučeval med drugim tudi geokemijo wengenskih predorin. Primerjal je spektralni analizi kremenovega alkalnega porfirja iz Cerknega in kremenovega keratofirja iz Lipanjsko-Mošenske planine s poprečno vsebino kemičnih prvin v granitu po A. P. Vinogradovu (H. J. Rösler & H. Lange, 1965) ter analizo kremenovega porfirita iz Cerknega s poprečno vsebino kemičnih prvin v dioritu. Pri tem je pa ugotovil, da takšna primerjava zaenkrat ni možna, ker so analitični podatki o naših predorninah pomanjkljivi; uporabljena metoda je bila namreč premalo občutljiva za Ag, As, Be, Bi, Cd, Hg, Nb, Sb, Ta, Te, Tl, Zn in Yb. Te prvine torej niso bile dokazane, Hg pa sploh niso določali. Zato tudi spektralnih analiz vzorcev iz Lepe njive (tabela 2) ni mogoče primerjati s podatki o naših predorninah. Posebno zanimiva bi bila primerjava s tufom kremenovega keratofirja jugovzhodno od Podstejšaka, vendar njegove analize nisem imel na voljo.

Antimonit iz Lepe njive (tabela 2, analiza 2 in 3) in antimonova ruda (analiza 4 in 5) vsebujeta visoke količine Ba, Cr, Cu, Fe, Hg in Pb ter nekaj Ga, Mg in Sr. Barij je vezan na barit, ki je tesno zraščeno z antimonitom. Tudi Sr se nahaja verjetno v baritu. Železo izvira iz pirita in železovih hidroksidov. Cu, Pb in Hg so verjetno vezani na antimonit, ki je praktično edini sulfid, medtem ko za sorazmerno visoko vrednost Cr in za Ga ne vem izvora.

Zanimiva je primerjava antimonita in antimonove rude iz Lepe njive z antimonitom iz Trojan (analiza 7). Antimonit iz Trojan je bogatejši s Cu in Pb. Analize vzorcev iz Lepe njive pa kažejo obogatitev z Ba. Iz tega sledi, da je kristaliziral antimonit v Lepi njivi iz raztopin, ki so vsebovale manj halkofilnih toda več litofilnih prvin.

Geokemična analiza. Kemijski inštitut »Boris Kidrič« je določil Sb v 135 vzorcih iz 130 golic, Geološki zavod pa Hg z mercury detektorjem tipa SV

Tabela 3 a. Geokemične analize vzorcev kamenin iz Lepe njive (območje »a«)

Table 3 a Geochemical analyses of the rock samples from Lepa njiva ("a" sector)

Vzorec Sample	Sb		Hg	Zn	Pb
	ppm	%		ppm	
22	<30		0.10		
23	60		0.07	90	60
24	<30		0.56		
25	50		0.25		
26	480		1.50	130	340
27	60		2.80	70	120
28	<30		3.20	30	<20
29	620		1.40	<20	60
30	130		0.20		
31a	150		0.52		
31b	<30		3.20	70	<20
32	320		1.10	130	80
33	340		1.00	30	50
34a	140		1.20	30	<20
34b		0.13	0.52		
35	>1000		1.60	<20	60
36	>1000		1.30	70	350
37a		0.28	0.75		
37b		0.65	0.33		
38		0.13	0.30		
39		0.12	0.52		
40		2.3	0.80		
41	>1000		1.90	20	<20
42	>1000		1.40	40	50
43		0.86	0.46		
44		0.24	0.34		
45	>1000		0.90	80	360
46	>1000		2.40	110	470
47	>1000		2.00	130	400
48	>1000		3.20	100	>1000
49	130		4.30	<20	30
50		3	0.64		
51		0.90	0.75		

v istih vzorcih. V posameznih vzorcih sta bila določena tudi Pb in Zn (tabela 3). Za primerjavo podajam v tabeli 4 po Turekianu in Wedepohlu (H. J. Rösler & H. Lange, 1965) poprečne vrednosti istih kemičnih prvin v podobnih kameninah, kakršne so bile prvotno na območju Lepe njive.

O b m o č j e »a«. Za kremenov peščenjak s karbonatnim vezivom je na voljo samo vrednost Hg, ki je v vzorcu 22 približno trikrat večja od poprečne, v vzorcu 24 pa okoli 18-krat.

V apnencu (vzorci 28, 29 in 30) so vrednosti Sb močno povečane (620 ppm, 130 ppm, pod 30 ppm), prav tako vrednosti Hg (3,20 ppm, 1,40 ppm, 0,20 ppm). Zn je blizu poprečne vrednosti, za Pb pa kaže ena analiza 60 ppm.

V vzorcih okremenelih kamenin od 31 do 51 je vrednost antimona močno povečana, skoraj povsod je nad 1000 ppm, v enem vzorcu pa so namerili celo tri

Tabela 3 b. Geokemične analize vzorcev kamenin iz Lepe njive (območje "b")

Table 3 b. Geochemical analyses of the rock samples from Lepa njiva (sector "b")

Vzorec Sample	Sb		Hg	Zn	Pb
	ppm	%		ppm	
53	400		3.60	30	<20
54	<30		2.00	<20	<20
55	200		2.80	40	380
56	>1000		0.30	70	340
57		0.78	0.63		
58		0.16	0.75		
59		0.26	0.26		
60		0.12	0.30		
61	>1000		1.50	180	160
62	870		2.10	80	70
63	40		1.40	20	70
64	50		0.30		
65	175		0.57		
66	140		0.64		
67	40		1.50	30	50
68	120		0.30		
69		0.29	0.75		
70	<30		2.80	<20	<20
71	50		1.70	<20	<20
72	<1000		3.90	140	200
73	40		2.50	150	20
74	160		2.70	20	20
75	120		0.72		
76		0.13	0.34		
77		0.23	0.58		
78	>1000		0.90	60	300
79	120		0.67		
80	260		0.97	20	80
81	<30		0.90	50	80
82		0.25	0.27		
83	60		0.37		
84		0.13	0.35		
85	300		0.30		
86	460		0.31		
87	180		0.60	50	120
88	220		0.82		
89	610		2.50	30	160
90		0.50	0.41		
91	290		0.70		
92	80		0.90	20	60
93	310		0.41		
94	160		0.46		
95		0.10	0.41		
96	40		0.90	<20	<20
97	210		0.70		
98	<30		2.20	20	<20

Tabela 3 c. Geokemične analize vzorcev kamenin iz Lepe njive (območje »c«)

Table 3 c. Geochemical analyses of the rock samples from Lepa njiva (sector "c")

Vzorec Sample	Sb		Hg	Zn	Pb
	ppm	%		ppm	
99	<30		0.00		
100	<30		0.07		
101	<30		0.07		
102	<30		0.05		
103	<30		0.46		
104	105		0.55		
105	90		0.10		
106	90		0.30		
107	90		0.24		
108	540		0.75		
109	590		0.53		
110	130		0.55		
111	90		0.63		
112	320		0.38		
113	60		1.70	70	<20
114		0.20	0.84		
115	100		0.84		
116	270		2.00	<20	<20
117	800		0.62		
118	820		0.38		
119	650		0.41		
120		0.30	0.75		
121	180		0.26		
122	720		0.70		
123	340		0.46		
124	530		0.41		
125	40		1.90	60	100
126	130		0.33		
127	400		0.46		
128	150		3.20	70	100
129	360		0.37		
130	190		0.68		
131	180		0.12		
132	530		0.08		
133		0.12	0.82		
134		0.17	0.14		
135		0.21	0.30		
136		1.38	0.33		
137		1.15	0.38		
138		0.12	0.27		
139	200		0.97	30	60
140	380		0.37	30	60
141	560		0.97	100	210
142	450		0.35		
143		0.27	0.35		
144	420		2.30	30	210
145	560		0.46		
146	>1000		1.40	30	80
147	50		1.20	90	80

Tabela 4. Poprečne vrednosti Sb, Hg, Pb in Zn (ppm) v apnencu in peščenjaku po Turekianu in Wedepohlu (H. J. Rösler & H. Lange, 1972)

Table 4. World wide averages of Sb, Hg, Pb, and Zn (ppm) in limestone and sandstone after Turekian and Wedepohl (H. J. Rösler & H. Lange, 1972)

	Apnenec Limestone	Peščenjak Sandstone
Sb	0.15-0.20	0.0X
Hg	0.04	0.03
Pb	9	7
Zn	20-35	15

Tabela 5. Korelacijski koeficienti o medsebojni odvisnosti antimona in slednih prvin v Lepi njivi

Table 5. Correlation coefficients showing the interdependency of antimony and trace elements at Lepa njiva

	Sb	Pb	Zn	Hg
Sb		0.55	0.35	-0.06
Pb			0.41	0.01
Zn				0.10
Hg				

odstotke. Tudi vrednost živega srebra v teh vzorcih je močno različna, in sicer 0,20 ppm do 4,30 ppm; poprečna vrednost vseh analiz presega en ppm.

Cink in svinec sta določena predvsem v tistih vzorcih, ki vsebujejo več kot en ppm Hg. Vrednosti cinka znašajo 30 do 130 ppm, svinca pa 40 do 470 ppm; en vzorec ima celo nad 1000 ppm svinca.

O b m o č j e »b«. S tega območja je bil analiziran le vzorec 98 nespremenjenega apnenca, vsi ostali vzorci (53—97) so okremenele kamenine. Vzorec 98 vsebuje močno povečano količino živega srebra(55-krat), količini antimona in svinca sta pod mejo občutljivosti, medtem ko je cink v mejah poprečnih vrednosti za apnenec.

Antimon je bil določen v vseh vzorcih razen 54, 70 in 81. Njegova količina je zelo različna: najnižja vrednost je 40 ppm, največ, 0,78 % Sb, pa ga kažejo analize vzorcev z jugovzhodnega dela območja »b«. Vsi vzorci imajo tudi povečano količino živega srebra; 14 vzorcev vsebuje nad en ppm Hg, od tega devet nad dva ppm, poprečna vrednost Hg vseh 44 vzorcev pa je 1,1 ppm. Vrednosti svinca in cinka so močno povečane.

Območje »c«. Vse kamenine tega območja so hidrotermalno spremenjene. Analizirani so bili vzorci, vzeti v golicah 99 do 147. Vrednosti antimona so zelo različne; največ ga vsebujejo vzorci s sredine območja: dve analizi kažeta celo nad en odstotek antimona.

Vrednosti živega srebra so le v sedmih analizah večje od enega ppm, od tega v dveh primerih večje od dveh ppm. Najvišja vrednost Hg je 3,20 ppm, povprečna vrednost 48 vzorcev pa je 0,7 ppm.

Svinec in cink sta bila določena le v 10 vzorcih. Njune vrednosti so v večini analiz večje od povprečnih. Ena analiza kaže 100 ppm Zn, dve analizi pa 210 ppm Pb. Na splošno je količina svinca večja kot vsebina cinka.

Geokemične raziskave vseh treh območij kažejo, da je antimona v nekaterih vzorcih več od povprečnih vrednosti, v drugih pa ga ni. Količina živega srebra je v nespremenjenih kameninah močno povečana, svinec in cink pa sta enaka povprečnim vrednostim ali blizu njih.

Hidrotermalno spremenjene kamenine kažejo različne vrednosti antimona in živega srebra. V nekaterih vzorcih antimona ni, v enem pa so ga določili celo tri odstotke. Živega srebra je od 0,05 do 4,30 ppm. Vrednosti Pb in Zn so tudi različne, vendar v manjši meri kot Sb in Hg.

Določitve svinca in cinka so sicer nepopolne, vendar korelacijski koeficienti kažejo rahlo genetsko zvezo z antimonom in med seboj. Živo srebro pa ne kaže nobene korelacije niti z antimonom niti s svincem in cinkom (tabela 5). Ker ni med njimi neposredne količinske odvisnosti, sklepam, da so bile te kovine prinesene v različnih fazah hidrotermalne aktivnosti.

Sklep

Prvotne kamenine Lepe njive. Zaradi visokega odstotka kremenice so kamenine na območju Lepe njive različno imenovali. Sedanje mikroskopske raziskave kažejo, da so bile prvotne kamenine apnenec, kremenov peščenjak s karbonatnim vezivom in meljevec. Njihove geološke starosti nisem raziskoval, temveč sem privzel zgornjepermsko starost, ki jo je L. Šribar (1974, neobjavljeno poročilo) določila po foraminiferah *Reichelina* sp. in *Agathammina* sp. v črnem apnencu severno od Šmihela.

Okremenjenje. Vse vrste kamenin vsebujejo poleg karbonatnih mineralov sericit, muskovit, kremen in malo pirita, peščenjak pa tudi plagioklaze. Apnenec, kremenov peščenjak in meljevec vsebujejo še neprozorno snov in železove hidrokside, meljevec pa tanke kaolinitne žilice. Večina vzorcev kaže brečasto teksturo, kar dokazuje, da so bile kamenine po diagenezi zdrobljene. V prid tektonskim premikom govori tudi dejstvo, da je zelo težko slediti plasti v horizontalni smeri; kamenine nastopajo v osamljenih skalnih golicah, ki si slede bolj na gosto pravokotno na izohipse. Ti pasovi golic kažejo na prelomne cone. Po prelomnih conah so prihajale hidrotermalne raztopine; prinašale so najprej kremenico, ki je izredno močno nadomestila karbonatne minerale. Mikroskopsko sem določil okremeneli apnenec, okremeneli kremenov peščenjak in okremeneli meljevec. Zanje je značilno, da sestoje v veliki meri iz kremenca, ki je ponekod rasel na detritičnih kremenovih zrnih, drugod pa predstavlja povsem novo tvorbo; pogostna so tudi idiomorfna kremenova zrnca. Posebno značilno

je, da vsebuje kremen, ki je nastal pri okremenjenju, drobne nepravilne karbonatne vključke. Količina sericita, muskovita, železovih hidroksidov in neprozorne snovi v spremenjeni kamenini je odvisna od sestave prvotne kamenine. Kemične analize kažejo, da vsebujejo okremenene kamenine 86,44 % do 97,50 % SiO_2 , povprečno 91 %, in povprečno le 0,30 % $\text{CaO} + \text{MgO}$. To govori za skoraj popolno okremenelost apnenca, kremenovega peščenjaka s karbonatnim vezivom in meljevca.

Okremenenje in rudonosnost. Okremenene kamenine so tudi rudonosne. Toda ni opaziti, da bi bila okremenelost ob rudnih žilah močnejša kot drugod. Na drugi strani je treba pri ocenjevanju zveze med okremenjenjem in orudenjem upoštevati, da je — sodeč po jedrih dveh vrtin — oruden tudi nespremenjeni apnenec. Okremenene kamenine vsebujejo tudi barit, navadno v majhnih količinah, tu in tam pa ga je več. Najdemo ga v ploščatih belih kristalčkih povečini v porah, deloma pa tvori tudi žilice in žile. Rudne golice okremenelih kamenin kažejo, da se nahaja barit na veliko večjih površinah kakor antimonit.

