

Narodna in univerzitetna knjižnica  
v Ljubljani

115706 *dv*  
*25/1*

# GEOLOGIJA

1982



# GEOLOGIJA

## RAZPRAVE IN POROČILA

25. KNJIGA

1. del



GEOLOGIJA	LETO 1982	25. KNJIGA 1. del	Str. 1 do 208	LJUBLJANA
-----------	-----------	----------------------	---------------	-----------

+ 115706 d<sub>2</sub>

115706

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

Izdajatelj: Geološki zavod 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. Zlebnik

Naklada: 1000 izvodov

Letna naročnina: 400 din

Tisk in vezava: LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

V letu 1982 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 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. Zlebnik

Subscription price: \$ 14 per year

Printed by LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

17-01-1983



0-222

AVTOR	VRSTNA ŠIFRA	ŠIFRA ZA KLASIFIKACIJO	ŠIFRA ZA KLASIFIKACIJO	ŠIFRA ZA KLASIFIKACIJO
-------	--------------	------------------------	------------------------	------------------------

VSEBINA — CONTENTS

**Tektonika**  
**Tectonics**

*Placer, L.*

- Tektonski razvoj idrijskega rudišča . . . . . 7  
Structural history of the Idrija mercury deposit . . . . . 7

*Premru, U.*

- Geološka zgradba južne Slovenije . . . . . 95  
Geologic structure of southern Slovenia . . . . . 95

**Hidrogeologija**  
**Hydrogeology**

*Krivic, P.*

- Variations naturelles de niveau piézométrique d'un aquifère karstique . . . 129  
Naravna nihanja gladine podtalnice kraškega vodonosnika . . . . . 129

*Zlebnik, L.*

- Hidrogeološke razmere na Dravskem polju . . . . . 151  
Hydrogeology of the Drava field . . . . . 151

**Paleontologija in stratigrafija**  
**Paleontology and stratigraphy**

*Kolar-Jurkovšek, T.*

- Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita . . . . . 167  
Conodonts from Amphiclina beds and Bača dolomite . . . . . 167

**Petrologija**  
**Petrology**

*Faninger, E.*

- Ali je predkambrij na Pohorju? . . . . . 191  
Does Precambrian occur at Pohorje? . . . . . 191

**Izmenjava mnenj**  
**Discussion**

*Premru, U. & Dimkovski, T.*

- Odgovor na Placerjeve pripombe k članku:  
Škofjeloška obročasta struktura . . . . . 201  
Reply to the comments of L. Placer on the publication:  
Ring structure of Skofja Loka in Central Slovenia . . . . . 201

**Nove knjige**  
**Book reviews**

Stratotypes of Paleogene Stages . . . . . 205  
*Hans Schaub*: Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène . . . . . 206  
*John W. Huddle & John E. Repetski*: Conodonts from the Genesee Formation  
in Western New York . . . . . 207

RECEIVED  
LIBRARY OF THE  
AMERICAN MUSEUM OF NATURAL HISTORY

1981-01-10

1981-01-10



1981-01-10

1981-01-10

1957. LUGAZO 22(2), 1-111, 1000. 1200/1070

1957. 1200/1070-1085

## Tektonski razvoj Krivokapa sredine

Stratigraphic History of the Jutic Intraoceanic Domain

By I. J. V. G. J. G.

Geological Institute of the Slovenian Academy of Sciences

### English version

Geological development of the Jutic Intraoceanic Domain is described in this paper on the basis of the stratigraphic history of the Jutic Intraoceanic Domain, which is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain.

### Abstract

This paper is devoted to the stratigraphic history of the Jutic Intraoceanic Domain and to the tectonic development of the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain. The Jutic Intraoceanic Domain is shown to be a tectonic domain, separated from the Jutic Intraoceanic Domain by the Jutic Intraoceanic Domain.





GEOLOGIJA 25/1, 7—94 (1982), Ljubljana

UDK 551.24(497.12)—863

## Tektonski razvoj idrijskega rudišča

### Structural history of the Idrija mercury deposit

*Ladislav Placer*

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 37

#### Kratka vsebina

Geološka zgodovina nastanka idrijskega rudišča živega srebra obsega tri tektonske faze. Ruda je nastala v prvi fazi v srednjetriadnem tektonskem jarku, ki so ga omejevali triadni prelomi dovodniki živosrebrovih hidrotermalnih raztopin. V starejšem terciarju se je ozemlje nagubalo in narinilo poševno na srednjetriadni tektonski jarek. Rudišče se je tedaj preoblikovalo v tri narivne enote. Orudeni del vrhnje enote, imenovane tičenska notranja narivna gruda, je bil pozneje denudiran. Srednja enota, imenovana idrijska notranja narivna gruda, predstavlja današnje idrijsko rudišče. O spodnji enoti pa se domneva, da leži pod trnovskim pokrovom nekje severovzhodno od Idrije. Končno je v neotektonski fazi srednja narivna enota razpadla na tri dele; danes sta ohranjena dva, idrijski in ljubevški del rudišča, tretji del je bil denudiran.

#### Abstract

Three phases can be distinguished in the development of the geologic structure and structural history of the Idrija mercury deposit. At the Middle Triassic period there was a structure favourable for the control of ore-forming fluids along Triassic faults bounding the Idrija fault trough. A phase of stronger tectonic movements followed in the early Tertiary period. At that time an extensive rock sheet has been thrust forward from northeast to southwest obliquely over the Idrija fault trough. The ore deposit has been broken and displaced along fold-faults. Three over-thrust units have been driven one over another in this way. The overlying unit of inner thrust sheet of Tičnica has, apparently, been brought forward and its mineralized portion was denuded. The middle unit, designated as the Idrija inner thrust sheet, represents the present day Idrija ore deposit. The underlying unit is supposed to be covered by the Trnovo nappe somewhere northeast of Idrija. It was within neotectonic time that the middle unit was divided into three fault blocks. Two of them are the ore deposits of Idrija and Ljubevč, and the third has been removed.

## Vsebina — Contents

Uvod . . . . .	8
Pregled hipotez o zgradbi rudišča . . . . .	8
Triadna tektonika . . . . .	9
Staroterciarna tektonika . . . . .	16
Deformacije prvega reda . . . . .	16
Deformacije drugega reda . . . . .	18
Strukturna obdelava deformacij narivanja in gubanja . . . . .	35
Neotektonika . . . . .	37
Zgradba prelomov . . . . .	38
Opis prelomov . . . . .	42
Premiki ob prelomih . . . . .	47
Kinematika neotektonskih blokov . . . . .	55
Deformacije nižjega reda . . . . .	65
Interpretacija zgradbe idrijskega rudišča . . . . .	65
Ekonomska ocena idrijskega orudenega območja . . . . .	85
Nerešena vprašanja . . . . .	89
Sklep . . . . .	91
Literatura . . . . .	93

## Uvod

V razpravi je podan pregled deformacij idrijskega rudišča od nastanka v srednji triadi do današnjih dni. Triadna zgradba idrijskega ozemlja in rudišča je povzeta po objavljenih delih L. Placerja in J. Čarja, medtem ko sta staroterciarna in neotektonska faza obdelani na novo.

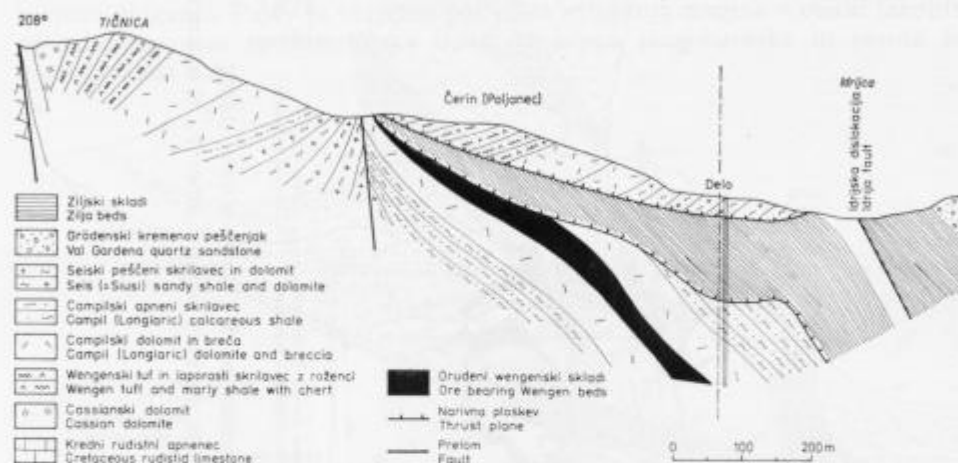
Kljub velikim časovnim presledkom med posameznimi fazami tektonskega razvoja idrijskega ozemlja je iz razprave videti njihovo medsebojno zvezo in odvisnost. Poleg starejših prelomnih diskontinuitet so vplivale na mlajše deformacije tudi litološke meje, kar je skupaj s prostorsko razporeditvijo kompetentnih in nekompetentnih kamenin pogojevalo tektonske deformacije. Tak način raziskovanja je dal poleg rešitve strukturnih problemov tudi podlago za oceno gospodarskega pomena rudišča in možnosti nadaljnega razvoja rudnika. Prvotno enotno orudeno območje je zaradi prelamljanja in premikanja razpadlo na pet blokov, od katerih sta danes zagotovo ohranjena še dva: idrijski in ljubevški del rudišča, medtem ko leži talninski del rudišča verjetno pod trnovskim pokrovom. Idrijsko rudišče je ob svojem nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča po količini kovine na drugo mesto na svetu, takoj za Almadenom.

Na tem mestu se avtor iskreno zahvaljuje prof. dr. Dušanu Kuščerju, ki je pregledal rokopis in ga kritično ocenil.

## Pregled hipotez o zgradbi rudišča

Pregled hipotez o zgradbi idrijskega rudišča je podan v časovnem zaporedju kot so nastajale. Obsega prečne preseke, ki so jih sestavili posamezni raziskovalci za območje med jaškoma Inzaghi in Delo, ali pa skozi jaška sama. Preseke veže os, ki poteka skozi jašek Inzaghi, ali pa tvori pravokotno projekcijo tega jaška na presečne ravnine. Preseki so izdelani v enotnem merilu, iste litostratigrafske enote pa so povsod tako označene, da jih je mogoče primerjati med seboj. Podane so interpretacije M. V. Lipolda (sl. 1), F. Kossmata

(sl. 2), J. Kropača (sl. 3), B. Berceta (sl. 4) in I. Mlakarja (sl. 5). Če primerjamo vse profile med seboj, vidimo, da so različne razlage o zgradbi rudišča nastale zaradi različne stratigrafske uvrstitve kamenin, različno uvrščenih istih stratigrafskih horizontov v raznih delih rudišča, različne interpretacije geoloških mej in zaradi različnih meril pri interpolaciji in ekstrapolaciji podatkov. Podobne napake niso izvzete niti v interpretaciji, podani v tej razpravi, vendar jih je verjetno manj kot v prejšnjih, že zaradi narave raziskovalnega dela, kjer se le postopoma približujemo resnici.



Sl. 1. Presek skozi idrijsko rudišče po M. V. Lipoldu (1874)

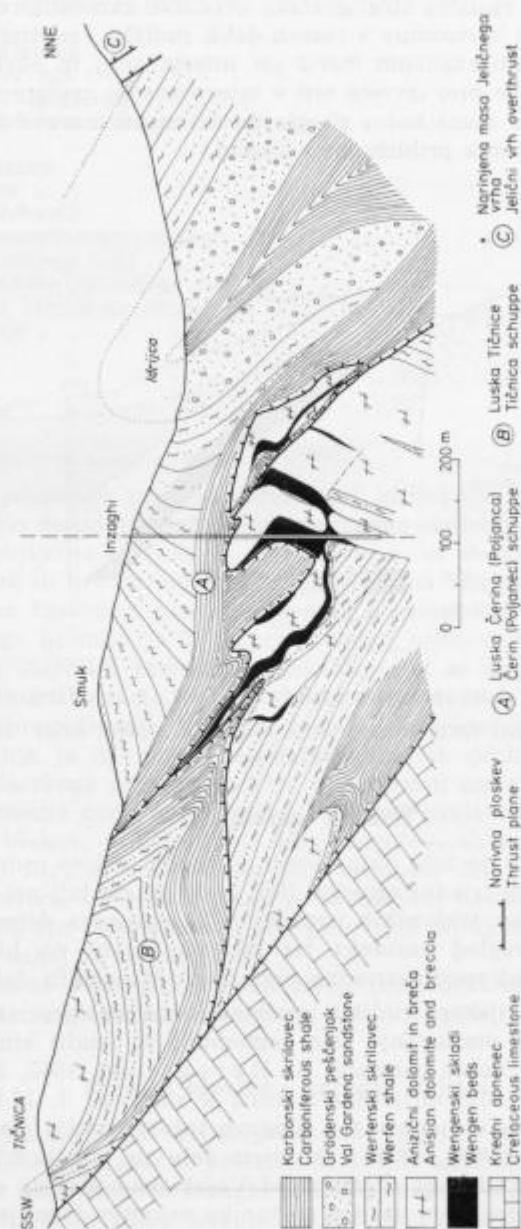
Fig. 1. Transversal section through the Idria mercury deposit after M. V. Lipold (1874)

### Triadna tektonika

O idrijskem rudišču je bilo objavljenih že veliko del, v zadnjem času posebno o njegovi prvotni triadni zgradbi. Bolj malo pa sta bili pri tem omenjeni kinematika in dinamika tektonskih premikov. Ta razprava deloma zapolnjuje to vrzel in podaja pregled nastanka ter gibanja blokov na Idrijskem skozi zemeljsko zgodovino od spodnjetriadne periode do današnjih dni.

Triadna zgradba idrijskega rudišča predstavlja zarodek terciarne in sedanje zgradbe, zato je njeno poznavanje zelo pomembno za študij kinematike. Prvi je poskusil razložiti prvotne razmere B. Berce (1960, 1962, 1963). Sedanjo predstavo o triadni zgradbi idrijskega rudišča je zasnoval I. Mlakar (1967, 1971 skupaj z M. Drogenikom). Njegovo interpretacijo sta dopolnila L. Placer in J. Čar (1975, 1977). V zadnjem delu sta podala triadno zgradbo celotnega idrijskega orudenega območja od Vojskarske planote do Kurje vasi in Rovt, zato je v tem poglavju triadna tektonika nekoliko osvetljena le z vidika dinamike.

Idrijsko rudišče je nastalo v langobardski dobi približno v en kilometer širokem tektonskem jarku, ki se je raztezal od zahoda proti vzhodu (sl. 6).

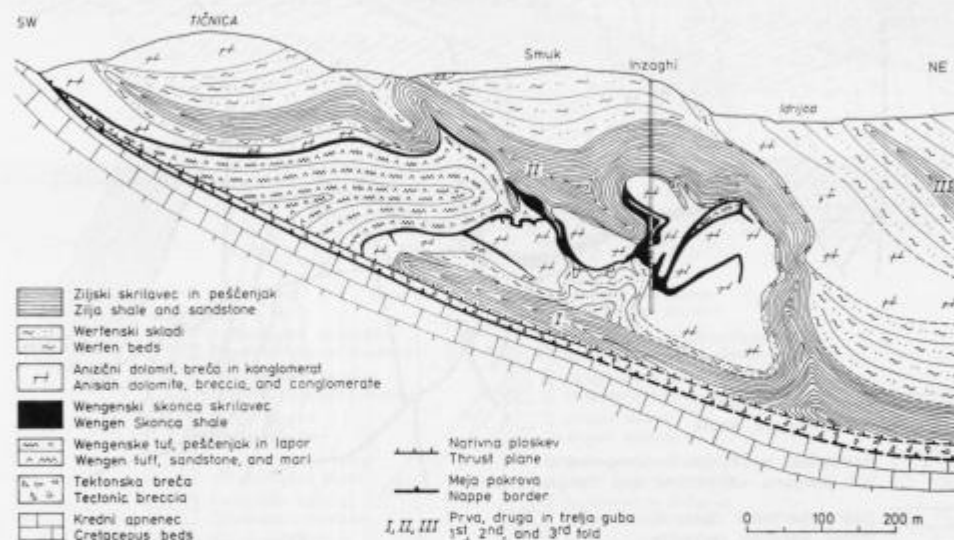


SL 2. Presek skozi idrijsko rudišče po F. Kosmatu (1899)

Fig. 2. Transversal section through the Idrija mercury deposit after F. Kosmat (1899)

Tektonski jarek je bil del idrijske srednjetriadne zgradbe, ki je obsegala severni in južni prag iz karbonskih skladov ter severni in južni sedimentacijski prostor.

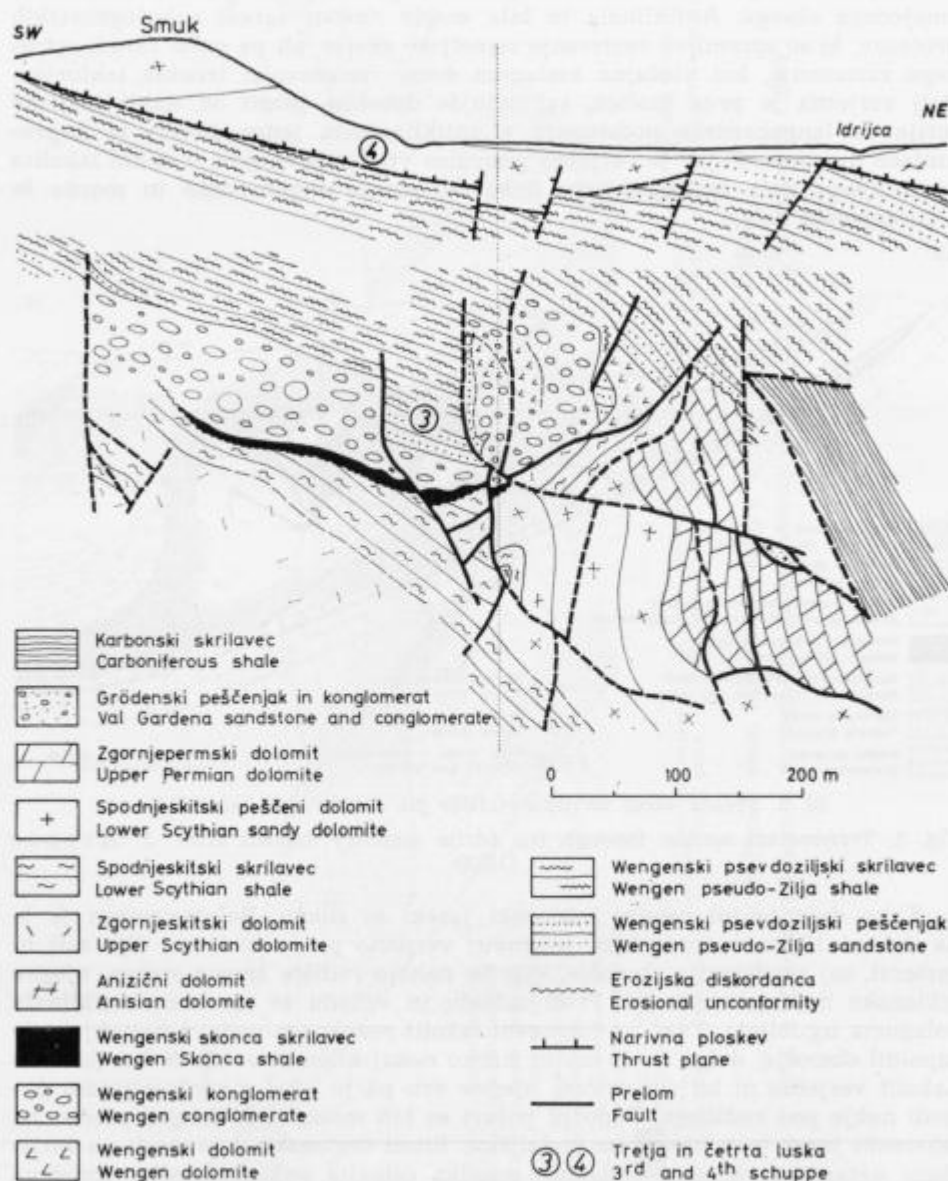
Idrijski srednjetriadni tektonski jarek se je razvil na temenu antiklinale omejenega obsega. Antiklinala bi bila mogla nastati zaradi suborogenetskih procesov, ki so spremljali raztezanje zemeljske skorje, ali pa samo zaradi splošnega raztezanja, kot običajno razlagajo drugi raziskovalci triadne tektonike. Bolj verjetna je prva inačica, saj manjša debelina plasti od spodnjekske serije do langobardske podstopnje v antiklinalnem jedru govori za neprekinjeno dviganje. Pojav je verjetno posledica vtiskanja magme v obliki lakolita od mlajšega dela spodnjekske dobe do konca langobardske in morda še v cordevolski dobi.



Sl. 3. Presek skozi idrijsko rudišče po J. Kropaču (1912)

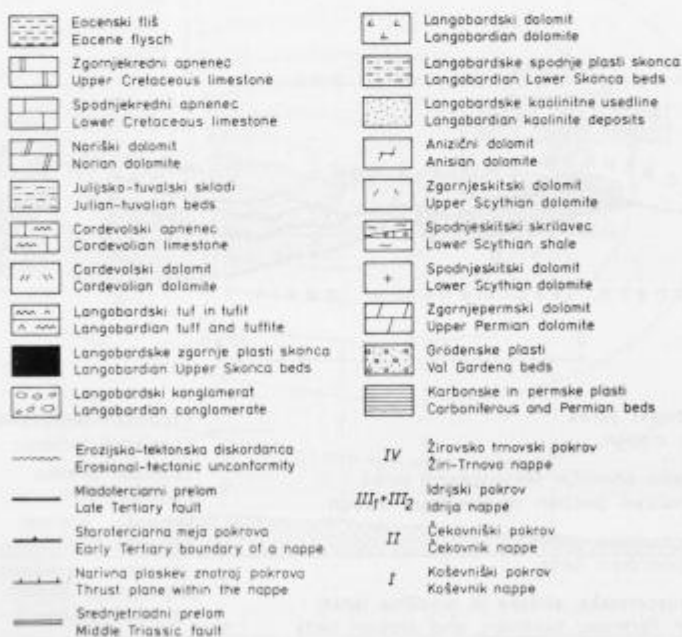
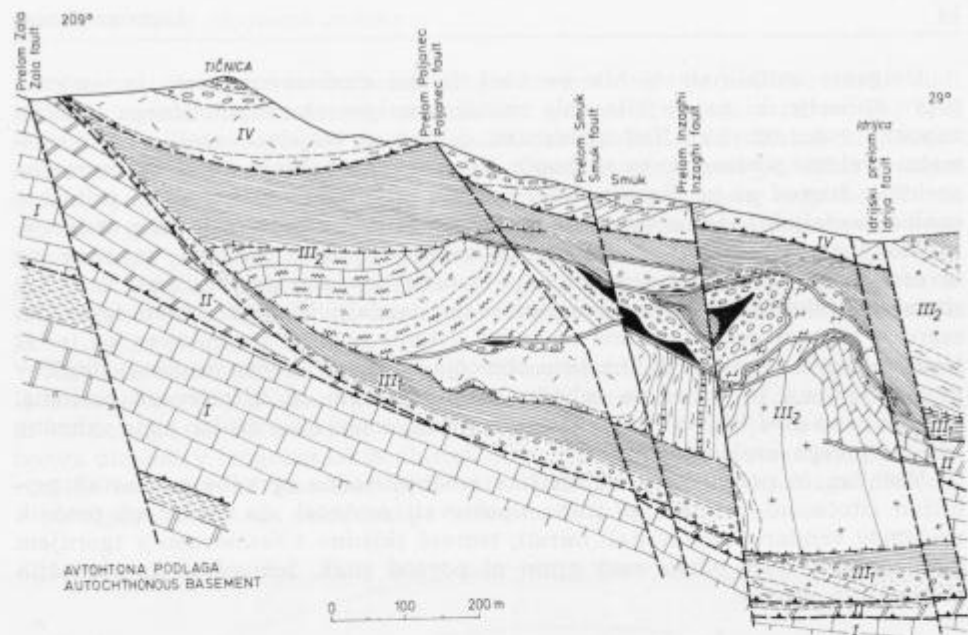
Fig. 3. Transversal section through the Idrija mercury deposit after J. Kropač (1912)

Kako dolg je bil celotni tektonski jarek, ni znano. Rekonstruiran je le na dolžini 19 km v trnovskem pokrovu; verjetno pa se bistveno dlje niti ni raztezal, saj predstavlja območje, kjer se nahaja rudišče živega srebra, njegov tektonsko najdejavnejši del. Proti zahodu in vzhodu se jarek in antiklinala polagoma izgubljata. Tako je domnevni lakolit neznanega sestava najverjetneje zapolnil območje, dolgo do 35 km in široko nekaj kilometrov do 20 km (sl. 7 a). Lakolit verjetno ni bil simetričen, njegov vrh pa je ležal v srednjetriadni periodi nekje pod rudiščem. Podobni pojavi so bili možni tudi drugod prečno na tektonski jarek in v njegovem podaljšku. Ritmi tektonske dejavnosti na Idrijskem natančneje še niso obdelani; manjka celovita sedimentološka obdelava usedlin pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, ki sega od karbonskih plasti do anizičnih. Nad njo so bile odložene langobardske plasti in po ugotovitvi F. Čadeža (1980) tudi cordevolske.



Sl. 4. Presek skozi idrijsko rudišče po B. Berce (1962)

Fig. 4. Transversal section through the Idrija mercury deposit after B. Berce (1962)



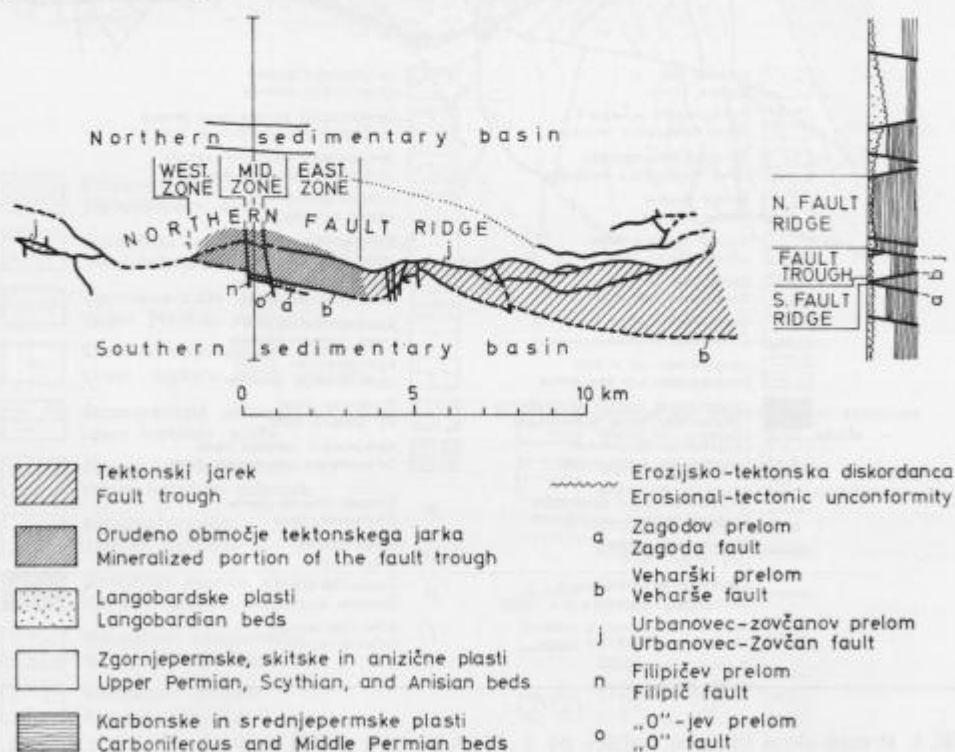
Sl. 5. Presek skozi idrijsko rudišče po I. Mlakarju (1967) in po I. Mlakarju & M. Droveniku (1971)

Fig. 5. Transversal section through the Idrija mercury deposit after I. Mlakar (1967) and I. Mlakar & M. Drovenik (1971)

Dviganje antiklinale ni bilo po vsej dolžini enakomerno, zato je verjeten pojav undacije, ki naj bi bila dala vzdolžnemu preseku hipotetičnega lakolita naguban videz (sl. 7 b). Nad izbočenimi deli so se verjetno razvili prečni normalni prelomi posamezno in v snopih, ki ponekod prečkajo vzdolžne normalne prelome, drugod pa ne. Razporeditev prečnih prelomov v skupinah na približno enakih razdaljah kaže na simetrijo, ki jo je mogoče začasno razložiti z undacijo.

Tektonski jarek sta omejevala normalna vzdolžna preloma, in sicer na severni strani urbanovec-zovčanov (po kmetu Zovčanu pri Rovtah), na južni strani pa veharški prelom. Zadnjega je na razdalji 50 m do 100 m spremljal zagodov prelom, med katerima se je bil dvignil južni prag, medtem ko je bil severni prag bistveno širši. Orudeno območje sta delila prečna preloma, filipičev in »O«-jev, na tri cone: na zahodno cono zahodno od filipičevega preloma, srednjo cono med filipičevim in »O«-jevim prelomom ter vzhodno cono vzhodno od »O«-jevega preloma.

Vzdolžni in prečni prelomi idrijske srednjetriadne zgradbe so nastali približno istočasno; pri tem je treba upoštevati možnost, da vsi snopi prečnih prelomov vendarle niso nastali hkrati, temveč skladno z razmerami v zgornjem delu lakolita. Zato odnos med njimi ni povsod enak, temveč le na območjih posameznih snopov.



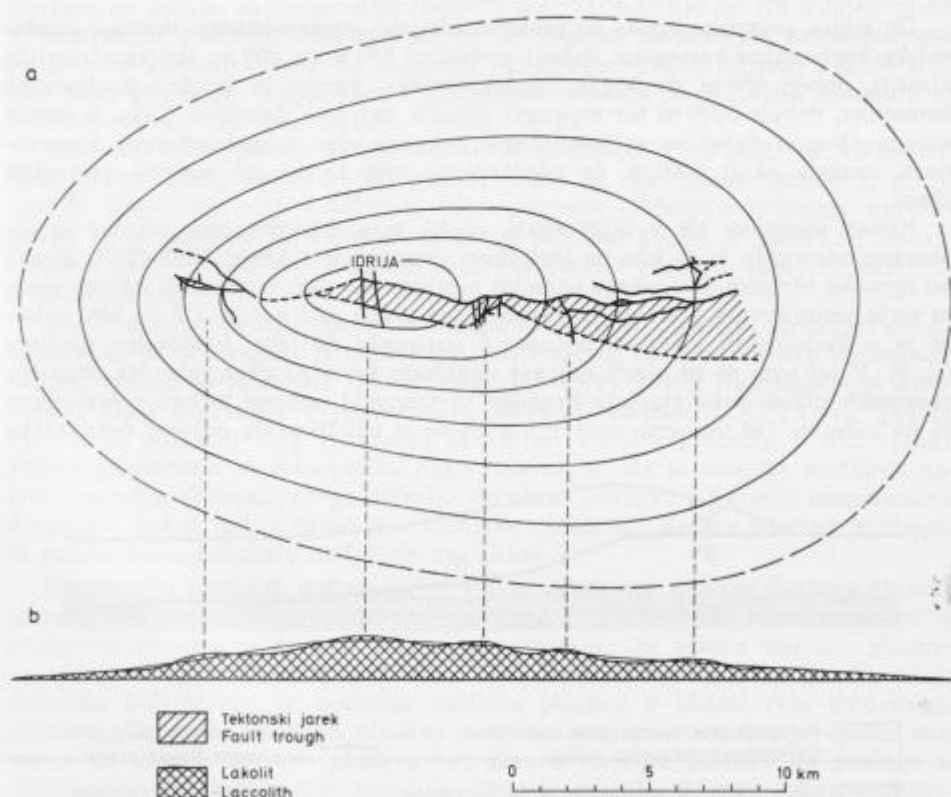
Sl. 6. Idrijska srednjetriadna geološka zgradba

Fig. 6. Middle Triassic structure of the Idria region



Neenotno razmerje med obema sistemoma prelomov je možno razložiti tudi tako, da so nastali hkrati toda pri različni jakosti dviganja skladov. Pri taki razlagi je mogoče nastanek prečnih prelomov enačiti z vzdolžnimi in jih obravnavati skupaj kot normalne prelome. Oboji vpadajo pod približno enakim kotom okoli  $70^\circ$  do  $80^\circ$ , spremljajo jih pa strme odprte orudene razpoke. Glavni pomislek glede nastanka prečnih prelomov je obstajal zaradi njihove vodoravne komponente premika, ki jo je mogoče opazovati pri »O«-jevem in filipičevem prelomu. Vendar vodoravni premik ob teh dveh prelomih v triadni dobi še ni bil tako velik kot danes; nastal je verjetno v poznejših tektonskih fazah, ki so močno prizadele rudišče.

Globina hipotetičnega intruzivnega telesa ni znana. Nanj je mogoče vezati le nastanek srednjetriadne zgradbe, medtem ko neposredne zveze med intruzijo in orudenjem ni do sedaj še nihče preučeval. Odprto ostaja tudi vprašanje izvora diabaza v langobardskih plasteh ob zgornji Idriji, saj na ožjem območju rudišča in jarka ne poznamo predornin. Nahaja se blizu triadnega preloma v podaljšku idrijskega tektonskega jarka na Vojskarski planoti.



Sl. 7. Obseg (a) in vzdolžni presek (b) hipotetičnega srednjetriadnega lakolita

Fig. 7. Extent (a) and longitudinal section (b) of an hypothetical Middle Triassic laccolith in the Idrija region

P. L. Romagnoli (1966) in M. Zeller (1970) sta opisala geotektonske razmere rabeljskega rudnika, ki kaže določeno strukturno-geološko sorodnost z idrijskim. Rabeljska ruda je nekoliko mlajša kot idrijska. Orudeni so prelomi smeri N-S, ki segajo od sredine ladinske stopnje v spodnji del julijskih plasti. V prelomih in ob njih se je izločila epigenetska ruda, v julijskih plasteh pa singenetska. Orudeni prelomi dokaj nejasno kažejo na plitek jarek v smeri N-S.

### Staroterciarna tektonika

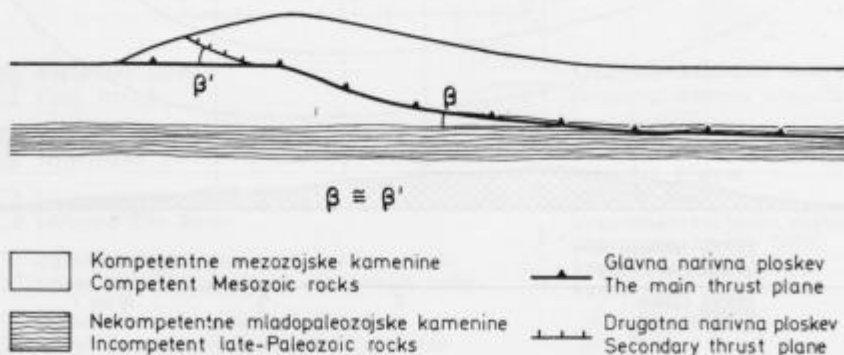
Po teoriji o plegli gubi prvega reda, kot izhodni strukturi krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja, leži idrijsko rudišče v prevrnjeni gubi drugega reda v trnovskem pokrovu. Tako je mogoče ločiti v terciarni narivni tektonski fazi deformacije prvega in drugega reda. Oboje imajo pomembno vlogo v zgradbi rudišča.

### Deformacije prvega reda

K deformacijam prvega reda štejem nastanek polegla gube, njen razpad na narivne enote in njihov premik v sedanjo lego.

Do konca eocenske epohe so prekrile idrijsko srednjetriadno ozemlje cordevolske karbonatne kamenine, debele približno 150 m do 200 m, julijsko-tuvalski klastiti, debeli 400 m do 500 m, noriško-retske, jurske in kredne karbonatne kamenine, debele 3900 m ter eocenski klastiti neznane debeline. Tako je konec eocena skupna debelina sedimentnega pokrova nad langobardskimi kameninami znašala okoli 5000 m, če upoštevamo tudi nekaj sto metrov eocenskih plasti.

Konec eocenske ali v oligocenski epohi je alpsko-dinarski prostor zajelo obsežno narivanje, ki je bilo na Idrijskem orientirano v smeri NNE-SSW. Krovno zgradbo idrijsko-žirovskega ozemlja moramo izvajati iz položne labilne cone, ki se je izoblikovala poševno na mezozojske plasti pod kotom  $12^\circ$  do  $15^\circ$ , nakar se je v karbonskih klastitih polagoma izravnala do lege, vzporedne plastem (sl. 8). V tej coni so se plasti najprej nagubale, nato pa pretrgale. Na območju obrnjenih plasti gube sta bila hrušiški in trnovski pokrov ločena s prelomom že na začetku. Od vmesnih narivnih enot se je izoblikovala najprej čekovniška



Sl. 8. Začetna lega prvotne in drugotne narivne ploskve

Fig. 8. The initial position of primary and secondary thrust plane

vmesna luska iz obrnjenih krednih, jurskih, noriško-retske in delno tuvalskih plasti. Zgornja in spodnja meja te enote sta nastali v bližini antiklinalnega in sinklinalnega prevoja poleg gube.

Trnovski pokrov se je premaknil proti SSW na flišne plasti hrušiškega pokrova, v katerih se je narivna ploskev iz poševne lege prevesila v vodoravno, verjetno erozijsko narivno ploskev. Kontinuiran prehod med poševno in vodoravno narivno ploskvijo je preprečevala strukturna grbina iz krednih plasti, ki se je kmalu odtrgala kot koševniška vmesna luska, v kateri imajo plasti normalno lego.

Zadnja se je odtrgala kanomeljska vmesna luska, ki je bila v tesni zvezi z nastankom tičenske notranje narivne grude. Prvotno je L. Placer (1973) razlagal razvoj tičenske notranje narivne grude z narivanjem kompetentnih skitskih in anizičnih kamenin med nekompetentnimi karbonskimi in julijsko-tuvalskimi klastiti na enake sklade v spodnjem delu trnovskega pokrova. Narivanje naj bi bile omogočile deformabilne julijsko-tuvalske plasti, usmeril pa naj bi ga bil proti SSW trnovski pokrov. Obdelava kinematike pa je pokazala, da je bil mehanizem nastanka tičenske notranje narivne grude drugačen. Najprej so počile karbonatne noriško-retske, jurske, kredne in mlajše plasti v trnovskem pokrovu, medtem ko so se triadne in starejše kamenine pod julijsko-tuvalskimi klastiti na območju idrijskega rudišča najprej nagubale in šele nato pretrgale. Vzporedno z gubanjem triadnih in starejših kamenin se je tedaj razvila tudi kanomeljska vmesna luska.

Tičenska notranja narivna gruda se je premaknila za okoli tri kilometre, torej precej manj kot trnovski pokrov; zato je upravičena domneva, da je nastala konec narivne dejavnosti tega pokrova. Tičenska notranja narivna gruda se je narinila na idrijsko notranjo narivno grudo, v kateri se nahaja idrijsko rudišče živega srebra. Slednja predstavlja najnižjo narivno podenoto trnovskega pokrova.

Narivna zgradba idrijskega in širšega ozemlja je podobna strukturi decollement, ki se je iztrgala iz zaporedja plasti zaradi različne narave deformacij v njeni talnini in krovnini (M. Limanowski, 1910). Nadrobneje je kinematski vidik narivanja v jugozahodni Sloveniji obdelal L. Placer (1981), kjer se je dotaknil tudi vprašanja dinamike. Po interpretaciji v tem članku kažeta geometrija in kinematika narivanja na to, da je mogoče nastanek narivne zgradbe obravnavanega ozemlja zaenkrat povezati z narivno tangencialno dinamiko, kakor tudi z drsno gravitacijsko dinamiko. Katera od obeh možnosti je prava, bodo pokazale nadaljnje raziskave.

Geometrija narivnih deformacij je dokaj preprosta. Glavna narivna ploskev je zelo položna in rahlo konkavno usločena, v karbonskih kameninah pa se polagoma izravna in postane vzporedna plastem. Od glavne narivne ploskve se odcepi drugotna narivna ploskev tičenske notranje narivne grude, ki je nekoliko bolj strma, in podobna narivna ploskev v bližini čela trnovskega pokrova. Drugotne narivne ploskve v trnovskem pokrovu imajo enako razmerje do glavne narivne ploskve kot glavna narivna ploskev do podlage iz nekompetentnih karbonskih kamenin. Zato je mogoče sklepati da je v obravnavanem primeru prvotna narivna ploskev prevzela dinamsko vlogo nekompetentnih karbonskih ali julijsko-tuvalskih kamenin, tako da je bil mehanizem nastanka enih in drugih verjetno podoben (sl. 8).

Zgornji meji čekovniške in kanomeljske luske sta na Idrijskem vidni na površju v mnogih tektonskih oknih in poloknih ter tektonskih krpah in pol-krpah. Poleg tega imamo s tega prostora podatke številnih globinskih vrтин. Površje narivne ploskve je na prvi pogled kaotično razgibano, kar velja zlasti za območja z blagimi reliefnimi oblikami. V bolj izrazitem reliefu opazimo v smeri narivanja grebene in doline. Zato je razgibanost narivne ploskve v smeri premikanja grud manjša kot pravokotno nanjo.

V oblikovitosti narivne ploskve razlikujemo elemente višjega in nižjega reda. Med prve štejemo hrbte in doline, dolge tudi več kilometrov in usmerjene približno pravokotno na smer narivanja. Taka zgradba se odraža v poljansko-vrhniških nizih (I. Mlakar, 1969, sl. 8; K. Grad in L. Ferjančič, 1974, profil C—D), vipavski flišni kadunji ter v izraziti flišni kadunji v podlagi Trnovskega gozda in Križne gore (S. Buser, K. Grad in M. Pleničar, 1967, profil A—B; S. Buser, 1968, profila A—B in C—D; I. Mlakar, 1969, sl. 2, profila B—B' in C—C'; L. Placer in J. Čar, 1974, sl. 2 in sl. 3). Elementi višjega reda, ki so orientirani v smeri narivanja, so veliki sto do nekaj sto metrov. Podobno so tudi elementi nižjega reda usmerjeni približno pravokotno na smer narivanja in v smeri narivanja. Prvi so dolgi deset do nekaj deset metrov, drugi pa imajo amplitudo nekaj centimetrov do nekaj metrov in valovno dolžino nekaj deset centimetrov do deset in več metrov. Grebeni in žlebovi so najpomembnejši linearni elementi za določanje smeri tektonskega premikanja.

Drse so linearni element najnižjega reda in odražajo ali generalno smer narivanja ali pa smer gibanja posameznih grud, ki je lahko le vektorska komponenta rezultančne smeri narivanja.

Linearne oblike so lahko povsem razvite v reliefu narivne ploskve, ali pa nepopolno. Prisotnost te ali one oblike je odvisna od kameninske sestave narivnih grud, enakomerne ali neenakomerne trdnosti kamenin in od načina premikanja, ki je lahko zvezno ali sunkovito, v eni smeri ali pa se smer narivanja spreminja. Gotovo je, da sprememba smeri narivanja izravnava predvsem elemente nižjega reda, medtem ko jih narivanje v isti smeri poudarja ali pa vsaj ohranja.

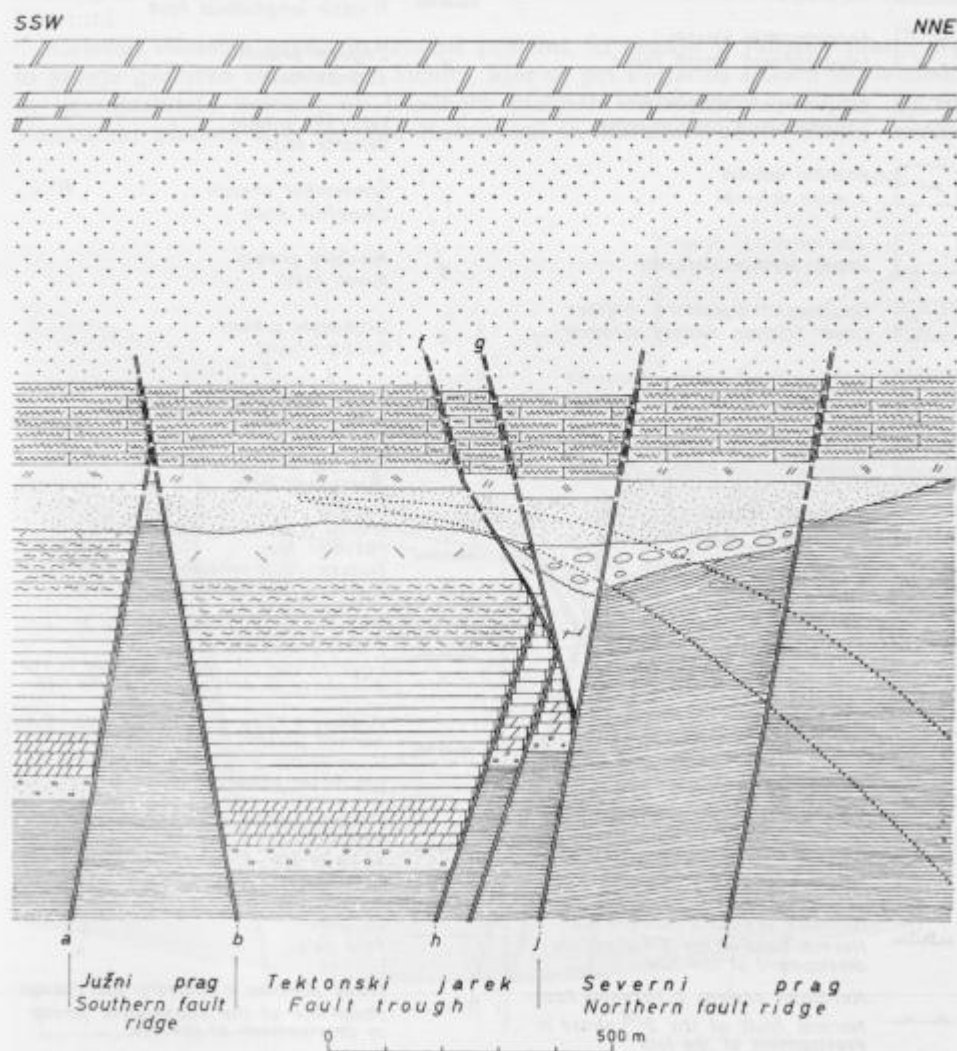
#### *Deformacije drugega reda*

Deformacije drugega reda so nastale med rastjo prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču v času od prvotnega srednjetriadnega stanja pred začetkom narivanja do predneotektonske dobe. O razvoju prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču je pisal že I. Mlakar (1967, 1969). Po njegovi razlagi naj bi ta sinklinala tvorila jedro velike poleglegube. Toda guba v rudišču leži pravzaprav v spodnjem delu trnovskega pokrova (L. Placer, 1973). S tem v zvezi je bilo nekaj problemov že nakazanih (L. Placer, 1976), sedaj pa je podana celovita razlaga.

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je ohranil svojo prvotno obliko do konca eocenske epohe ali celo v oligocensko, torej do začetka narivne dejavnosti (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1973, 1981; U. Premru, 1980). Verjetno se območje rudišča ni deformiralo že na začetku razvoja velike poleglegube in narivne zgradbe, temveč v končnem obdobju narivne aktivnosti. Na

tako možnost je treba pomisliti zato, ker je nastanek sinklinalne gube v rudišču v tesni zvezi z razvojem narivne ploskve tičenske notranje narivne grude.

V poševnem preseku srednjetriadne zgradbe rudišča tik pred začetkom gubanja (sl. 9) nastopajo kompetentne in nekompetentne kamenine. Kompetentne so plastovite in masivne. Večidel nekompetentni so karbonski in grödenski klastiti, langobardski piroklastiti in julijsko-tuvalske klastične kamenine ter delno spodnjeskitski meljevec. Plastovite kompetentne kamenine so permski in skitski dolomit ter cordevolski apnenec, medtem ko so masivne



Sl. 9. Poševni presek srednjetriadnega jarka pred začetkom gubanja  
 Fig. 9. Oblique section of the Middle Triassic Idrija fault trough before folding

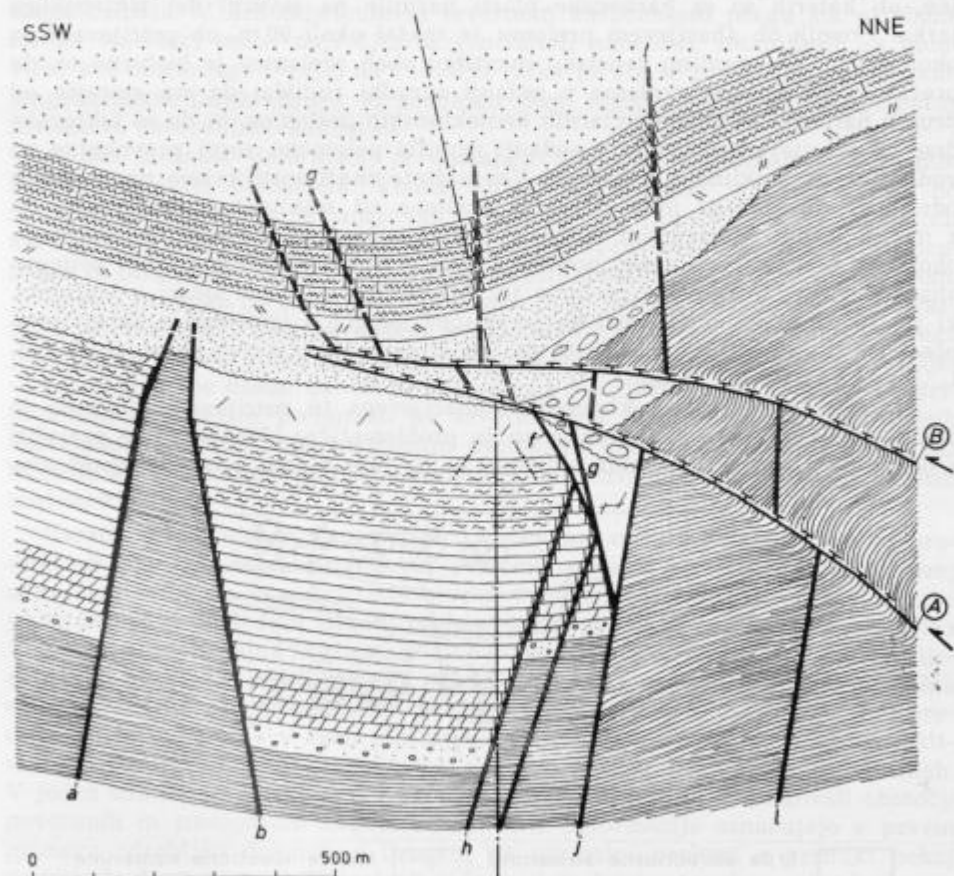
	Noriški plastoviti dolomit Norian bedded dolomite		Reverzni prelom 1. razvojne faze Reversed fault of the 1 <sup>st</sup> phase in development of the fold
	Juljski in tuvalski klastiti Julian and Tuvallian clastic rocks		Ahacijev prelom Ahacium fault
	Cordevolski plastoviti apnenec Cordevolian bedded limestone		Petrijev prelom Petri fault
	Cordevolski dolomit Cordevolian dolomite		Triadni vzdolžni prelom Triassic longitudinal fault
	Langobardski klastiti Langobardian clastic rocks		Zagodov prelom Zagoda fault
	Langobardski konglomerat Langobardian conglomerate		Veharški prelom Veharše fault
	Anizični dolomit Anisian dolomite		Čemernikov prelom Čemernik fault
	Zgornjeskitski dolomit Upper Scythian dolomite		Karolijev prelom Karoli fault
	Spodnjeskitski plastoviti meljevec Lower Scythian bedded siltstone		Grüberjev prelom Grübler fault
	Spodnjeskitski plastoviti dolomit Lower Scythian bedded dolomite		Urbanovec-zovčanov prelom Urbanovec-Zovčan fault
	Zgornjepermski plastoviti dolomit Upper Permian bedded dolomite		Auerspergov prelom Auersperg fault
	Grädenski klastiti Val Gardena clastic rocks		Triadni prelom, regeneriran v 3. razvojni fazi Triassic fault renewed in the 3 <sup>rd</sup> phase in development of the fold
	Karbonski klastiti Carboniferous clastic rocks		Prelom 1. faze, regeneriran v 3. razvojni fazi Fault of the 1 <sup>st</sup> phase renewed in the 3 <sup>rd</sup> phase in development of the fold
	Zdrobljena kamenina Crushed rock		Prelom 3. faze, regeneriran ob narivni ploskvi znotraj pokrova Fault of the 3 <sup>rd</sup> phase renewed along the thrust plane within the nappe
	Meja pokrova Boundary of a nappe		Prelom 3. faze, regeneriran ob meji pokrova Fault of the 3 <sup>rd</sup> phase renewed along the boundary of the nappe
	Narivna ploskev tičenskega nariva Thrust plane of the Tičnica overthrust		Os gube Fold axis
	Narivna ploskev znotraj pokrova Thrust plane within a nappe		Traša preloma v naslednji fazi razvoja Fault line of the subsequent phase in development of the fold
	Normalni prelom 3. razvojne faze Normal fault of the 3 <sup>rd</sup> phase in development of the fold		
	Normalni prelom 2. razvojne faze Normal fault of the 2 <sup>nd</sup> phase in development of the fold		

Sl. 9 a. Legenda k sl. 9, 10, 12, 13, 15 in 16

Fig. 9 a. Explanation of figs. 9, 10, 12, 13, 15, and 16

kompetentne kamenine zgornjeskitski, anizični in cordevolski dolomit ter langobardski konglomerat. Spodnji del profila je heterogen, ker sestojita severni in južni prag iz nekompetentnih karbonskih kamenin, med katerimi je vsajen idrijski srednjetriadni tektonski jarek, kjer prevladujejo plastovite kompetentne kamenine. Posebno mesto v tem delu profila zavzemajo masivni zgornjeskitski in anizični dolomit ter langobardski konglomerat. Nad srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco je profil dokaj pravilen. Posebno pomembna je lega cordevolskih karbonatnih kamenin med nekompetentnimi langobardskimi piroklastiti v talnini in julijsko-tuvalskimi klastičnimi kameninami v krovlini.

Celotno območje prečkajo triadni prelomi, ki segajo v julijske plasti. Na to kažejo geološke razmere na Tičnici, kjer se pri Poljancu stikata cordevolski in zgornjeskitski dolomit ob triadnem prečnem normalnem prelomu, in na Vojskarski planoti, kjer se med Kočevšami in Boštetom ob triadnem vzdolž-



Sl. 10. Začetek nastajanja sinklinalne gube v idrijskem rudišču. Legenda na sl. 9 a

Fig. 10. Initial stage of the synclinal fold in the Idrija ore deposit  
See fig. 9 a for explanation

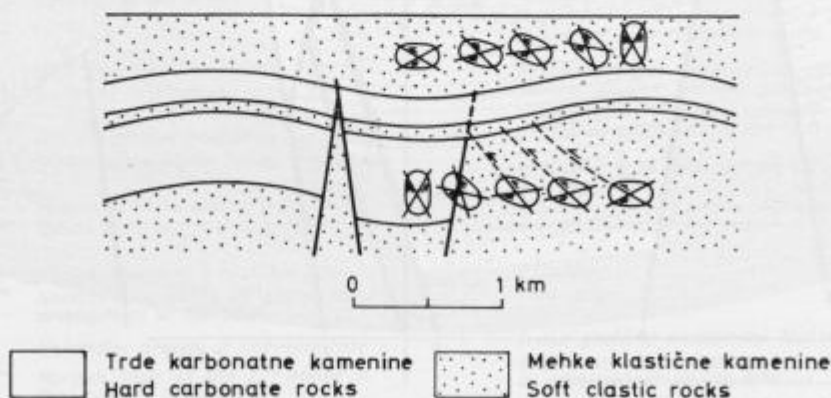
nem urbanovec-zovčanovem prelomu stika tektonska leča cordevolskega dolomita z okolnim anizičnim dolomitom (I. Mlakar, 1969, sl. 1; L. Placer in J. Čar, 1977, tabla 1).

Staroterciarno narivanje in gubanje na Idrijskem je imelo smer NNE-SSW, (L. Placer, 1973, sl. 2), zato je potekalo poševno na idrijski srednjetriadni tektonski jarek. Skladno z regionalno smerjo gubanja je os novonastale gube potekala poševno na jarek; zato ni v vseh profilih enako oddaljena od osi tektonskega jarka.

Začetek gubanja na območju idrijskega rudišča so spremljale posebne deformacije, zato uvrščamo to obdobje rasti gube v prvo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču (sl. 10). Plasti so se v tej fazi gubale tako, da je bila osna ravnina nastajajoče gube pravokotna na plasti; zato je imela pokončno lego.

V prvi razvojni fazi gube se je prelomil južni del severnega praga. Vzporedno z osjo rastoče sinklinalne sta nastala reverzna preloma, ahacijev in petrijev, ob katerih so se karbonske plasti narinile na severni del tektonskega jarka. Premik ob ahacijevem prelomu je znašal okoli 90 m, ob petrijevem pa okoli 180 m. Za pravilno genetsko uvrstitev obeh prelomov je bistveno to, da prečkata oba triadne prelome v sedANJI zgradbi rudišča, da sta starejša od drugih narivnih in mladoterciarnih neotektonskih prelomov, in da so tektonske drse ob petrijevem prelomu v sedANJI zgradbi pokončne, torej pravokotne na vodoravno os sinklinalne v rudišču. Vse našteje značilnosti kažejo na to, da je odvisnost ahacijevga in petrijevega preloma od sinklinalne gube v skladu z modificiranim Curiejevim simetrijskim pravilom, po katerem se simetrija okolja (v tem primeru gube) povsem ujema s simetrijo telesa (v tem primeru ahacijevga in petrijevega preloma ter prelomov podrejene smeri v »talnini«, ki jih tu ne omenjamo), tako da je skupna simetrija istovetna s simetrijami posamičnih gub in prelomov (citirano po I. I. Safranovskem in L. M. L. Plotnikovu, 1975).

Razlaga geometrije in kinematike ahacijevga in petrijevega preloma je dokaj enostavna, njuna dinamika pa je problematična. Možno jo je razložiti z odločilno vlogo cordevolskih skladov, ki pa niso tvorili povsem nepoškodov-



Sl. 11. Dinamika nastanka ahacijevga in petrijevega preloma

Fig. 11. Dynamics of the Achatium and Petri faults



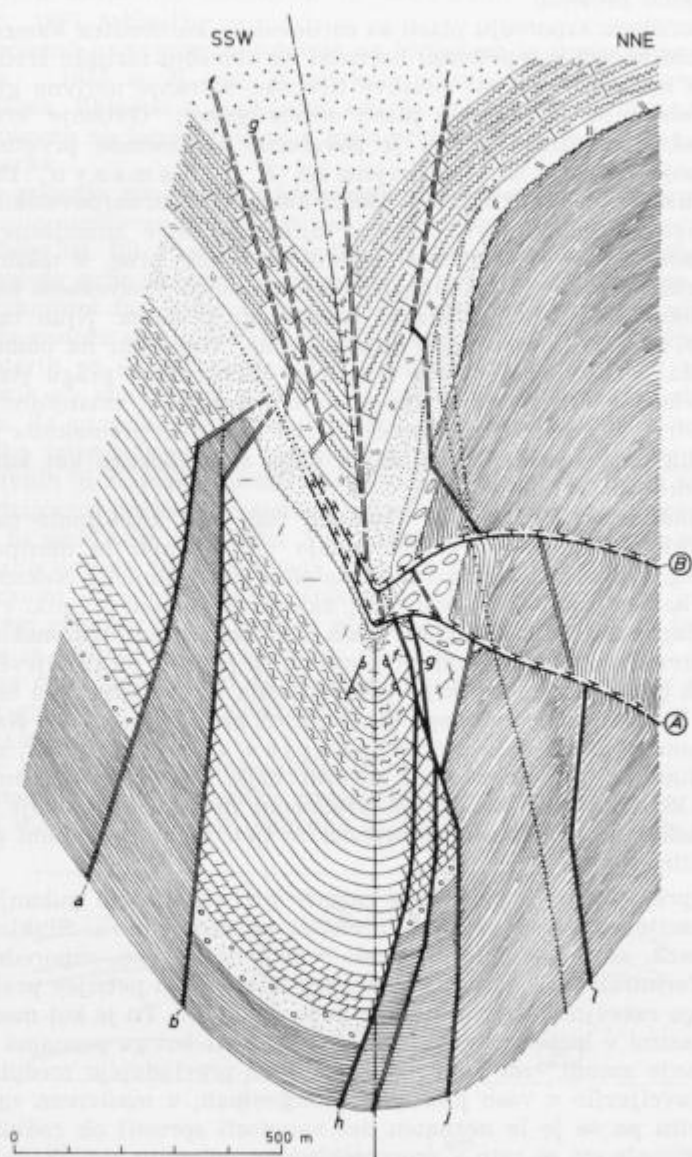
vanega vložka kompetentnih kamenin v nekompetentnem okolju, ker so jih prečkali triadni prelomi.

V prednoriškem zaporedju plasti so cordevolske karbonatne kamenine predstavljale edini kompetentni horizont na območju idrijske srednjetriadne zgradbe. Po nastanku narivne ploskve tičenske notranje narivne grude so se julijsko-tuvalske in še starejše plasti začele gubati. Gubanje kompetentne plošče v nekompetentnem okolju je povzročilo spremembe prvotnega napetostnega stanja kot kaže sl. 11 (prirejena po J. G. R a m s a y u, 1967, sl. 7—82). Nad antiklinalno vzboklimi deli plošče kompetentnih cordevolskih kamenin se je izoblikovalo polje povečane, pod njimi pa polje zmanjšane napetosti v navpični smeri, kjer se je nahajal severni karbonski prag. V takih razmerah so imele trajektorije največjih tangencialnih napetosti v severnem karbonskem pragu približno smer ahacijevga in petrijevega preloma. Njun nastanek je zato mogoče razložiti s posebnimi napetostnimi razmerami na območju idrijskega rudišča. V nekompetentnem severnem karbonskem pragu sta približno sledila teoretski smeri največjih tangencialnih napetosti, zmanjšanih za polovični kot notranjega trenja, na območju jarka pa sta se premaknila po lezikah langobardskih piroklastitov, ki so dajali dosti manj odpora kot kompetentne skitske in cordevolske kamenine.

Enaka možnost deformacij je obstajala tudi pod antiklinalo nad južnim sedimentacijskim območjem. Vendar imajo tod premiki le decimeterski do metrski obseg, kot smo jih opazovali v »talnini« na 7. obzorju. Nekompetentnih karbonskih kamenin je tu bistveno manj, zato so prevladali premiki v severnem pragu in polagoma zamrli v langobardskih piroklastitih nad tektonskim jarkom.

Zaradi premika ob ahacijevem prelomu, in še posebej ob petrijevem, je razpadla enotna plošča langobardskega konglomerata v severnem delu tektonskega jarka in na južnem robu severnega praga na tri samostojne bloke. Nad petrijevim prelomom je nastal današnji M l a k a r j e v (1967) južni blok, med petrijevim in ahacijevim prelomom pa severni blok. Proti SSW porinjeni jezik karbonskih klastitov nad petrijevim prelomom imenujemo srednji karbonski klin, karbonske kamenine med ahacijevim in petrijevim prelomom pa severni karbonski klin.

Zaradi spremenjenih napetostnih razmer pri nadaljnjem gubanju so premiki ob ahacijevem in petrijevem prelomu povsem zamrli. Sinklinala, prej samo nakazana, se je sedaj izoblikovala v pokončno gubo, vzporedno z gubo pa so se deformirali tudi triadni prelomi ter ahacijev in petrijev prelom. Slika 12 kaže drugo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Tu je kot med zgornjeskitskimi plastmi v krilih gube in osno ravnino tak, kot ga poznamo v rudišču danes. Gubanje zaradi vzdolžnih pritiskov, kjer prevladujejo medplastni premiki, se je uveljavilo v vseh plastovitih kameninah, v masivnem zgornjeskitskem dolomitu pa se je le neznamen del napetosti sprostil ob redkih lezikah. V jedru sinklinala sta se zato v zgornjeskitskem dolomitu izoblikovali območji povečanih in zmanjšanih napetosti; ustrezne deformacije označujejo v prvem primeru zdrobljen dolomit, v drugem pa normalni prelomi s premiki nekaj metrov do deset metrov. Ti prelomi so v spodnjeskitskem meljevcu in skrilavcu, ki sta se gubala fleksivno, kmalu zamrli. Klin anizičnega dolomita med karolijevim in urbanovec-zovčanovim prelomom ter konglomerat v severnem in južnem bloku se nista bistveno spremenila v tej razvojni fazi.