Antimonit je kristaliziral v razpokah, delno pa je metasomatsko nadomestil okremenene kamenine; verjetno je nastal v dveh fazah; starejši kristali so tektonsko deformirani, mlajši pa ne kažejo deformacij.

Na površju je bil antimonit povečini oksidiran. Njegova oksida valentinit in stibikonit sta enako pogostna, rdečega kermezita pa je manj. Valentinitu in stibikonitu se verjetno pridružuje senarmontit, ki pa ima zelo podobne optične lastnosti kot stibikonit, in ga je zato težko prepoznati. V orudenih vzorcih jeder vseh vrtin je ostal antimonit svež.

V okremenelih kameninah, kakor tudi v rudi je pogosto prisoten kaolinit, čeprav zvečine v manjših količinah; vsebuje ga celo nespremenjeni meljevec. Nastopa v kremenovih žilicah, tu in tam pa tvori tudi samostojne žilice. V rudi obdaja antimonit in antimonove okside. Kaolinit vsebujejo tudi neorudene kamenine; po tem sklepam, da je nastal vsaj v dveh fazah.

Geokemične raziskave kažejo, da so vsebovale rudne raztopine tudi Hg, Pb in Zn. Vrednosti Hg so 0,05 do 4,30 ppm, Pb 30 in celo nad 1000 ppm ter Zn 20 do 180 ppm. Po primerjavi količin Sb, Hg, Pb in Zn v posameznih vzorcih je možno sklepati, da so bile te kovine prinesene v različnih hidrotermalnih fazah.

Vprašanje, kateri magmatizem je povzročil okremenenje in orudenje kamenin v Lepi njivi — triadni ali terciarni — je zaenkrat ostalo odprto. V ta namen bi potreboval spektralne slike triadnih in terciarnih predornin, da bi jih primerjal s slednimi prvinami, določenimi v antimonitu in antimonovi rudi Lepe njive.

Zahvala

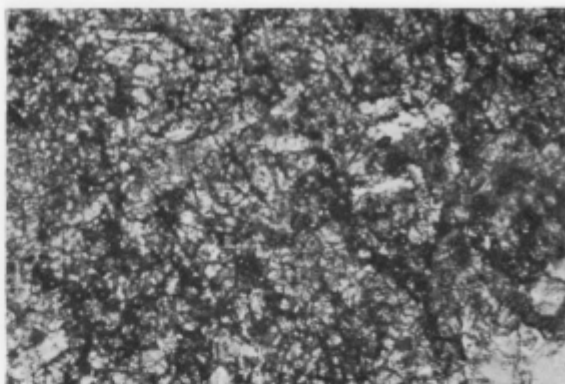
Toplo se zahvaljujem Geološkemu zavodu, ki mi je že kot diplomantu geologije omogočil terensko raziskovanje in dal na voljo ustrezna poročila. Hvaležen sem vsem, ki so mi na kakršen koli način pomagali pri delu, posebno ing. Francu Drogeniku kot večletnemu usmerjevalcu rudarskih raziskav v Lepi njivi, in prof. dr. Matiji Drogeniku kot mentorju, ki je spremljal moje delo in mi vsestransko pomagal. Končno se zahvaljujem C. Gantarju za fotografiranje in izdelavo slik.

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Sparitni apnenec z ortosparitno žilo (spodaj desno). Presevna svetloba, + nikola, 100 $\times$.

Lepa njiva. Idiomorphic quartz with orthosparitic vein (lower right). Transmitted light, crossed nicols, 100 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Idiomorfna kremena zrna v okremenilem apnencu. Presevna svetloba, 115 $\times$.

Lepa njiva. Idiomorphic quartz in silicified limestone. Transmitted light, 115 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Karbonatni vključki v kremenovi osnovi. Presevna svetloba, + nikola, 100 $\times$.

Lepa njiva. Carbonate inclusions in quartzose matrix. Transmitted light, crossed nicols, 100 $\times$.

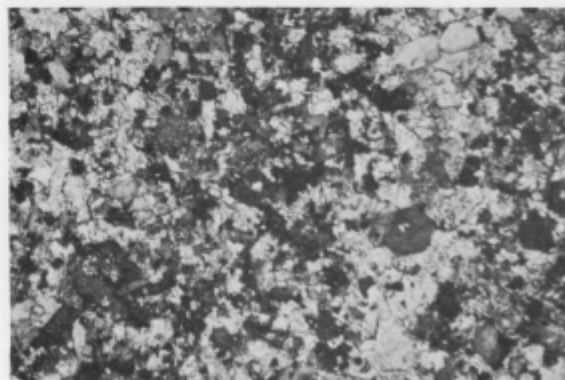
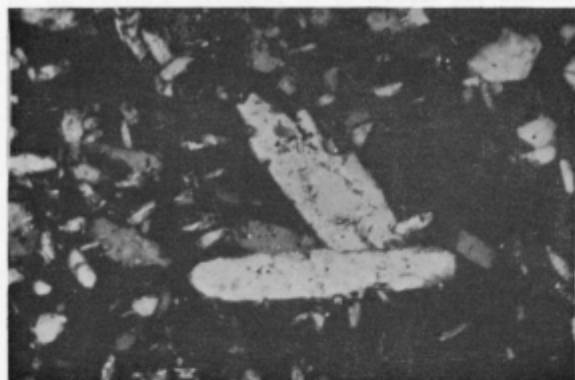


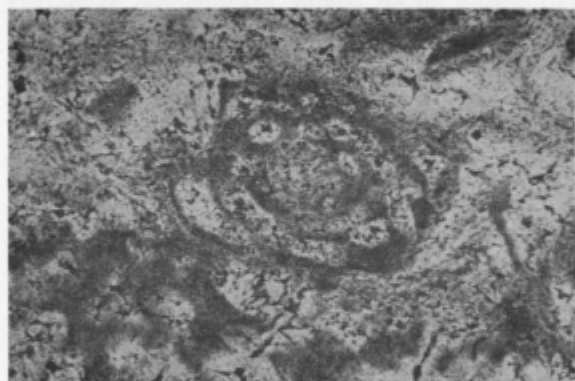
Tabla 2 — Plate 2



Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Okremeneli apnenec. Karbonatni vključki (temno sivo) ob robu kremenovega zrnca (svetlo). Antimonovi oksidi (črno). Presevno svetloba, + nikola, 115 X.

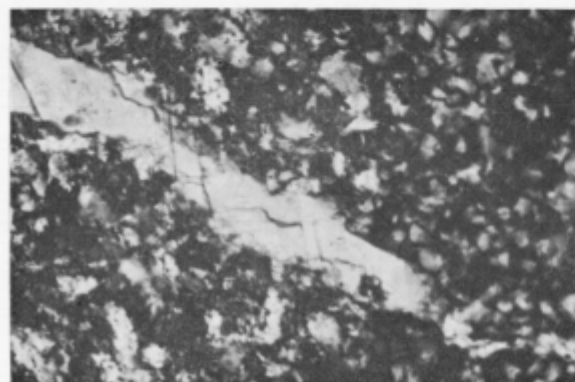
Lepa njiva. Silicified limestone. Marginal carbonate inclusions (dark gray) in a quartz grain (bright). Antimony oxides (black). Transmitted light, crossed nicols, 115 X.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Okremeneli apnenec. Karbonatna zrnca ob stedah nedoločljivega fosila. Presevna svetloba, 100 X.

Lepa njiva. Silicified limestone. Carbonate grains along an undeterminable fossil shell. Transmitted light, 100 X.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Baritna žila v okremenelem apnencu se nadaljuje v kaolinit (desno). Presevna svetloba, + nikola, 100 X.

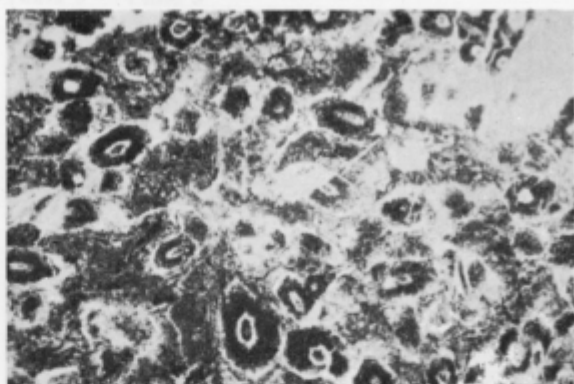
Lepa njiva. Barite vein in silicified limestone extends into kaolinite (right). Transmitted light, crossed nicols, 100 X.

Tabla 3 — Plate 3

Sl. 1 — Fig. 1

Vrh. Prehod apnenca v okremeneli apnenec. Ostanke mikritnega apnenca (motno sivo) v conarnih kremenovih zrnih (svetlo). Presevna svetloba, 40 $\times$.

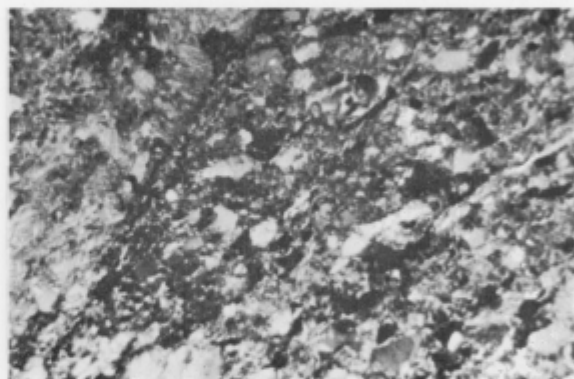
Vrh. Limestone replaced by quartz. Micrite limestone remnants (pale) in zoned quartz grains (bright). Transmitted light, 40 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Kremenov peščenjak s karbonatnim vezivom. Sparitna žila (na levi) Presevna svetloba, + nikola, 75 $\times$.

Lepa njiva. Quartz sandstone cemented by sparite limestone. Note the sparite vein (left). Transmitted light, crossed nicols, 75 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Okremeneli kremenov peščenjak. Podolgovati preseki muskovita v kremenovi osnovi. Presevna svetloba, + nikola, 115 $\times$.

Lepa njiva. Silicified quartz sandstone. Oblong muscovite section in quartz matrix. Transmitted light, crossed nicols, 115 $\times$.

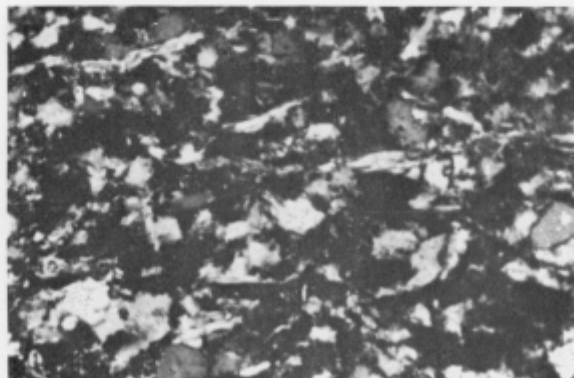


Tabla 4 — Plate 4



Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Meljevec. Ortosparit (levo zgoraj), podolgovati preseki muskovita v kremeno-vo-karbonatni osnovi. Presečna svetloba, + nikola, 75 $\times$.

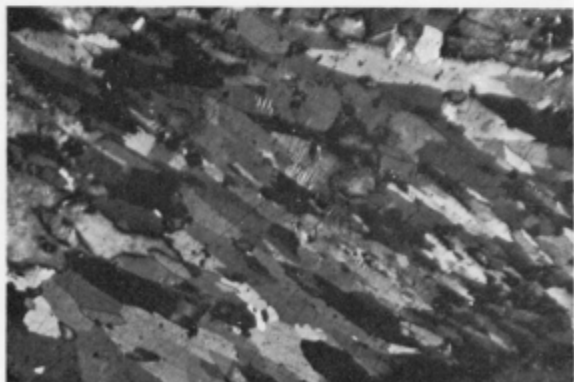
Lepa njiva. Siltstone. Orthosparite (top left), oblong muscovite sections in a quartz-carbonate matrix. Transmitted light, crossed nicols, 75 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Kaolinitne žilice (svetlo sivo) v okremenelem meljevcu. Presečna svetloba, 40 $\times$.

Lepa njiva. Kaolinite veins (light gray) in silicified siltstone. Transmitted light, 40 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

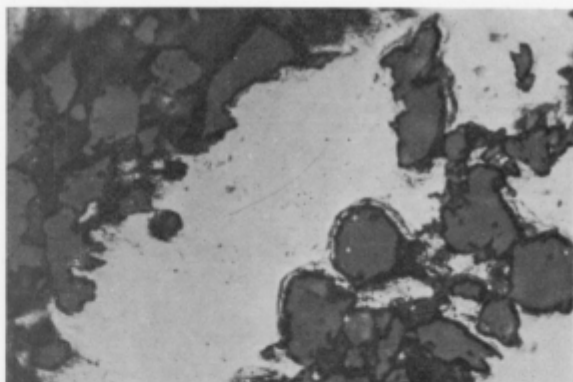
Lepa njiva. Zarkovito raščeni antimonit v okremenelem meljevcu. Odsevna svetloba, + nikola, 50 $\times$.

Lepa njiva. Radiated aggregate of antimonite in silicified siltstone. Reflected light, crossed nicols, 50 $\times$.

Tabla 5 — Plate 5

Lepa njiva. Najedena kremena zrnca v antimonitu. Odsečna svetloba, 250 $\times$.

Lepa njiva. Quartz grains partly replaced by antimonite. Reflected light, 250 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Kremenovi vključki v antimonitu. Odsečna svetloba, 40 $\times$.

Lepa njiva. Inclusions of quartz in antimonite. Reflected light, 40 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Vključki pirita (belo) in kremena (sivo) v antimonitu. Odsečna svetloba, 180 $\times$.

Lepa njiva. Inclusions of pyrite (white) and quartz (gray) in antimonite. Reflected light, 180 $\times$.