Sl. 12. Največji obseg pokončne sinklinalne gube v drugi razvojni fazi  
Legenda na sl. 9 a

Fig. 12. The whole extent of the vertical synclinal fold in the second stage of its development  
See fig. 9 a for explanation

V pokončni gubi so se langobardske in mlajše plasti v jedru postavile pokonci, tako kot triadni prelomi, vendar je gubanje potekalo v smeri NNE-SSW, torej poševno na os tektonskega jarka; zato triadni prelomi niso vzporedni z osno ravnino gube, temveč potekajo nanjo poševno približno pod kotom 22°. Njihova vzporedna lega na sl. 12 je zato le navidezna. Triadni prelomi in plastovitost predlangobardskih plasti so imeli torej omejeno vlogo pri nastanku deformacij v naslednji razvojni fazi sinklinalne gube v osrednji coni idrijskega rudišča.

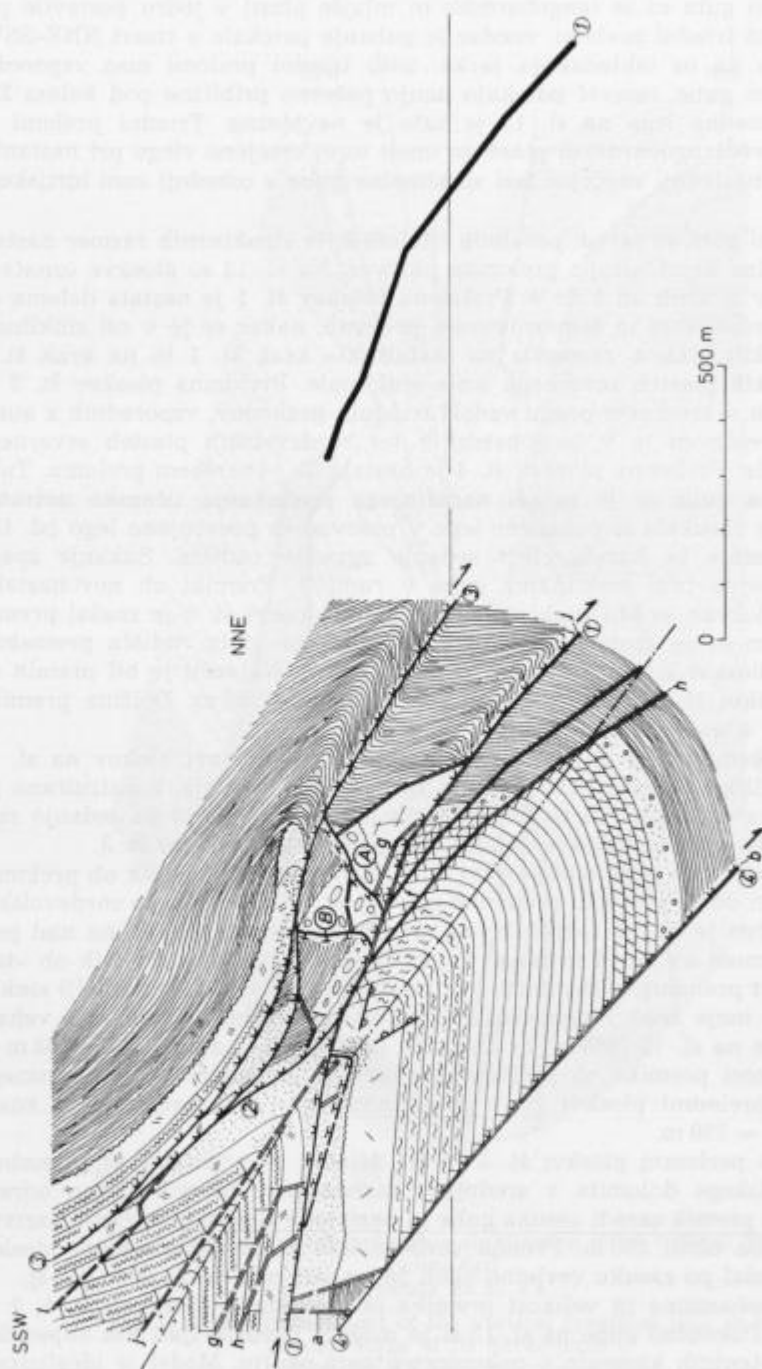
V pokončni gubi so zaradi posebnih litoloških in strukturnih razmer nastale štiri potencialne kombinirane prelomne ploskve. Na sl. 13 so ploskve označene s številkami v krožcih od 1 do 4. Prelomna ploskev št. 1 je nastala deloma ob urbanovec-zovčanovem in čemernikovem prelomu, nakar se je v osi sinklinalne v langobardskih plasteh razcepila na »talninski« krak št. 1 in na krak št. 2 v langobardskih plasteh severnega krila sinklinalne. Prelomna ploskev št. 3 se je izoblikovala v severnem pragu vzdolž triadnih prelomov, vzporednih z auerspergovim prelomom in v langobardskih ter cordevolskih plasteh severnega krila sinklinalne. Prelomna ploskev št. 4 je nastala ob veharškem prelomu. Tako predisponirana guba se je zaradi nadaljnjega premikanja tičenske notranje narivne grude zasukala iz pokončne lege v poševno in prevrnjeno lego (sl. 13), ki je v »talnini« že kazala obris sedanje zgradbe rudišča. Sukanje spada v tretjo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Premiki ob novonastalih prelomnih ploskvah so bili različni; ob prelomni ploskvi št. 1 je znašal premik 310 m, pri tem se je krovinski blok v »talninskem« delu rudišča premaknil za 90 m; ob ploskvi št. 2 in delno št. 3 pa za 220 m. Največji je bil premik ob prelomni ploskvi št. 3, kjer je znašal verjetno okoli 550 m. Dolžina premika ob ploskvi št. 4 se ne dá določiti.

Velikost premikov je določena po medsebojni primerjavi blokov na sl. 12 in na sl. 13. Slika 12 kaže gubo v drugi fazi njenega razvoja, konstruirano po podatkih o pravi debelini in po zakonitostih deformacij, sl. 13 pa sedanjo razporeditev blokov. To ne velja le za blok nad prelomno ploskvijo št. 3.

Celotni premik ob prelomni ploskvi št. 1 vključuje tudi premik ob prelomni ploskvi št. 2 in ob tistem delu prelomne ploskve št. 3, ki poteka po cordevolskih plasteh. Določen je bil po razliki v legi srednjega karbonskega klina nad petrijevim prelomom na sl. 12 in na sl. 13, ki znaša okoli 310 m. Premik ob »talninskem« delu prelomne ploskve št. 1 je bil določen po razliki v razdalji sinklinalnega dela meje med langobardskimi in cordevolskimi plastmi od veharškega preloma na sl. 12 (260 m) in na sl. 13 (350 m), ki znaša 350 m — 260 m = 90 m. Velikost premika ob prelomni ploskvi št. 2 sledi iz razlike celotnega premika ob prelomni ploskvi št. 1 in »talninskega« dela premika, ki znaša 310 m — 90 m = 220 m.

Premik ob prelomni ploskvi št. 3 je bil določen le približno, saj današnja lega cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu verjetno odraža le rezultančni premik zaradi zasuka gube in narivanja tičenske notranje narivne grude, ki znaša okoli 500 m. Premik cordevolskih plasti ob prelomni ploskvi št. 3 pa je znašal po zasuku verjetno okoli 550 m, ali celo nekaj več (sl. 13).

Razlago mehanizma in velikost premika ob prelomnih ploskvah št. 1, 2 in 3 kaže sl. 14. Pokončno gubo na sl. 12 si je mogoče predstavljati kot elipsoidno telo iz kompetentnih kamenin v nekompetentnem okolju. Model je idealiziran,

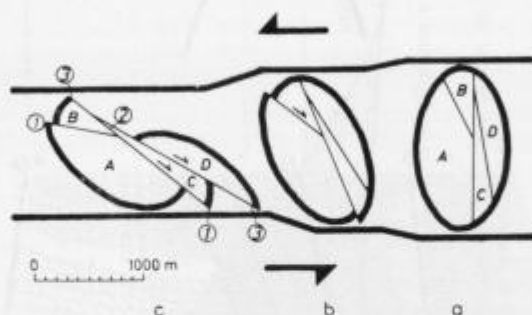


Sl. 13. Pokončna sinklinalna guba je prešla v prevrnjeno lego

Legenda na sl. 9 a

Fig. 13. The vertical synclinal fold tilted beyond the perpendicular and became overfold  
See fig. 9 a for explanation

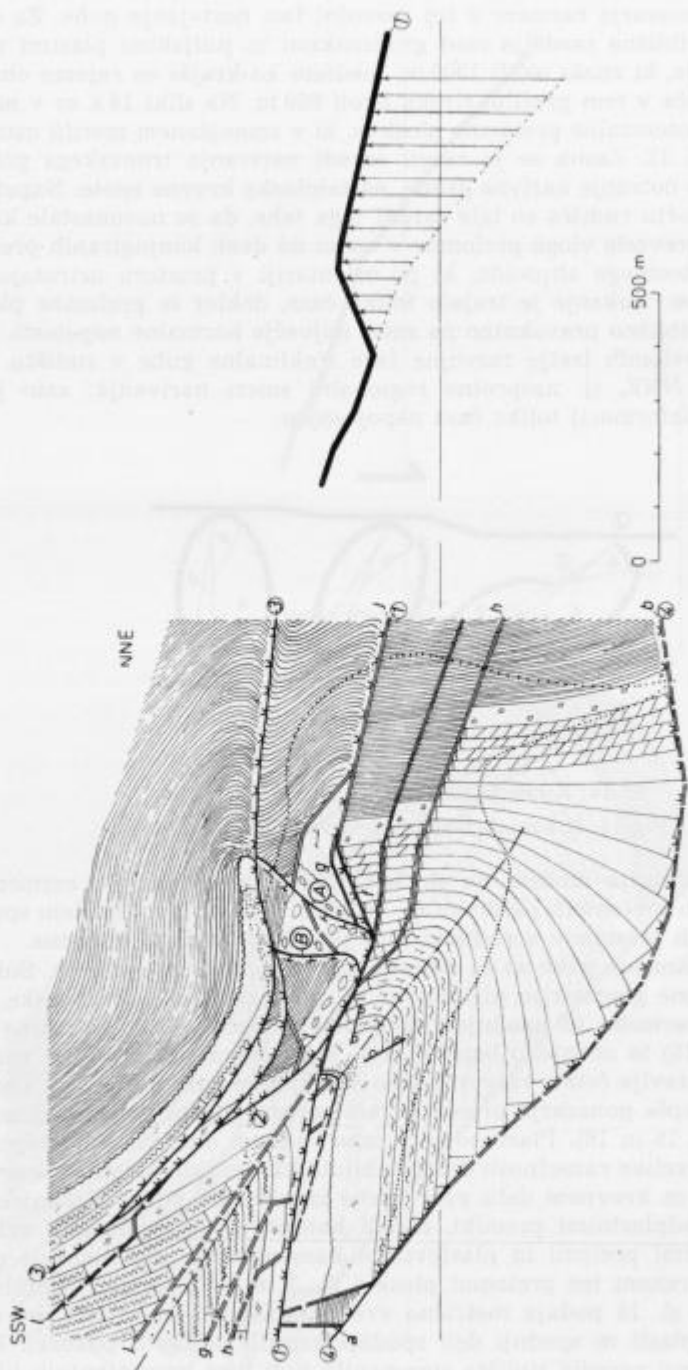
vendar dobro ponazarja razmere v tej razvojni fazi nastajanja gube. Za daljšo os je izbrana približna razdalja med grödenskimi in julijskimi plastmi v osni ravnini sinklinale, ki znaša okoli 1500 m, medtem ko krajša os zajema območje deformacij rudišča v tem profilu, široko okoli 800 m. Na sliki 14 a so v modelu vrisane vse tri potencialne prelomne ploskve, ki v zmanjšanem merilu ustrezajo razmeram na sl. 12. Zasuk se je razvil zaradi narivanja trnovskega pokrova oziroma tičenske notranje narivne grude, na talninske krovne enote. Napetostne razmere na območju rudišča so bile zaradi tega take, da so novonastale kombinirane ploskve prevzele vlogo prelomov v enem od dveh konjugiranih presekov ustreznega napetostnega elipsoida, ki po orientaciji v prostoru ustrezajo normalnim prelomom. Sukanje je trajalo toliko časa, dokler se prelomne ploskve niso postavile približno pravokotno na smer največje normalne napetosti. Bloki ob normalnih prelomih tretje razvojne faze sinklinalne gube v rudišču so se premikali proti NNE, tj. nasprotno regionalni smeri narivanja; zato je bil mehanizem teh deformacij toliko časa nepojasnen.



Sl. 14. Kinematika razvoja prevrnjene gube  
Fig. 14. Kinematics of the overfold development

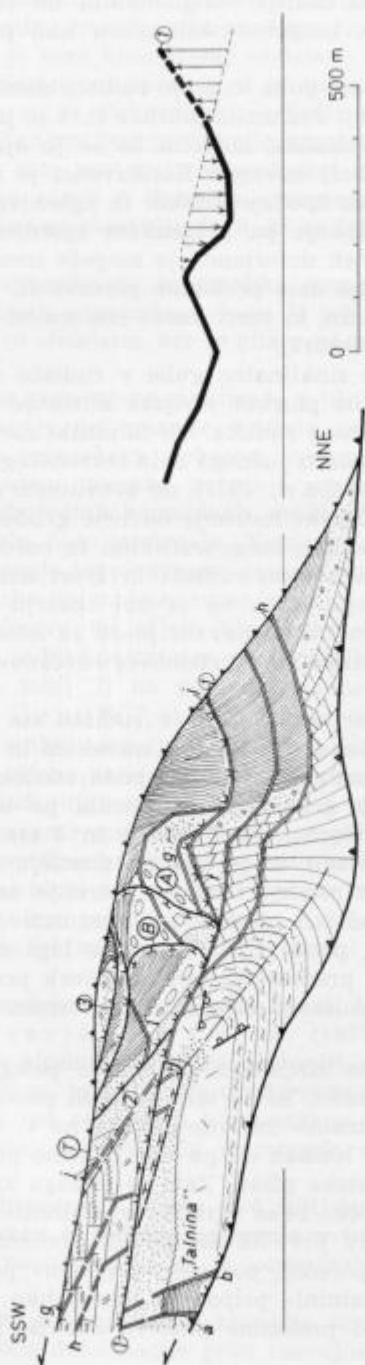
Končna deformacija modela na sl. 14 c shematsko ponazarja razmere na sl. 13. Premike ob prelomnih ploskvah št. 1, 2 in 3 se dá tudi na modelu spraviti v okvir obstoječih premikov v rudišču, zato je podana razlaga verjetna.

Po zasuku pokončne gube so se deformacije v rudišču spremenile. Sukanje zaradi spremenjene geometrije ni bilo več mogoče, zato so se karbonske, grödenske, zgornjepermske in spodnjeskitske plasti zapognile iz normalne lege v pokončno (sl. 15) in obrnjeno lego (sl. 16), značilno za ljubevški del rudišča. To obdobje predstavlja četrto razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Tedanje deformacije najlepše ponazarja preoblikovani severovzhodni del prelomne ploskve št. 1 (sl. 13, 15 in 16). Plasti so se v tako velikem obsegu lahko zapognile predvsem zaradi velike razsežnosti deformabilnih karbonskih klastitov v severo-severovzhodnem in krovnem delu prevrnjene sinklinalne gube. Mehanizem se dá razložiti z medplastnimi premiki, zaradi katerih se je spremenila velikost kota med triadnimi prelomi in plastovitimi kameninami, preoblikovali pa so se tudi triadni prelomi ter prelomni ploskvi št. 3 in 4. Deformacija prelomne ploskve št. 1 na sl. 15 podaja metrično vrednost zapognitve v fazi, ko so se zgornjepermske plasti in spodnji deli spodnjeskitskih postavili pokonci. Poleg tega se je v zgornji zgradbi rudišča spremenila tudi lega kompetentnih blokov



Sl. 15. Zapognitev plasti v spodnjem krilu gube v pokončno lego  
 Legenda na sl. 9 a

Fig. 15. Strata in the lower limb of overfold turned upright  
 See fig. 9 a for explanation



Sl. 16. Nastanek zgornje in spodnje narivne ploskve v rudišču

Legenda na sl. 9 a

Fig. 16. Formation of the overlying and underlying thrust plane in the Idrija ore deposit  
See fig. 9 a for explanation

anizičnega dolomita in langobardskega konglomerata ter skrajni severoseverovzhodni pas cordevolskih in langobardskih plasti nad prelomno ploskvijo št. 3, porinjenih proti NNE.

Pri nadaljnem upogibanju sta guba in z njo rudišče dobila svojo dokončno, predneotektonsko podobo (sl. 16). Prelomna ploskev št. 1 se je pri tem v svojem srednjem delu celo konkavno vbočila, medtem ko se je njen skrajni severoseverovzhodni del zavihal še bolj navzgor. Konkavnost je mogoče razložiti z vlečenjem najbolj izpostavljenih spodnjeskitskih in zgornjepermskih plasti ob talninski narivni ploskvi, zavijanje pa z zasukom zgornjepermskih plasti v obrnjeno lego. Pravo velikost teh deformacij je mogoče izmeriti na sl. 16.

Zaradi konkavnosti srednjega dela prelomne ploskve št. 1 se je deformiral anizični dolomit v zgornji zgradbi, ki tvori danes eno izmed posebnosti »severnega kontakta« (karolijeva struktura).

Konec četrte razvojne faze sinklinalne gube v rudišču sta se izoblikovali talninska in krovninska narivna ploskev idrijske notranje narivne grude, ki sta dokončno ukrojili sedanji obseg rudišča. Ob talninski narivni ploskvi je bil odrezan del orudenih triadnih plasti južnega dela tektonskega jarka (L. Placer, 1976; L. Placer in J. Čar, 1977), ob krovninski narivni ploskvi, ki predstavlja narivno ploskev tičenske notranje narivne grude, pa je bil odrezan del severnega praga s karbonskimi, langobardskimi in cordevolskimi plastmi. Samo del teh plasti je ostal v sklopu rudišča in tvori danes tektonsko lečo v plasteh srednjega karbonskega klina na prvem obzorju in v antonijevem rovu. I. Mlakar (1967) je imel obravnavane plasti za ostanek manjšega tektonskega jarka, vzporednega jarku med urbanovec-zovčanovim in karolijevim prelomom.

Talninska in krovninska narivna ploskev v rudišču sta nastali takrat, ko so se nehale deformacije, izražene z gubanjem, zasukom in zapognitvijo. Talninska narivna ploskev je odrezala izbočeni del spodnjeskitskih plasti, krovninska tičenska notranja narivna gruda pa je zdrsnila po karbonskih plasteh severnega praga. Normalni prelomni ploskvi št. 1 in 3 ter spremljajoče prelomne ploskve so imele tedaj lego, ki je bila na območju srednjega karbonskega klina vzporedna narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude; zato bi bilo možno, da je katera od teh ploskev ponovno zaživela, in so se bloki premaknili v nasprotni smeri, proti SSW. Današnja lega cordevolskih plasti v srednjem karbonskem klinu predstavlja torej seštevek premikov proti NNE in SSW. Skupni premik cordevolskega dolomita v severnem karbonskem klinu znaša okoli 500 m.

Mehanizem narivne zgradbe idrijskega rudišča je poleg opisanih glavnih deformacij povzročil tudi stranske, ki so med drugim pomembne za sledenje rudnih teles. Značilne so »talninske« narivne ploskve na 4., 6. in 7. obzorju, ki potekajo po skoraj vodoravnih lezikah ali pa zelo položno prečkajo langobardske in ponekod tudi zgornjeskitske plasti. Zato je razlaga krajevnih geoloških razmer pogosto skoraj nemogoča. Tako zgradbo v »talnini« je treba pripisati prepletanju reverznih prelomov prve in normalnih prelomov tretje razvojne faze gube, ki so si po legi vzporedni, po smeri premikov pa nasprotni. Posamezne prelomne ploskve v »talnini« pripadajo tako lahko eni ali drugi fazi premikov, ali pa predstavljajo prelomne ploskve starejše faze, regenerirane v mlajši fazi.



Zaradi zasuka pokončne gube v prevrnjeno se je v tretji razvojni fazi sinklinalne gube v rudišču izoblikovala značilna luskasta zgradba srednjega karbonskega klina, ki je brez kinematske obdelave doslej ni bilo mogoče logično razložiti. Poleg prelomne ploskve št. 3 je nastalo več vzporednih prelomnih ploskev, ob katerih so se diskordantno odložene langobardske plasti na karbonskih skladih v obrnjeni legi pomaknile nazaj v karbonske klastite srednjega karbonskega klina; zato nastopajo v srednjem karbonskem klinu danes blizu skupaj langobardske plasti z območja severnega bloka, iz južnega bloka in z območja nad prelomno ploskvijo št. 3, ki so ležale prvotno okoli 500 metrov proti SSW.

Končno so za razumevanje kinematike pomembni še medplastni premiki, ki so pri gubanju imeli pomembno vlogo. V tej razpravi geometrijska problematika tega pojava ni obdelana, ker je bila pred leti že predstavljena (L. P l a c e r, 1976).

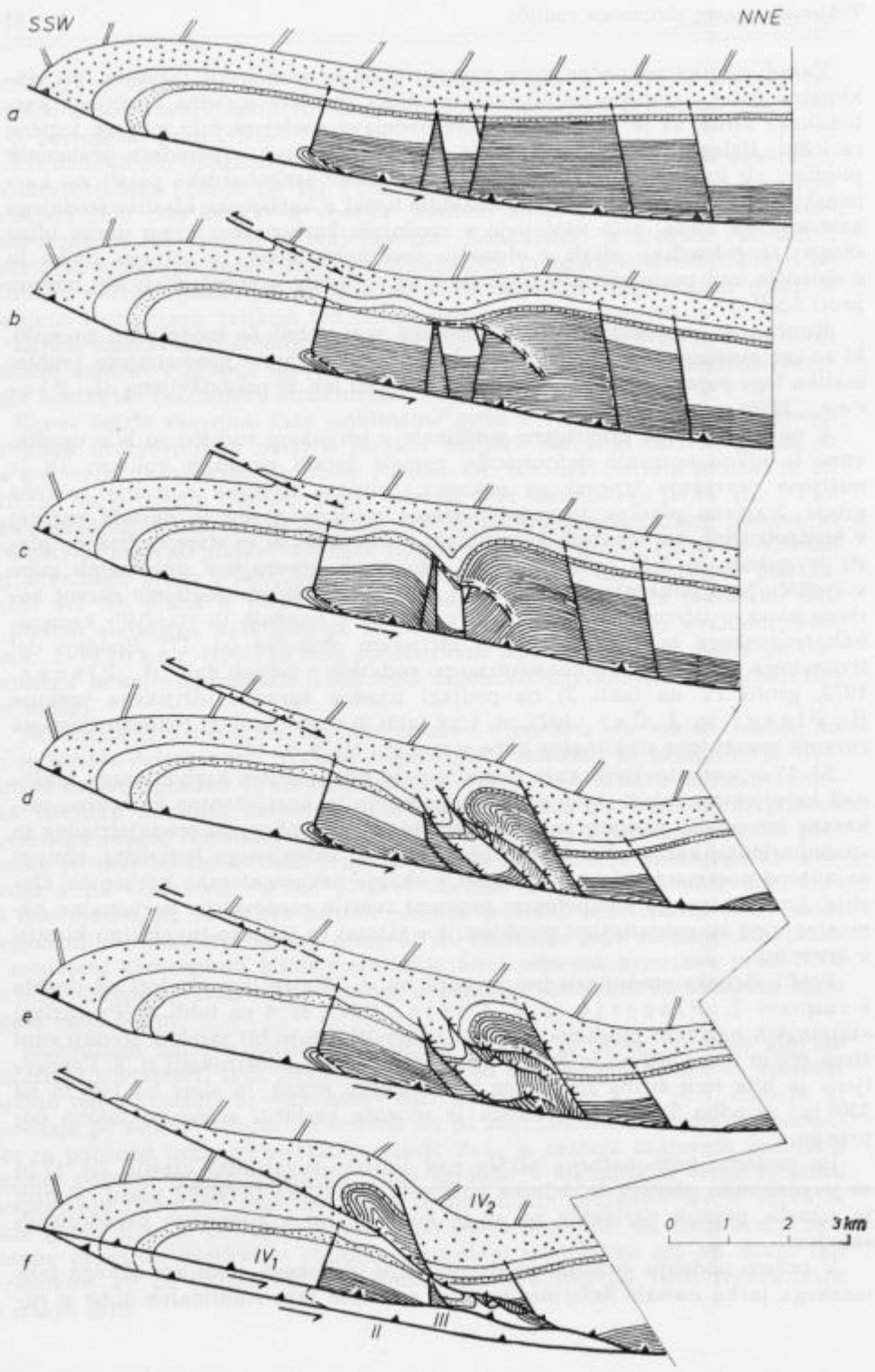
V opisu nastanka prevrnjene sinklinalne v idrijskem rudišču so bile upoštewane le njene notranje deformacije, nastale zaradi zunanjih vplivov. Tu je mišljeno narivanje trnovskega pokrova, oziroma tičenske notranje narivne grude. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude je nastala najprej v kompetentnih karbonatnih kameninah, medtem ko so se starejše triadne plasti le gubale in šele nato pretrgale. Nastanek prevrnjene sinklinalne gube v rudišču lepo dokazuje tako razlago; zato v naslednjem pogledu razvoj narivne ploskve tičenske notranje narivne grude v triadnih in starejših kameninah trnovskega pokrova na ožjem idrijskem območju (sl. 17). Spodnji del trnovskega pokrova je bil konstruiran po podatkih o polegli gubi (L. P l a c e r, 1973, profil IV na tabli 2) na podlagi triadne zgradbe idrijskega ozemlja (L. P l a c e r in J. Č a r, 1977, sl. 4 na tabli 3) in na podlagi rekonstruiranega razvoja prevrnjene sinklinalne gube v rudišču (sl. 9 do 16).

Sl. 17 a poenostavljeno kaže razmere pred pretrganjem karbonatnega plašča nad karnijskimi skladi, kjer so nekompetentne in kompetentne kamenine prikazane ločeno. Za razumevanje kinematike je pomembno, da srednjetriadne in spodnjetriadne karbonatne kamenine ne tvorijo sklenjenega horizonta, temveč so njihovi posamezni bloki ugreznjeni v okolne nekompetentne karbonske klastite. Edini sklenjeni kompetentni horizont tvorijo cordevolske karbonatne kamenine med langobardskimi piroklastiti v talnini in julijsko-tuvalskimi klastiti v krovni.

Profil idrijske srednjetriadne zgradbe na sl. 17 a se le malo loči od profila v razpravi L. P l a c e r ja in J. Č a r ja, (1977, sl. 4 na tabli 3). Po razlagi »talninskih narivnih ploskev« je treba ugotoviti, da je bil jarek v srednji conj širok 800 m in ne 900 m; to je bilo že upoštevano pri konstrukciji sl. 9. Popravljen je bila tudi širina severnega karbonskega praga, in sicer od 1400 m na 2200 m; zgradbo Tičnice in rudišča je mogoče razložiti edino po takem popravku.

Po prelomu karbonatnega plašča nad julijsko-tuvalskimi klastiti (sl. 17 b) se je prelomna ploskev le deloma potegnila v julijsko-tuvalske plasti. V njih je zamrla, premik narivanja pa se je kompenziral z gubanjem prednoriških skladov.

V prvem obdobju gubanja so na območju idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka nastale deformacije prve razvojne faze sinklinalne gube v ru-

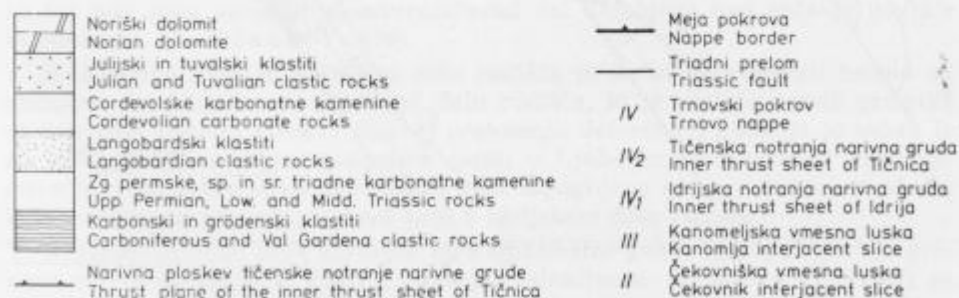


dišču, ki zaradi narave svojega nastanka niso segale daleč v severni karbonski prag. Gubanje je konec druge faze (sl. 17 c) doseglo največji obseg; nadaljnjo rast pokončne gube je onemogočila bližina talninske narivne ploskve. Tedaj je gubanje prešlo v sukanje. Stanjšanje karbonskih klastitov pod pokončno sinklinalo je mogoče razložiti s tektonsko erozijo, ki je bila v naslednjih razvojnih fazah vedno bolj očitna. Erozijo si je po izkušnjah na Idrijskem treba razlagati kot trganje blokov v obliki leč, ne pa kot struženje narivnega in podrivnega bloka, ki naj bi opravičevalo kameninski primanjkljaj pri rekonstrukciji narivne zgradbe. Struženje je sicer obstajalo, vendar je imelo v geološkem smislu zanemarljiv obseg.

Pokončna sinklinalna guba v rudišču se je zasukala bolj od blokov jugo-jugozahodno in severoseverovzhodno od tod (sl. 17 d), ker so le kompetentne kamenine tektonskega jarka na območju rudišča ležale v nekompetentnih karbonskih klastitih, medtem ko je bilo sukanje drugod bolj ali manj onemogočeno. Za mehanizem zasuka je pomembno, da se je kompetentni klin jarka sukali po talninski narivni ploskvi; ko je zasuk dosegel največjo mogočo stopnjo, so se plasti spodnjega dela rudišča upognile v obrnjeno lego (sl. 17 e).

Po upogibu plasti so fleksivne deformacije v dnu trnovskega pokrova dosegle največji obseg. V talnini rudišča se je izoblikovala nova narivna ploskev, ki ni nastala samo zaradi posebne geneze sinklinalne gube v rudišču, temveč tudi zaradi pregiba narivne ploskve trnovskega pokrova. Kanomeljska vmesna luska je nastala na koncu narivne aktivnosti trnovskega pokrova, torej v času, ko je območje rudišča bilo v bližini grbine na prehodu iz poševnega v vodoravni krovninski narivni rez hrušiškega pokrova (sl. 8). Grbina v tej fazi razvoja narivne zgradbe ni bila več tako izrazita, saj se je koševniška vmesna luska odtrgala že nekoliko prej, je pa še vedno predstavljala pomembno oviro. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude se je tedaj, verjetno zaradi istega vzroka, podaljšala do talninske narivne ploskve trnovskega pokrova.

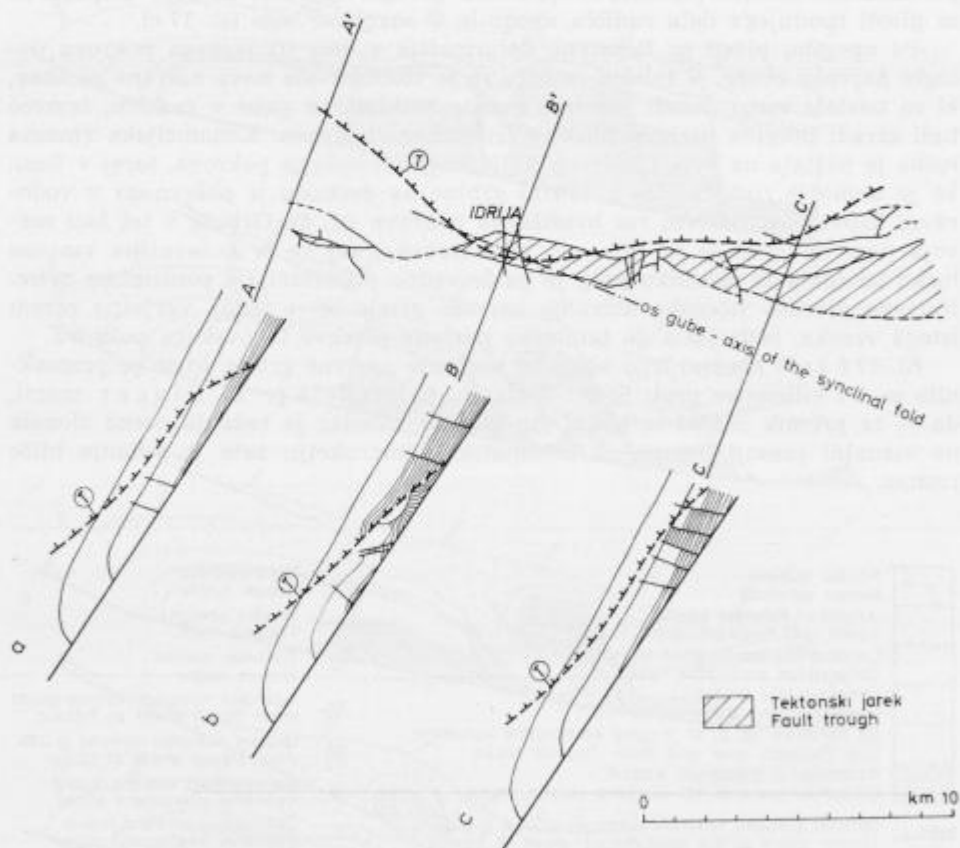
Sl. 17 f kaže končno lego tičenske notranje narivne grude, ki se je premaknila za tri kilometre proti SSW. V članku iz leta 1973 je L. P l a c e r menil, da je ta premik znašal le nekaj sto metrov, vendar je tedanja ocena slonela na vizualni presoji, ne pa na kinematski konstrukciji; zato je sedanja bližje resnici.



Sl. 17. Razvoj tičenske notranje narivne grude

Fig. 17. Development of the inner thrust sheet of Tičnica

Gubanje in upogibanje plasti v obrnjeno lego na območju rudišča je v tesni zvezi z razvojem narivne ploskve tičenske notranje narivne grude; zato je treba obliko sinklinalne gube in obseg upogibanja obravnavati skupaj. Večkrat je bilo že omenjeno, da je bila smer gubanja odmaknjena od pravokotnice na os jarka za okoli  $22^\circ$ , zato je os sinklinalne gube v rudišču poševno prečkala os idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (sl. 18). Nekompetentne kamnine severnega praga so se gubale neovirano, bolj ko se je pa os gube oddaljevala od karbonskih klastitov proti ESE, bolj je pojemalo gubanje, dokler ni končno povsem zamrlo. Njeno dolžino je danes težko oceniti; verjetno je znašala nekaj kilometrov, kot se dá oceniti na podlagi razvoja narivne ploskve tičenske notranje narivne grude, ki se razteza še severozahodno in vzhodno-jugovzhodno od Idrije (L. P l a c e r, 1973, sl. 2). Guba iz triadnih in starejših kamenin ob narivni ploskvi se je razvila le na območju rudišča, torej tam, kjer je šla narivna ploskev v svojem podaljšku skozi nekompetentne kamnine severnega praga. Drugod se je ob enem s karbonatnim plaščem pretrgala tudi



Sl. 18. Razprostranjenost narivne ploskve tičenske notranje narivne grude  
Fig. 18. Extension of the thrust plane of the inner thrust sheet of Tičnica

celotna skladovnica prednoriških kamenin. Severozahodno od Idrije poteka narivna ploskev tičenske notranje narivne grude po triadnih kameninah severnega sedimentacijskega bazena, zato je njen vpadni kot dokaj strm (sl. 18 a), narivna ploskev pa je v neotektonski fazi ponovno oživila; zato pravega vpada ni mogoče z gotovostjo določiti. Vzhodnojugovzhodno od Idrije pa sta smer in vpad narivne ploskve dokaj nenavadna. V triadnih kameninah narivna ploskev ni premi podaljšek narivne ploskve iz mlajših kamenin, temveč sledi stopničasti zgradbi severnega roba severnega karbonskega praga; zato je bolj položna (sl. 18 c).

#### *Strukturna obdelava deformacij narivanja in gubanja*

Razvoj prelomnih deformacij gubanja je bil odvisen od stopnje ukrivljenosti gube, zato bomo bolj nadrobno opisali njeno obliko.

Legi skladov v rudišču je bila določena po podatkih prečnih jamskih profilov v merilu 1 : 1000, ki jih je obdelal I. Mlakar. Profili imajo smer SW-NE in so razmaknjeni po 35 m.

Spodnja zgradba rudišča je bila obdelana po metodi blokov med posameznimi profili. Vpadov plasti v posameznih blokkih iz razumljivih razlogov ni bilo mogoče obdelati enakomerno po celi površini preseka, ker jamska dela niso razvita povsod in ker vsi rovi danes niso več dostopni. Zato je osno ravnino sinklinalne gube mogoče boljše določiti iz geoloških profilov, za določitev smeri in vpada osi pa je potrebna strukturna analiza.

Spojene osi gube v posameznih profilih predstavljajo os sinklinalne gube v spodnji zgradbi rudišča. Na enak način so bili obdelani tudi vpadi plasti v zgornji zgradbi, vendar je tu na voljo premalo merskih podatkov za statistično analizo. Taka obdelava bi bila vsekakor potrebna, saj os gube v spodnji zgradbi verjetno ni vzporedna z osjo gube v zgornji zgradbi rudišča. Glede na genezo prelomnih deformacij gubanja premiki ob prelomni ploskvi št. 1 niso bili povsod enaki.

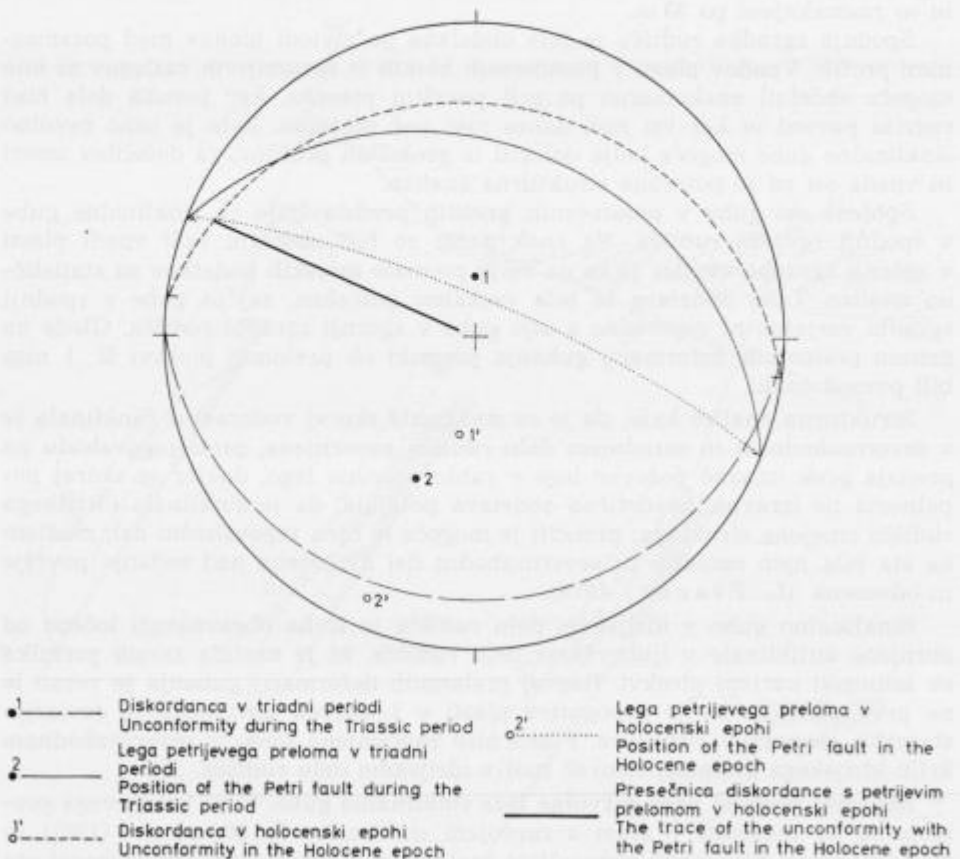
Strukturna analiza kaže, da je os sinklinalne skoraj vodoravna. Sinklinala je v severozahodnem in osrednjem delu rudišča prevrnjena, proti jugovzhodu pa prehaja prek izrazito poševne lege v rahlo poševno lego, dokler se skoraj popolnoma ne izravna. Statistična obdelava potrjuje, da je sinklinala idrijskega rudišča omejena struktura; preučiti je mogoče le njen jugovzhodni del, medtem ko sta bila njen osrednji in severozahodni del dvignjena nad sedanje površje in odnesena (L. P l a c e r, 1976).

Sinklinalno gubo v idrijskem delu rudišča je treba obravnavati ločeno od obrnjene antiklinalne v ljubevškem delu rudišča, ki je nastala zaradi premika ob talninski narivni ploskvi. Razvoj prelomnih deformacij gubanja je vezan le na prvo, medtem ko je zapognitev plasti v Ljubevču povzročila le deviacijo starejših elementov strukture. Plasti niso zapognjene samo v severovzhodnem krilu idrijskega preloma, temveč tudi v idrijskem delu rudišča.

**Reverzni prelomi prve razvojne faze sinklinalne gube.** Lega petrijevega preloma se da pojasniti v zvezi z razvojem sinklinalne. I. M l a k a r (1967) in starejši avtorji niso mogli zadovoljivo razložiti nastanka srednjega karbonskega klina. Enaka struktura ob ahacijevem prelomu pa je prvič omenjena šele v tej razpravi. Spremembi vpada plasti v sinklinalni gubi v rudišču je morala slediti

tudi sprememba lege obeh prelomnih ploskev. Oba preloma se povsem podrejata tej zakonitosti; zato je mogoče z gotovostjo privzeti Curiejevo pravilo. Tam kjer so plasti inverzne, imata oba preloma subvertikalno lego, tam kjer so skladi normalni in vpadajo položno proti SSW, pa sta ahacijev in petrijev prelom subhorizontalna.

Razmerje med smerjo narivanja in gubanja ter smerjo srednjetriadnega tektonskega jarka se posebej zanimivo odraža na karti 3. obzorja. Srednji in severni karbonski klin v vodoravnem preseku nista trakasta, temveč se klinasto tanjšata proti jugovzhodu. Karbonske plasti se izklinjajo zaradi poševne lege osi gube na osno ravnino jarka. Diskordančna ravnina med karbonskimi in langobardskimi skladi nad njimi je prvotno vpadala za približno  $20^\circ$  proti »jugu« (sl. 9), medtem ko sta petrijev in ahacijev prelom vpadala za približno  $40^\circ$  proti »severoseverovzhodu« (22/40). Danes je petrijev prelom zelo strm; zato je treba prvotno lego konstrukcijskih ravnin zasukati okoli slednice petrijevega preloma za  $140^\circ$  v nasprotni smeri urnega kazalca. Konstrukcijo zasuka kaže



Sl. 19. Os srednjega in severnega karbonskega klina

Fig. 19. Axis of the middle and northern Carboniferous wedge block

sl. 19; ker je presečnica med prelomno in diskordančno ravnino nagnjena po zasuku proti WNW, je tudi srednji karbonski klin v tlorisni ravnini klinast. Isto velja tudi za severni karbonski klin. Pri konstrukciji zasuka ni bil upoštevan učinek medplastnih premikov, ker je imela konstrukcija namen dokazati le pravilnost razlage, ne pa numeričnih vrednosti strukturnih elementov.

**Normalni prelomi druge razvojne faze sinklinalne gube.** O prelomih te razvojne faze gube je le nekaj skopih podatkov, ker je tisti del jame, kjer nastopajo, zelo slabo odprt, saj nikoli ni bil zanimiv za rudarje. Posamezne merjene prelomne ploskve leže vodoravno ter so vzporedne z osjo gube in so zato verjetno v zvezi z njenim nastankom.

**Normalni prelomi tretje razvojne faze sinklinalne gube.** Prelomi tretje razvojne faze gube so predvsem nasledstveni; zato ne ustrezajo povsod zahtevam Curiejevega pravila, vendar ga v bistvu najbolj potrjujejo. Najpomembnejši element preučevanja teh prelomov je dolžina premika, ki je odvisna od velikosti zasuka pokončne gube, ne pa od gubanja samega. Zato teh prelomov ni tam, kjer ni bilo zasuka. Največji premik je bil izmerjen v severozahodnem delu rudišča, medtem ko so premiki proti jugovzhodu vedno manjši.

**Deformacija fleksivnega gubanja.** Gubanje in zapognitev plasti v vseh štirih razvojnih fazah gube v rudišču so spremljale neafine deformacije starejših prelomnih ploskev. Sem spadajo triadni prelomi in prelomi prve, druge in tretje razvojne faze sinklinalne gube. Zaradi kontinuitete razlage je treba tu opozoriti na nekatere učinke teh deformacij.

I. P l a c e r, (1976) je velikost medplastnih premikov pri fleksivnem gubanju izrazil s količnikom medplastnega premika  $K$  za posamezna območja prevrnjene sinklinalne v idrijskem rudišču in obrnjene antiklinalne v ljubevškem delu rudišča. Tedaj obdelan profil (L. P l a c e r, 1976, sl. 3, na tabli 1) je istoveten s profilom na sliki 16. Iz razlage o zgradbi sinklinalne gube v rudišču sledi, da je nagubanost v različnih profilih rudišča različna; zato se od profila do profila spreminja tudi količnik medplastnega premika posameznih območij. Studij deformacij prelomnih ploskev zaradi gubanja je zelo zamuden, saj vodi površnost pri meritvah in obdelavi podatkov zanesljivo do napačnega sklepa. Tu je mišljena predvsem rekonstrukcija prvotne lege prelomnih ploskev, ki temelji na meritvah sedanjega stanja.

Učinki medplastnih premikov so v današnji zgradbi rudišča vidni povsod. Deformacija prelomne ploskve št. 1, oziroma triadnega čemernikovega preloma, je bila na slikah 13, 15 in 16 že prikazana. V tlorisu je ista prelomna ploskev na karti 3. in 6. obzorja značilno ukrivljena v obliki črke S. Podobno so bolj ali manj ukrivljeni vsi triadni prelomi v idrijskem rudišču.

### Neotektonika

Od starejših raziskovalcev idrijskega ozemlja je samo M. V. L i p o l d (1857, 1874) pripisal strmim prelomom v smeri NW-SE poseben pomen in jih razlikoval od narivnih deformacij. Po sto letih se je k temu vprašanju povrnil I. M l a k a r (1964) in po odkritju ljubevškega dela rudišča dokazal, da idrijski prelom vpada strmo proti severovzhodu; ob njem naj bi se bili prelomni krili premaknili skoraj vodoravno v desno za 2500 m. V njegovem jugozahodnem krilu ga spremlja več vzporednih prelomov; med njimi so najvažnejši zalin,

poljančev, smukov in inzaghijev prelom ter nekaj manjših, kot rudin-1, rudin-2 in peklov prelom. Zalin prelom oklepa z idrijskim prelomom tektonsko lečo, ki jo dele drugi prelomi na več rezin. V severovzhodnem krilu idrijskega preloma je manj vzporednih prelomov, vendar je treba upoštevati, da v ta del rudnik ne seže in je zato slabše raziskan. Pomembnejša sta antonov in sedejev prelom; prvi oklepa z idrijskim prelomom tektonsko lečo, vloga drugega pa ni jasna.

Na območju rudišča potekajo poševno na te najmlajše tektonske deformacije lazarjev, albrehtov, jerebov in sveticev prelom.

### *Zgradba prelomov*

V naši strokovni literaturi skoraj ni del o zgradbi prelomov, določenih posebnosti pa ni najti niti v svetovni literaturi. V. G. Gladkov (1967) razlikuje pri vseh vrstah prelomov notranjo in zunanjo prelomno cono. Notranjo prelomno cono zmikov označujeta tektonska breča in milonit, zunanjo pa obprelomne gube, spremljajoči zmiki, narivi, normalni in inverzni prelomi. Bistveni strukturni element notranje prelomne cone je pri vseh tipih prelomov osrednja prelomna ploskev. V zunanji in notranji prelomni coni spremljajo različne tipe prelomov različne vrste deformacij. V primeru položne prelomne ploskve se zunanja prelomna cona deli na nadprelomno in podprelomno cono.

Gladkova shema povsem ustreza za regionalne raziskave, za strukturno analizo pa jo je treba dopolniti. V ta namen bomo ustrezne pojme s področja tektonske geologije definirali na primeru neotektonskega zrnika v idrijskem rudišču med vpadnikom Gostiša in slepim jaškom Pekel na 11. obzorju. Zmik poteka po sredini smerne proge; zato ga je bilo mogoče skoraj v celoti raziskati (sl. 20). Prelom gre skozi spodnjeskitski ploščati dolomit s peščenosljudnatimi vložki in vpada pod kotom  $45^\circ$  do  $75^\circ$  proti jugozahodu. Premik ob njem znaša največ 10 m.

S prelomno cono označujemo notranjo in zunanjo prelomno cono katerega-koli preloma. Notranja prelomna cona je pas zdobljenih kamenin, tektonske glin, milonitne moke, milonitnega zdroba, tektonske breče in ponekod tudi manj poškodovanih blokov. Navzven je omejena z mejnimi prelomnimi ploskvami. Njen bistveni element je glavna prelomna ploskev. Med glavno in mejnimi prelomnimi ploskvami so razvite notranje prelomne ploskve, ki v glavnem ločijo različne kataklastične stopnje med seboj, lahko pa potekajo tudi v istem kataklastičnem območju. Glavna prelomna ploskev poteka navadno po sredi notranje prelomne cone, vendar lahko zavzema tudi mesto mejne prelomne ploskve, ponekod pa je celotna notranja prelomna cona reducirana na samo glavno prelomno ploskev.

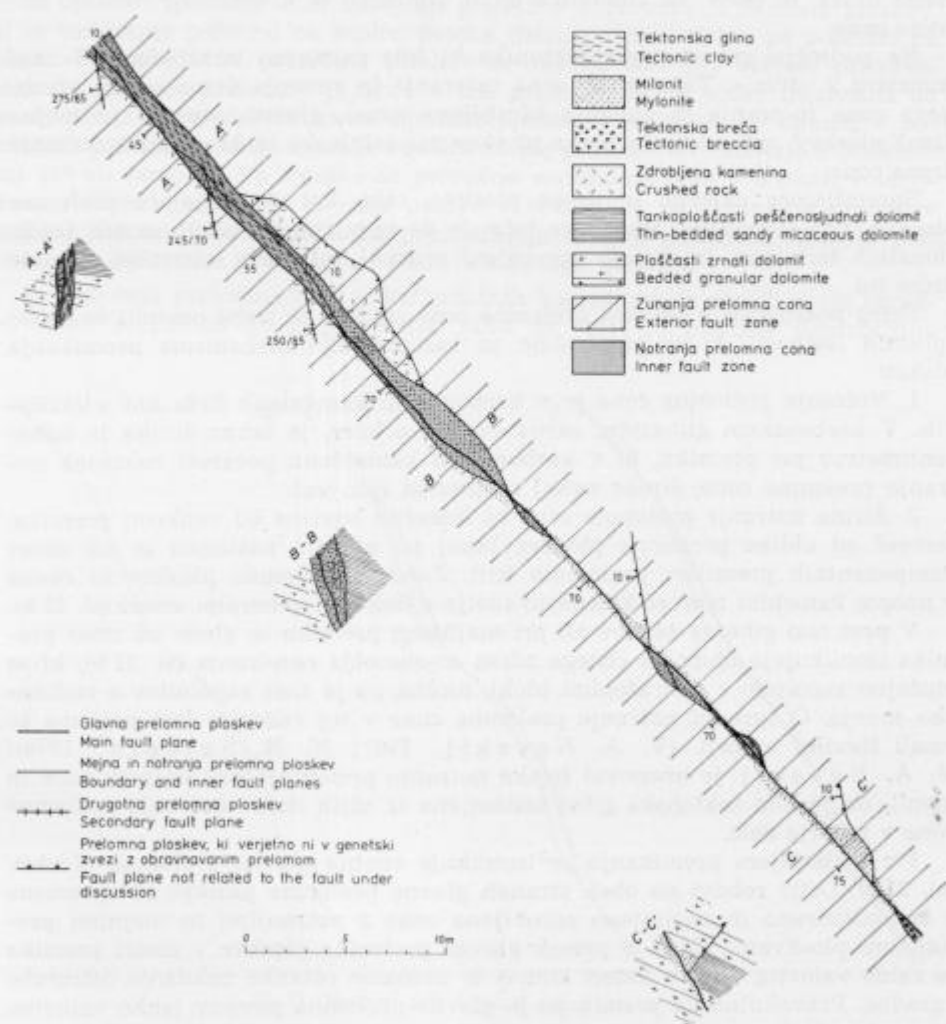
Zunanja prelomna cona je nasproti notranji prelomni coni omejena z mejno prelomno ploskvijo, navzven pa meje ni mogoče določiti brez detajlnega poznavanja kinematike in dinamike spremljajočih deformacij. Zdrobljenost je najmočnejša ob mejnih prelomnih ploskvah, vendar zavzema relativno ozek pas, nakar je kamenina le delno zdrobljena ali pa povsem nepoškodovana. Pomemben strukturni element zunanje prelomne cone so spremljajoči prelomi, ki so brez dvoma drugotnega nastanka. Njihovo razmerje do notranje prelomne cone se kaže v tem, da prečkajo mejno prelomno ploskev, na glavno pa se naslanjajo. Premik ob njih je enako usmerjen kot ob glavni prelomni ploskvi.



V zunanji prelomni coni nastopajo poleg spremljajočih prelomov še manjši prelomi, narivi, obprelomne gube in druge deformacije.

Zdrobljene kamenine nastopajo v notranji prelomni coni in ob mejnih prelomnih ploskvah v zunanji prelomni coni, tako da tvorijo sklenjen pas. Zanj bi bil primeren izraz zdrobljena cona, ki je ponekod istovetna z notranjo prelomno cono, lahko pa zavzema notranjo in del zunanje prelomne cone. Zato bi bilo smiselno ločiti tudi notranjo in zunanjo zdrobljeno cono.

Prelomi v notranji in zunanji prelomni coni omejujejo tektonske bloke bolj ali manj poškodovanih kamenin; zato bi jim ustrezalo ime tektonske leče. Po



Sl. 20. Prelomna cona zrnika

Fig. 20. Fault zone of the strike-slip fault

legi v prelomni coni bi ločili notranje in zunanje tektonske leče; notranje so omejene z glavno, mejnimi in notranjimi prelomnimi ploskvami, zunanje pa z mejnimi, spremljajočimi in drugimi prelomi.

V terminologiji na področju narivne tektonike naj bi se uvedli enakovredni izrazi, s tem da se izraz »prelomen« nadomesti z nazivom »nariven«. Tako bi v narivni coni ločili notranjo in zunanjo narivno cono, zdrobljeno cono (notranjo in zunanjo zdrobljeno cono). Notranjo narivno cono označujejo glavna, vmesne in mejne narivne ploskve, zunanjo pa spremljajoče narivne ploskve. Ker obstajajo razlike v zgradbi zunanje narivne cone talninskega in krovninskega bloka, bi po V. G. Gladkovu ločili talninsko in krovninsko zunanjo narivno cono.

Na področju gravitacijske tektonike bi bilo primerno izraz »narivni« nadomestiti z »drsni«. Tako drsna cona (notranja in zunanja drsna cona), zdrobljena cona (notranja in zunanja zdrobljena cona), glavna, vmesna in mejna drsna ploskev, spremljajoča drsna ploskev ter talninska in krovninska zunanja drsna cona.

Spremljajoče narivne in drsne ploskve, tako kot spremljajoče prelomne ploskve, tudi omejujejo tektonske leče, le da se v teh primerih, zaradi tradicionalnih terminov, imenujejo prevrnjeni pokrovi, tektonski odstružki, vmesne luske itd.

Poleg posebnosti v zgradbi prelomne cone zmikov je treba omeniti še nekaj splošnih lastnosti, ki so pomembne za razumevanje mehanizma premikanja blokov:

1. Notranja prelomna cona je v karbonatnih kameninah širša kot v skrila-vih. V karbonskem glinastem skrilavcu, na primer, je lahko široka le nekaj centimetrov pri premiku, ki v karbonatnih kameninah povzroči nastanek notranje prelomne cone, široke nekaj metrov in celo več.

2. Širina notranje prelomne cone ni linearno odvisna od velikosti premika, temveč od oblike prelomne ploskve takoj po njenem nastanku in od smeri komponentnih premikov prelomnih kril. Začetna prelomna ploskev ni ravna v nobeni kamenini temveč kolenasto zavija v določeni generalni smeri (sl. 21 a).

V prvi fazi gibanja blokov ali pri majhnem premiku se glede na smer premika izoblikujejo območja čistega zdrsa in območja razpiranja (sl. 21 b), ki se običajno zapolnijo z odkrušenimi bloki, možna pa je tudi zapolnitev z rudninsko snovjo. O zgradbi notranje prelomne cone v tej razvojni fazi preloma so pisali številni avtorji (V. A. Nevskij, 1967; N. N. Šatagin, 1970); V. A. Nevskij je imenoval široke notranje prelomne cone razprte cone in menil, da je bila tektonska glina izstisnjena iz ožjih delov notranje prelomne cone v razprte dele.

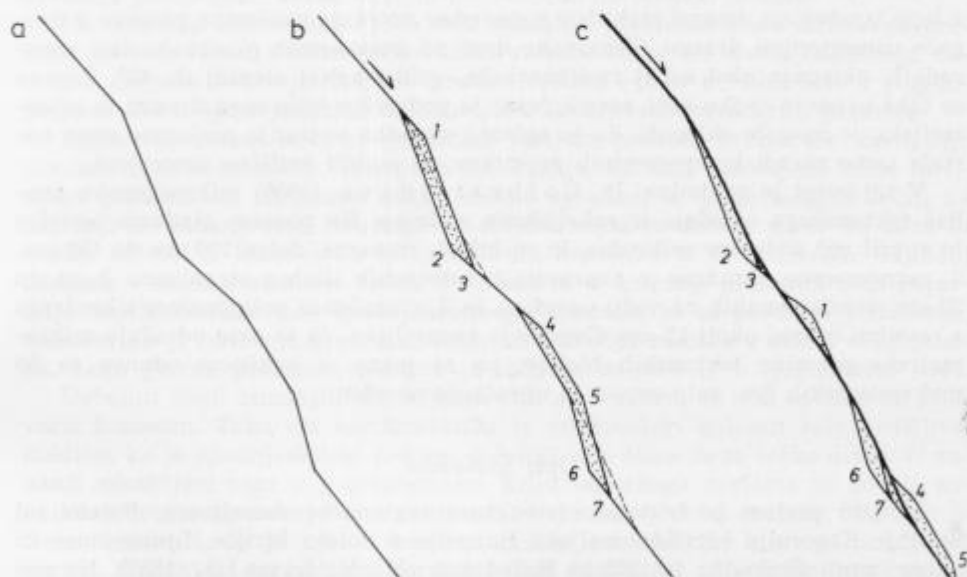
Pri nadaljnjem premikanju se izoblikuje enotna glavna prelomna ploskev (sl. 21 c). Ostri robovi na obeh straneh glavne prelomne ploskve se spremene v milonitizirano in zaglinjeno zdrobljeno cono z notranjimi in mejnimi prelomnimi ploskvami. Zato je presek glavne prelomne ploskve v smeri premika le rahlo valovita črta, v kateri komaj še zaznamo ostanke nekdanje ostrorobe zgradbe. Pravokotno na premik pa je glavna prelomna ploskev lahko valovita, grebeni in žlebovi pa so usmerjeni približno v smeri premika.

Premikanje prelomnih kril je postopno. Če so vektorji posameznih premikov enako usmerjeni, se ohrani približno taka zgradba notranje prelomne cone, kot

jo kaže sl. 21 c, če pa so vektorji posameznih premikov orientirani v različne smeri, se pri vsakem premiku izoblikuje nova glavna prelomna ploskev. Hrbti, ki so dovoljevali premik v zadnji fazi, ga v novi preprečujejo, zato se odtrgajo od prelomnega krila (potres). Tako nastane nova glavna prelomna ploskev, posamezni deli notranjih in mejnih prelomnih ploskev privzemajo vlogo glavne prelomne ploskve, deli glavne prelomne ploskve pa se spremenijo v mejne in notranje prelomne ploskve.

3. Predisponirane ploskve, na primer lezike, imajo v prelomni tektoniki pomembno vlogo, zlasti v začetni fazi nastanka preloma, če so prelomne ploskve in lezike vzporedne med seboj ali približno vzporedne. Prelomna ploskev, ki se izoblikuje poševno na lezike, poteka delno po njih, delno pa poševno na plasti. Ravna glavna prelomna ploskev se razvije šele pri večjem premiku, tako da je smer prelomne ploskve v teh primerih le na videz neodvisna od smeri plasti. V spodnjekitskem apnenosljudnatem meljevcu je opaziti v pokončnih plasteh spodnje zgradbe rudišča strme prelome, ki oklepajo z lezikami kot  $10^\circ$  ali samo  $5^\circ$ . Na splošno so približno vodoravne drse v lezikah v idrijskem rudišču značilne le za ozke pasove v notranjem delu zunanje prelomne cone strmih zmikov, medtem ko prevladujejo drugod pokončne drse, ki pripadajo medplastnim premikom zaradi fleksivnega gubanja.

4. Notranja prelomna cona v karbonatnih kameninah je zaradi svoje zgradbe lahko prepustna ali neprepustna, tako da tvori le pogojno neprepustno



Sl. 21. Razvoj zdrobljene cone zmika

Fig. 21. Development of the crushed zone of the strike-slip fault

a začetna faza	b zgodnja faza	c pozna faza
initial stage	early stage	final stage

zaveso. V neprepustnih kameninah, na primer v spodnjeskitskem apnenosljudnatem meljevcu ali karbonskem glinastem skrilavcu in meljevcu, pa so zunanje zdrobljene cone navadno edini vodoprepustni kanali.

5. Tako regionalni kot krajevni neotektonski prelomi so različno dolgi. Na območju rudišča se izklinjajo vezni prelomi, ki se naslanjajo z enim krakom na regionalne; manjši prelomi se izklinjajo v obeh smereh. Glavne prelomne ploskve, oziroma notranje prelomne cone, se izklinjajo tako, da območje zmanjšanih premikov preide v lezike, če so plasti vsaj približno vzporedne prelomni ploskvi, ali pa se glavna prelomna ploskev razveja na več manjših, ki polagoma zamrejo. Podobno je ugotovil M. G. Leonov (1970).

6. Bistveni element neotektonskih prelomov so tektonske drse. Za strukturne raziskave so najpomembnejše drse v glavni prelomni ploskvi. Tektonske drse imajo v prečnem prerezu valovito strukturo milimetrskih dimenzij; zato predstavljajo osnovni morfološki linearni tip sledov premikanja blokov. Na povsem ravnih prelomnih ploskvah jih opazujemo le redko, običajno so razvite na valovitih, in sicer tako, da so hrbti in žlebovi decimetrске in metrske valovne dolžine usmerjeni v smeri raz. Vendar drse niso vedno vzporedne s hrbti in žlebovi.

Poleg opisanih fenomenov, ki jih podajajo vsi učbeniki tektonske geologije, je zanimiva razporeditev tektonskih drs v notranji prelomni coni. Drse, ki so danes razvite v glavni prelomni ploskvi, so grafični zapisi smeri zadnjega komponentnega premika prelomnih kril. Pri natančnem pregledu notranje prelomne cone je mogoče opaziti nekaj centimetrov pod glavno prelomno ploskvijo z lepo izraženimi drsami približno vzporedne notranje prelomne ploskve z drugače usmerjenimi drsami. Tektonske drse na posameznih ploskvah, dasi vzporednih, oklepajo med seboj različne kote, velike nekaj stopinj do 45°. Čeprav se take primere redko vidi, zaradi česar je podatek o kotu med drsami le orientacijski, je mogoče sklepati, da je opisana zgradba notranje prelomne cone nastala samo zaradi komponentnih premikov, ki so bili različno usmerjeni.

V tej zvezi je zanimiva D. Colbertaldova (1955) mikroskopska analiza tektonskega ogledala iz rabelskega rudnika. Na povsem gladkem površju je opazil več sistemov mikrodrs, ki so bile 1. linearne, dolge 100  $\mu\text{m}$  do 150  $\mu\text{m}$ , 2. raznosmerne, izražene v nepravilnih ostrorobih likih s stranicami 3  $\mu\text{m}$  do 20  $\mu\text{m}$ , vendar enakih na večji površini, in 3. s tendenco poligonalnega kroženja z ravnimi odseki okoli 15  $\mu\text{m}$ . Čeprav je razumljivo, da te drse odražajo mikrometrске premike tektonskih blokov, pa ni jasno, v kakšnem odnosu so do makroskopskih drs; zato ostaja to vprašanje nerešeno.

### Opis prelomov

Idrijski prelom je tektonska struktura regionalne razsežnosti. Poteka od Srednje Kanomlje čez Kanomeljsko Razpotje v dolino Idrijce, Ljubevčnice in naprej proti Godoviču (sl. 22) in Hotedršici (M. V. Lipold, 1857). Na površju se odraža kot nekaj metrov do nekaj deset metrov široka milonitizirana in zaglinjena zdrobljena cona, zaradi katere so nastale morfološko močno izražene reliefne oblike kot dolina Srednje Kanomlje, Rošpova grapa, sedlo na Kanomeljskem Razpotju, Mehke doline, dolina Idrijce med Idrijo in Likarico, dolina Ljubevčnice pod Ljubevčarjem, dolina Grohotovega potoka in druge.