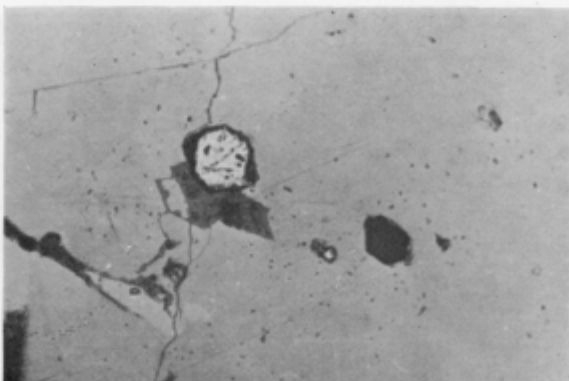
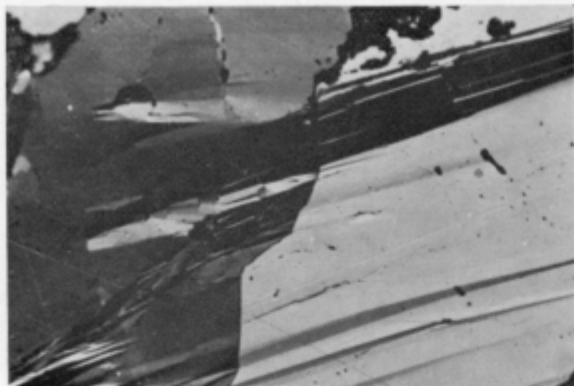


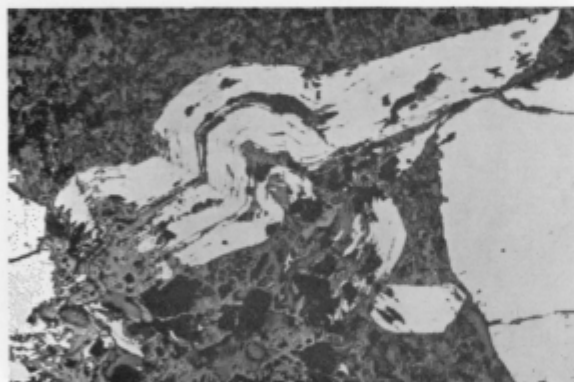
Tabla 6 — Plate 6



Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Presmučne lamele v antimonitu. Odsevna svetloba, + nikola, 30 X.

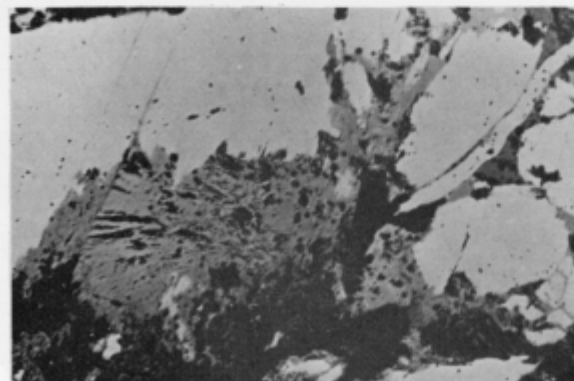
Lepa njiva. Crumpling-lamellae in antimonite. Reflected light, crossed nicols, 30 X.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Deformirano zrno antimonita je delno nadomeščeno z antimonovimi oksidi. Odsevna svetloba, 50 X.

Lepa njiva. A deformed grain of antimonite partly replaced by antimony oxides. Reflected light, 50 X.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Žarkoviti valentin (svetlo sivo) nadomešča antimonit (belo). Odsevna svetloba, 30 X.

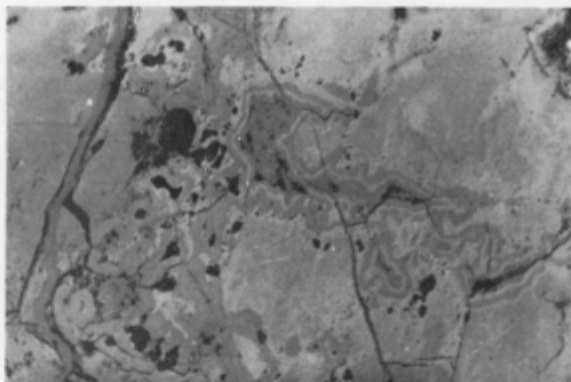
Lepa njiva. Antimonite (white) replaced by radiated aggregate of valentinite (gray). Reflected light, 30 X.

Tabla 7 — Plate 7

Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Drobnnozrnata valentinit (svetlo sivo) in stibikonit (sivo). Odsevna svetloba, 60 $\times$.

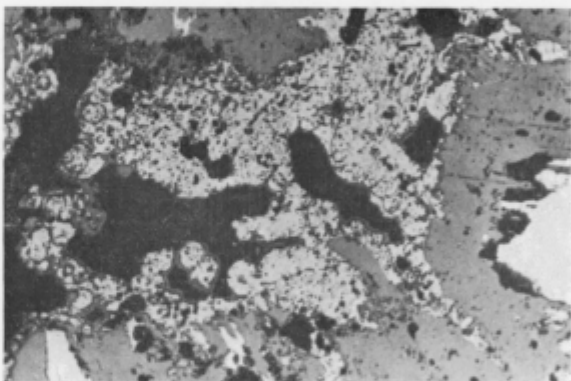
Lepa njiva. Fine granular valentinite (light gray) and stibiconite (gray). Reflected light, 60 $\times$.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Antimonova svetlica — kermesit (svetlo sivo) ter valentinit in stibikonit (sivo) nadomeščajo antimonit (belo). Odsevna svetloba, 60 $\times$.

Lepa njiva. Antimonite (white) replaced by kermesite (light gray), valentinite and stibiconite (gray). Reflected light, 60 $\times$.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Nadomeščanje antimonita z valentinom in stibikonitom poteka od roba proti sredini. Odsevna svetloba, 30 $\times$.

Lepa njiva. Replacement of antimonite by valentinite and stibiconite progressing from the rim to the center of the grain. Reflected light, 30 $\times$.

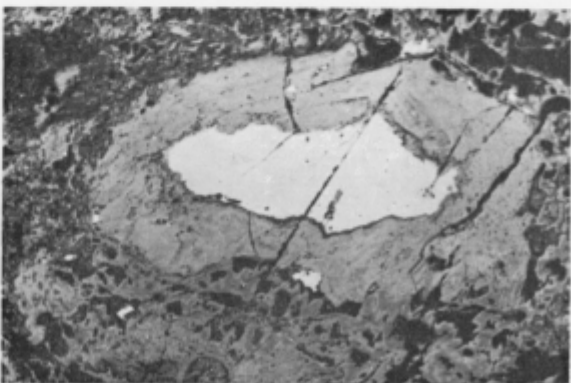


Table 8 — Plate 8



Sl. 1 — Fig. 1

Lepa njiva. Začetek nadomeščanja antimonita z valentinitom in stibikonitom po razkolnosti in presmučnih lamelah. Odsevna svetloba, 30 ×.

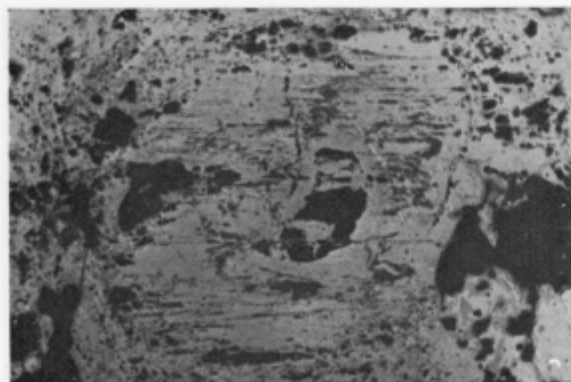
Lepa njiva. Replacement of antimonite by valentinite and stibiconite progressing along the cleavage and crumpling-lamellae. Reflected light, 30 ×.



Sl. 2 — Fig. 2

Lepa njiva. Stopnjevanje nadomeščanja antimonita z valentinitom in stibikonitom. Oksidi imajo že večje površine. Odsevna svetloba, 30 ×.

Lepa njiva. Antimonite highly replaced by valentinite and stibiconite. Reflected light, 30 ×.



Sl. 3 — Fig. 3

Lepa njiva. Antimonit povsem nadomeščen z valentinitom in stibikonitom. Odsevna svetloba, 30 ×.

Lepa njiva. Antimonite completely replaced by valentinite and stibiconite. Reflected light, 30 ×.

Literatura

Bidovec, M. 1974, Antimonovo orudenje Lepa njiva pri Mozirju. Diplomsko delo. Arhiv FNT, Ljubljana.

Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. Rudarsko-metalurški zbornik 2—3, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1964, Najdišča antimonita v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik 3, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. Rudarsko-metalurški zbornik 3—4, Ljubljana.

Hawkes, H. E. & Webb, J. S. 1968, Geohemija i istraživanje mineralnih sirovina, Beograd.

Hinterlechner, K. 1918, Ueber die Alpenen Antimonitvorkommen: Maltern (Nied.-Oesterr.), Schlaining (Ungarn) und Trojane (Krain). Jahrb. d. Geol. R.-A. 1918, Wien.

Janković, S. 1958, Opšte odlike antimonovih ležišta Jugoslavije. Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta 6, Beograd.

Ramdohr, P. & Strunz, H. 1967, Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie, Stuttgart.

Rolle, F. 1857, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg in Unter-Steiermark. Jahrb. d. Geol. R.—A. 1857, VIII. Wien.

Rösler, H. J. & Lange, H. 1965, Geochemische Tabellen, Leipzig.

Strunz, H. 1966, Mineralogische Tabellen, Leipzig.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geologischen karte Prassberg a. d. Sann., Wien.

Uyttenbogaardt, W. & Burke, E. A. J. 1971, Tables for microscopic identification of ore minerals. Amsterdam, London, New York.

UDK 550.837.3

Poskus transformacije geoelektrične karte**An attempt of resistivity map convolution***Janez Lapajne*

Seizmološki zavod SR Slovenije, 61000 Ljubljana, Kersnikova 3

Kratka vsebina

Po metodah za transformacijo kart potencialnih polj je avtor poskusil transformirati tudi karte navidezne specifične električne upornosti. Približke drugega odvoda je kot dvodimenzionalne filtre uporabil za določevanje »ničelnih črt«, ki razmejujejo nižjeupornostna in višjeupornostna hribinska območja. Ta območja ustrezajo različnim litološkim enotam, »ničelne črte« pa označujejo litološke meje in prelomne cone. Primer transformacije geoelektrične karte Čateških Toplic je pokazal, da so določene metode transformiranja kart potencialnih polj uporabne tudi za karte navidezne specifične električne upornosti.

Abstract

An attempt of resistivity data convolution has been made to produce grid residual and approximate second derivative maps. Twodimensional filters, common in filtering of potential field data, have been used as operators. For convolution a smoothed resistivity map has been prepared, and for interpretation only a rough result — zero lines marking out low resistivity and high resistivity sections has been taken into account. These sections correspond to different lithological units, the zero lines, however, to lithological boundaries and faulted zones. A resistivity map of the Čatež thermal springs area made previously is used to illustrate the practical application of the convolution method. The purpose of geoelectrical survey was to determinate lithological relations below shallow Quaternary gravel deposits and to find faulted zones, where thermal water could rise from a deepseated aquifer. The interpretation of these maps and other geophysical data enabled the location of two successful bore holes yielding abundant thermal water. Approximate second derivative resistivity maps prepared subsequently show that the locations of these bore holes lie in a zero line. Although resistivity data are not potential field data, the second derivative resistivity map seems to be quite useful.

Uvod

Neposredno vrednotenje geofizikalnih kart ne daje vedno zadovoljivih rezultatov, ali vsaj ne dovolj natančnih. Da bi se z interpretacijo čim bolj približali geološkim razmeram območja karte, so geofiziki uvedli razne metode trans-

formacij težnostnih in geomagnetnih kart. Med uporabnimi matematičnimi pripomočki so dvodimenzionalni filtri, ki so bolj ali manj grobi približki drugega odvoda. To metodo smo uporabili tudi za transformacijo geoelektrične karte območja Čateških Toplic (J. Lapajne, 1975), da bi razmejili višjeupornostna in nižjeupornostna hribovska območja ter določili pokrite litološke meje in prelomne cone.

Metode transformacije

Metode za računanje transformiranih vrednosti polj, ki ustrezajo Laplaceovi diferencialni enačbi in predstavljajo približek drugemu odvodu, imajo obliko:

$$t_{ij} = \sum_{k=0}^n c_k \bar{f}_{ij}(r_k) \quad (1)$$

ali

$$t_{ij} = \frac{\sum_{k=0}^n a_k f_{ij}(r_k)}{\sum_{k=0}^n b_k \bar{f}_{ij}(r_k)} f_{ij}(0) \quad (2)$$

kjer pomeni

- (i, j) poljubni vozle kvadratne mreže; v vozlih te mreže so podane vrednosti polja;
- t_{ij} transformirana vrednost v točki (i, j) ;
- r_k polmer k -tega kroga s središčem v točki (i, j) ; pri tem je $r_0 = 0$;
- $\bar{f}_{ij}(r_k)$ poprečna vrednost polja na krogu s polmerom r_k ; pravzaprav je to aritmetična srednja vrednost polja v točkah kvadratne mreže, ki ležijo na krogu s polmerom r_k in središčem v točki (i, j) ;
- $f_{ij}(0)$ vrednost polja v točki (i, j) ;
- a_k, b_k, c_k utežni koeficienti.

Razne metode računanja se razlikujejo v nizih utežnih koeficientov, ki obeležujejo transformirano karto. Da bi bila transformirana karta uporabna, morajo biti koeficienti primerno izbrani. Izbira je odvisna od velikosti in globine geološke strukture, ki nas zanima, in od napak v podatkih.

Pri računanju smo uporabili formule naslednjih avtorjev: B. N. P. Agarwal in T. Lal, 1971 (formula 22), B. N. P. Agarwal in T. Lal, 1972, T. A. Elkins, 1951 (formula 13), W. R. Griffin, 1949, R. G. Henderson in F. Zietz, 1949 (formula 15), O. Rosenbach, 1953 (formula 16).

B. N. P. Agarwal in T. Lal sta uporabila v članku iz leta 1971 obliko (2), vse druge obravnavane metode transformacije pa imajo obliko (1).

Za različne namene je ugodna posplošena metoda (B. N. P. Agarwal in T. Lal, 1972) ki s spreminjanjem enega samega parametra, tim. operatorja izglajevanja ali dušenja λ , v mejah od 0 do 0,3 daje vse potrebne nize koeficientov. (Utežni koeficient c_k je v tem primeru funkcija λ).

Za $\lambda = 0$ je transformiranka pravi drugi odvod (seveda glede na diskretne podatke), oziroma parcialni odvod v smeri z , to je v vertikalni smeri. Torej

$$t_{ij} = s^2 \left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right)_{ij} \quad (3)$$

kjer je

$\left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right)_{ij}$ parcialni odvod polja v točki (i, j) ;

s mrežni razmik, to je razdalja med vozli kvadratne mreže, oziroma stranica osnovnega kvadrata mreže.

Izbira mrežnega razmika je odvisna od gostote merskih stališč. Gostota vozlov kvadratne mreže, ki služi za transformacijo, mora biti manjša, ali kvečjemu enaka gostoti merskih točk. Pri določitvi mrežnega razmika s pa je treba upoštevati tudi morebitno neenakomerno porazdelitev merskih stališč na terenu.