Zdrobljena cona idrijskega preloma vpada približno pod kotom  $70^\circ$  proti severovzhodu (I. Mlakar, 1964). Dodati je treba, da glavna prelomna ploskev po vpadu ni tako ravna kot po smeri, saj merjeni vpadi mejnih prelomnih ploskev v jami znašajo  $45^\circ$  do  $90^\circ$ .

Zgradba idrijskega preloma je bila preučena šele v zadnjih letih, čeprav je bil z jamskimi deli prebit že prej. Tako gre skozenj cev jaška Borba na 3. obzorju, ki so ga pričeli graditi leta 1792, Florjanijev vodni rov, ki so ga začeli kopati leta 1846, in rov proti severovzhodu za jaškom Delo na 11. obzorju iz leta 1906. Geologijo zadnjega rova je podal A. Pilz (1915), vendar brez podatkov o kakršnikoli zdrobljeni coni, ker je imel idrijski prelom po F. Kossmatu in J. Kropaču povsem drugoten pomen. Izkopanih je bilo še več rovov, na primer na 9. obzorju, vendar se o njih ni ohranil noben geološki podatek.

Zdrobljena cona idrijskega preloma je bila kartirana šele leta 1971 v odpiralno-raziskovalnem rovu proti ljubevškemu delu rudišča. Pomembne dopolnilne podatke pa so dale tudi vrtine v jami 3/320 (1960), 16/7 (1969) ter 50/13, 57/13 in 58/13 (1970).

Odpiralno-raziskovalni rov proti ljubevškemu rudišču so pričeli kopati na 14. obzorju pri slepem jašku št. 11. Proti jugovzhodu poteka vzporedno z idrijskim prelomom najprej po skitskih kameninah idrijske notranje narivne grude, nakar gre skozi zgornjepaleozojske plasti kanomeljske vmesne luske in končno pride v noriško-retski dolomit čekovniške vmesne luske. Jugozahodno od Ljubevčarja zavije proti severovzhodu pravokotno na idrijski prelom.

Na območju ljubevškega rova deli notranja prelomna cona idrijskega preloma noriško-retski dolomit čekovniške vmesne luske od spodnjeskitskega dolomita idrijske notranje narivne grude. Noriško-retski dolomit leži v jugozahodnem krilu, spodnjeskitski dolomit pa v severovzhodnem krilu preloma.

Ljubevški zvezni rov, ki gre skozi idrijski prelom, vrtine ter kartiranje jamskih raziskovalnih in odkopnih del kažejo, da ima zdrobljena cona idrijskega preloma na Idrijskem dokaj enotno zgradbo, ki jo je mogoče ločiti na notranji in zunanji del. Notranja zdrobljena cona je debela 4,8 m do 30 m in sestoji večidel iz karbonskih in grödenskih kamenin, ki so mehansko najmanj odporne v obeh prelomnih krilih. Ponekod se v notranji prelomni coni pojavljajo tudi tektonske leče spodnjekrednega apnenca, ki so povečini vodonosne, medtem ko je notranja prelomna cona na območju rudišča v celoti neprepustna. Lego glavne prelomne ploskve je mogoče določiti le v ljubevškem rovu.

Debelini obeh zunanjih zdrobljenih con sta različni in sta odvisni od žilavosti kamenin. Tako sta noriško-retski in cordevolski dolomit zelo krušljiva, medtem ko je spodnjeskitski peščeni dolomit zelo žilav in se težko drobi. O zunanji zdrobljeni coni v jugozahodnem krilu idrijskega preloma je dovolj podatkov; debela je nekaj deset centimetrov do nekaj deset metrov. Pri tem je treba opozoriti, da je njena debelina znatna na odsekih, kjer se na idrijski prelom naslanjajo spremljajoči prelomi. Teh odebelitev ni mogoče imeti za del zunanje zdrobljene cone idrijskega preloma, temveč za seštevek vplivnih območij idrijskega preloma in spremljajočih prelomov. O debelini zunanje zdrobljene cone v severovzhodnem krilu so na voljo le skromni podatki redkih vrtin in ljubevškega zveznega rova; verjetno se širina zdrobljenih kamenin tega območja ne razlikuje mnogo od širine v jugozahodnem krilu.

O tektonskih drsah v notranji prelomni coni idrijskega preloma je malo podatkov. V glavni prelomni ploskvi drsna lineacija še ni bila izmerjena, znana je samo lineacija na ploskvah skrilavosti v karbonskem skrilavcu, ki je vzporedna glavni prelomni ploskvi v ljubevškem zveznem rovu. Drse so od smeri skrilavosti nagnjene za  $10^\circ$  proti jugovzhodu. Drugih podatkov ni, ker so se rudarji izogibali »severnega kontakta«, kot so imenovali jugozahodno mejno prelomno ploskev idrijskega preloma, saj je neenakomerna debelina njegove notranje prelomne cone pomenila neprestano nevarnost za vdor vode.

Vsi drugi neotektonski prelomi, obravnavani v tej razpravi, so spremljajoči prelomi idrijskega preloma in tvorijo njegovo zunanjo prelomno cono. Zalin prelom (M. V. Lipold, 1874; I. Mlakar, 1967) se odcepi od idrijskega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, poteka najprej proti jugu čez potok Nikovo, kjer zavije proti jugovzhodu čez sedlo pri Gladkih skalah za Tičnico, prečka Idrijco pri Podroteji in gre po desnem pobočju doline Zale mimo Griž in Novega sveta proti Hotedršici (sl. 22). Po Mlakarjevem mnenju se jugovzhodno od tod ponovno prisloni na idrijski prelom, ali poteka z njim vzporedno še naprej (J. Čar, ustna izjava). V tej razpravi je privzeta I. Mlakarjeva inačica, ker druga še ni preverjena. Trasa zalinega preloma ima na površju značilne ostre kolenaste zasuke, ki jih idrijski prelom nima.

Strukturni podatki o zalinem prelomu so skopi. Vpad glavne prelomne ploskve je bil neposredno merjen pri Baraki, kjer znaša  $40/60$ , konstrukcijsko je določen med reko Idrijco in Grapo ter Grapo in Nikovo. V prvem in drugem primeru vpada približno  $60^\circ$  proti severovzhodu. Zgradbo zdrobljene cone je mogoče opazovati le v cestnem useku tik pod Barako, kjer se stikata noriško-retski dolomit čekovniške in spodnjekredni apnenec koševniške vmesne luske, ki spremlja zalin prelom na dokajšnji dolžini.

Lineacija je izmerjena na dveh mestih, v glavni prelomni ploskvi ob cesti pri Baraki, kjer je od smeri prelomne ploskve odklonjena za  $65^\circ$  proti jugovzhodu in na Gladkih skalah zahodno od vrha Tičnice, kjer je približno pokončna. V obeh primerih je izražena s hrbti in žlebovi, katerih valovna dolžina znaša od enega do nekaj metrov, amplituda pa od deset centimetrov do enega metra.

Poljančev prelom (M. V. Lipold, 1874; I. Mlakar, 1967) se odcepi od idrijskega preloma na vznožju Kobalovih planin med Kobalom in Kanomeljskim Razpotjem, gre mimo idrijskega gradu in Poljanca, Zagoda in prek Govekarjevega vrha proti jugovzhodu (sl. 22). I. Mlakar (1969, sl. 1) je poljančev prelom povlekel od Govekarjevega vrha proti ESE, kjer naj bi se priključil idrijskemu. Vendar je bolj verjetno, da se poljančev prelom nadaljuje prek doline Zale proti jugovzhodu. V serpentinah avtomobilske ceste nad Barako je zdrobljena cona poljančevega preloma lepo vidna. Tu znaša vpad ene od spremljajočih prelomnih ploskev  $225/70$ .

Trasa poljančevega preloma je na površju jasna, medtem ko je njegov potek v globini neizrazit. L. Placer in J. Čar (1977) sta na podlagi vrtn na 6. in 7. obzoru ugotovila, da vpada glavna prelomna ploskev poljančevega preloma strmo proti SW, kar potrjujejo merjeni elementi vpada nad Barako, razlika v oceni premika na površju in v jami pa sta razložila z dejstvom, da poteka njegova trasa na Tičnici dobršen del po trasi starejšega triadnega preloma, ki ga v jamski strukturi, razumljivo, ni opaziti.



Zgradbo zdrobljene cone poljančevega preloma je mogoče opazovati v jami na 7. obzorju in na višjih obzorjih ter nad Barako. Zdrobljena cona v jami je neznatna, saj poteka v skitskih kameninah in nikjer ne presega enega metra, pri Baraki pa doseže znatno debelino, ker je razvita v noriško-retskem dolomitu. V glavni prelomni ploskvi in v drugih prelomnih ploskvah ni opaziti tektonskih drs.

Smukov prelom (I. Mlakar, 1967) se pri idrijskem gradu odcepi od poljančevega preloma, poteka mimo Smuka, po severovzhodnem pobočju Govekarjevega vrha ter se severno od Podobnika nasloni na idrijski prelom (sl. 22). Viden je na površju in v jami. Na površju njegovega vpada sicer ni mogoče izmeriti, vendar sledi iz prečnih profilov skozi rudišče in iz poteka trase, da je zelo strm. Od strme lege odstopa le v zgornjem delu rudišča, ki sestoji iz sorazmerno deformabilnega skrilavca s tršimi karbonatnimi vložki. Od prelomnih kril so se odtrgale številne zunanje tektonske leče.

Inzaghijev prelom (I. Mlakar, 1967) se odcepi od poljančevega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, poteka skozi Idrijo mimo jaška Inzaghi, po spodnjih delih severovzhodnega pobočja Govekarjevega vrha in se spoji z idrijskim prelomom južno od Ljubevča (sl. 22).

Kot ostali neotektonski prelomi, je tudi inzaghijev prelom na površju na meji različnih litoloških členov lepo viden, teže pa mu je slediti v mehkih kameninah istega stratigrafskega horizonta. Vpad prelomne ploskve na površju ni merjen, vendar kažejo prečni profili, da je zelo strm, v severovzhodnem delu rudišča pa rahlo nagnjen proti severovzhodu. Vpad glavne prelomne ploskve v jami znaša  $50^{\circ}$  do  $90^{\circ}$ .

Inzaghijev prelom je poleg idrijskega najizrazitejša neotektonska disjunktivna deformacija v rudišču. Značilen je po sorazmerno velikem premiku prelomnih kril in precej široki zdrobljeni coni. Spremlja ga več prelomov, ki tvorijo številne manjše in večje zunanje tektonske leče. Lineacija v glavni prelomni ploskvi ni izmerjena nikjer, mogoče pa jo je opazovati v spremljajočih prelomih na treh mestih. Povsod so drse približno vodoravne.

Poleg omenjenih večjih prelomov so pomembni še rudin-1, rudin-2 in peklov prelom ter nekaj manjših, ki nastopajo med inzaghijevim in idrijskim prelomom. Njihove morfološke značilnosti so take, kot pri ostalih prelomih, le da obstaja nekaj več podatkov o tektonskih drsah, ki so bile merjene v glavnih in mejnih prelomnih ploskvah ter ob spremljajočih prelomih do razdalje 30 m. Rezultat meritev znaša 135/4, vendar je treba pripomniti, da ima obdelava tektonskih drs samo obrobni pomen, saj pripada lineacija, ki ni merjena v isti prelomni ploskvi, različnim fazam premikanja.

V mreži spremljajočih neotektonskih prelomov v jugozahodnem krilu idrijskega preloma zavzemajo posebno mesto vezni prelomi, kot lazarjev, albrehtov, sveticev in jerebov prelom. Prvi trije potekajo od severa proti jugu, jerebov prelom pa ima smer WNW-ESE.

Lazarjev prelom poteka skozi zahodni del Idrije in predstavlja skrajno zahodno mejo idrijskega dela rudišča (sl. 22). I. Mlakar (1967, 1969) ga je obravnaval kot mejo med čekovniškim in »idrijskim« ter delno žirovsko-trnovskim pokrovom, L. Placer (1973) pa kot mejo med čekovniškim in kanomeljskim ter delno žirovsko-trnovskim pokrovom.



Zdrobljena cona lazarjevega preloma vpada proti vzhodu za  $50^\circ$ . Vpadni kot zdrobljene cone je mogoče opazovati v grapi severno od Lazarja. Levo pobočje grape, ki se je razvila v zdrobljeni coni, je danes nagnjeno za  $40^\circ$  proti vzhodu, vendar je treba zaradi hitrejše erozije slemenskih delov pobočij računati z vpadnim kotom zdrobljene cone  $45^\circ$  do  $50^\circ$ .

Lazarjev prelom je mogoče slediti na površju od idrijskega do zalinega preloma, njegova trasa pa je dokaj vijugasta. Poljančev, smukov in inzaghijev prelom jasno prečkajo lazarjev prelom. V globini je lazarjev prelom dokazan z rudarskimi deli na 3. obzorju in z vrtnami.

Albrehtov prelom spremlja lazarjevega na razdalji nekaj deset metrov; na površju ni bil kartiran. Ugotovljen je bil pri strukturnem vrtnanju na Prontu.

Sveticev prelom je mogoče videti le v jami in poteka med peklovim in inzaghijevim prelomom. Njegova trasa je na površju potegnjena po podatkih globokih vrtn in prečnih jamskih profilov. Vleče se od severa proti jugu in vpada za  $50^\circ$  proti vzhodu (sl. 22).

Jerebov prelom predstavlja posebnost med veznimi prelomi v idrijskem rudišču. Ravno tako kot sveticev prelom leži med inzaghijevim in peklovim prelomom, vendar v smeri WNW-ESE, ter vpada za  $60^\circ$  proti NNE. Prelom je značilen po sorazmerno velikem škarjastem premiku, ki je za rudišče nenačuden. V glavni drsni ploskvi ni opaziti tektonskih drs.

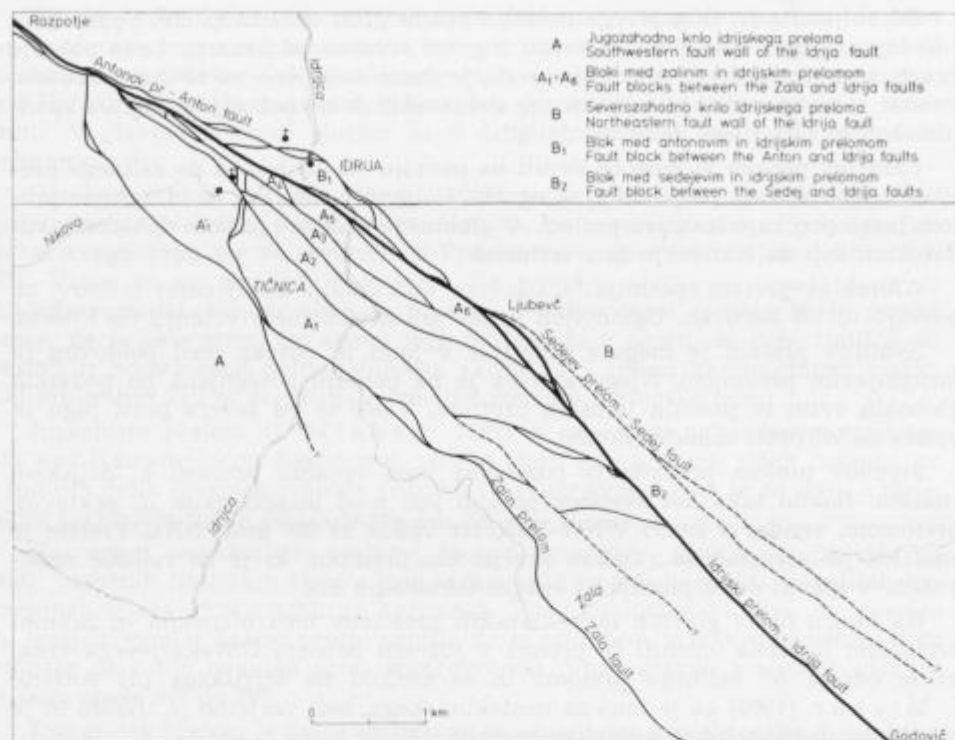
Na koncu opisa glavnih neotektonskih prelomov med idrijskim in zalinim prelomom je treba omeniti še prelom v južnem pobočju Govekarjevega vrha, ki se odcepi od zalinega preloma in se nasloni na idrijskega pri Anžicu. I. Mlakar (1969) ga je imel za neotektonskega, bolj verjetno je triadni in je bil v času neotektonskih premikov reaktiviran.

O prelomih v severovzhodnem krilu idrijskega preloma je pisal že I. Mlakar (1969), ne da bi jih poimenoval. Gre predvsem za antonov in sedejev prelom. Antonov se odcepi od idrijskega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, gre mimo psihiatrične bolnišnice, ob južnem vznožju Antonovega hriba, prečka Uto in se sredi doline Ljubevčnice nasloni na idrijskega (sl. 22). Vpad zdrobljene cone ni bil nikjer merjen, po geološki karti in vrtnah znaša približno  $75^\circ$ . Med antonovim in idrijskim prelomom poteka nekaj veznih prelomov.

Manjša vzporedna preloma vzhodno od Anžica v Zali, ki ju sedaj imenujemo sedejev prelom, sta po I. Mlakarju (1969) starejša od staroterciarnih naravnih deformacij; vendar zgradbe severozahodno od tod ni mogoče razlagati drugače kot z ravno strmo prelomno ploskvijo, ki verjetno ustreza neotektonskemu prelomu. Zato smo prelomni ploskvi vzhodno od Anžica podaljšali proti severozahodu in spojili v eno prelomno ploskev, ki se naslanja na idrijski prelom zahodno od Ljubevča. Prelomna ploskev vpada približno za  $75^\circ$  proti severovzhodu.

#### *Premiki ob prelomih*

Za študij kinematike neotektonskih procesov moramo poznati premike ob prelomih, ki so razkosali ozemlje na več blokov. Pri interpretaciji premikov smo uporabili metodo dveh premic in metodo ene premice, kombinirano z analizo geološke zgradbe obeh prelomnih kril (I. P. Kušnarjev, 1960).



Sl. 23. Neotektonska zgradba idrijskega območja

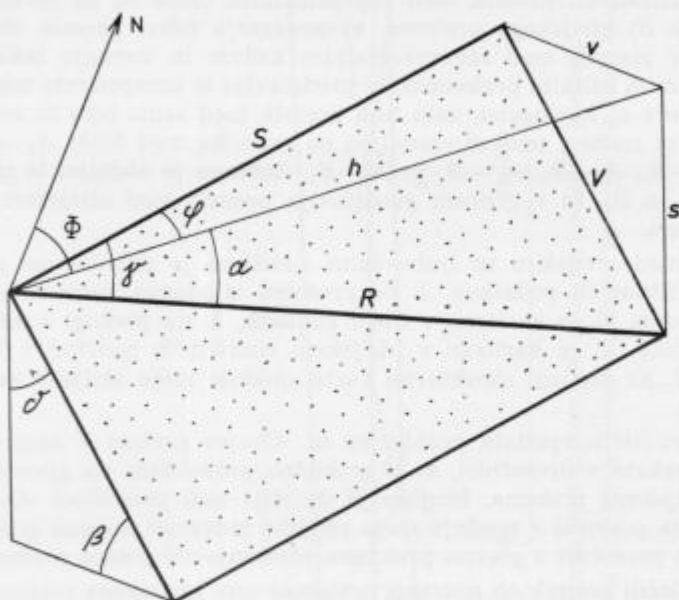
Fig. 23. Neotectonic structure of the Idrija region

Na sl. 23 je neotektonska zgradba obravnavanega ozemlja prikazana v manjšem merilu, tako da jo je mogoče uporabiti kot pregledno karto neotektonskih blokov v prelomni coni idrijskega preloma. Bloki so označeni z velikimi črkami, in sicer nosi jugozahodno krilo idrijskega preloma oznako A, severovzhodno krilo pa oznako B. Ker omejuje zalin prelom z idrijskim zunanjo tektonsko lečo v bloku A, so posamezni bloki v tej enoti označeni z dodatnim indeksom. Med zalnim, poljančevim in lazarjevim prelomom leži blok A<sub>1</sub>, severozahodno od lazarjevega preloma pa blok A<sub>1</sub>'. Blok A<sub>2</sub> leži med poljančevim in smukovim prelomom, blok A<sub>3</sub> med smukovim in inzaghijevim prelomom, blok A<sub>4</sub> med inzaghijevim in rudinima prelomoma, blok A<sub>5</sub> med rudinima in idrijskim prelomom ter severozahodno od peklovega preloma, blok A<sub>6</sub> pa med inzaghijevim in idrijskim prelomom ter jugovzhodno od peklovega preloma. Blok med idrijskim in antonovim prelomom je označen z B<sub>1</sub>, blok med idrijskim in sedejevim prelomom pa z B<sub>2</sub>; ostali del severovzhodnega krila idrijskega preloma je znanovan z B.

Pri obravnavanju premikov ob posameznih prelomih je treba poznati termine, ki jih sicer razlaga vsak učbenik tektonske geologije, vendar se kljub temu ne uporabljajo dosledno v slovenski geološki literaturi. Ker so ponekod

posamezne komponente premika označene le s simboli, je na sl. 24 podana aksonometrična slika glavne prelomne ploskve položnega preloma, ob kateri sta se prelomni krili poševno premaknili. Smer in velikost premika je označena z  $R$ , to je celotni ali rezultančni premik. Komponenta premika v glavni drsni ploskvi v smeri vpadu je označena z  $V$ , imenovana je premik po vpadu, komponenta premika v smeri prelomne ploskve pa je označena s  $S$  in je imenovana premik po smeri. Skok (navpična komponenta premika) je označen s  $s$ , hod (vodoravna komponenta premika) s  $h$ , vodoravna komponenta premika po vpadu pa z  $v$ .

Kot med slednico in smerjo rezultančnega premika v prelomni ravnini, oziroma odklon rezultančnega premika, je zaznamovan z  $\gamma$ , vpadni kot rezul-



$R$  Rezultančni premik  
Resultant displacement

$V$  Premik po vpadu  
Dip slip

$S$  Premik po smeri  
Strike slip

$s$  Skok  
Throw

$h$  Hod  
Heave

$v$  Vodoravna komponenta premika po vpadu  
Horizontal component of dip slip

$\varphi$  Projekcija kota  $\gamma$  na vodoravno ravnino  
Projection of the angle  $\gamma$  on the horizontal plane

Kot med smerjo prelomne ploskve in smerjo rezultančnega premika

$\gamma$  Angle between the strike of the fault plane and the direction of the resultant displacement

$\alpha$  Vpadni kot rezultančnega premika  
Dip angle of the resultant displacement

$\Phi$  Azimut vodoravne komponente premika  $h$   
Azimuth angle of the horizontal throw  $h$

$\beta$  Vpadni kot glavne prelomne ploskve  
Angle of dip of the main fault plane

$\sigma$  Komplementarni kot kota  $\beta$   
The complement of the angle  $\beta$

Sl. 24. Terminologija prelomnih parametrov

Fig. 24. Terminology in the study of faults

tančnega premika je označen z  $\alpha$ , projekcija kota  $\gamma$  na vodoravno ravnino je označena s  $\varphi$ , azimut vodoravne komponente premika  $h$  pa s  $\Phi$ .

Vpadni kot glavne prelomne ploskve je označen z  $\beta$ , njegov komplementarni kot pa z  $\delta$ .

Posamezne komponente premika ob prelomni ploskvi je treba izračunati iz podatkov, ki so bili izmerjeni na terenu. V obdelavi premikov ob posameznih prelomih so podane že izračunane vrednosti. Za premik ob idrijskem prelomu je I. Mlakar (1964) menil, da znaša 2500 m; toliko naj bi bilo ljubevško rudišče oddaljeno od idrijskega. Premik je tedaj ocenil le približno, zato je sedaj natančneje določen po metodah strukturne geologije.

Glede na razmere ob idrijskem prelomu, kot jih kaže slika 23, je treba na Idrijskem razlikovati premik med jugozahodnim (blok A) in severovzhodnim krilom (blok B) idrijskega preloma, ki ponazarja pravi premik ob idrijskem prelomu, ter premik med severovzhodnim krilom in zunanjo tektonsko lečo med idrijskim in zalnim prelomom, ki predstavlja le komponento tega premika. Tektonska leča ni homogena, zato tudi premik med samo lečo in severovzhodnim krilom ni enoten, temveč razdeljen na premike med bloki  $A_0-B_2$ ,  $A_0-B_2$ ,  $A_4-B_2$ ,  $A_3-B_2$ ,  $A_2-B_2$ ,  $A_1'-B_2$  in  $A_1-B_2$ . Začasno je obdelan le premik med blokoma  $A_0$  in  $B_2$ , ki v grobem predstavlja premik med idrijskim in ljubevškim rudiščem.

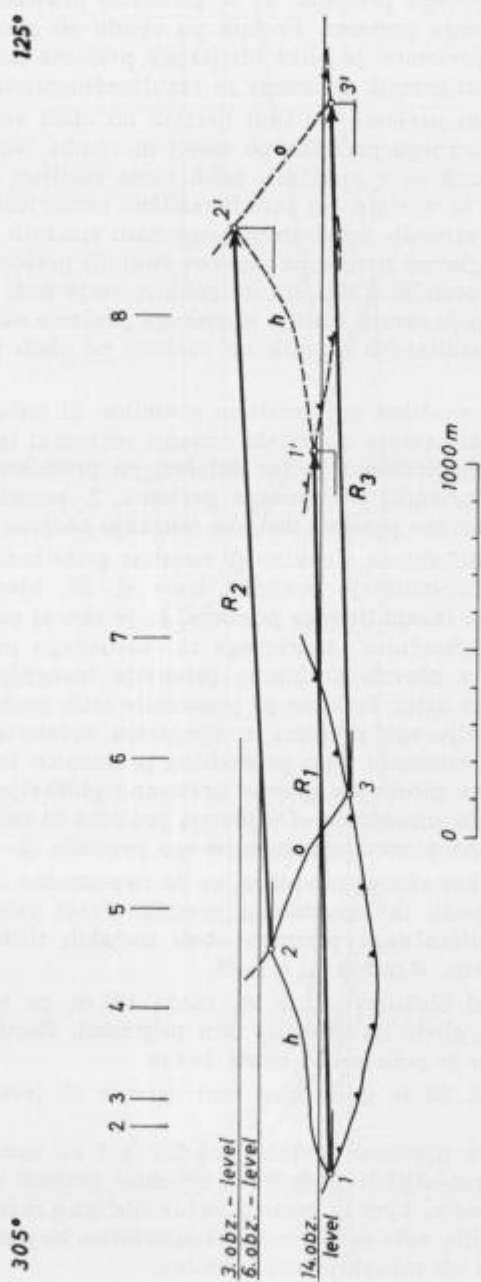
Premik med idrijskim in ljubevškim rudiščem je določen na podlagi zanesljivih strukturnih podatkov. 1. po premiku triadnega normalnega grüblerjevega preloma, ki je kartiran v obeh rudiščih, 2. na podlagi triadnega »O«-jevega preloma, ki je kartiran v idrijskem rudišču in navrtan v ljubevškem rudišču in 3. na podlagi strukturne karte spodnje meje idrijske notranje narivne grude.

V obeh rudiščih vpadata grüblerjev in »O«-jev prelom v nasprotni smeri, tako da se sekata v presečnici, ki je približno pravokotna na glavno prelomno ploskev idrijskega preloma. Mogoče je določiti tudi presečnici »O«-jevega in grüblerjevega preloma s spodnjo mejo idrijske notranje narivne grude ter prebodišči obeh presečnic z glavno prelomno ploskvijo idrijskega preloma.

Da bi določili premik ob notranji prelomni coni idrijskega preloma, je treba v smeri preloma postaviti pokončno ravnino in nanjo projicirati presečnice grüblerjevega in »O«-jevega preloma ter talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo idrijskega preloma (sl. 25). Presečnice so v jugozahodnem krilu idrijskega preloma potegnjene s polno črto, v severovzhodnem pa črtkano. Presečišča presečnic so zaznamovana s številkami 1, 2 in 3, tako da predstavlja razdalja med točkami 1—1', 2—2' in 3—3' premik med blokoma  $A_0$  in  $B_2$ . Ker obstajajo trije podatki, je izračunana srednja aritmetična vrednost.

Glavna prelomna ploskev idrijskega preloma je poševna, zato je skica na sl. 25 le projekcija dejanskega stanja na navpično ravnino. Na sliki se dá zato izmeriti le premik po smeri in skok med posameznimi točkami, medtem ko so druge vrednosti izračunane.  $\beta \cong 70^\circ$ ,  $S \cong 1903$  m,  $s \cong 76$  m,  $V \cong 81$  m,  $h \cong 1904$  m,  $R \cong 1905$  m,  $\varphi \cong 1^\circ$ .

Premik po smeri ob idrijskem prelomu med idrijskim in ljubevškim delom rudišča, ali drugače, med blokoma  $A_0$  in  $B_2$ , znaša 1903 m, celotni premik pa 1905 m. Blok  $B_2$  se je glede na blok  $A_0$  dvignil za 76 m.



Sl. 25. Premik med blokoma  $A_6$  in  $B_2$  ob idrijskem prelomu  
 Fig. 25. Displacement along the Idrija strike-slip fault between the fault blocks  $A_6$  and  $B_2$

Navidezni premik po smeri ob peklovmem prelomu znaša okoli 20 m. Ocenjen je glede na zamik »O«-jevega preloma, ki je približno pravokoten na glavno prelomno ploskev peklovega preloma. Premik po vpadu ob glavnih prelomnih ploskvah spremljajočih prelomov je blizu idrijskega preloma zanemarljiv; zato je mogoče imeti navidezni premik po smeri za rezultančni premik.

Tako kot ob peklovmem prelomu, je tudi premik ob obeh rudinih prelomih ocenjen na podlagi navideznega premika po smeri in vpadu. Navidezni premik po smeri ob obeh prelomih je v različnih delih jame različen in znaša nekaj metrov do 30 m. Razlike so nastale, ali zaradi različno usmerjenih rezultančnih premikov, ali pa zaradi različnih, ugodnih in neugodnih vpadnih kotov opazovanih geoloških stikov na glavno prelomno ploskev rudinih prelomov, na podlagi katerih smo ugotavljali premik. Tako kot za peklov, velja tudi za rudina preloma, da so premiki ob njiju zaradi bližine idrijskega preloma skoraj vodoravni, tako da znaša srednji rezultančni premik ob vsakem od obeh prelomov okoli 10 m do 15 m.

Inzaghijev prelom je značilen po izrazitem premiku, ki kaže na daleč najpomembnejši neotektonski prelom v idrijski zunanji tektonski leči. Rezultančni premik ob inzaghijevem prelomu je bil določen po premiku med blokoma  $A_2$  in  $A_4$  na podlagi 1. premika »O«-jevega preloma, 2. premika lazarjevega preloma in 3. premika narivne ploskve idrijske notranje narivne grude.

Zaradi poševne lege določilnih struktur je rezultat približen, saj znaša mogoča napaka  $\pm 20\%$ . Konstrukcijo premika kaže sl. 26, kjer tvori risalna ravnina prelomno ploskev inzaghijevga preloma, ki je skoraj pokončna. S polnimi črtami so vrisane presečnice lazarjevega in »O«-jevega preloma ter talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo inzaghijevga preloma v njegovem jugozahodnem krilu, črtkano pa presečnice istih prelomov in glavne prelomne ploskve inzaghijevga preloma v njegovem severovzhodnem krilu. Premik je določen po spremembi lege prebodišča presečnice lazarjevega preloma in talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo (1—1') ter po spremembi lege prebodišča presečnice »O«-jevega preloma in talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo inzaghijevga preloma (2—2').

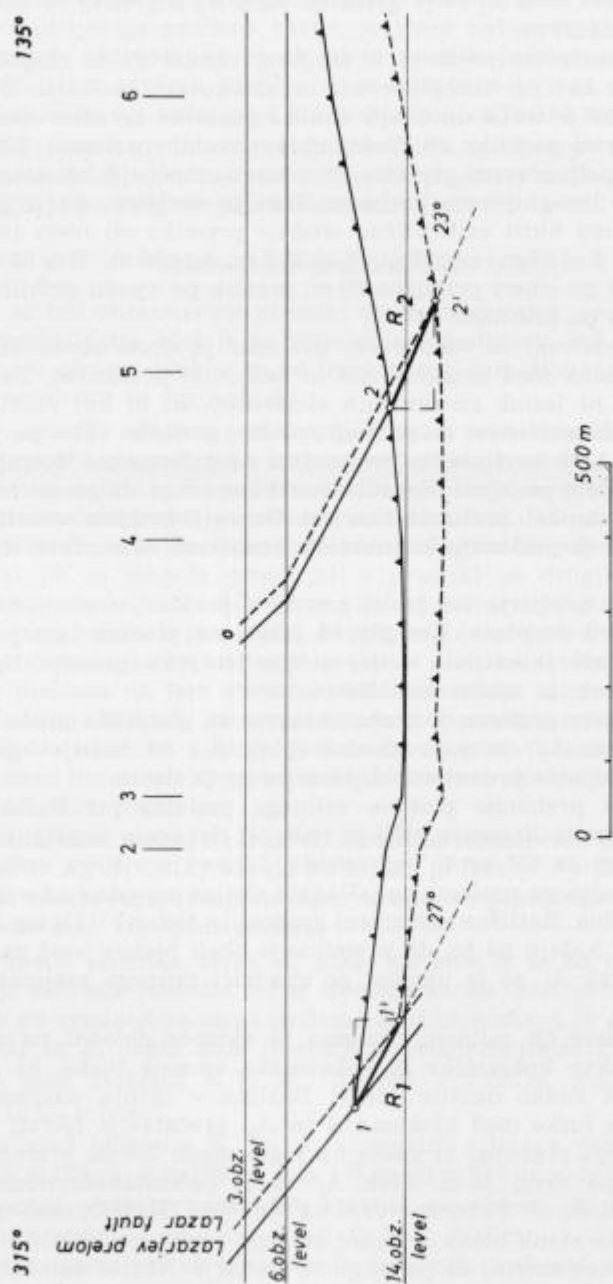
Ker je prelomna ploskev skoraj navpična, se dá neposredno izmeriti premik po smeri, premik po vpadu in rezultančni premik. Pravi celotni premik je aritmetična sredina rezultančnega premika obeh merskih točk.  $\beta \cong 90^\circ$ ,  $S = h \cong 131$  m,  $s = V \cong 59$  m,  $R \cong 144$  m,  $\varphi \cong 0^\circ$ .

Premik po smeri med blokoma  $A_2$  in  $A_4$  znaša 131 m, po vpadu pa 59 m, za kolikor se je blok  $A_4$  glede na blok  $A_2$  tudi pogreznil. Rezultančni premik ob inzaghijevem prelomu je poševen in znaša 144 m.

Pri konstrukciji na sl. 26 je upoštevan tudi premik ob jerebovem in sve-ticevem prelomu.

Premik ob smukovem prelomu je težje določiti kot ob inzaghijevem, ker je na razpolago manj zanesljivih podatkov. Smukov prelom poteka v jami skozi slabo orudeno območje, kjer je gostota rovov občutno manjša kot v ekonomsko zanimivih predelih, zato je premik rekonstruiran le približno, in sicer po enakem postopku kot ob inzaghijevem prelomu.

Natančnost ugotovljenega premika ob smukovem prelomu je manjša kot ob inzaghijevem prelomu, zato je verjetnost napake večja: ocenjena je na  $\pm 50\%$ .



Sl. 26. Premik ob inzaghijevem prelomu  
 Fig. 26. Displacement along the Inzaghi fault

$\beta \cong 90^\circ$ ,  $S = h \cong 35$  m,  $s = V \cong 12$  m,  $R \cong 37$  m,  $\varphi \cong 0^\circ$ . Premik po smeri meri 35 m, po vpadu 12 m. Blok  $A_3$  se je glede na blok  $A_2$  pogreznil za 12 m. Rezultantni premik znaša 37 m.

Premik ob poljančevem prelomu ni majhen, vendar ga ni mogoče določiti na podoben način kot pri inzaghijevem in smukovem prelomu. Zaradi pomanjkanja podatkov je treba uporabiti analizo geološke zgradbe obeh prelomnih kril in upoštevati premike ob doslej obravnavanih prelomih. Učinek premika je v jami ob poljančevem prelomu brez dvoma močnejši kot ob smukovem in šibkejši kot ob inzaghijevem prelomu. Zato je verjetno, da je premik ob poljančevem prelomu blizu aritmetične sredine premika ob obeh imenovanih prelomih.  $\beta \cong 80^\circ$ ,  $S \cong 80$  m,  $s \cong 35$  m,  $V \cong 35,5$  m,  $h \cong 80$  m,  $R \cong 88$  m,  $\varphi \cong 4^\circ$ . Tako znaša premik po smeri približno 80 m, premik po vpadu približno 35,5 m, rezultantni premik pa približno 88 m.

Premik ob jerebovem in sveticem prelomu je obravnavan skupaj, ker omejujeta manjši blok med inzaghijevim in peklovim prelomom. Za natančno določitev premika ni jasnih strukturnih elementov, ki bi bili razviti v obeh krilih obravnavanih prelomov, na podlagi splošne geološke slike pa je mogoče ugotoviti, da se je blok med obema prelomoma neenakomerno dvignil, in sicer močnejše ob jerebovem prelomu. Zaradi neenakomernega dviga na tako kratki razdalji je premik ob obeh prelomih škarjast. Danes je mogoče oceniti le amplitudo premika ob obeh prelomih, ki znaša ob jerebovem 50 m, ob sveticem pa 10 m do 20 m.

Lazarjev prelom prečkajo vsi doslej omenjeni prelomi, razen jerebovega in sveticovega, ki ga ne dosežeta. Ker glavna prelomna ploskev lazarjevega preloma ni odprta z rudarskimi deli, v njej tudi ni merjena lineacija. Neposredno se dá določiti le skok, ki znaša okoli 250 m.

Premik ob zalinem prelomu je treba obravnavati s stališča premika blokov severozahodno (blok  $A_1'$ ) in jugovzhodno (blok  $A_1$ ) od lazarjevega preloma (sl. 23), in sicer skupaj s premikom ob lazarjevem prelomu.

Elementi vpada prelomne ploskve zalinega preloma pri Baraki znašajo 40/60. V njej je razvita lineacija višjega reda, ki dokazuje konstanten premik po smeri, odklonjen za  $65^\circ$  proti jugovzhodu. Lineacija višjega reda v glavni prelomni ploskvi zalinega preloma pri Gladkih skalah zahodno od vrha Tičnice pa je skoraj pokončna. Različno usmerjeni grebeni in žlebovi v bloku  $A$  nasproti blokoma  $A_1$  in  $A_1'$  kažejo na to, da premikanje obeh blokov vsaj na koncu ni bilo vzporedno. Blok  $A_1'$  se je ugrezal po vpadnici zalinega preloma, blok  $A_1$  pa poševno nanjo.

Skok obeh blokov ob zalinem prelomu je mogoče določiti na strukturni karti narivne ploskve koševniške in čekovniške vmesne luske, ki jo je bilo mogoče izdelati za širško okolico Idrije. Razlika v nivoju narivne podlage čekovniške vmesne luske med blokoma  $A$  in  $A_1'$  predstavlja hkrati tudi skok ob tem delu zalinega preloma, ki znaša na jugovzhodu 200 m, v sredini 100 m, na severozahodu pa okoli 30 m. Blok  $A_1'$  se je potemtakem neenakomerno ugreznil nasproti bloku  $A$ . Pokončne drse na območju Gladkih skal tak premik potrjujejo, saj znaša zasuk bloka le nekaj stopinj. Skoka med blokoma  $A$  in  $A_1$  ni mogoče neposredno meriti, dá pa se ga za območje Tičnice določiti, saj tvori seštevek vertikalnih komponent premika ob lazarjevem in zalinem prelomu med bloki  $A$  in  $A_1'$  ter  $A_1$ , kar znaša skupaj  $200$  m +  $250$  m =  $450$  m.



Antonov prelom omejuje z idrijskim prelomom, podobno kot zalin prelom, zunanjo tektonsko lečo s približno enakimi strukturnimi značilnostmi. Medtem ko je trasa idrijskega preloma ravna, je trasa antonovega preloma vijugasta, zato je mogoče sklepati, da je ob njem premik poševen ali strm. Glede na rezultate obdelave prečnih profilov se je tektonska leča za nekaj deset metrov ugreznila, medtem ko vodoravne komponente premika ni mogoče oceniti.

Geološke razmere v obeh prelomnih krilih sedejevega preloma kažejo na to, da je premik ob njem neznaten. Premik po smeri znaša okoli 20 m, premik po vpadu pa je po vsej verjetnosti zanemarljiv.

#### Kinematika neotektonskih blokov

Doslej so bili obravnavani premiki ob neotektonskih prelomih le na ožjem območju mesta Idrije, kjer je na voljo največ podatkov. Pri obdelavi zaporedja in zakonitosti gibanja blokov pa bo treba poseči tudi dlje ob idrijskem prelomu proti severozahodu in jugovzhodu.

Ker predstavlja lazarjev prelom posebnost v neotektonski zgradbi idrijskega ozemlja, je treba geometrijske zakonitosti gibanja blokov ob njem pogledati s širšega zornega kota. Če pri obravnavi razmerja med blokoma  $A$  in  $A_1$  se dá s preprosto konstrukcijo pokazati na zakonitost, ki na mah pojasni vlogo lazarjevega preloma v razvoju neotektonske zgradbe, saj so opazni ob njem premiki, ki jih ni mogoče primerjati s premiki ob drugih prelomih znotraj idrijske tektonske leče. Na sliki 27 se glavni prelomni ploskvi zalinega in lazarjevega preloma sekata v presečnici, ki sovpada z merjeno lineacijo višjega reda v glavni prelomni ploskvi zalinega preloma pri Baraki. Ker sta smer in vpad idrijskega preloma na tem območju približno enaka zalinemu prelomu, je sovpadanje očitno, blok  $A_1$  se je potemtakem pomaknil navzdol v edini možni smeri med idrijskim in zalinim prelomom. Obenem nakazuje presečnica tudi teoretsko smer lineacije višjega reda v glavni drsni ploskvi lazarjevega preloma, ki mora biti blizu vpadnice.

Tak mehanizem gibanja bloka  $A_1$  in enake razmere ob lazarjevem prelomu tudi v blokih  $A_2$ ,  $A_3$  in  $A_4$  kažejo na to, da je lazarjev prelom starejši od poljančevega, smukovega, inzaghijevega, rudinih in peklovega preloma ter mlajši ali pa enako star kot zalin prelom.

Komponente premika bloka  $A_1$  glede na blok  $A$  se dá izračunati iz vpada in lineacije zalinega preloma ter iz znanega skoka. Sam premik je treba deliti na premik po vpadnici zalinega preloma med blokoma  $A$  in  $A_1'$  ter premik med blokoma  $A_1'$  in  $A_1$ , čigar smer je grafično obdelana na sl. 27.

Premik med blokoma  $A$  in  $A_1'$ :  $\beta \cong 60^\circ$ ,  $s \cong 200$  m,  $S \cong 0$ ,  $R = V \cong 231$  m,  $h = v \cong 115$  m,  $\varphi \cong 90^\circ$ .

Premik med blokoma  $A_1'$  in  $A_1$  v ravnini zalinega preloma:  $\beta \cong 60^\circ$ ,  $s \cong 250$  m,  $S \cong 134$  m,  $V \cong 289$  m,  $h \cong 179$  m,  $R \cong 318$  m,  $\varphi \cong 43^\circ$ .

Rezultantni premiki tektonskih blokov so vektorji, ki jih je mogoče prikazati v prostorski koordinatni mreži  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ , fiksirani v bloku  $A$ , saj je lahko iz parametrov premikov ob posameznih prelomih izračunati koordinate premika vsakega neotektonskega bloka v idrijski zunanji tektonski leči in zunaj nje. Na sl. 28 ima os  $X$  smer W-E, os  $Y$  smer N-S, os  $Z$  pa je pokončna. Pozitivne

smeri v koordinatnem sistemu so orientirane proti vzhodu v osi X, proti severu v osi Y in navzgor v osi Z.

Premik med blokoma A in  $A_1'$ :  $X_{A_1'} \cong 74$  m,  $Y_{A_1'} \cong 89$  m,  $Z_{A_1'} \cong -200$  m

Premik med blokoma  $A_1'$  in  $A_1$ :  $X_{A_1} \cong 197$  m,  $Y_{A_1} \cong 11$  m,  $Z_{A_1} \cong -250$  m

Premik med blokoma  $A_1$  in  $A_2$ :  $X_{A_2} \cong 58$  m,  $Y_{A_2} \cong -56$  m,  $Z_{A_2} \cong -35$  m

Premik med blokoma  $A_2$  in  $A_3$ :  $X_{A_3} \cong 25$  m,  $Y_{A_3} \cong -25$  m,  $Z_{A_3} \cong -12$  m

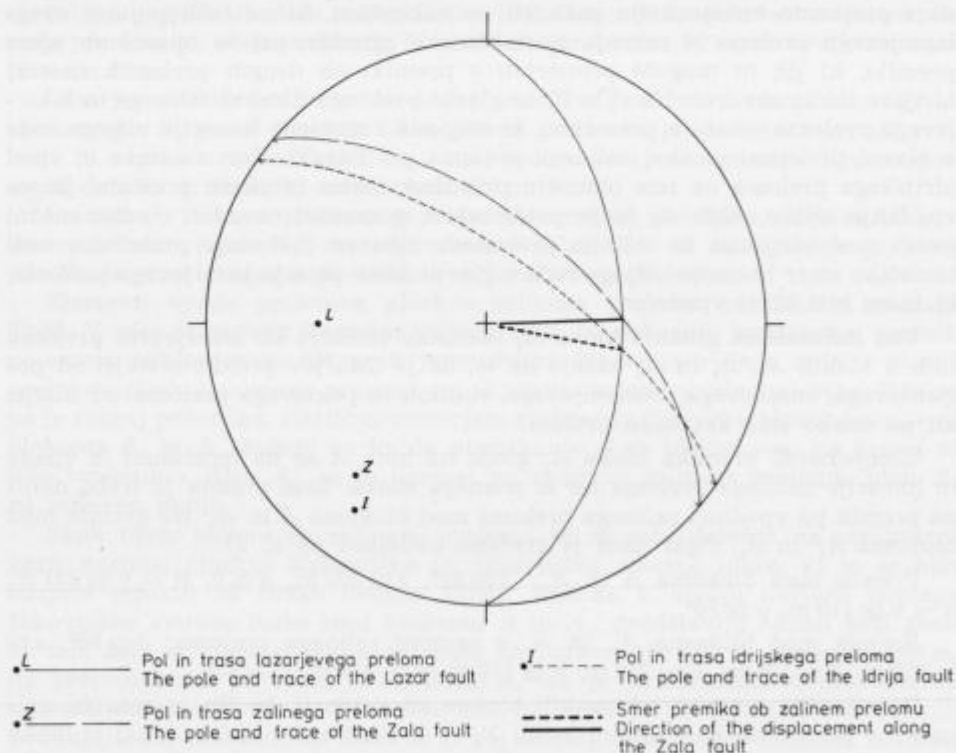
Premik med blokoma  $A_3$  in  $A_4$ :  $X_{A_4} \cong 93$  m,  $Y_{A_4} \cong -95$  m,  $Z_{A_4} \cong -59$  m

Premik med blokoma  $A_4$  in  $A_5$ :  $X_{A_5} \cong 9 \text{ m} \cdot 2 = 18$  m,  $Y_{A_5} \cong -12 \text{ m} \cdot 2 = -24$  m,  $Z_{A_5} \cong 0$ .

Premik med blokoma  $A_5$  in  $A_6$ :  $X_{A_6} \cong 14$  m,  $Y_{A_6} = -14$  m,  $Z_{A_6} = 0$ .

Premik med blokoma  $A_6$  in  $B_2$ :  $X_{B_2} \cong 1540$  m,  $Y_{B_2} \cong -1119$  m,  $Z_{B_2} \cong 76$  m.

Na grafikonu rezultatnih premikov na sl. 28 se vidi, da premik med blokoma  $A_6$  in  $B_2$  ne predstavlja premika ob idrijskem prelomu, temveč le med skrajnim severovzhodnim blokom idrijske zunanje tektonske leče in blokom  $B_2$ . Pravi premik ob idrijski zdrobljeni coni je vektorska vsota premikov vseh blokov med blokoma A in  $B_2$ . Koordinate tega rezultatnega vektorja so izračunane iz vsote koordinat komponentnih vektorjev, vsi ostali parametri pa iz teh koordinat in vpadnega kota idrijskega preloma, ki znaša  $70^\circ$ .



Sl. 27. Smer premika ob zalinem prelomu

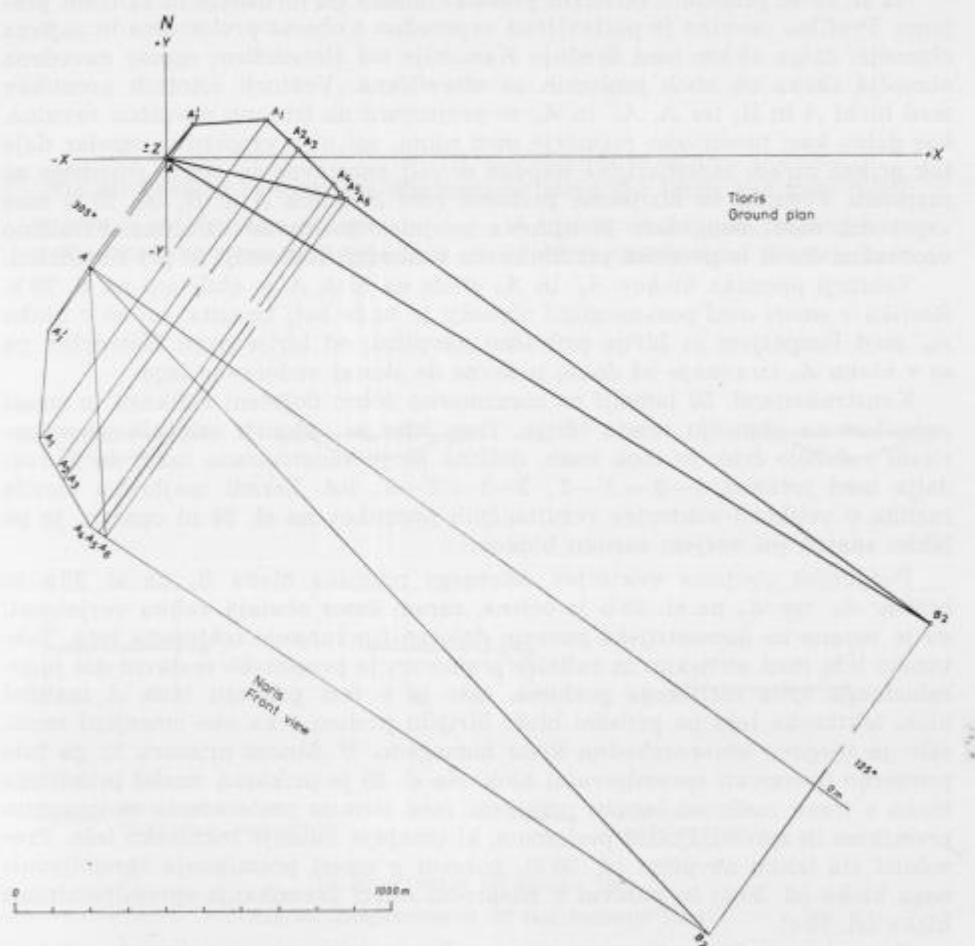
Fig. 27. Direction of the displacement along the Zala fault

$$X = \sum_{n=A_1'}^{B_1} X_n \cong 2019 \text{ m}, \quad Y = \sum_{n=A_1'}^{B_1} Y_n \cong -1231 \text{ m}, \quad Z = \sum_{n=A_1'}^{B_1} Z_n \cong -480 \text{ m}$$

$$R \cong 2414 \text{ m}, \quad S \cong 2360 \text{ m}, \quad s \cong 480 \text{ m}, \quad V = 510 \text{ m}, \quad h \cong 2367 \text{ m}, \quad \gamma \cong 11^\circ 30', \quad \alpha \cong 11^\circ 30', \\ \varphi \cong 4^\circ, \quad \Phi \cong 121^\circ.$$

Idrijski prelom med Idrijo in Ljubevčem je poševni zmik, ob katerem znaša premik po smeri 2360 m, premik po vpadu 510 m, skok 480 m, celotni premik pa 2414 m.

Vektor rezultančnega premika ob idrijskem prelomu na širšem območju Idrije nima povsod enake smeri. Na strukturni karti izolinijske naravnne ploskve koševniške in čekovniške vmesne luske je mogoče analizirati njegovo vertikalno



Sl. 28. Grafični prikaz premika ob prelomni coni idrijskega preloma

Fig. 28. Diagrammatic explanation of the displacement along the fault zone of Idrija fault

komponento premika vzdolž prelomnice, ter primerjati nivoje spodnje meje kanomeljske in čekovniške vmesne luske v obeh prelomnih krilih. Blok B se je ugreznil glede na blok A med Šinkovcem v Srednji Kanomlji in Kanomeljskim Razpotjem približno za 50 m, med Razpotjem in Idrijo približno za 300 m, med Idrijo in Ljubevčcem za okoli 480 m, če zanemarimo premik ob sedejevem prelomu; pri Hotedršici pa za okoli  $\pm 0$  m, ali pa gre za spremembo ugreznanja v dviganje.

Posebno sliko daje analiza skoka ob zalinem prelomu, kjer se je ugreznil blok  $A_1'$  glede na blok A od severozahoda proti jugovzhodu za 30 m, 100 m in 200 m, blok  $A_1$  glede na blok A pa za 450 m na območju Tičnice in le za 10 m južno od Godoviča.

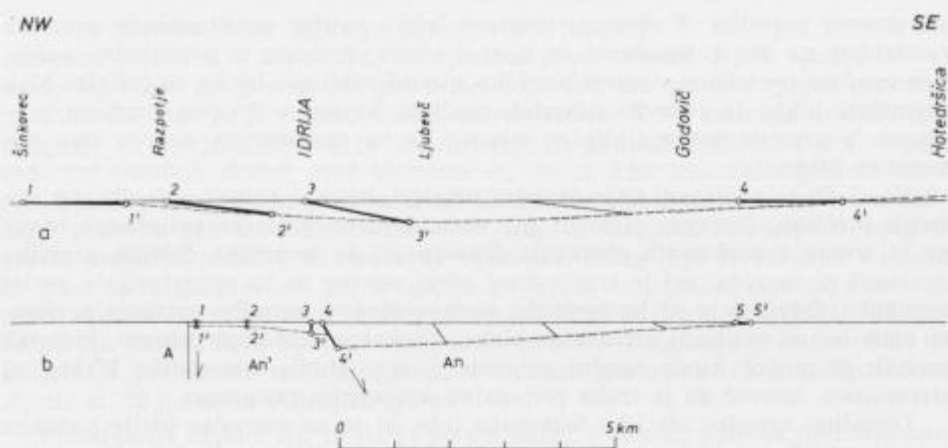
Na sl. 29 so prikazani relativni premiki blokov ob idrijskem in zalinem prelomu. Profila ravnina je postavljena vzporedno z obema prelomoma in zajema območje, dolgo 18 km med Srednjo Kanomljo ter Hotedršico; zgoraj navedena območja skoka ob obeh prelomih so oštevilčena. Vektorji celotnih premikov med bloki A in  $B_2$  ter  $A_1$ ,  $A_n'$  in  $A_n$  so projicirani na izbrano navpično ravnino, kar delno kazi prostorsko razmerje med njimi, saj niso vzporedni, vendar daje tak prikaz zaradi zanemarljive napake dovolj enostavno in dobro izhodišče za razpravo. Premiki ob idrijskem prelomu med blokoma A in  $B_2$  (sl. 29 a) niso vzporedni med seboj, zato je njihova ovojnica konkavno usločena. Približno vzporedna sta si le premika pri Šinkovcu v Srednji Kanomlji in pri Hotedršici.

Vektorji premika blokov  $A_n'$  in  $A_n$  glede na blok A so obdelani na sl. 29 b. Razlika v smeri med posameznimi območji je tu še bolj izrazita, saj so v bloku  $A_n'$  med Razpotjem in Idrijo približno navpični, od Idrije proti Hotedršici pa se v bloku  $A_n$  izravnavajo od dokaj poševne do skoraj vodoravne lege.

Konstrukcija sl. 29 temelji na sorazmerno dobro določeni velikosti in smeri premikov na območju mesta Idrije. Tam, kjer so vektorji celotnih premikov risani z debelo črto, je skok znan, dolžina pa je konstruirana tako, da je razdalja med točkami  $1-2 = 1'-2'$ ,  $2-2 = 2'-3'$ , itd. Zaradi majhnega merila razlika v velikosti vektorjev rezultančnih premikov na sl. 29 ni opazna, je pa lahko znatna pri večjem zasuku blokov.

Podobnost ovojnice vektorjev celotnega premika bloka  $B_2$  na sl. 29 a in blokov  $A_n'$  ter  $A_n$  na sl. 29 b je očitna, zaradi česar obstaja velika verjetnost, da je vezana na geometrijsko povsem določen tip zunanje tektonske leče. Tektonska leča med idrijskim in zalnim prelomom je prostorsko sestavni del jugozahodnega krila idrijskega preloma, zato je v tem primeru blok A matični blok, tektonska leča pa priležni blok. Idrijski prelom seka obe omenjeni enoti, zato je njegovo severovzhodno krilo homogeno. V danem primeru bi ga bilo primerno imenovati spremljevalni blok. Na sl. 30 je prikazan model priležnega bloka s tremi možnimi legami presečnic med strmim prelomom z vodoravnim premikom in spremljajočim prelomom, ki omejuje zunanjo tektonsko lečo. Presečnici sta lahko navpični (sl. 30 a), poševni v smeri premikanja spremljevalnega bloka (sl. 30 b) in poševni v nasprotni smeri premikanja spremljevalnega bloka (sl. 30 c).

Geometrija take vrste pogojuje premikanje tektonske leče, saj je odvisna le od razmerja med vektorjem rezultančnega premika spremljevalnega bloka in presečnicami sodelujočih prelomnih ploskev. V prvem primeru je vektor celotnega premika pravokoten na presečnici, zato priležni blok ne teži k ni-



Sl. 29. Razmerje med premikom ob idrijskem in zalinem prelomu

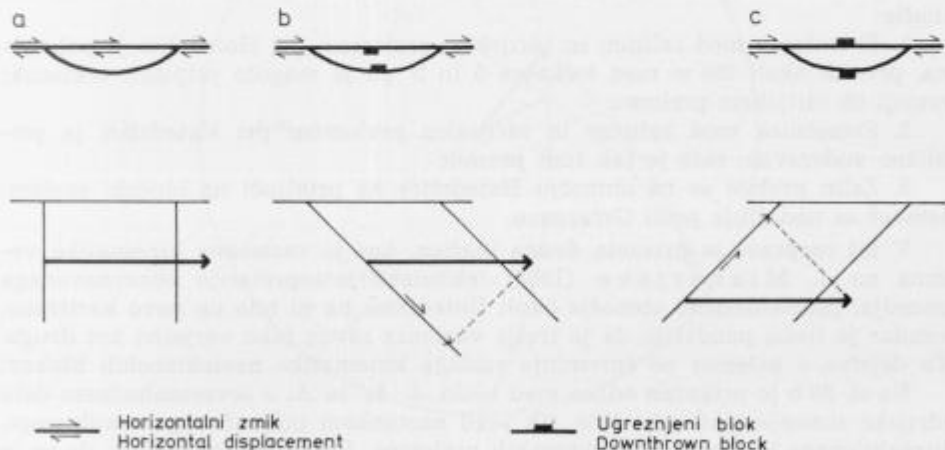
Fig. 29. Relation between the displacement along the Idrija and Zala faults

a premik ob idrijskem prelomu

b premik ob Zalinem prelomu

displacement along the Idrija fault

displacement along the Zala fault



Sl. 30. Premik tektonske leče

Fig. 30. Displacement of the tectonic lens

a brez premika

b premik poševno navzdol

position before displacement

displacement obliquely downward

c premik poševno navzgor

displacement obliquely upward

kakršnemu premiku. V drugem primeru lahko vektor rezultančnega premika razstavimo na dve komponenti, in sicer v smeri presečnic in pravokotno nanje. Ker vpadata presečnici v smeri premika spremljevalnega bloka, se priležni blok premakne lahko le poševno navzdol, medtem ko mu v tretjem primeru preostane le premik navzgor. Vpliv težnosti je tu zanemarljiv, čeprav ima pomembno vlogo.

Na sl. 30 so prikazani trije osnovni primeri, ki se v naravi pojavljajo v nešteti in različnih oblikah. Bistveni element pri oceni dolžine premika priležnega bloka pa je trenje v prelomnih ploskvah. Gotovo je, da teoretska dolžina premika v naravi ni mogoča, saj je trenje med blokovi znatno in bo predstavljalo vselej neznanko. Odvisno je od kameninske sestave blokov, zgradbe notranje prelomne cone ter od velikosti priležnega bloka. Vsekakor obstajajo primeri, kjer tak premik ni mogoč kljub ugodni geometriji, zato študij kinematike blokov ni stereotipen, temveč ga je treba prilagajati krajevnim razmeram.

Današnja zgradbo idrijske tektonske leče, ki je na območju Idrije podobna modelu priležnega bloka na sl. 30, je mogoče razložiti na podlagi podane zakonitosti. Sovpadanje ovojnic vektorjev rezultančnega premika na sl. 29 dokazuje, da se je grezanje tektonske leče (sl. 29 b) uveljavilo različno, odvisno od smeri rezultančnih premikov bloka B glede na blok A (sl. 29 a). Tam, kjer je bil nagib vektorja rezultančnega premika bloka največji, se je tektonska leča najbolj ugreznila. Smer premikanja v severozahodnem delu zunanje tektonske leče je bila, kot bomo videli pozneje, najprej vzporedna presečnici med zalnim in idrijskim prelomom na območju Razpotja, ki je bila v projekciji na sl. 29 približno navpična, nato pa presečnici med lazarjevim in idrijskim prelomom. Skoraj vodoravni premik jugovzhodnega dela leče pri Hotedršici kaže na več in način:

1. Presečnica med zalnim in idrijskim prelomom pri Hotedršici je pokončna, premik okoli 200 m med točkama 5 in 5' pa je mogoče pripisati tektonski eroziji ob idrijskem prelomu.

2. Presečnica med zalnim in idrijskim prelomom pri Hotedršici je približno vodoravna, zato je tak tudi premik.

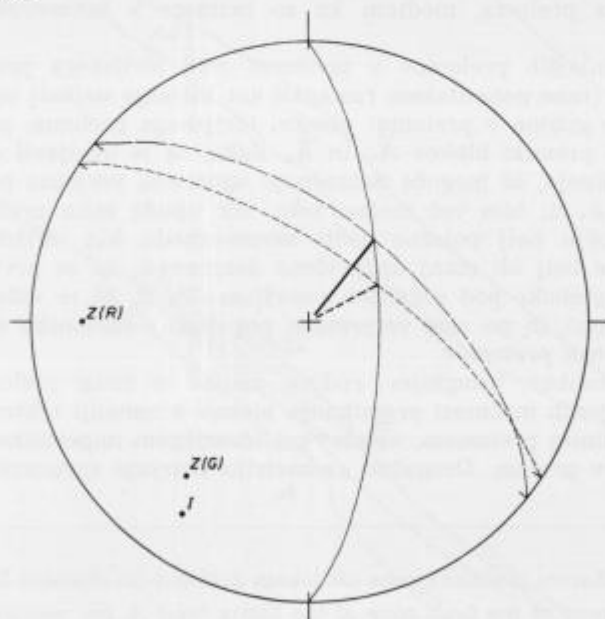
3. Zalin prelom se na območju Hotedršice ne priključi na idrijski prelom, temveč se nadaljuje proti Grčarevcu.

V tej razpravi je privzeta druga inačica, ker je raziskava kinematike vezana na I. Mlakarjevo (1969) tektonsko interpretacijo obravnavanega ozemlja, problematično območje okoli Hotedršice pa ni bilo na novo kartirano, vendar je treba poudariti, da je tretja varianta ravno tako verjetna kot druga. To dejstvo v ničemer ne spreminja razlage kinematike neotektonskih blokov.

Na sl. 29 b je prikazan odnos med blokovi  $A$ ,  $A_n$  in  $A_1$  v severozahodnem delu idrijske zunanje tektonske leče, tik pred nastankom poljančevega, smukovega, inzaghijevega in drugih neotektonskih prelomov. Omenjeno je že bilo, da se je blok  $A_n$  premaknil glede na zalin prelom strmo navzdol, blok  $A_1$  pa najprej strmo in šele pozneje poševno navzdol. Take razmere ob lazarjevem prelomu je mogoče razložiti tako, da je nastal istočasno z zalnim prelomom. Med premikanjem bloka B nasproti bloku A, se je blok  $A_1$  ugrezal v smeri presečnice med zalnim in idrijskim prelomom, blok  $A_1$  pa se je premikal najprej skupaj z blokom  $A_1'$ , ko ugrezanje le-tega ni bilo več mogoče, pa poševno navzdol, vzporedno presečnicama lazarjevega preloma z idrijskim in zalnim prelomom.