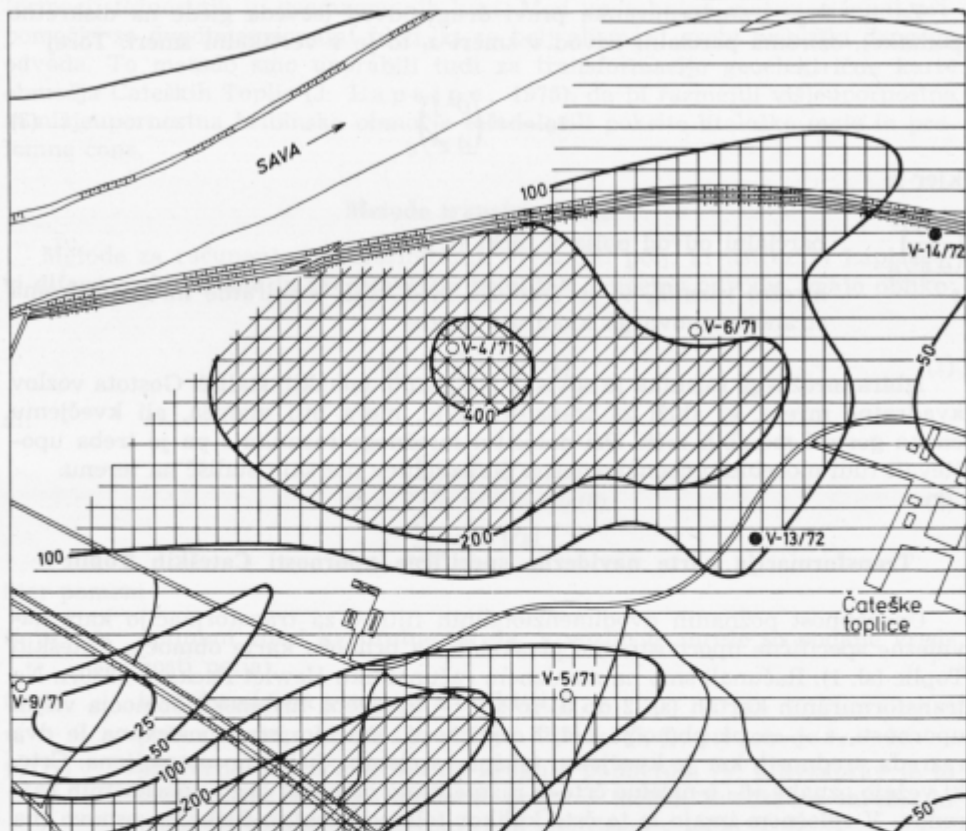
Transformacija karte navidezne specifične upornosti Čateških Toplic

Uporabnost poznanih dvodimenzionalnih filtrov za transformacijo kart navidezne specifične upornosti smo preskusili na primeru karte območja Čateških Toplic (sl. 1). Računali smo na namiznem računalniku Hewlet Packard 9830A. Na transformiranih kartah (sl. 2 do 5) so s »+« označena hribinska območja višjih upornosti, z »-« pa območja nižjih upornosti. Pri tem sta upoštevana le dva razreda vrednosti, ker je kvečjemu takšna razčlemba fizikalno utemeljena. Črte, ki vežejo oznake »0« (»ničelne črte«), razmejujejo območja obeh upornostnih razredov. V splošnem imajo le te črte kolikor toliko korektno fizikalno osnovo (na prevojih je drugi odvod funkcije enak nič). V ta namen mora biti izhodiščna geoelektrična karta, ki jo transformiramo, primerno izgajena. Pri njeni izdelavi moramo odstraniti vpliv elektrod merske razvrstitve.

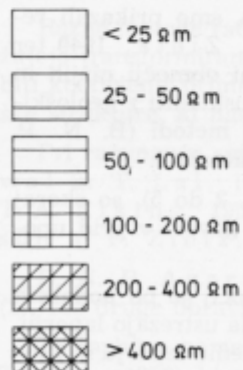
Od šestih metod, ki smo jih uporabili za transformacijo, smo prikazali rezultate štirih. Ostali dve metodi (R. G. Henderson in I. Zietz, 1949 ter O. Rosenbach, 1953) sta dali karti z bolj razdrobljenimi območji nižjih in višjih vrednosti upornosti, ki jih ni bilo mogoče zadovoljivo uskladiti z geološkimi izsledki. Isto velja tudi za transformacije po posplošeni metodi (B. N. P. Agarwal in T. Lal, 1972) z manjšimi vrednostmi operatorja λ .

Transformirane karte, dobljene po različnih metodah (sl. 2 do 5), so skoraj identične, čeprav se nizi koeficientov močno razlikujejo. To govori v prid uporabi enostavnejših filtrov.

Geološka slika nižjeupornostnih in višjeupornostnih območij je po podatkih plitvih raziskovalnih vrtin naslednja: Nižjeupornostna območja ustrezajo laporju, glinastemu laporju in glini, višjeuporna pa peščenjaku, peščenemu laporju in litotamniškemu apnencu. Podoba je, da »ničelne črte« dokaj dobro odražajo lito-loške meje in prelomne cone, saj sta obe globoki vrtini V-13/72 in V-14/72, katerih položaj je na tej črti, zadeli v prelomno cono.



Območja navidezne specifične
električne upornosti
Apparent resistivity regions



- 100 — Črta enake navidezne specifične
električne upornosti v Ωm
Equal apparent resistivity line in Ωm
- V-9/71 Plitva raziskovalna vrtina
Shallow exploration bore hole
- V-14/72 Globoka eksploatacijska vrtina
Deep exploitation bore hole

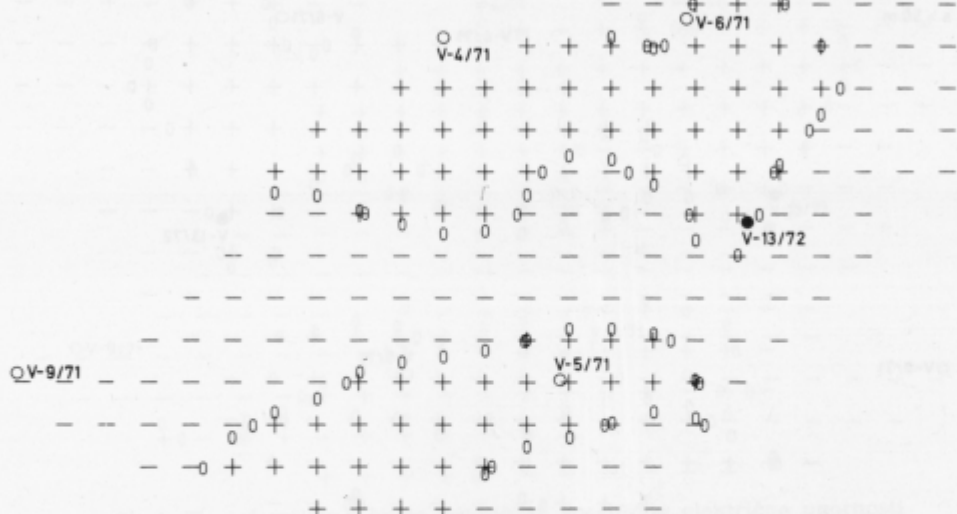
Sl. 1. Karta navidezne specifične električne upornosti za tokovni dipol $AB/2 = 60 m$

Fig. 1. Resistivity map for $AB/2 = 60 m$

k	r_k	$c_k(0,30)$
0	0	+0,656442665
1	s	+0,743175962
2	$s\sqrt{2}$	-0,628049452
3	2s	-0,736603904
4	$s\sqrt{5}$	+0,086875837
5	$s\sqrt{8}$	-0,121841108

$$t_{ij} = \sum_{k=0}^5 c_k(\lambda) \tilde{f}_{ij}(r_k)$$

s = 50 m



Območje višjih upornosti
High resistivity region



Območje nižjih upornosti
Low resistivity region



Meja med območjema upornosti
Resistivity boundary

0 100 200 300 400 m

OV-9/71 Plitva raziskovalna vrtna
Shallow exploration bore hole

●V-14/72 Globoka eksploatacijska vrtna
Deep exploitation bore hole

Sl. 2. Transformirana karta navidezne specifične električne upornosti

Filter: B. N. P. AGARWAL in T. LAL (1972), $\lambda = 0.30$

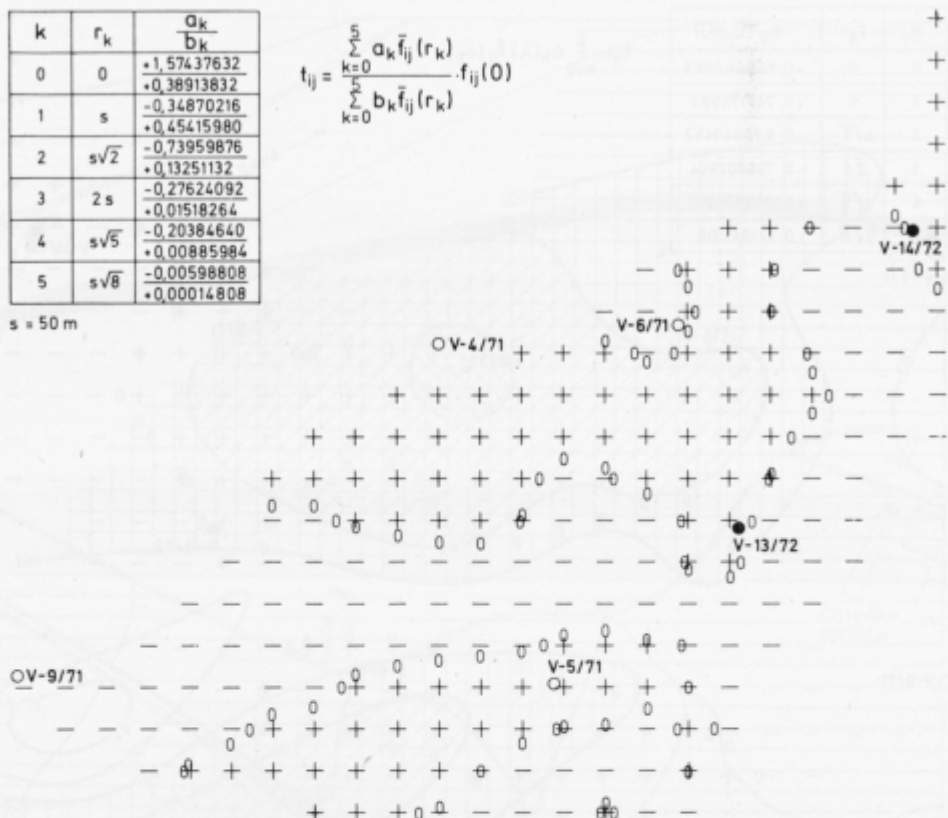
Fig. 2. Second derivative resistivity map

Filter: B. N. P. AGARWAL and T. LAL (1972), $\lambda = 0.30$

k	r_k	$\frac{a_k}{b_k}$
0	0	+1,57437632 +0,38913832
1	s	-0,34870216 +0,45415980
2	$s\sqrt{2}$	-0,73959876 +0,13251132
3	2s	-0,27624092 +0,01518264
4	$s\sqrt{5}$	-0,20384640 +0,00885984
5	$s\sqrt{8}$	-0,00598808 +0,00014808

s = 50 m

$$t_{ij} = \frac{\sum_{k=0}^5 a_k \bar{f}_{ij}(r_k)}{\sum_{k=0}^5 b_k \bar{f}_{ij}(r_k)} \cdot f_{ij}(0)$$



Sl. 3. Transformirana karta navidezne specifične električne upornosti
Filter: B. N. P. AGARWAL in T. LAL (1971), enačba (10)

Fig. 3. Second derivative resistivity map
Filter: B. N. P. AGARWAL and T. LAL (1971), equation (10)

Povzetek

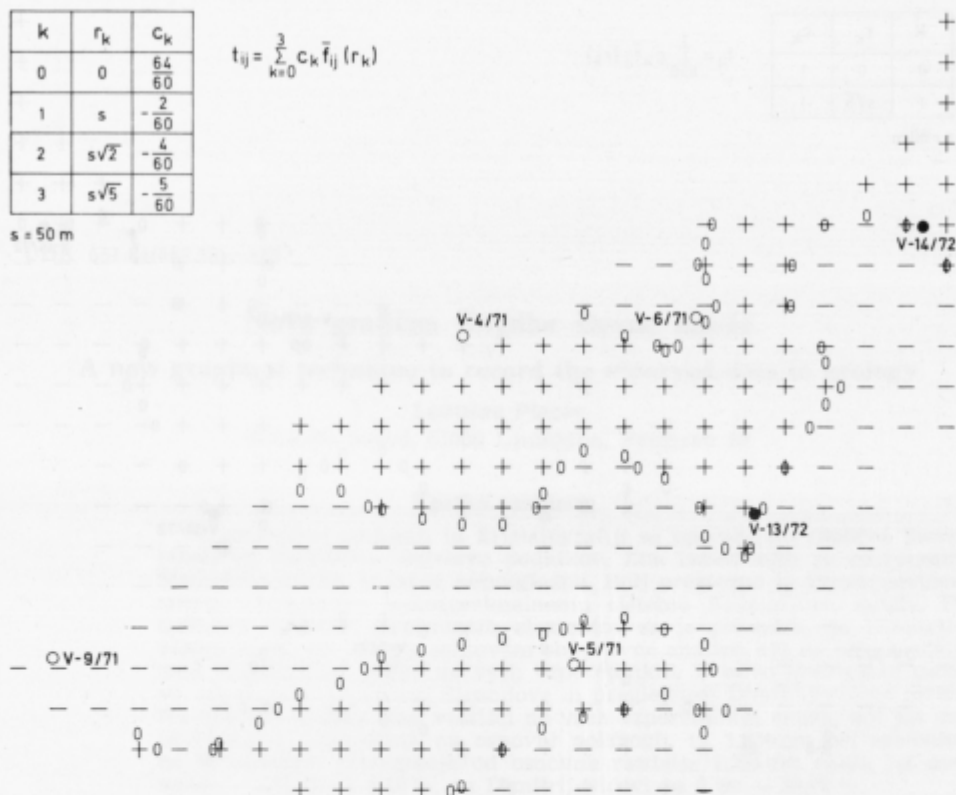
Primer transformacije karte navidezne specifične električne upornosti z dvodimenzionalnimi filtri kot približki drugega odvoda je dal zelo uporabne praktične rezultate, čeprav postopek v strogem smislu ni korekten, ker karta navidezne specifične električne upornosti ni slika potencialnega polja. Pokazalo se je tudi, da so primernejši filtri, ki dajejo enostavnejšo, oziroma manj razgibano sliko, torej filtri, ki so bolj oddaljeni od pravega drugega odvoda.

Transformirane geoelektrične karte se dobro ujemajo z geološko sliko. Območja višjih in nižjih upornosti sovpadajo z ustreznimi litološkimi enotami, »ničelne črte« pa z litološkimi mejami in prelomnimi conami. Obe vrtni, locirani na podlagi geofizikalnih raziskav — predvsem po karti navidezne specifične električne upornosti — sta v prelomni coni, ki jo odkriva »ničelna črta«, in dajeta večje količine termalne vode.

k	r_k	C_k
0	0	$\frac{64}{60}$
1	s	$-\frac{2}{60}$
2	$s\sqrt{2}$	$-\frac{4}{60}$
3	$s\sqrt{5}$	$-\frac{5}{60}$

s = 50 m

$$t_{ij} = \sum_{k=0}^3 C_k \bar{f}_{ij}(r_k)$$



Sl. 4. Transformirana karta navidezne specifične električne upornosti

Filter: T. A. ELKINS (1951), enačba (13)

Fig. 4. Second derivative resistivity map

Filter: T. A. ELKINS (1951), equation (13)

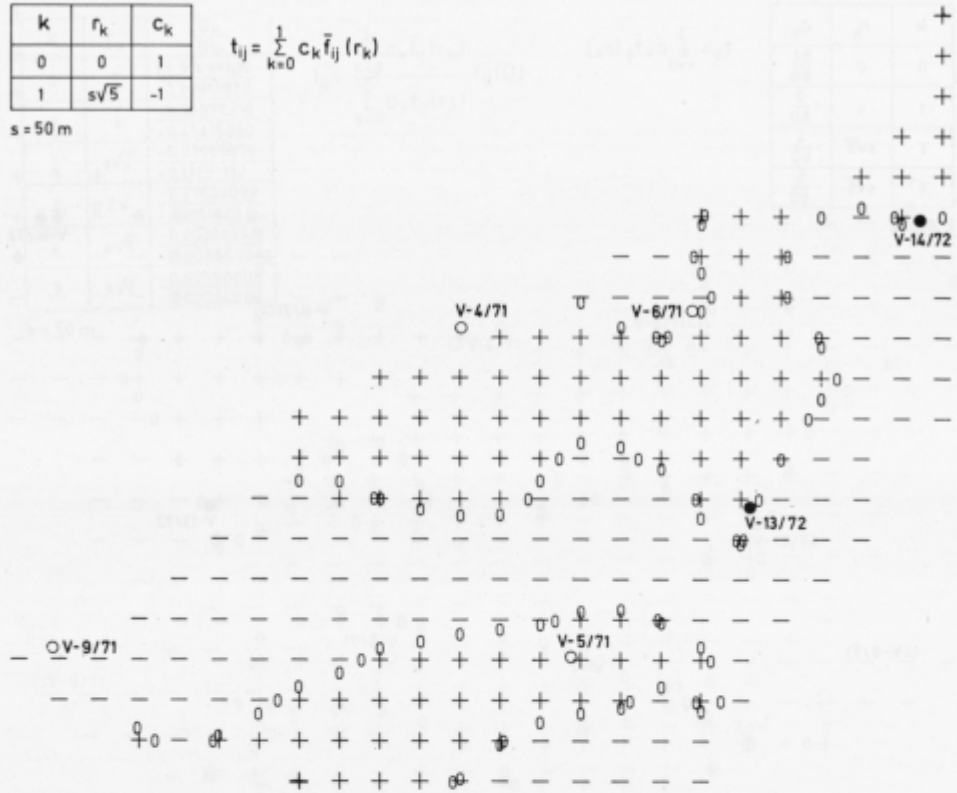
Literatura — References

- Agarwal, B. N. P., Lal, T. 1972, A generalized method of computing second derivation of gravity field. *Geophys. Prosp.* 20, 385—394.
- Agarwal, B. N. P., Lal, T. 1971, Application of rational approximation in calculation of the second derivative of the gravity field. *Geophysics* 36, 571—581.
- Elkins, T. A. 1951, The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics* 16, 29—50.
- Griffin, W. R. 1949, Residual gravity in theory and practice. *Geophysics* 14, 39—56.
- Henderson, R. G., Zietz, I. 1949, The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. *Geophysics* 14, 508—516.
- Lapajne, J. 1975, Geofizikalne raziskave na območju Čateških Toplic (Geophysical Exploration of the Čatež Thermal Springs Area). *Geologija* 18, 315—324, Ljubljana.
- Rosenbach, O. 1953, A contribution of the second derivative from gravity data. *Geophysics* 18, 894—912.

k	r _k	c _k
0	0	1
1	s√5	-1

$$t_{ij} = \sum_{k=0}^1 c_k \bar{r}_{ij}(r_k)$$

s = 50 m



Sl. 5. Transformirana karta navidezne specifične električne upornosti
Filter: W. R. GRIFFIN (1949)

Fig. 5. Second derivative resistivity map
Filter: W. R. GRIFFIN (1949)

UDK 551.24(083.58)=863

Nova grafična izvedba števne mreže**A new graphical technique to record the observed data in geology***Ladislav Placer*

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

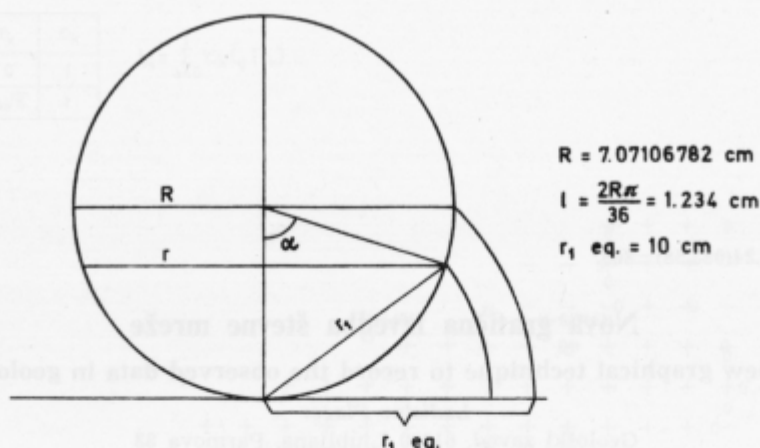
Kratka vsebina

V strukturni geologiji in kristalografiji se uporabljajo različne števne mreže za statistično obdelavo podatkov. Ena izmed njih je univerzalna Strandova mreža, ki pa je nepregledna. Bolj pregledna je Dimitrijevičeva mreža, prilagojena heksagezimalnemu sistemu Schmidtove mreže. Pri nadrobni obdelavi strukturnih elementov se je pokazalo, da Dimitrijevičeva mreža ne ustreza zahtevam objektivne analize, ker na njej razdalje med vozlišči niso enake na vseh vzporednikih. V novo predlagani mreži sta združeni objektivnost Strandove in preglednost Dimitrijevičeve mreže. Na njej so razdalje med vozlišči na vseh vzporednikih enake, kot jih ima ekvatorialni vzporednik na osnovni polkrogli, tj. 1,234 cm pri razdelitvi na 36 odsekov. Odstopanje od osnovne razdalje 1,234 cm znaša na novi mreži — 1,51 do + 4,19 %, na Dimitrijevičevi pa 0 do — 35,72 %.

Abstract

Various alternative techniques may be used to draw contoured point diagrams based on Wulff and Schmidt nets. The Dimitrijevič net, though conformed to the sexagesimal system of the Schmidt net, does not allow precise features to be obtained for the observed data in structural geology. Its incompleteness is due to unequal intervals between the mesh knots on different parallels. In order to bring together the statistical objectivity of regularly distributed points in the Strand net and the clear arrangement of the Dimitrijevič net a new graphical technique is considered. All the parallels of the new net variant are divided in equal segments. The distribution unit is 1.234 cm, which is the same as on the equatorial circle of the base hemisphere. The deviation from the basic unit is — 1.51 percent to + 4.19 percent on the newly suggested net, while on the Dimitrijevič net it amounts to — 35.73 percent.

Iz literature poznamo več načinov za izdelavo konturnih diagramov na podlagi Wulffove in Schmidtove mreže (W. Schmidt, 1925; O. Mellis, 1942; T. Strand, 1944; A. V. Pronin, 1949; M. D. Dimitrijevič, 1956). V strukturni geologiji je najpogostejše v rabi Schmidtova ekvivalentna mreža. V zvezi z njo so dolgo časa uporabljali Schmidtovo pravokotno števno mrežo s pomičnim krožcem, ki pa zaradi ustvarjanja navideznih maksimumov v obodnem delu diagrama ni primerna za objektivno statistično obdelavo. To napako je v ve-



Sl. 1. Parametri osnovne polkrogle

Fig. 1. Parameters of the base hemisphere

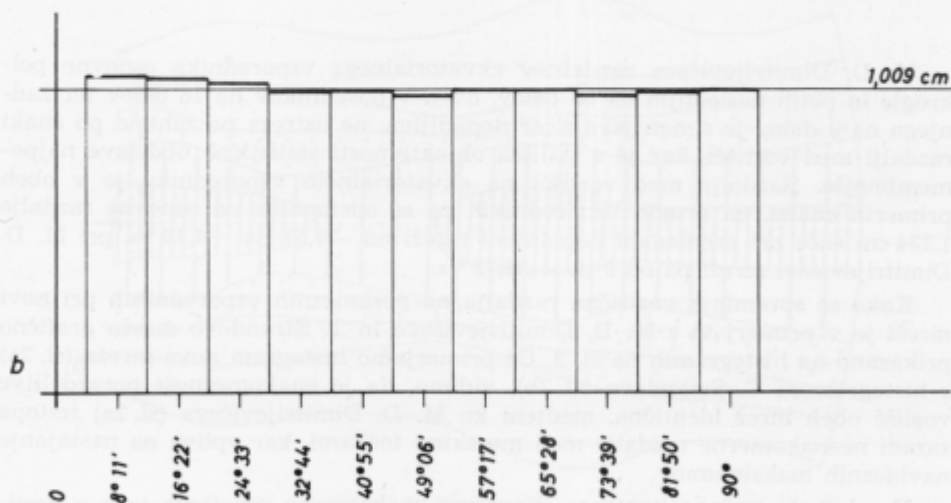
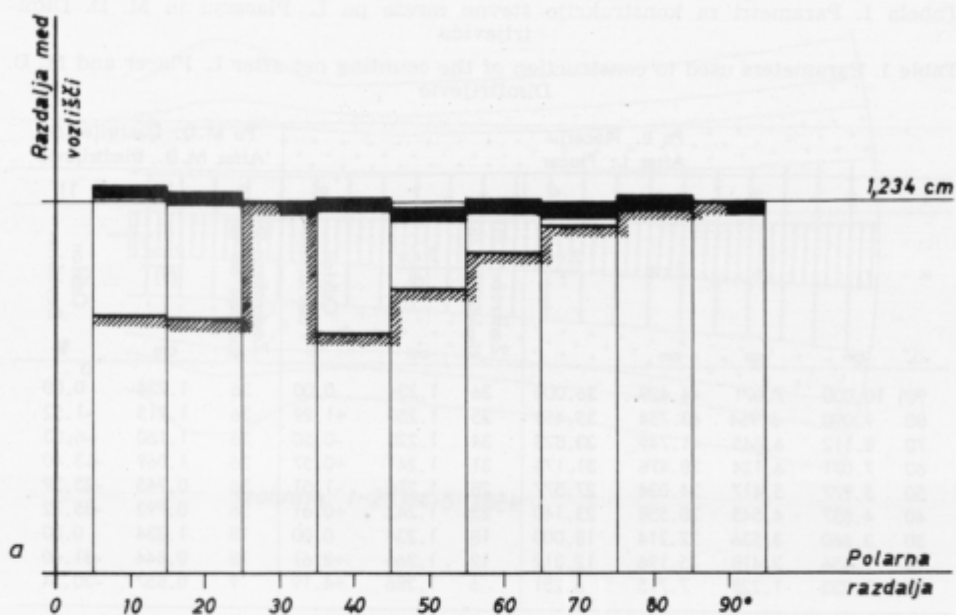
liki meri odpravil T. Strand (1944). Namesto pomičnega števnega krožca je izrisal fiksne elipse kot projekcije vplivnih krožcev na osnovni polkrogli, ki zavzemajo en odstotek njene površine (314,159 mm²). Da bi prekril celotno površino polkrogle, je konstruiral, kot W. Schmidt, mrežo s 314 merskimi točkami, in sicer tako, da je obod polkrogle razdelil na 44 delov. Zaradi tega ima njegova polkrogla enajst vzporednikov, razdalje med vozlišči pa znašajo približno en centimeter.

Pozneje je M. D. Dimitrijević (1956) izdelal podobno mrežo, le da je njegova bistveno bolj pregledna, saj je obod osnovne polkrogle razdelil na 36 delov in s tem prilagodil števno mrežo heksagezimalnemu sistemu W. Schmidtove mreže. Na devetih vzporednikih je izrisal 261 vozlišč. M. D. Dimitrijevićeva izvedba števne mreže se je zaradi lepše preglednosti v primerjavi s T. Strandovo močno uveljavila in se v praksi na široko uporablja.

Pri detaljni obdelavi strukturnih problemov se je pokazalo, da M. D. Dimitrijevićeva števna mreža ne ustreza zahtevam objektivne analize. Da bi združili statistično objektivnost enakomerno razporejenih vozlišč T. Strandove in preglednost M. D. Dimitrijevićeve mreže, smo spremenili M. D. Dimitrijevićevo konstrukcijo po T. Strandovem principu; na izpopolnjeni mreži smo obdržali na vseh vzporednikih enako razdaljo med vozlišči, kot jo ima ekvatorialni vzporednik na osnovni polkrogli. Pri razdelitvi na 36 odsekov znaša osnovna enota 1,234 cm (sl. 1). Kakšna je razdalja med vozlišči na posameznih vzporednikih, kaže tabela 1. Na njej je podana tudi primerjava z M. D. Dimitrijevićevo mrežo.