Severozahodni krak zalinega preloma pri Razpotju in lazarjev prelom sta obrnjena približno v smeri N-S in vpadata proti vzhodu. Njun vpadni kot ni enak, saj znaša pri prvem  $70^\circ$ , pri drugem pa  $50^\circ$ , kar pa je v mejah geološke natančnosti, zato ju je mogoče imeti za vzporedna. Vpad zalinega preloma pri Razpotju ni merjen, temveč je konstruiran na podlagi pokončnih drs višjega reda pri Gladkih skalah med blokoma  $A_n'$  in  $A$ , kjer ima zalin prelom smer NW-SE. Konstrukcija je prikazana na sl. 31. Na oleati je narisana trasa zalinega preloma pri Gladkih skalah (NW-SE) in merjena lineacija v njegovi glavni prelomni ploskvi, ki ima smer vpadnice. Poleg tega je vnesena v oleato še trasa zalinega preloma pri Razpotju (N-S). Iz konstrukcije je razvidno, da mora vpadati proti vzhodu za  $70^\circ$ , tektonske drse v njem pa morajo biti poševne ter hkrati blizu vpadnice prelomne ploskve idrijskega preloma. Zato je projekcija presečnice med idrijskim in zalinim prelomom na območju bloka  $A_1'$  na sl. 29 b risana skoraj navpično.

Premikanje blokov  $A_n'$  in  $A_n$  je potemtakem v skladu z linearnimi elementi v tektonski leči, ker drugačni premiki v tem primeru niso mogoči. V začetku je potekalo istočasno, nakar se je blok  $A_n'$  nehal ugrezati; blok  $A_n$  pa se je premikal naprej.



- $Z(R)$  — Pole in trasa zalinega preloma (Razpotje)  
The pole and trace of the Zala fault at Razpotje
- $Z(G)$  — Pole in trasa zalinega preloma (Gladke skale)  
The pole and trace of the Zala fault at Gladke skale

- $I$  — Pole in trasa idrijskega preloma  
The pole and trace of the Idrija fault
- — — — — Vpad zalinega preloma pri Razpotju  
Dip of the Zala fault at Razpotje

Sl. 31. Vpad prelomne ploskve zalinega preloma pri Razpotju

Fig. 31. Dip of the fault plane of the Zala fault at Razpotje

Čeprav niso obdelani premiki blokov jugovzhodno od Govekarjevega vrha, se dá ugotoviti razvojno zaporedje neotektonskih prelomov na Idrijskem. Že med dosedanjim razlaganjem je bilo mogoče razbrati, da neotektonski prelomi niso nastali istočasno, temveč v treh fazah (sl. 32). Najstarejši je idrijski prelom, ki ima regionalni pomen. Na idrijskem njegov potek ni raven, temveč tvori na območju Ljubevča grbino, izbočeno proti severovzhodu. Azimut smeri prelomnice severozahodno od tod znaša od  $120^\circ$  do  $125^\circ$ , jugovzhodno pa  $135^\circ$  (sl. 32 a). Premikanje blokov v desno je povzročilo v okolici grbine drugotno napetostno stanje, zaradi katerega sta nastala zalin in lazarjev prelom (sl. 32 b). Ko premikanje blokov  $A_n'$  in  $A_n$  ni bilo več mogoče, so nastali poljančev, smukov, inzaghijev, rudina, peklov in drugi prelomi znotraj tektonske leče (sl. 32 c).

H. Koide in S. Bhattacharji (1977) obravnavata skoraj identičen primer grbine v trasi prelomne ploskve preloma Sv. Andreja v Kaliforniji. Na območju San Fernanda severno od Los Angelesa oklepata preloma Sv. Andreja in Sv. Gabrijela tektonsko lečo; prvega lahko vzporejamo z idrijskim, drugega pa z zalinim prelomom.

Širina zunanje tektonske leče med idrijskim in zalinim prelomom kaže na velikost vplivnega območja drugotnega napetostnega stanja v jugozahodnem krilu idrijskega preloma, medtem ko so razmere v severovzhodnem krilu nejasne.

Genezo najmlajših prelomov v prelomni coni idrijskega preloma na območju Idrije je treba potemtakem razlagati kot luščenje najbolj izpostavljenega dela strukturne grbine v prelomni ploskvi idrijskega preloma, potem ko niso bili več mogoči premiki blokov  $A_n'$  in  $A_n$ . Zakaj se je uveljavil drugačen mehanizem premikanja, ni mogoče natančneje ugotoviti, verjetno pa premikanje blokov  $A_n'$  in  $A_n$  ni bilo več možno zato, ker vpada zalin prelom na celem idrijskem območju bolj položno proti severovzhodu kot idrijski prelom, iz česar je mogoče bolj ali manj upravičeno domnevati, da se prvi naslanja na drugega nekje globoko pod sedanjim površjem. Na sl. 33 je videti, da je bilo ugrezanje omejeno, in po vsej verjetnosti pogojeno s tektonsko erozijo v prelomni ploskvi obeh prelomov.

Poljančev, smukov, inzaghijev, rudina, peklov in drugi prelomi so nastali zaradi spremenjenih možnosti premikanja blokov v zunanji tektonski leči med idrijskim in zalinim prelomom, vendar pri identičnem napetostnem stanju kot zalin in lazarjev prelom. Drugačno geometrijo potrjuje sprememba generalne

Sl. 32. Razvoj prelomne cone idrijskega preloma na območju Idrije

Fig. 32. Development of the fault zone of the Idrija fault in the restricted Idrija area

a začetna faza

initial stage

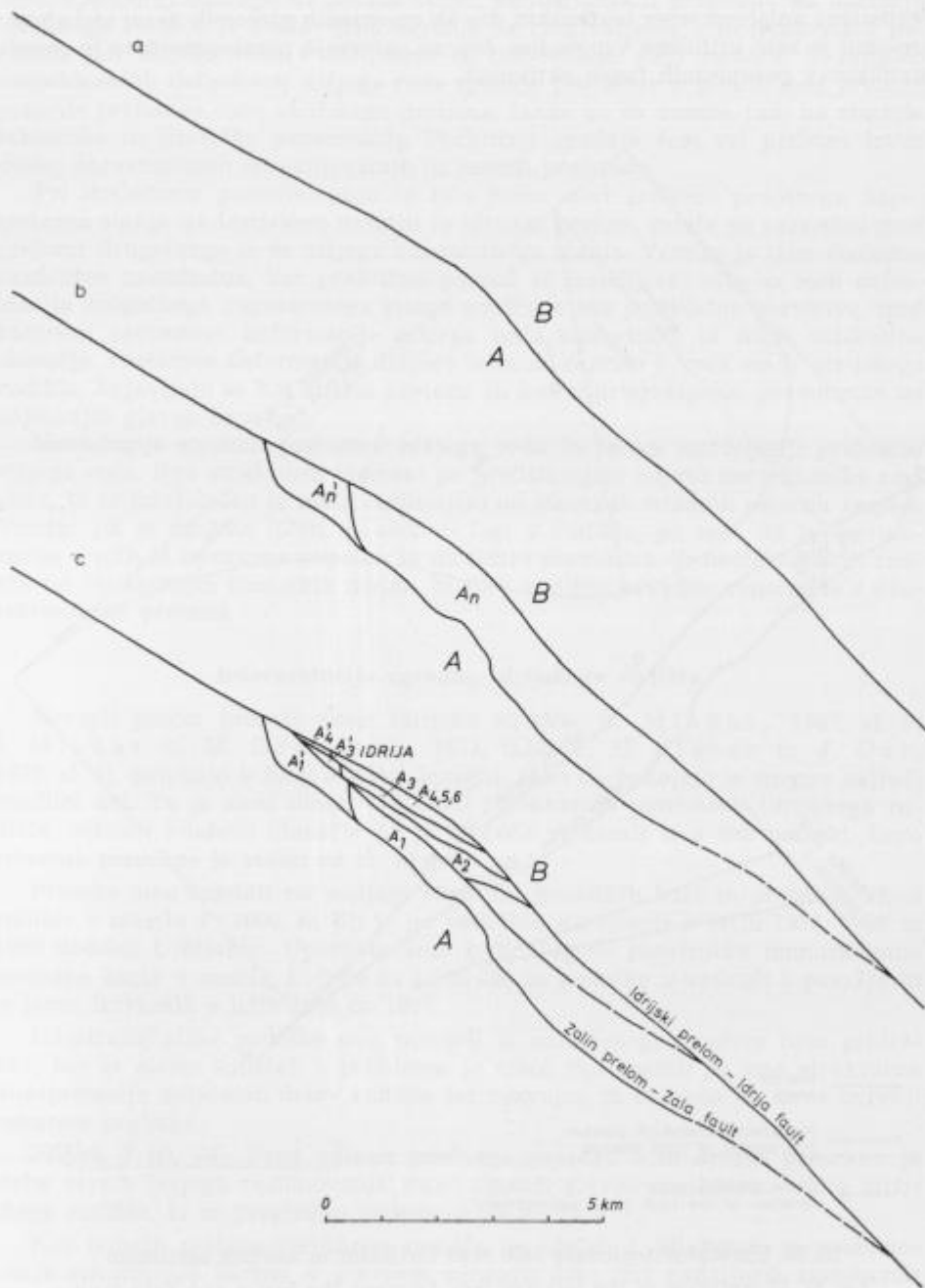
b vmesna faza (nastanek zalinega in lazarjevega preloma)

intermediate stage (Zala and Lazar fault came into existence)

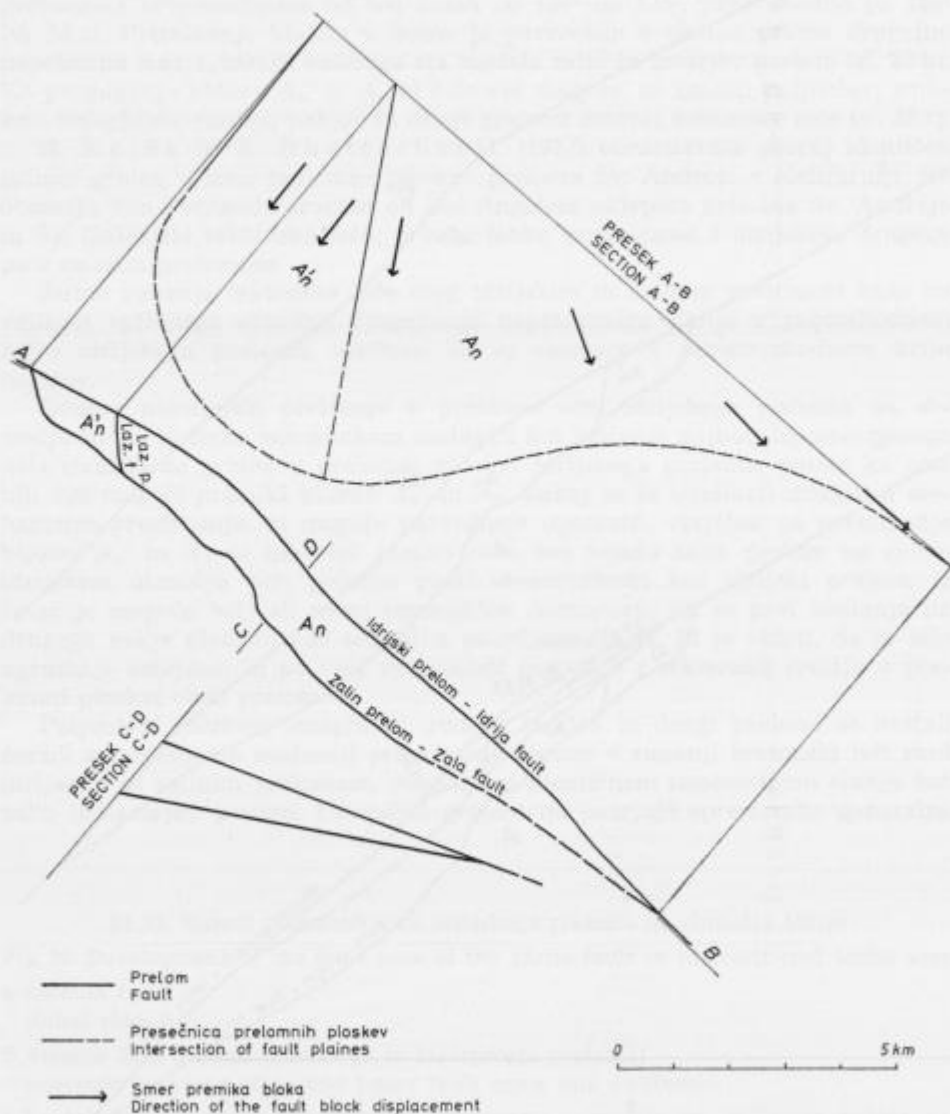
c končna faza (nastanek poljančevega, smukovega, inzaghijevega, rudinega, peklovega, antonovega, sedejevega idr. prelomov)

final stage (Poljanec, Smuk, Inzaghi, Ruda, Pekel, Anton, and Sedej faults came into existence)





smeri premikanja blokov  $A_2$ ,  $A_3$ ,  $A_4$ ,  $A_5$  in  $A_6$ , ki je približno vzporedna smeri rezultančnega premika bloka  $B_2$  nasproti bloku  $A$ , kar se lepo vidi na sl. 28. Statistično določena smer tektonskih drs ob omenjenih prelomih in ob idrijskem prelomu je zato približno vzporedna, čeprav ustrezajo posamezne drse le smeri premikov v posameznih fazah aktivnosti.



Sl. 33. Ugrezanje tektonske leče med idrijskim in zalinim prelomom

Fig. 33. Downthrow of the tectonic lens between the Idrija and Zala fault

### *Deformacije nižjega reda*

Z opisom geometrije in geneze večjih neotektonskih prelomov na območju idrijskega rudišča je postavljeno ogrodje za razglabljanje o neotektonskih deformacijah nižjega reda v idrijskem in ljubevškem delu rudišča. V skupino neotektonskih deformacij nižjega reda spadajo porušitve v blokih med prelomi zunanje prelomne cone idrijskega preloma, lahko pa so vezane tudi na starejše tektonske in litološke nezveznosti. Praktično spadajo sem vsi prelomi izven doslej obravnavanih spremljevalnih in veznih prelomov.

Pri doslednem poimenovanju bi bilo treba med prelome prvotnega napetostnega stanja na Idrijskem uvrstiti le idrijski prelom, ostale pa razvrstiti med prelome drugotnega in še nižjega napetostnega stanja. Vendar je taka dosledna razdelitev nesmiselna, ker praktično povsod ni izvedljiva; zato so med deformacije drugotnega napetostnega stanja uvrščene vse posledične porušitve, med katerimi zavzemajo deformacije nižjega reda stometrsko in nižje velikostno območje. Prelomne deformacije nižjega reda so razvite v vseh delih idrijskega rudišča. Pojavljajo se kot strižni prelomi in kot odprte razpoke, pravokotne na najmanjšo glavno napetost.

Morfologija strižnih prelomov nižjega reda je enaka morfologiji prelomov višjega reda. Nov strukturni element pa predstavljajo odprte neotektonske razpoke, ki se morfološko le malo razlikujejo od starejših triadnih odprtih razpok. Vendar jih je mogoče ločiti po sedanji legi v rudišču, po tem, da je kristalizacija v njih le izjemoma popolna in da ležijo praviloma ob neotektonskih zmičkih ter ob aktivnih litoloških mejah, ki so v rudišču navadno vzporedne z neotektonskimi prelomi.

### **Interpretacija zgradbe idrijskega rudišča**

Novejši prečni preseki skozi idrijsko rudišče (I. Mlakar, 1967, sl. 5; I. Mlakar in M. Drovenik, 1971, tabla 1; L. Placer in J. Čar, 1975, sl. 1), potekajo v bližini jaška Inzaghi, tako da podajajo le njegov najbolj značilni del. Tu je sicer videti velik del strukturnih posebnosti idrijskega rudišča, celotno orudeno območje pa je mogoče prikazati le z več preseki. Lego izbranih presekov je videti na sl. 22.

Preseke smo izdelali na podlagi obzornih geoloških kart in presekov skozi rudišče v merilu 1 : 1000, ki jih je po podatkih kartiranja v letih 1958, 1959 in 1960 dodelal I. Mlakar. Uporabili smo tudi njegove površinske manuskriptne geološke karte v merilu 1 : 5000 in 1 : 10 000 in podatke o vrtnah s površja in iz jame, izvrtanih v letih 1946 do 1977.

Litostratigrafske podatke smo privzeli iz omenjenega gradiva brez pridržkov, ker se nismo spuščali v probleme te vrste. Spremenili pa smo strukturne interpretacije določenih delov rudišča ter razvojno in časovno na novo uvrstili nekatere prelome.

Presek 3 (sl. 34). Pred opisom prečnega preseka 3 in drugih presekov je treba zaradi lažjega razumevanja snovi opisati glavne strukturne enote idrijskega rudišča, ki so pregledno prikazane na sl. 34 b.

Ker temelji razlaga idrijskega rudišča na idejah I. Mlakarja, je poimenovanje strukturnih blokov v glavnem njegovo delo. Pri nadaljnjih raziskavah

L. Placerja in J. Čarja njegova razdelitev ni bila spremenjena, drugačna je le razlaga nekaterih mejnih ploskev, kot so jo terjali kinematika in novi podatki z odkopnih polj. Kako je potekalo deformiranje, je bilo opisano v prejšnjih poglavjih; tu je podan pregled strukturnih blokov, kakor se jih pojmuje danes.

Spodnja zgradba idrijskega rudišča obsega območje med idrijskim prelomom na severovzhodu in zgornjo mejo kanomeljske vmesne luske v »talnini«, kot so imenovali rudarji zahodni in južni del jame pod bogatimi rudnimi telesi neposredno nad spodnjo naravno mejo rudišča. Zgornjo mejo strukturne enote tvori v »talnini« srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca, v srednjem in severovzhodnem delu jame pa normalna triadna preloma, čemernikov in karolijev. Spodnja zgradba sestoji v glavnem iz zgornjepermskih in skitskih plasti, oblikovanih v prevrnjeno sinklinalo, odprto proti jugozahodu.

Zgornja zgradba leži neposredno na spodnji zgradbi. Na severovzhodni strani meji na idrijski prelom, z zgornje strani na tičensko notranjo naravno grudo, na jugozahodni strani pa na lazarjev prelom. Skladi v zgornji zgradbi so karbonski, anizični, langobardski in cordevolski. V glavnem so plasti obrnjene, delno pa leže normalno in tvorijo pravzaprav le močno preoblikovani del prevrnjene sinklinalne v spodnji zgradbi.

Srednji del zgornje zgradbe predstavlja južni blok, ki sestoji v glavnem iz langobardskega konglomerata, v manjši meri pa iz dolomita, kaolinitnih usedlin, plasti skonca in iz tufa. Zaporedje plasti je obrnjeno, zato tvori zgornjo mejo bloka srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca, spodnjo pa karolijev prelom.

Neposredno na južnem bloku leži srednji karbonski klin. Proti severovzhodu ga omejuje petrijev prelom, navzgor pa je odrezan z naravno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. V srednjem karbonskem klinu je tektonsko vsajena leča cordevolskega dolomita in langobardskega tufa.

Severni blok sestoji iz langobardskih plasti. Prevladuje konglomerat, nastopajo pa tudi dolomit, kaolinitne usedline, plasti skonca in nekaj tufa. S spodnje strani in na severovzhodu je blok omejen z ahacijevim prelomom, na jugozahodu s petrijevim prelomom in z zgornje strani s srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco med langobardskimi in karbonskimi skladi v obrnjeni legi.

Neposredno na severnem bloku leži severni karbonski klin. Omejujeta ga ahacijev prelom na severovzhodni strani in petrijev prelom na jugozahodni, medtem ko je navzgor odrezan z naravno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. Plasti so v tej strukturni enoti obrnjene.

Študij kinematike neotektonskih blokov je pripomogel k novim odkritjem. V tej razpravi so na novo intepretirani:

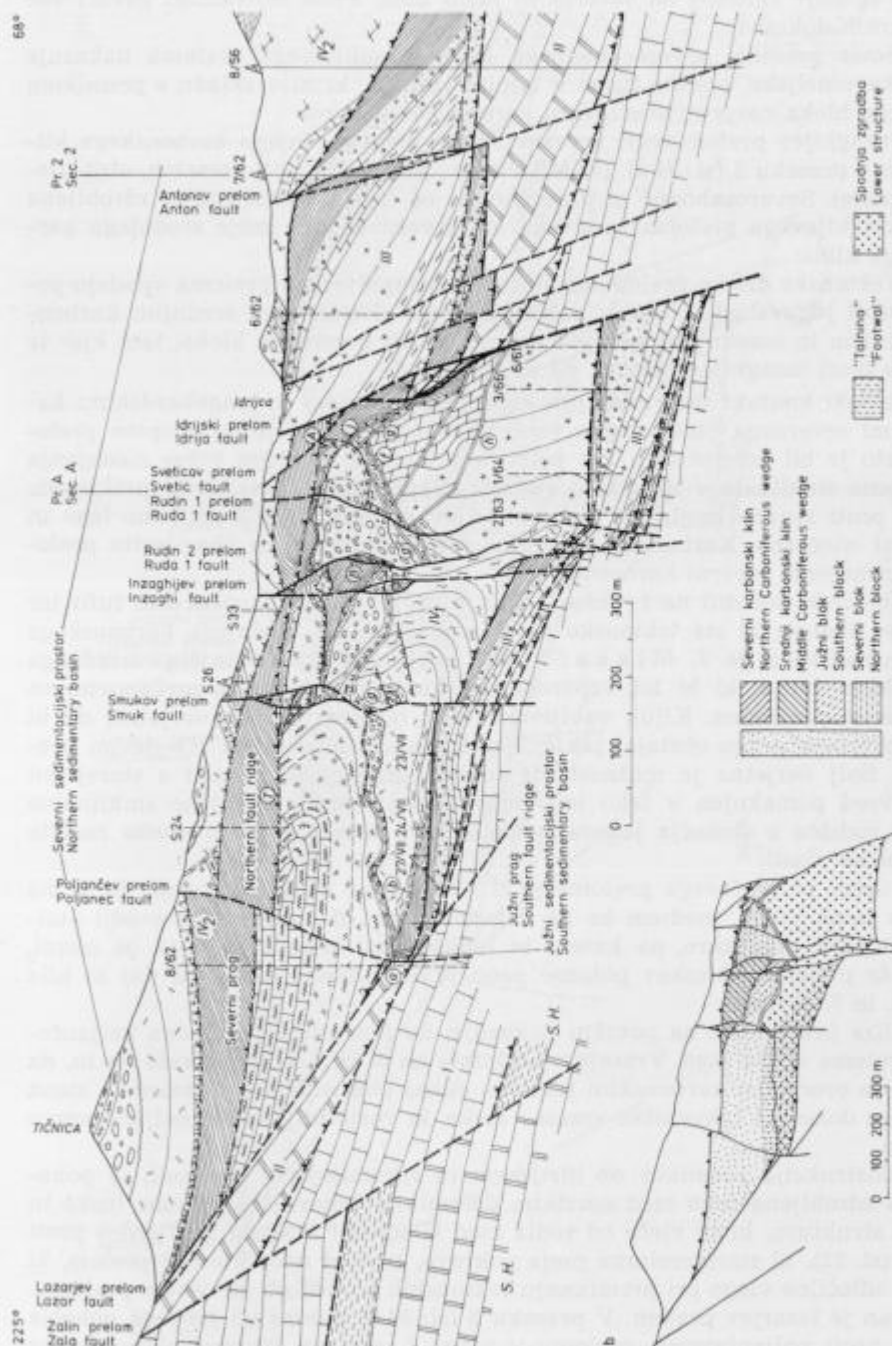
— razvoj srednjega karbonskega klina in leče cordevolskega dolomita v njem,

— lega poljančevega preloma v rudišču,

— stik med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in orudenimi plastmi v severozahodnem ter zahodnem delu jame,

— razvoj »talninskih narivnih ploskev«.

Nastanek srednjega karbonskega klina so geologi razlagali na različne načine. Po I. Mlakarju (1967) naj bi se bil razvil zaradi ugrezavanja jugozahodnega krila inzaghijevega preloma, ko je razpadlo prej enotno konglomerat-



Sl. 34. Prečni preseki (a) in (b) glavne strukturne enote idrijskega rudišča (b) Legenda na sl. 49

Fig. 34. Transversal section 3 (a) and the main structural units of the Idrija ore deposit (b) See fig. 49 for explanation

no telo zgornje zgradbe na severni in južni blok. Proti tej razlagi govori več strukturnih dokazov:

— Smer premika severozahodnega krila inzaghijevega preloma nakazuje zamik kanomeljske vmesne luske v talnini rudišča, ki ni v skladu s premikom severnega bloka nasproti srednjemu karbonskemu klinu.

— Inzaghijev prelom tvori severovzhodno mejo srednjega karbonskega klina samo v preseku 3 (sl. 34 a) (I. Mlakar, 1967, sl. 5 in v presekih, objavljenih pozneje). Severozahodno in jugovzhodno od tega preseka poteka zdrobljena cona inzaghijevega preloma neodvisno od severovzhodne meje srednjega karbonskega klina.

— Tektonske drse v prelomnih ploskvah inzaghijevega preloma vpadajo položno proti jugovzhodu. Drse v pokončni drsni ploskvi med srednjim karbonskim klinom in sosednjimi langobardskimi skladi severnega bloka, tam kjer te meje ne tvori inzaghijev prelom, pa so pokončne.

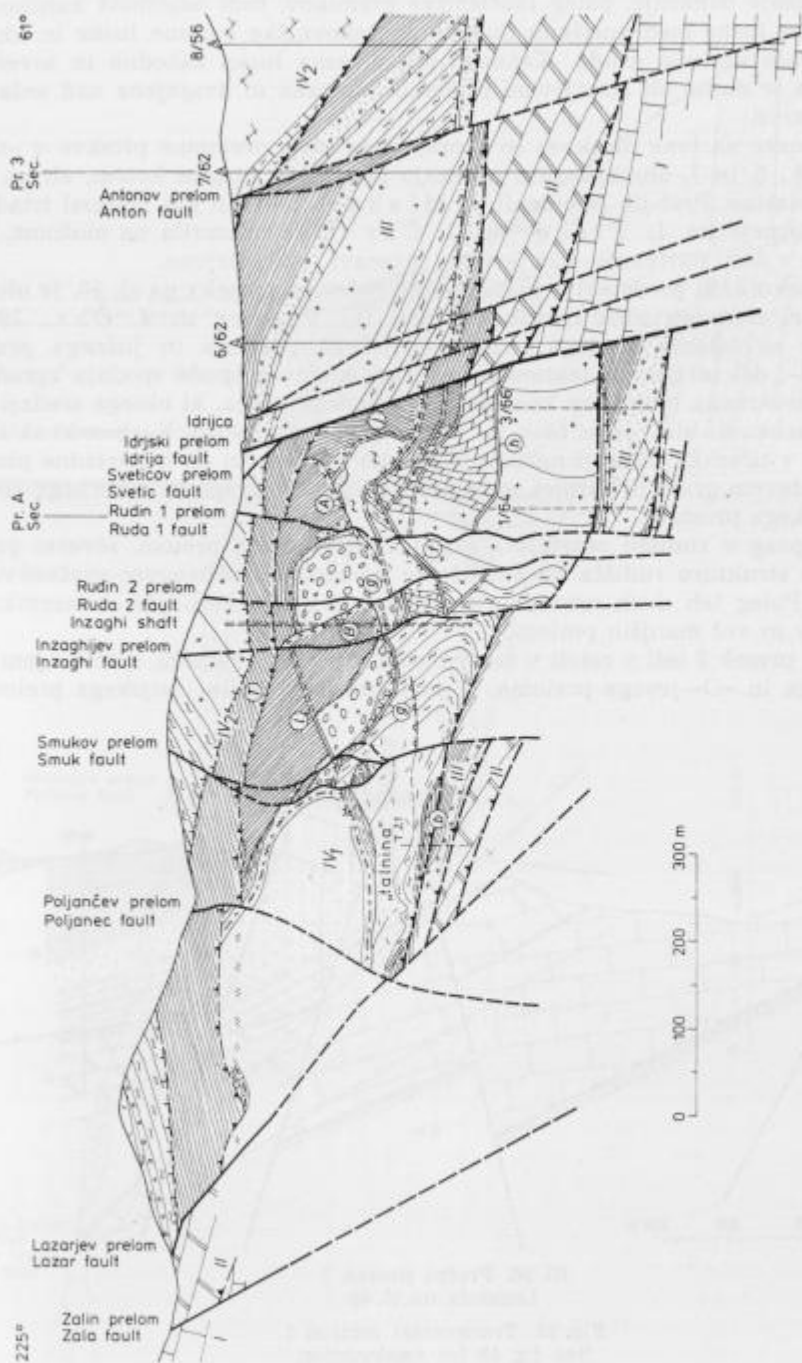
Tektonski kontakt med srednjim karbonskim klinom in langobardskimi kameninami severnega bloka spada torej v neko drugo razvojno skupino prelomov, zato je bil poimenovan kot petrijev prelom in uvrščen v čas nastajanja prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču. Vzporedno s petrijevim prelomom, le bolj proti severovzhodu, se vleče ahacijev prelom, ki ima podobno lego in je nastal istočasno. Karbonske kamenine med petrijevim in ahacijevim prelomom imenujemo severni karbonski klin.

Cordevolski dolomit na 1. obzorju in z njim združena langobardski tufit ter skrilavec skonca, ki sta tektonsko vkleščena v skladih srednjega karbonskega klina in nad njim, je I. Mlakar (1967) imel za ostanek manjšega triadnega tektonskega jarka, ki bi bil vzporeden jarku med urbanovec-zovčanovim in karolijevim prelomom. Kljub vabljujivosti take razlage je malo verjetno, da bi bil v severnem pragu obstajal takšen jarek med filipičevim in »O«-jevim prelomom. Bolj verjetna je možnost, da je bil cordevolski dolomit s starejšimi skladi vred pomaknjen v tako lego med nastajanjem prevrnjene sinklinalne gube v rudišču z območja jugozahodno od tod, kjer nastopajo enako razvite cordevolske plasti.

Pri opisu poljančevega preloma je I. Mlakar (1967) opozoril, da je na površju jasno viden, medtem ko ga v jami skoraj ni opaziti. Ker v ožji »talnini« ni našel strukture, na katero bi lahko vezal traso s površja, je menil, da vpada prelomna ploskev položno proti severovzhodu, vidna pa naj bi bila na 4., 6. in 7. obzorju.

Analiza prelomnice na površju dokazuje, da ima zdrobljena cona poljančevega preloma strmo lego. Vrtanje v »talnini« na 6. in 7. obzorju kaže na to, da obstaja za orudenim karbonskim telesom, zunaj obzornih prog, prelomna stena noriškega dolomita čekovniške vmesne luske, ki verjetno pripada poljančevemu prelomu.

Rekonstrukcija premikov ob idrijskem in spremljajočih prelomih je pokazala, da zdrobljena cona med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in jamsko strukturo, ki se vleče od sedla med Gladkimi skalami in Tičnico proti severu (sl. 22), ni staroterciarna meja pokrova, temveč neotektonski prelom, ki je imel odločilno vlogo pri premikanju tektonskih blokov ob idrijskem prelomu. Imenovan je lazarjev prelom. V preseku 3 (sl. 34 a) poteka od južnega pobočja Tičnice proti poljančevemu prelomu v višini 7. obzorja. Naravo obravnavane



Sl. 35. Prečni presek 2  
Legenda na sl. 49

Fig. 35. Transversal section 2  
See fig. 49 for explanation

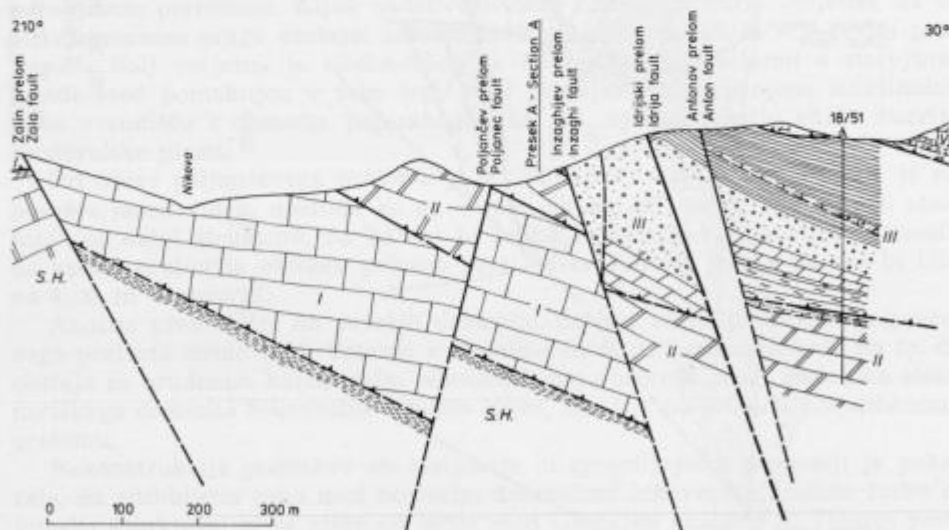
geološke meje dokazuje, poleg razčlenitve premikov, tudi odsotnost kanomelj-ske vmesne luske med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in idrijsko notranjo narivno grudo. Kanomeljska vmesna luska zahodno in severno od rudišča je danes ob lazarjevem prelomu odrezana in dvignjena nad sedanjí erozijski nivo.