Sl. 2. Histogrami razporeditve razdalje med vozlišči na posameznih vzporednikih osnovne polkrogle a) po M. D. Dimitrijeviću (1956) in L. Placerju (1980), b) T. Strandova varianta (1944)

Fig. 2. Histograms of distribution of the mesh knots on different parallels of the base hemisphere a) after M. D. Dimitrijević (1956) and L. Placer (1980) b) after T. Strand (1944)



- Po T. Strandu (1944)
- After T. Strand (1944)
- ▨ Po M. D. Dimitrijeviću (1956)
- ▨ After M. D. Dimitrijević (1956)
- Po L. Placerju (1980)
- After L. Placer (1980)

Tabela 1. Parametri za konstrukcijo števne mreže po L. Placerju in M. D. Dimitrijeviću

Table 1. Parameters used to construction of the counting net after L. Placer and M. D. Dimitrijević

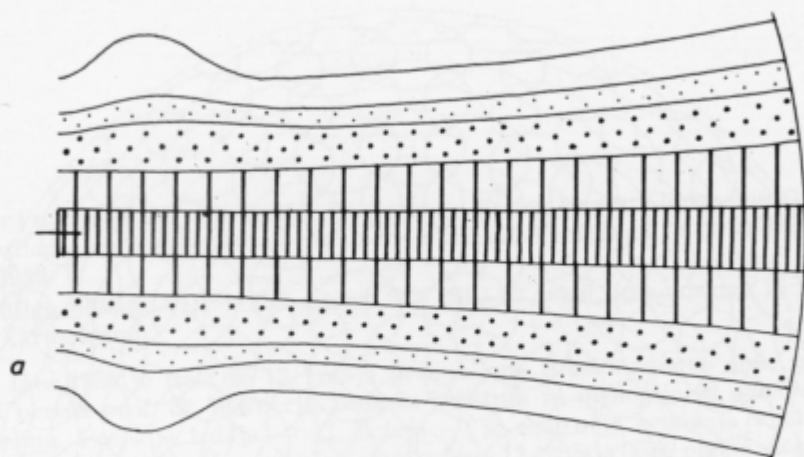
Po L. Placerju After L. Placer					Po M.D. Dimitrijeviću After M.D. Dimitrijević					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
α	r_1	r	$2r\pi$	$\frac{2r\pi}{\ell}$	Zakroženo (5) Rounded off (5)	$\frac{2r\pi}{(6)}$	Odklon Deviation	Zakroženo (5) Rounded off (5)	$\frac{2r\pi}{(9)}$	Odklon Deviation
$\angle^\circ$	cm	cm	cm			cm	%		cm	%
90	10.000	7.071	44.429	36.000	36	1.234	0.00	36	1.234	0.00
80	9.090	6.964	43.754	35.453	35	1.250	+1.29	36	1.215	-1.52
70	8.112	6.645	41.749	33.828	34	1.228	-0.50	36	1.160	-6.03
60	7.071	6.124	38.476	31.176	31	1.241	+0.57	36	1.069	-13.40
50	5.977	5.417	34.034	27.577	28	1.216	-1.51	36	0.945	-23.39
40	4.837	4.545	28.558	23.140	23	1.242	+0.61	36	0.793	-35.72
30	3.660	3.536	22.214	18.000	18	1.234	0.00	18	1.234	0.00
20	2.456	2.418	15.196	12.312	12	1.266	+2.61	18	0.844	-31.60
10	1.233	1.228	7.715	6.251	6	1.286	+4.19	9	0.857	-30.54
223					261					

M. D. Dimitrijevićeva razdelitev ekvatorialnega vzporednika osnovne polkrogle in petih naslednjih na 36 delov, dveh vzporednikov na 18 delov ter zadnjega na 9 delov je simetrijsko sicer dopadljiva, ne ustreza pa zahtevi po enaki razdalji med vozlišči, kar je s stališča objektivnosti statistične obdelave najpomembnejše. Razdalja med vozlišči na ekvatorialnem vzporedniku je v obeh primerih enaka, na drugih vzporednikih pa se odstopanje od osnovne razdalje 1,234 cm suče pri predlagani dopolnjeni mreži od $-1,51$ do $+4,19\%$, pri M. D. Dimitrijeviću mreži pa od 0 do $-35,72\%$.

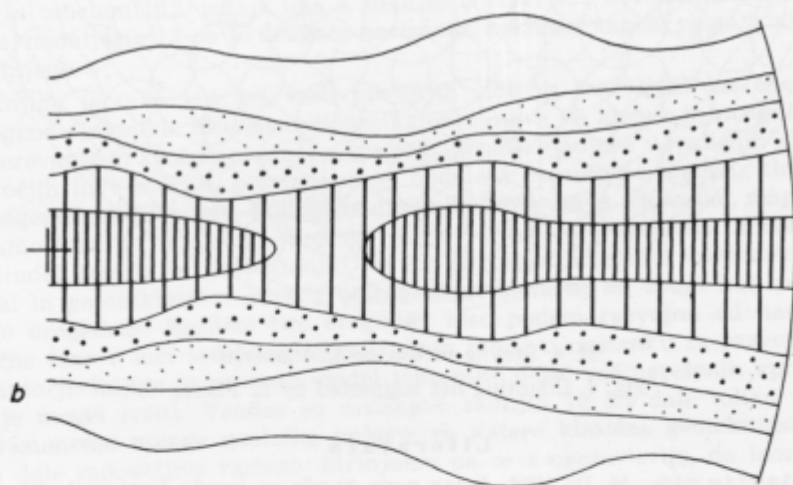
Kako se spreminja vozliščna razdalja na posameznih vzporednikih pri novi mreži je v primerjavi z M. D. Dimitrijevićevo in T. Strandovo mrežo grafično prikazano na histogramih na sl. 2. Če primerjamo histogram nove mreže (sl. 2a) s histogramom T. Strandove (sl. 2b), vidimo, da je enakomernost porazdelitve vozlišč obeh mrež identična, medtem ko M. D. Dimitrijevićeva (sl. 2a) izstopa zaradi neenakomerne razdalje med merskimi točkami, kar vpliva na nastajanje navideznih maksimumov.

Na sl. 3 sta podana konturna diagrama enakomerno posejanih točk v vertikalnem pasu π , širokem 20° , kot ju dobimo na novi mreži (sl. 3a) in M. D. Dimitrijeviću (sl. 3b) števni mreži. V prvem primeru kaže konturni diagram povsem enakomerno porazdelitev, kot v resnici tudi obstaja, medtem ko je v drugem primeru porazdelitev neenakomerna.

Novo števno mrežo kaže sl. 4. Poleg večje objektivnosti pri prikazovanju statističnih podatkov je tudi bolj pregledna, saj ima le 223 števnih točk, medtem ko jih ima M. D. Dimitrijevićeva 261.



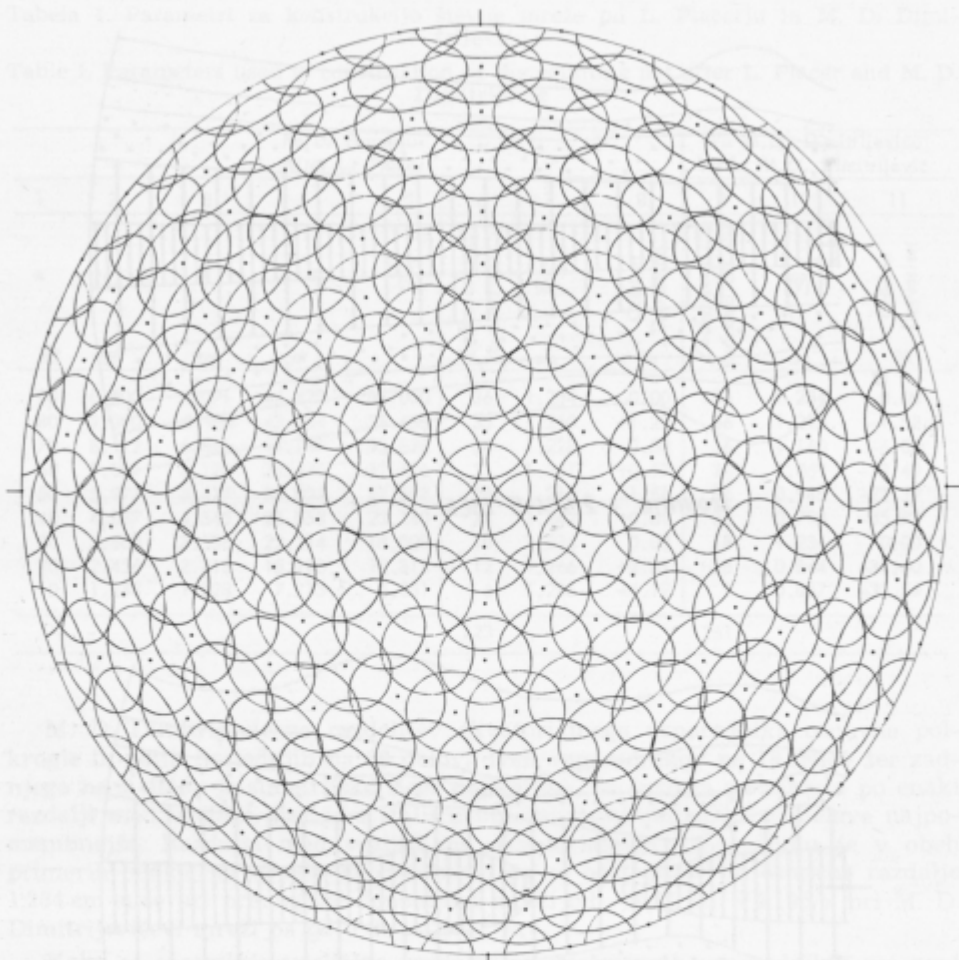
Izolinije 1-2-3-4-5 točk



Izolinije 1-2-3-4-5 točk

Sl. 3. Konturni diagram vertikalnega π kroga a) diagram na izpopolnjeni števnj mreži, po L. Placerju (1980), b) diagram na M. D. Dimitrijevičevi števnj mreži (1956)

Fig. 3. Contour diagram of the vertical π circle a) drawn by the graphical technique suggested by L. Placer (1980), b) after M. D. Dimitrijevič (1956)



Sl. 4. Števena mreža po L. Placerju

Fig. 4. Counting net suggested by L. Placer

Literatura

Dimitrijević, M. D., 1956, Jedna nova mreža za izradu konturnih dijagrama. Zbornik radova Rud. i Geol. fak. 4, Beograd.

Dimitrijević, M. D., Petrović, R. S. 1965, Upotreba projekcije lopte u geologiji. Geološki zavod, Ljubljana.

Mellis, O. 1942, Gefügediagramme in stereographischer Projection. Min. Petr. Mitt. 53, Wien.

Pronin, A. V. 1949, Statističeskaja obrabotka v stereografičeskoy proekcii orien-tirovannyh veličin. Sovetskaja geologija, 37, Moskva.

Schmidt, W. 1925, Gefügestatistik. Min. Petr. Mitt. 38, Wien.

Strand, T. 1944, A Method of Counting Out Petrofabric Diagrams. Norsk Geolo-gisk Tidsskrift 24, Oslo.

NOVE KNJIGE BOOK REVIEWS

Brinkmanns Abriss der Geologie — Erster Band: Allgemeine Geologie, 12. Auflage, neubearbeitet von **Werner Zeil**, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1980.

Knjiga obsega VIII + 255 strani, 232 slik, 33 tabel, ima format 17×24 cm in je kartonirana.

V letu 1980 je izšla že 12. izdaja priljubljene Brinkmannove obče geologije izpod peresa prof. dr. **Wernerja Zeila** iz Inštituta za geologijo in paleontologijo v Berlinu. Prejšnja izdaja — 11. izdaja — je obširneje ocenjena v 11. knjigi Geologije, leto 1975. V primerjavi z njo ima 12. izdaja kar precej dopolnitev. Poleg novo napisanega uvoda so nova poglavja o preperevanju in tvorjenju tal, premogu, nafti, naftnem skrilavcu in dodatne razlage o delovanju voda, manganskih gomoljih, daljinskem zaznavanju, potresih, skrilavosti, geotermični energiji, meteoritih in luni. Kljub temu se vrstni red poglavij ni spremenil, tudi obseg knjige se je le malo povečal. Knjiga je posebno bogata s slikovnim gradivom in tabelami. 12. izdaja ima 4 slike in 5 tabel več kot 11. izdaja, 18 slik je novih, nadaljnjih 13 pa je drugače narisanih, nekatere tabele pa so izboljšane in dopolnjene.

Knjiga je tako kot pri vseh prejšnjih izdajah razdeljena na eksogeno in endogeno dinamiko. Eksogena dinamika obravnava na kratek in razumljiv način preperevanje in kroženje vode na kopnem, geološke pojave v različnih klimatskih področjih in v morjih, posebej pa so obdelani posamezni region, klasifikacija in diagenza sedimentov. Endogena dinamika obravnava tektoniko, magmatizem, metamorfozo in anatekso, končna poglavja pa so posvečena kratki razlagi o zgradbi zemlje in geotektoniki. V 18. poglavju je opisan nastanek geoantiklinal in geosinklinal v zvezi z epirogenozo, medtem ko drugi bolj poudarjajo vlogo orogeneze. Različni tipi orogenov niso podani razvojno od nastanka do končne faze v luči sodobnih mobilističnih teorij o nastanku in razvoju zemlje. Po avtorju knjige je prinesel model tektonike plošč več nerešenih vprašanj kot jih je mogel rešiti. Vendar so raziskave zadnjih 10 let dale toliko podatkov, da razumemo mnoge geološke pojave, za katere klasične geotektonske teorije niso dale zadovoljive razlage. Strinjamo pa se z ugotovitvijo, da teorija tektonike plošč še ni teorija globalne tektonike, kot so jo v prvem navdušenju imenovali nekateri geologi. Pot do nje vodi prek nadaljnjih raziskav.

Brinkmannova obča geologija je napisana enostavno, kratko in razumljivo. V njej najdemo številne definicije in razlage geoloških pojmov in pojavov. Posebna odlika knjige so razumljive in enostavno prikazane slike, skice, tabele, karte, profili in diagrami. Dobrodošla bo študentom geologije, geografije in študijskih smeri, ki obravnavajo v svojem učnem programu določena poglavja iz geologije. V roko jo bo rad vzel marsikateri bralec, ki si želi izpopolniti svojo splošno izobrazbo, pa tudi geolog jo bo z veseljem prebral. Ob koncu vsakega

poglavja je navedena poglavitna literatura, ki lahko služi vsakemu za dopolnitev pridobljenega znanja. Posebno vrednost ima obsežno stvarno kazalo na koncu knjige.

Uroš Premru

Dietrich Marsal: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. 2. dopolnjena izdaja. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1979. Obseg XII + 192 strani, 52 slik, VII tabel. Format 15 × 23 cm. Kartonirano DM 48,80.

Izšla je druga predelana izdaja statističnih metod za naravoslovce, ki je, tako kot prva (izšla 1967), namenjena geologom v splošnem, paleontologom, petrografom, mineralogom, pedologom in morfologom, morejo pa jo uporabljati tudi biologi, ki se ukvarjajo s problemi ekologije in taksonomije ter kristalografiji in geofiziki, katerih opazovanja so usmerjena bolj v uporabno kot v teoretsko smer.

Avtor je knjigo namenil širšemu krogu raziskovalcev, zato jo je razbremenil diferencialnega in integralnega računa ter računanja z matricami, in uporabil le metode nižje matematike; prislunil pa je tudi možnostim, ki jih daje uporaba žepnih računalnikov, in razvil za to ustrezne obrazce.

Knjiga predstavlja prijetno pridobitev, saj podaja znana poglavja iz elementarne in matematične statistike tako, da so vanje vključeni praktični primeri iz pedologije, ledenodobnih raziskav, facialnih raziskav, sestave trdnih teles, geokemije, fizikalnih lastnosti kamenin, klimatologije, granulometrije, kristalografije, analize debelin, raziskav materiala, morfologije, lege, težkomineralne sestave, statističnih ciklov, bioloških eksperimentov, evolucije, paleontologije nevretenčarjev, analize oblik, pelodnih raziskav, statistike variacije in paleontologije vretenčarjev.

Primeri kažejo na številne možnosti statističnih metod obdelave, ki jih praktično lahko uporabimo v vseh vejah geologije. Za primer naj navedemo nekaj zanimivejših naslovov uporabnih nalog iz geologije: uporaba iteracijske analize pri raziskavah ritmične transgresije, raziskava statistične variacije germanskih ceratitov, omejevanje in razločevanje posameznih tipov faciesov, mutacije vrste *Calceola sandolina*, geneza ogljikovodika v sedimentih, razskiva paleogeografskih barier, analize trenda podlage neogena med Bratislavo in Esztergomom itd.

Na koncu podaja avtor naslove pomembnejših raziskovalcev in njihova važnejša dela s kratko razlago problematike, ki jo obravnavajo. Omenjeni so le pomembnejši raziskovalci iz Zvezne republike Nemčije, Kanade, Francije, Severne Irske, Švedske, SSSR in ZDA. Temu seznamu je dodan tudi pregled učbenikov in monografij o nekaterih poglavjih statistike. V dveh posebnih dodatkih so podane najprej računске tabele, nato pa matematične izpeljave obrazcev, ki omogočajo uporabo žepnih računalnikov v nekaterih statističnih obdelavah. Končno najdemo še seznam strokovnih izrazov v angleščini in imensko ter stvarno kazalo.

Knjigo priporočamo vsem geologom in drugim naravoslovcem, ki bodo ob vse večjem kopičenju podatkov morali preiti na njihovo kvalitativno vrednotenje. Koristna pa bo tudi za študente, ki se šele uvajajo v skrivnosti zbiranja in vrednotenja podatkov.

Ladislav Placer

Götz Schneider: **Naturkatastrophen**. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1980. 364 strani, 190 slik, 40 tabel. Format 12×19 cm, kartonirano, DM 28,80.

Naravne katastrofe so za človeštvo pomembna sila, ki nenadno prekrine ali bistveno preusmeri tok življenja večje skupine ljudi. Direktno lahko prizadene s tem, da pomori večje število ljudi, indirektno pa uničuje stanovanja, poljedelstvo, industrijo, prometne zveze in podobno. Primitivni človek je pred naravno katastrofo bežal, moderni človek pa se bori proti njej. Pokazalo se je, da je najuspešnejša borba proti naravnim katastrofam poznavanje vzrokov njihovega nastanka in razumevanje fizikalne narave vseh procesov, ki so pri njih udeleženi. Človek torej ni brez moči proti naravnim katastrofam, ker ima na voljo zadosti metod, da prepreči ali omili njihove posledice.

Obsežna in raznolika področja raznih znanosti, ki se ukvarjajo s pojavi na Zemlji, in naravne katastrofe je profesor Schneider razdelil na štiri glavna poglavja: geosfera, atmosfera, hidrosfera in izvenzemeljski vplivi. V poglavju o geosferi je obdelal potrese, vulkanske izbruhe in plazove, s področja atmosfere je razložil vrtnčaste viharje, s hidrosfere pa poplave. Pri izvenzemeljskih vplivih se je dotaknil meteoritov in sprememb zaradi raznih pogojev obsevanja Zemlje. Na 336 straneh je zbral veliko dejstev in podatkov. Njegov namen je bil, prikazati problematiko naravnih katastrof s treh vidikov:

— Glavni vzrok, da nekateri geofizikalni procesi pripeljejo do katastrofalnih posledic, ni slabo poznavanje teh procesov, temveč človekova nesposobnost, učiti se iz opazovanj, kako zmanjšati njegove učinke.

— Razvoj geofizikalnih procesov je odvisen čisto že od šibkih sprememb normalnega stanja. Za konstrukcijo fizikalnega modela določenega procesa je treba določiti ustrezne parametre, ki pa so obremenjeni z napakami: torej je določitev takega procesa le približna.

— Tudi pri najboljšem poznavanju procesa še vedno obstaja področje, kjer naravnih katastrof ne pričakujemo, ali se jih ne moremo ubraniti. Taki so primeri udarcev velikih meteoritov ali izbruhi tako imenovanih »ugaslih« vulkanov. Takšni pojavi so redki in jih enostavno zanemarimo.

Pri večini katastrof je podal avtor osnovne fizikalne relacije v matematični obliki, ki so rezervirane za strokovno razgledanega bralca. Navedel pa je nekatere fizikalne parametre iz prakse, ki dajejo nazornejšo predstavbo o teh procesih. Za Assamski potres leta 1950 so bile še v oddaljenosti 7500 km od žarišča potresa v Stuttgartu izmerjene vrednosti vertikalnega premika zemeljske površine v velikosti 10 mm, horizontalna premika pa sta znašala po 8 mm. Perioda valovanja seizmičnega vala je bila 21 sekund. Pri tem nastali pospešek zemeljske površine je dosegel komaj $0,0001 \text{ ms}^{-2}$, česar človek ne občuti več. Isti premiki pa bi pri višjih frekvencah seizmičnega valovanja, ki so običajne v bližini po-

tresnega ognjišča, že povzročili pospeške, ki so lahko 10 000 do 100 000 krat večji od prej navedenega. Ti pa že po malo dalj časa trajajočem tresenju povzročijo močna rušenja stavb.

Avtor je za najbolj značilne primere katastrof navedel vse glavne parametre in obravnaval pri vsaki vrsti katastrofe v posebnem poglavju vprašanje prognoziranja. Nekatere katastrofe je možno napovedati, drugih sploh ne in jih tudi nikdar ne bo mogoče. Prognoziranje, sloneče na statistiki, ni zanesljivo. Točnost napovedovanja je odvisna od stopnje poznavanja fizikalnega mehanizma katastrofe in od stopnje točnosti ter zanesljivosti instrumentalnega opazovanja. Taki procesi so plimovanje, tropski vrtninasti viharji, plazovi in poplave. K drugim spadajo ireverzibilni geofizikalni procesi. Pri njih ni možna ponovitev procesa pri sicer popolnoma enakih izhodnih pogojih. To velja za potrese.

Prognoziranje katastrof je na splošno zelo dvomljivo. V glavnem mu skoraj vedno slede velike finančne obremenitve zaradi evakuacije prebivalstva in prekinitev vseh gospodarskih dejavnosti. Tak primer iz sedanjih dni je bila evakuacija pri napovedi katastrofalnega potresa vulkana La Soufrière na Malih Antilih leta 1976. Izbruh pa je bil popolnoma normalen.

V zvezi s procesi, ki so redki in po svoji jakosti uničujoči, je avtor omenil tudi eksplozijo vulkana Santorin v Egejskem morju v 15. stol. pred našim štetjem. Ta naj bi bila nenadno uničila minojsko kulturo na otoku Kreti. Avtorju se to ne zdi verjetno, kar potrjujejo tudi najnovejše raziskave. Iz novejšega časa (1908) je znana katastrofa Tunguska v Sibiriji, za katero znanost do danes še ni našla razlage.

Knjiga ni ravno redkost v katastrofični tematiki, vendar nudi zelo dober vpogled v osnove vseh tistih geofizikalnih procesov, ki pri nenadnem ali zelo velikem porastu nekaterih parametrov zavzamejo katastrofalne dimenzije. V njej je prikazana in obrazložena problematika procesov, ki zanima v prvi vrsti vse tiste, ki lahko po svojih strokovnih sposobnostih sodelujejo pri napovedovanju, zmanjšanju ali preprečitvi procesa. To so geologi, meteorologi, hidrologi, geofiziki, gradbeniki, prometni strokovnjaki, pa tudi sociologi in politiki.

Danilo Ravnik

25. obletnica smrti Cveta Germovška

Cveto Germovšek je bil rojen 13. oktobra 1923 v Murski Soboti. Maturiral je v Ljubljani l. 1944, diplomiral pa iz geologije in kemije 4. aprila 1950 na univerzi v Ljubljani. V letih 1949 do 1951 je bil v službi pri Geološkem zavodu v Ljubljani. Zapustil ga je 31. oktobra 1951 in se takoj v začetku novembra zaposlil v takratnem Geološkem inštitutu Slovenske akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani. Sprva je bil asistent, od 16. oktobra 1952 do smrti pa strokovni sodelavec. Pri zajetju vodnjaka nad izvirom Dobličice se je 8. julija 1955 smrtno ponesrečil.

Po ustanovitvi Geološkega zavoda SRS 7. maja 1946 je bil Cveto Germovšek prvi geolog iz prve povojne generacije študentov, ki se je tamkaj redno zaposlil. Ze leta 1947 in naprej do diplome je v poletnih počitnicah skupaj z drugimi



študenti geološko kartiral na raznih koncih Slovenije. Po odločitvi Geološkega zavoda, da izda geološko karto Slovenije, je začel l. 1949 pripravljati material za geološko kartiranje lista Novo mesto v merilu 1:100 000.

S terenskimi deli je začel spomladi 1950. leta. Konec l. 1951 je skartiral večji del lista Novo mesto 1 (Trebnje), del lista Novo mesto 2 (Novo mesto) in Novo mesto 3 (Kočevje); vsi listi v merilu 1:50 000. Nadalje je kartiral jurske in kredne apnenca v okolici Starega trga ter mlajše paleozojske plasti Mozlja in Banje Loke. Med stratigrafskimi problemi, ki jih je rešil, je vredno omeniti tako imenovane velikotrnske sklade. V njih je kot prvi našel ostanke rudistov jugovzhodno od Mirne in s tem dokazal, da so kredne starosti; pred tem so dolgo veljali za triadne. Z geološkim kartiranjem je nadaljeval vsa naslednja leta in končal list Novo mesto 1.

Za Germovškovo nadaljnjo usmeritev je bila odločilna najdba titonskega apnenca z bogato hidrozojsko favno v okolici Novega mesta. Z velikim navdušenjem je vsako leto nabiral kamenine, predvsem pri Gradu Graben, Mačkovcu, Muhaberu, zahodno od Ponikev pri Trebnjem, pa tudi v bližini Dobrniča. Čeprav se je med študijem usmerjal v mineralogijo, se je l. 1953 z veliko vnemo lotil paleontoloških določitev malmskih trdoživnjakov, hkrati pa je določeval tudi korale, morske gobe in apnene alge. Zbral je več kot 300 kosov z okameninami, med katerimi prevladujejo trdoživnjaki. Spoprijel se je s to paleontološko skupino z mnogimi nejasnostmi v sistematski razčlenitvi in je zelo uspešno obrnil prvo brazdo na naši takratni ledini te skupine. Germovšku pripada pomemben delež pri postavljanju filogenetskega sistema in njegova dognanja so v veliki meri še danes veljavna. Na podlagi mikrostrukture skeletnih elementov je uvedel spremembe v klasifikacijo hidrozojev. Objavil je sicer samo eno delo o malmskih trdoživnjakih (1954), zasnovanih pa je imel več. Germovšek je postavil novo, še danes veljavno družino *Sporadoporidae*, nove rodove *Astrostylopsis* s tremi novimi vrstami, *Actinostromina* z dvema novima vrstama in *Sporadoporidium* z eno novo vrsto. Iz rodu *Cylicopsis* je opisal tri nove vrste ter eno novo vrsto iz rodu *Sphaeractinia*. Imel je izvrsten dar opazovanja in kritičnega presojanja, ki se je v enaki meri uveljavil pri njegovih paleontoloških delih kot drugje. S tem, kar je pokazal pri prvih paleontoloških delih, bi se bil gotovo razvil v enega vodilnih hidrozojskih strokovnjakov na svetu.

V Germovškovi zapuščini je ostala tudi kopica izpiskov iz literature o mezozojskih koralah z opisi posameznih vrst, ki jih je našel pri terenskih delih.

Prvo delo, ki ga je objavil, je bilo njegovo diplomsko delo: »Kremenov keratofir pri Veliki Pirešici«; za tisk ga je lepo izpopolnil in zaokrožil, tako da predstavlja vzgledno razpravo o magmatski kamenini, ki jo je po pokojnem prof. V. V. Nikitinu imenoval kremenov keratofir.

Po uvodnem delu, v katerem je navedel vse dotedanje preiskave te kamenine in vse spremembe, ki so temeljile na razliki v času njenega nastanka po različnih avtorjih, je podal najprej kratek opis mlajše kamenine — andezita, njegovega tufa in tufita, ki se pojavljajo v ožji okolici. Tako je ravnal zato, da bi poudaril razliko med obema kameninama, ki so ju včasih med seboj zamenjavali. Šele nato je natančno opisal goliče, mineralno in kemično sestavo različnih vzorcev kremenovega keratofirja ter vse kamenine razporedil v isto vrsto, ker ni našel med vzorci tako velikih razlik, da bi jih mogel prištevati dvema tipoma magme. S tem je dokazal, da je vsa kamenina Velike Pirešice kremenov keratofir.

Germovšek je v svoji prvi stratigrafski razpravi (1953) obdelal zgornjekredne klastične sedimente na Kočevskem in v bližnji okolici in jih prikazal na geoloških kartah in profilih. V svoji najbolj tehtni geološki študiji o geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Šentrupertom je opisal karbonske plasti, triadne stratigrafske enote, ki jih je delno tudi dokazal z značilnimi fosili, jurski apnenec in miocenske ter pliocenske enote. Celotno zaporedje kaže tudi priložena geološka karta v barvah v merilu 1:50 000. Nadrobno je razčlenil tudi geološko zgradbo in pokazal medsebojni položaj lokalnih tektonskih enot (1955). V zvezi s pripravo Rakovčeve Geološke zgodovine ljubljanskih tal v Zgodovini Ljubljane je kartiral vzhodno in južno obrobje Ljubljanskega barja in objavil tudi sam (1955) najpomembnejše izsledke. Na treh krajih je našel karbonske plasti, drugje spodnjewerfenske in zgornjewerfenske kamenine, srednjetriadni dolomit, karnijske sklade ter prispeval nova dognanja o tektonskih razmerah.

1952. leta je prevzel po naročilu Geološkega zavoda izdelavo pregledne petrografske karte Pohorja, da bi z njo postavil osnovo za nadaljnje raziskave tega ozemlja. To nalogo je Germovšek opravil v sorazmerno kratkem času s sodelovanjem študentov geologije. Za uvod je skupaj z njimi prehodil velik del ozemlja, nato pa so pod njegovim vodstvom izdelali študentje številne prečne preseke celotnega Pohorja. Končno je po zbranih podatkih in vzorcih podal geološko sliko celotnega Pohorja.

Z nadrobnim pregledom številnih kosov kamenin in zbruskov je določil njihovo mineralno sestavo, jih razdelil po stopnji metamorfoze in tako opravil delo, ki ima še danes velik pomen za raziskovanje Pohorja. Pri tem je pokazal izreden posluh za organizacijo dela, ki ga je mogel opraviti le zato, ker je imel do vseh svojih sodelavcev pravi tovariški odnos. S tem je dosegel, da so vsi sodelavci s posebnim navdušenjem premagovali težave, ki jih na terenu ni bilo malo.

Najvažnejše Germovškovo petrološko delo so »Triadne predornine severovzhodne Slovenije«, ki ga je predložil kot doktorsko disertacijo, vendar ga zaradi nenadne smrti ni mogel zagovarjati.

V uvodu je dal kritičen pregled in oceno vseh dotedanjih del, ki so obravnavala probleme magmatskih kamenin severovzhodne Slovenije. Dokazuje za svoje trditve je zbral z natančnim opazovanjem na terenu, ko je zbiral vzorce za mikroskopsko in kemično analizo. Značilne lastnosti kamenin je opisal ločeno po 13 oziroma 16 nadrobnih skupinah golic. Pri vsaki skupini je podal najprej pregled golic, pogoje nastopanja ter spremembe, ki jih je opazil pri nabiranju vzorcev. Pri tem se je moral potruditi, da je pri tako starih kameninah našel zadosti sveže vzorce za mikroskopsko, posebno pa še za kemično analizo. Samo tako je prišel do podatkov o kemični sestavi kamenin, da je potem mogel najti razlike, po katerih je razporedil kamenine po Trögerjevem sistemu.

Po sestavi glincev in delno tudi po mafičnih mineralih je razporedil kamenine po Trögerjevem sistemu, ki ga je dopolnil s kationsko normativno sestavo po Niggliju, Barthu in Eskoli. V pregledu je dobro ločil prave lave, lavine tufe in navadne tufe ter tufite. Pri tem se je omejil na kemično analizo samo za prave lave, da bi se tako izognil morebitnemu vplivu primesi na kemično sestavo kamenine, kar posebno velja za tufite. Pri tem je prišel do sklepa, da so spremembe v kemični sestavi kamenin verjetno odvisne predvsem od natalje-

vanja starejših kamenin, posebno skrilavcev in karbonatnih kamenin, ki so v nekaterih primerih močno spremenile kemično in mineralno sestavo magme. Poleg teh sprememb je našel nekaj kamenin, ki pričajo za samo magmatsko diferenciacijo. To je najbolj dokazal s preglednim diagramom razmerja med količino kremenice in odstotki drugih oksidov. Besedilo je opremil z vrsto lepih in skrbno izbranih slik značilnih primerov kamenin in na ta način dal iz rok zares popolno delo.

Rokopis o mlajšepaleozojskih in sosednjih mezozojskih plasteh je po njegovi smrti pripravil za tisk A. Ramovš (1962). V kakih 7 km dolgem in le nekaj 100 metrov širokem paleozojskem pasu je Germovšek našel v najnižjem delu peščeni skrilavec, ki prehaja v kremenov peščenjak s pooglenelimi rastlinskimi ostanki, ta pa v kremenov konglomerat. Menil je, da pripada to zaporedje grödenskim skladom, spodnji del pa morebiti spodnjepermskim. Na njih leže s tektonsko in erozijsko doskordanco v glavnem rdečkaste karnijske kamenine in nato zgornjetriadni dolomit s prehodom v jurske plasti.

Za upravo za vodno gospodarstvo je Germovšek pregledal številna izvirna območja, napravil geološke profile in podal za Rakitnico, Rinžo, Kolpo in Dobličico geološka mnenja. Pri zajetju vodnjaka nad izvirom Dobličice se je 8. julija leta 1955 smrtno ponesrečil (Letopis SAZU 7, 1955, str. 101). Sodeloval je tudi pri geoloških ogledih izvirov v Šmarjeških toplicah in Stopičah pri Novem mestu in napisal geološka strokovna mnenja.

Germovšek je bil tudi zelo prizadeven društveni delavec. Sodeloval je v iniciativnem odboru, ki je v slabih treh mesecih pripravil vse potrebno za ustanovni občni zbor Slovenskega geološkega društva 1. junija 1951; na volitvah so ga izbrali za tajnika. Od 22. marca 1955 pa do smrti je bil predsednik društva. Povsod in vselej je pospeševal društveno dejavnost in se zavzemal za uveljavitev mladega društva v javnosti. Že pred njegovo ustanovitvijo so geologi začeli prav na njegovo pobudo mesečno prirejati javna predavanja; že takrat in po ustanovitvi društva je bil med najpogostnejšimi predavatelji. Na prvem jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu leta 1954 je sodeloval z referatom Razvoj mezozoika v Sloveniji, po njem pa je vodil dvodnevno geološko ekskurzijo na Dolenjsko; posvečena je bila razvoju mezozoika, ki ga je takrat najbolj poznal od vseh slovenskih geologov. Leta 1951 se je udeležil mednarodnega geološkega zborovanja na Dunaju ob priliki 100-letnice Dunajskega geološkega zavoda, leta 1954 pa prav tam kongresa paleontologov.

Germovšek je imel v načrtu tudi priročnik geoloških sprehodov po Sloveniji, ki naj bi na poljuden način razkrival obiskovalcem narave geološke razmere in predvsem pomagal učiteljem geologije v srednjih šolah.

Na svojem delovnem mestu je sestavljal tudi geološko bibliografijo za slovensko ozemlje, zbiral je geološke strokovne izraze in izpisoval mineraloške in paleontološke podatke za Odbor za zbiranje podatkov o flori, favni in gei Slovenije.

Cveto Germovšek je bil vsestranski geolog in povsod je delal z velikim navdušenjem. Poleg vsega se je posvetil Dolenjski in njenim ljudem in tja ga je tudi najbolj vleklo. Čeprav je bil po študiju mineralog in je s tega področja izdelal tudi doktorsko disertacijo, mu je postala paleontologija trdoživnjakov in koral najbolj privlačna in tu je načrtoval svoje nadaljnje raziskovalno delo.

Germovškovo obzorje je bilo široko, kar kažejo njegova dela. Poleg petrologije, s katero je pričel svoje delo, se je ukvarjal z nadrobnimi vprašanji paleontologije. Kot študent je sicer pričel na odseku za kemijo, vendar je prav kmalu, že v drugem letu, prešel na geologijo in se prav posebno posvetil petrologiji, ne da bi pri tem zanemaril druge discipline, ki jih je poslušal pri predavanjih. Na Geološkem zavodu in nato na Slovenski akademiji znanosti in umetnosti je reševal tudi naloge s področja uporabne geologije.

Germovšek je bil izreden delavec, široko razgledan, skromen, strog do sebe in primerno zahteven do svojih sodelavcev, ki jim je vedno znal svetovati, kako bodo svoje delo čim bolj opravili. Bil je srčno dober, pošten, iskren tovariš in prijatelj ter vedno preprost in odkrit.

Jože Duhovnik in Anton Ramovš

Znanstvene in strokovne publikacije

Zgornjekredni klastični sedimenti na Kočevskem in v bližnji okolici. *Geologija* 1, 1953, 120—134.

Kremenov keratofir pri Veliki Pirešici. *Geologija* 1, 1953, 135—168.

Obvestilo o geološkem kartiranju lista Novo mesto 1 (Trebnje), 2 (Novo mesto), 3 (Kočevje) v letih 1950 in 1951. *Geologija* 1, 1953, 284—288.

Germovšek, C. in Ramovš, A., Poročilo o ustanovitvi in delu Geološkega društva v Ljubljani. *Geologija* 1, 1953, 302—303.

Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. *Geologija* 2, 1954, 191—203 + 2 zemljevide.

Obvestilo o preiskavah prodornin v Sloveniji. *Geologija* 2, 1954, 261—264.

Zgornjejurski hidrozoji iz okolice Novega mesta. Razprave SAZU. IV. razred, 2, 1954, 343—386 + 10 prilog.

O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Šentrupertom. *Geologija* 3, 1955, 116—130.

Poročilo o kartiranju južnovzhodnega obrobja Ljubljanskega barja. *Geologija* 3, 1955, 235—239.

Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 1956, 35—44.

Triadne predornine severovzhodne Slovenije. Ljubljana, SAZU, 1959, 134 + 8 str. + 4 priloge. (Dela SAZU, IV. razred, 11 = Inštitut za geologijo, 1).

O mlajšepaleozojskih in sosednjih mezozojskih skladih južno od Kočevja. *Geologija* 7, 1961, 85—98.

Poljudni strokovni članek

Geološka zgodovina Dolenjske. Turistični vestnik 2, 1954, 159—160.

VSEBINA — CONTENTS

Paleontologija in stratigrafija

Paleontology and stratigraphy

Čadež, F.

- Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji 163
The youngest sedimentary rocks unconformable with Carboniferous beds at Idrija 163

Mlakar, I.

- O starosti spodnjega dela psevdofilskih skladov na Cerkljanskem 173
On the age of the lower part of Pseudofilian Beds in the region of Cerklje . 173

Jelen, M., Lapajne, V. & Pavšič, J.

- Nanoplankton in dinoflagelati iz oligocenskih plasti na Homu pri Radmirju 177
Nannoplankton and dinoflagellates from the Oligocene beds of Hom . . . 177

Sedimentologija in stratigrafija

Sedimentology and stratigraphy

Grad, K. & Ogorelec, B.

- Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju 189
Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area 211

Budkovič, T.

- Sedimentološka kontrola uranove rude na Žirovskem vrhu 221
Sedimentologic control of the uranium ore from Žirovski Vrh 221

Tektonika

Tectonics

Premler, U.

- Geološka zgradba osrednje Slovenije 227
Geologic structure of Central Slovenia 272

Čar, J. & Juren, A.

- Šmihelska tektonska krpa 279
The klippe of Šmihel 279

Geneza rudišč

Origin of ore deposits

Bidovec, M.

- Antimonovo rudišče Lepa njiva 285
Antimony ore deposit at Lepa Njiva 285

Geofizika **Geophysics**

Lapajne, J.

Poskus transformacije geoelektrične karte	315
An attempt of resistivity map convolution	315

Statistika **Statistics**

Placer, L.

Nova grafična izvedba števne mreže	323
A new graphical technique to record the observed data in geology	323
Nove knjige	329
Book Reviews	329
25. obletnica smrti Cveta Germovška	333

GEOLOGIJA — RAZPRAVE IN POROČILA
GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

Avtorsko kazalo k 23. knjigi (1980)

Author Index to Volume 23 (1980)

	Del Part	Str. Page
1. <i>Bidovec, M.</i>		
Antimonovo rudišče Lepa njiva	2	285
Antimony ore deposit at Lepa Njiva	2	285
2. <i>Budkovič, T.</i>		
Sedimentološka kontrola uranove rude na Žirovskem vrhu . . .	2	221
Sedimentologic control of the uranium ore from Žirovski Vrh . .	2	221
3. <i>Čadež, F.</i>		
Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji	2	163
The youngest sedimentary rocks unconformable with Carboni- ferous beds at Idrija	2	163
4. <i>Čar, J.</i>		
Šmihelska tektonska krpa	2	279
The klippe of Šmihel	2	279
5. <i>Drovenik, F.</i>		
Glej 6. Drovenik, M.		
See 6. Drovenik, M.		
6. <i>Drovenik, M.</i>		
Nastanek rudišč v SR Sloveniji	1	1
The origin of Slovenian ore deposits	1	131
7. <i>Grad, K.</i>		
Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na Žirovskem ozemlju	2	189
Upper Permian, Scythian, and Anisian rocks in the Žiri area	2	211
8. <i>Jelen, M.</i>		
Nanoplankton in dinoflagelati iz oligocenskih plasti na Homu pri Radmirju	2	177
Nannoplankton and dinoflagellates from the Oligocene beds of Hom	2	177
9. <i>Juren, A.</i>		
Glej 4. Čar, J.		
See 4. Čar, J.		

10. *Lapajne, J.*

Poskus transformacije geoelektrične karte	2	315
An attempt of resistivity map convolution	2	315

11. *Lapajne, V.*

Glej 8. Jelen, M.
See 8. Jelen, M.

12. *Mlakar, I.*

O starosti spodnjega dela psevdoziljskih skladov na Cerkljan- skem	2	173
On the age of the lower part of Pseudozilian Beds in the region of Cerkno	2	173

13. *Ogorelec, B.*

Glej 7. Grad, K.
See 7. Grad, K.

14. *Pavšič, J.*

Glej 8. Jelen, M.
See 8. Jelen, M.

15. *Placer, L.*

Nova grafična izvedba števne mreže	2	323
A new graphical technique to record the observed data in geology	2	323

16. *Pleničar, M.*

Glej 6. Drovenik, M.
See 6. Drovenik, M.

17. *Premru, U.*

Geološka zgradba osrednje Slovenije	2	227
Geologic structure of Central Slovenia	2	272

UREDNIŠKA OBVESTILA EDITORIAL NOTICES

Sodelavcem GEOLOGIJE

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publikacijah. Rokopis naj ne bo daljši od 35 tipkanih strani ali 60 000 znakov. V to število se štejejo tudi slike. Osnova za preračunavanje slik v znake je 3500 znakov za celostransko sliko.

Prosimo vse sodelavce GEOLOGIJE, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnim presledkom in s 4 cm širokim levim robom. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, števil, formul in merskih enot, določenih v zakonu o merskih enotah in merilih (Ur. list SFRJ št. 13, leto 1976).

Osebnna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav, nejasnih poopravkov in opomb.

Tabele naj bodo napisane na pisalni stroj IBM tako, da jih bo možno kliširati.

Članki morejo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti kratka vsebina v obsegu 700 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Ce želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, je to možno v sporazumu z uredništvom.

Literaturo navajajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letnica, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite začetno črko imena in priimek avtorja ter leto, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisani na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrofafske in rentgenske slike je treba predložiti visokokontrastne originale na gladkem, svetlem papirju. Izjemoma imajo avtorji možnost objaviti tudi barvne slike. Na vsaki sliki mora biti ime avtorja in zaporedna številka slike. V glavnem naj bo slika pojasnilo teksta, zato mora biti med tekstom na ustreznem mestu navedena zaporedna številka slike. Napisi in legende k slikam naj bodo kratki, posebno še, ker morajo biti dvojezični.

Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da je zrcalo revije $12,6 \times 18$ cm. V primeru, da je potrebna večja slika, naj njena širina po možnosti ne preseže 40 cm, višina pa naj ne bo večja kot 18 cm. Risba naj bo večja kot slika, ki bo po njej izdelana; razmerje naj bo 2 : 1. Pri tem je treba paziti na debelino črt ter na velikost števil, črk in drugih znakov na risbi, da bosta njihova debelina in velikost tudi po zmanjšanju ustrezala; črke in številke na tiskani sliki morajo biti visoke najmanj 1 mm.

Celoten rokopis, vključno risbe, fotografije, kratko vsebino in povzetek v tujem jeziku, mora pripraviti vsak avtor sam.

V 1. delu 24. knjige GEOLOGIJE, leto 1981, bodo objavljena dela, prispela v uredništvo do konca leta 1980, v 2. delu 24. knjige, leto 1981, pa dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca junija 1981.

Uredništvo bo pošiljalo krtačne odtise stavkov v korekturo avtorjem po njihovi želji. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo krtačne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvide pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.