»Talninske narivne ploskve« so skoraj vodoravne prelomne ploskve v »tal-nini« na 4., 6. in 7. obzorju, zato prečkajo plasti pod blagim kotom, ali pa so celo medplastne. Prvi jih je omenil I. Mlakar (1967) in jim pripisal triadno starost. Pozneje sta L. Placer in J. Čar (1975) opozorila na možnost, da so nastale v času narivanja, kar je v tej razpravi tudi potrjeno.

V preseku 3, ki predstavlja jugozahodno polovico preseka na sl. 16, je ohranjen le del srednjetriadne zgradbe rudišča (L. Placer in J. Čar, 1975, 1977). Tu so ostanki južnega sedimentacijskega prostora in južnega praga v »talnini«, del idrijskega tektonskega jarka, ki mu pripada spodnja zgradba in nekaj severnega bloka, ter končno del severnega praga, ki obsega srednji in severni karbonski klin, južni blok ter večino severnega bloka. Karbonski skladi, ohranjeni v tičenski notranji narivni grudi, ter spodnje in srednjetriadne plasti na Poljančevem griču in Tičnici so ostanki severnega praga in severnega sedi-mentacijskega prostora.

Južni prag v rudišču omejujeta zagodov in veharški prelom, severni prag pa meji s strukturo rudišča ob vzdolžnem normalnem urbanovec-zovčanovem prelomu. Poleg teh dveh nastopajo v samem jarku še karolijev, čemernikov, grüblerjev in več manjših prelomov.

Prečni presek 3 leži v celoti v srednji coni idrijskega rudišča, zato v njem ni filipičevega in »O«-jevega preloma. V jugozahodnem krilu idrijskega preloma

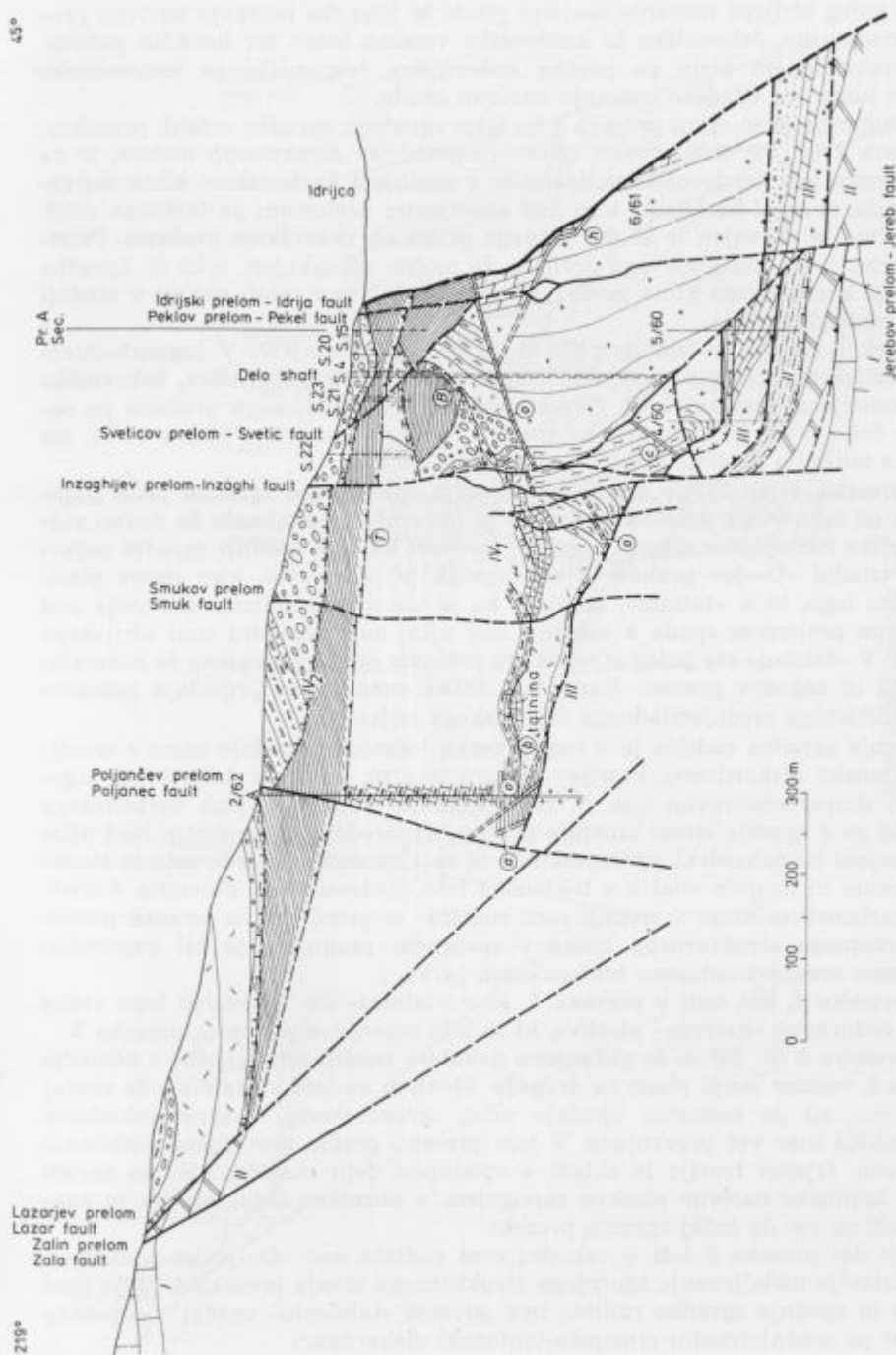


Sl. 36. Prečni presek 1  
Legenda na sl. 49

Fig. 36. Transversal section 1  
See fig. 49 for explanation



43°



Sl. 37. Prečni preselek 4

Legenda na sl. 49

Fig. 37. Transversal section 4  
See fig. 49 for explanation

prečka poleg idrijske notranje narivne grude še tičensko notranjo narivno grudo, kanomeljsko, čekovniško in koševniško vmesno lusko ter hrušiški pokrov, v severovzhodnem krilu pa prečka koševniško, čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter tičensko notranjo narivno grudo.

Po natančnejšem opisu preseka 3 bo lažje razumeti zgradbo ostalih presekov.

Presek 2 (sl. 35) ima povsem enako razporeditev strukturnih blokov, le da je tektonska leča cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu bistveno manjša, severni karbonski klin nad ahacijevim prelomom pa bistveno večji. V »talnini« je ohranjen le še del južnega praga ob veharškem prelomu. Petrijev prelom je od inzaghijevega preloma že močno odmaknjen, tako da zgradba srednjega karbonskega klina jasno izstopa. Presek 2 se v celoti nahaja v srednji coni idrijskega rudišča.

Presek 1 (sl. 36) je oddaljen 800 m od rudišča proti NW. V jugozahodnem krilu idrijskega preloma so razviti hrušiški pokrov ter koševniška, čekovniška in kanomeljska vmesna luska. Severovzhodno krilo idrijskega preloma pa sestoji iz čekovniške in kanomeljske vmesne luske, dokazanih z vrtino 18/51, ter tičenske notranje narivne grude, kartirane na površju.

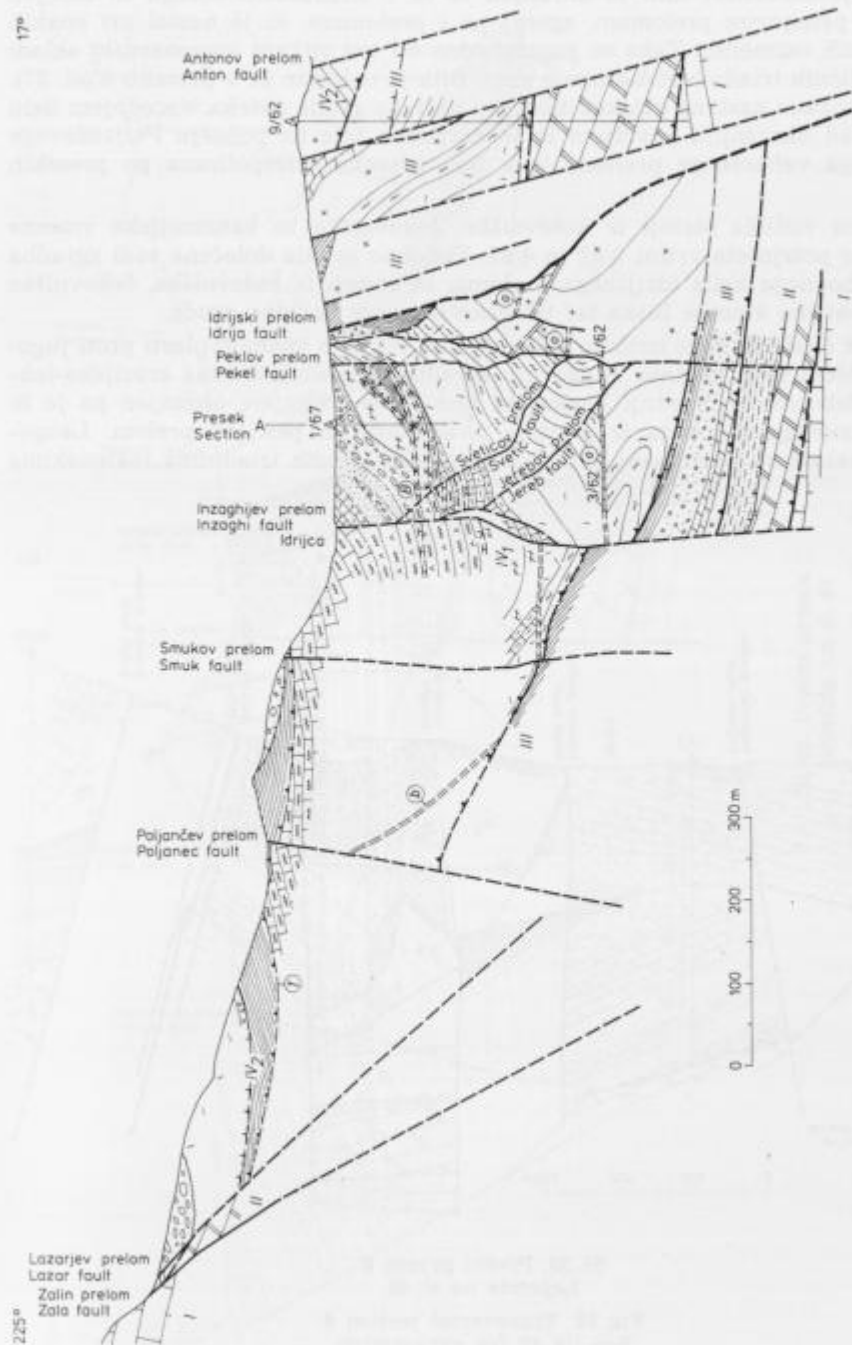
V preseku 4 (sl. 37) je opaziti prvo večjo spremembo zgradbe proti jugovzhodu od osnovnega preseka 3, čeprav je prevrnjena sinklinala še vedno vidna. Razlike nastopijo v zgornji zgradbi, medtem ko se v spodnji zgradbi pojavi prečni triadni »O«-jev prelom. Njegov potek je jasen tam, kjer imajo plasti pokončno lego, in v »talnini«, medtem ko je vmes interpoliran. Območje pod »O«-jevim prelomom spada k srednji, nad njim pa k vzhodni coni idrijskega rudišča. V »talnini« sta poleg »O«-jevega preloma delno ohranjena še normalni veharški in zagodov prelom. Karbonski skladi med njima pripadajo južnemu pragu idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka.

Zgornja zgradba rudišča je v tem preseku ločena od spodnje samo z erozijsko-tektonsko diskordanco. Petrijev prelom ima tu, kot tudi dalje proti jugovzhodu, skoraj vodoravno lego in tvori spodnjo mejo srednjega karbonskega klina, ki ga z zgornje strani omejuje prelom, vzporeden petrijevemu. Nad njim so ohranjeni langobardski, zgornjeskitski in spodnjeskitski skladi, zato te strukturne enote ni mogoče enačiti s tektonsko lečo cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu v srednji coni rudišča; verjetno gre za ostanek posebnega triadnega strukturnega bloka v severnem pragu, ki je bil vzporeden idrijskemu srednjetriadnemu tektonskemu jarku.

V preseku 4, kot tudi v preseku 5, so v »talnini« na 7. obzorju lepo vidne skoraj vodoravne »narivne« ploskve, ki so bile omenjene pri opisu preseka 3.

V preseku 5 (sl. 38) so še ohranjene nekatere značilnosti zgradbe z območja preseka 4, vendar ležijo plasti tu drugače. Medtem ko leže v »talnini« še skoraj vodoravno, ali pa neznatno vpadajo proti severovzhodu, v severovzhodnem delu rudišča niso več prevrnjene. V tem preseku preide prevrnjena sinklinala v poševno. Izjemo tvorijo le skladi v spodnjem delu rudišča, kjer so zaradi bližine talninske narivne ploskve zapognjeni v obrnjeno lego, kar pa je značilno tudi za vse do sedaj opisane preseke.

Večji del preseka 5 leži v vzhodni coni rudišča nad »O«-jevim prelomom in predstavlja nadaljevanje zgornjega strukturnega nivoja preseka 4. Meja med zgornjo in spodnjo zgradbo rudišča ima povsem »talninski« značaj, saj poteka vseskozi po srednjetriadni erozijsko-tektonski diskordanci.



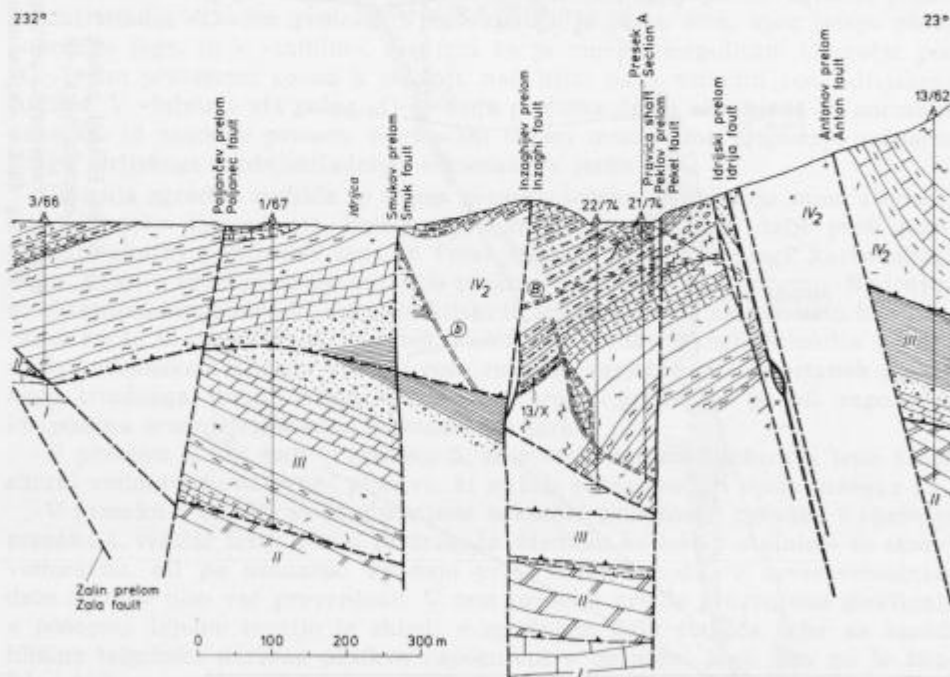
Sl. 38. Prečni presek 5  
 Legenda na sl. 49

Fig. 38. Transversal section 5  
 See fig. 49 for explanation

Srednji karbonski klin je ohranjen le še v neznatnem obsegu in omejen spodaj s petrijevim prelomom, zgoraj pa s prelomom, ki je nastal pri enakih napetostnih razmerah. Tako se jugozahodno od tod stikajo langobardski skladi dveh različnih triadnih strukturnih enot. Stik je nakazan že v preseku 4 (sl. 37). Rekonstruirana narivna ploskev tičenske narivne grude poteka v srednjem delu profila nad današnjim površjem in je kartirana šele na pobočju Poljančevega griča. Lega veharškega preloma je v tem preseku interpolirana po presekih 4 in 6.

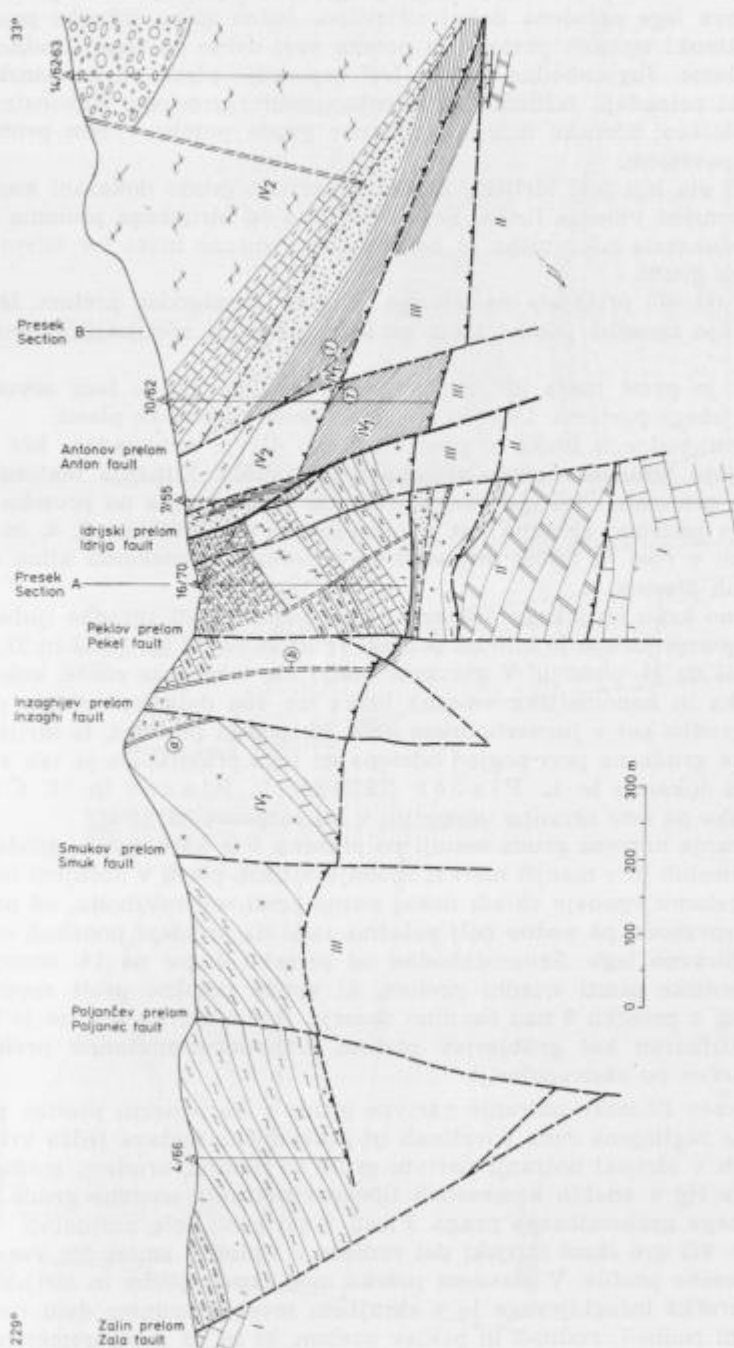
Talnina rudišča sestoji iz koševniške, čekovniške in kanomeljske vmesne luske, kar potrjujeta vrtini 3/62 in 4/62. Podobno je bila določena tudi zgradba severovzhodnega krila idrijskega preloma, ki sestoji iz koševniške, čekovniške in kanomeljske vmesne luske ter tičenske notranje narivne grude.

Presek 6 (sl. 39) kaže izrazito monoklinalo, v kateri vpadajo plasti proti jugozahodu. Meja med spodnjo in zgornjo zgradbo je srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca. Srednji karbonski klin je že izklinjen, ohranjen pa je še jezik anizičnega dolomita iz preseka 5, ki kaže na petrijev prelom. Langobardski skladi ob petrijevem prelomu pripadajo dvema triadnima tektonskima enotama.



Sl. 39. Prečni presek 6  
Legenda na sl. 49

Fig. 39. Transversal section 6  
See fig. 49 for explanation



Sl. 40. Prečni preseki 7

Legenda na sl. 49

Fig. 40. Transversal section 7

See fig. 49 for explanation

Veharški prelom v severni steni južnega praga doseže površje blizu preseka 6, zato je njegova lega določena dokaj natančno. Južno steno južnega praga pa tvori neotektonski smukov prelom, ki poteka vsaj delno po trasi triadnega zagodovega preloma. Jugozahodno od tod leži zaporedje plasti od karbonskih do karnijskih, ki pripadajo južnemu sedimentacijskemu prostoru. Rekonstruirana narivna ploskev tičenske notranje narivne grude poteka v tem profilu nad današnjim površjem.

Z vrtino 1/67 sta bili pod idrijsko notranjo narivno grudo dokazani kanomeljska in čekovniška vmesna luska. Severovzhodno od idrijskega preloma pa je vrtina 13/62 dokazala čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter tičensko notranjo narivno grudo.

V preseku 7 (sl. 40) prihajata na površje veharški in zagodov prelom. Med spodnjo in zgornjo zgradbo poteka meja po srednjetriadni erozijsko-tektonski diskordanci.

Vrtina 10/62 je prvič našla idrijsko notranjo narivno grudo tudi severovzhodno od idrijskega preloma. Dokazujejo jo orudene karbonske plasti.

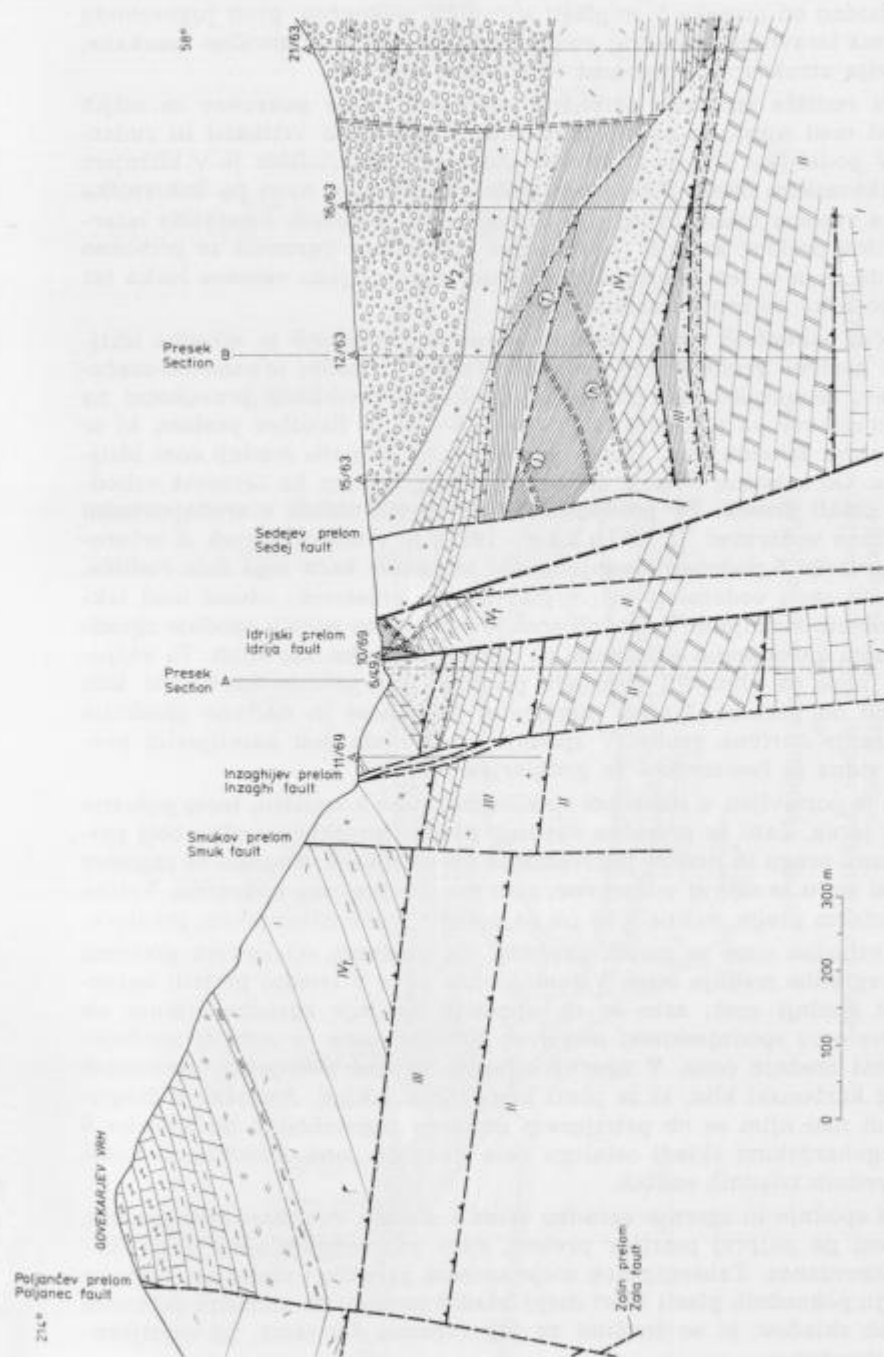
Zgradba jugozahodnega bloka v preseku 8 (sl. 41) je nenavadna, ker se postopno izklinjajo tektonske enote starega dela rudišča. Zunanja tektonska leča ob notranji prelomni coni idrijskega preloma, prikazana že na preseku 7, se razširi in ima podobno zgradbo kot severovzhodni del presekov 5, 6, in 7. Karbonski skladi v njej bi lahko pripadali srednjemu karbonskemu klinu na orudenih triadnih plasteh.

Severovzhodno krilo idrijskega preloma že kaže značilnosti zgradbe ljubevškega rudišča. Interpretirano je bilo na podlagi vrtin 15/63, 12/63, 16/63 in 21/63 ter rudarskih del na 14. obzorju. V glavnem imajo vse tektonske enote, koševniška, čekovniška in kanomeljska vmesna luska ter oba dela trnovskega pokrova, enako zgradbo kot v jugovzhodnem krilu idrijskega preloma, le idrijska notranja narivna gruda na prvi pogled odstopa od tega pravila. Da je tak vtis le navidezen, sta dokazala že L. Placer (1976) ter L. Placer in J. Čar (1977), kinematsko pa smo zgradbo utemeljili v tej razpravi (sl. 16 a).

Idrijska notranja narivna gruda sestoji po preseku 8 iz karbonskih, grödenških, zgornjepermskih in v manjši meri iz spodnjeskitskih plasti v obrnjeni legi. Ob idrijskem prelomu vpadajo skladi dokaj strmo proti severovzhodu, od preloma proti severovzhodu pa vedno bolj položno, tako da preidejo ponekod celo v obrnjeno vodoravno lego. Severozahodno od preseka 8 gre na 14. obzorju skozi zgornjepermske plasti triadni prelom, ki vpada položno proti severozahodu in poteka v preseku 8 nad ravnino obzorja. S strukturno analizo je bil ta prelom identificiran kot grüberljev prelom. Urbanovec-zovčanov prelom nad njim je določen po ekstrapolaciji.

Narivno ploskev tičenske notranje narivne grude v karbonskih plasteh nakazujeta izrazita zaglinjena cona v vrtinah in geokemična sestava jedra vrtin. Karbonski skladi v idrijski notranji narivni grudi so namreč orudeni, medtem ko koncentracija Hg v enakih kameninah tičenske notranje narivne grude ne presega krajevnega geokemičnega praga. Plasti v tej enoti leže normalno.

Presek A (sl. 42) gre skozi idrijski del rudišča v vzdolžni smeri čez vse do sedaj opisane prečne profile. V glavnem poteka med inzaghijevim in idrijskim prelomom ter prečka inzaghijevega le v skrajnem severozahodnem delu rudišča. Preseka tudi rudin-1, rudin-2 in peklov prelom, ki so pa manj pomembni.



Sl. 41. Prečni presek 8  
 Legenda na sl. 49  
 Fig. 41. Transversal section 8  
 See fig. 49 for explanation

Severozahodno od preseka 5 so plasti v rudišču pokončne, proti jugovzhodu pa se polagoma izravnavajo do skoraj vodoravne lege; so torej spiralno zasukane, kar predstavlja strukturno posebnost idrijskega rudišča.

V zgradbi rudišča izstopajo približno vodoravne meje pokrovov in nižjih naravnih enot med njimi, ki so bile dokazane s številnimi vrtnami in rudarskimi deli. V podaljšku skrajnega severozahodnega dela rudišča je v bližnjem bevkovem tektonskem oknu dokazan hrušiški pokrov, nad njim pa koševniška in čekovniška vmesna luska. Proti jugovzhodu se za presekom 1 pojavita lazarejev in albrehtov prelom, katerih jugovzhodni krili sta se ugreznili za približno 250 m, tako da so se v tem bloku ohranile tudi kanomeljska vmesna luska ter idrijska in tičenska notranja narivna gruda.

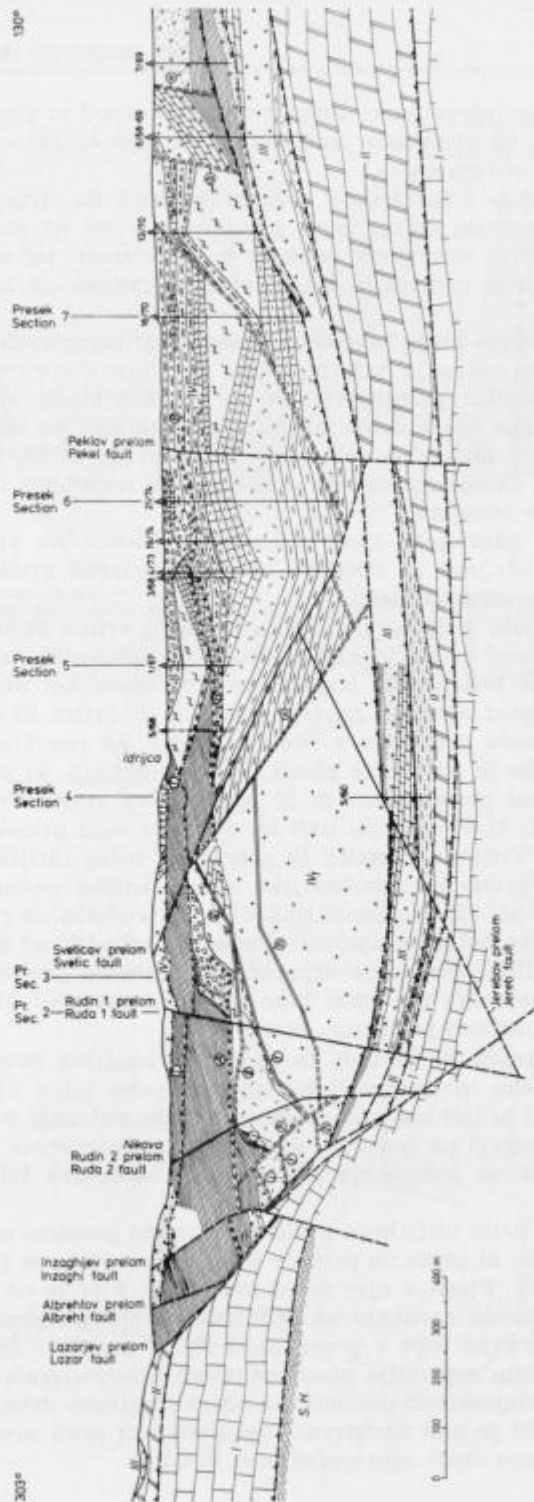
Na območju pokončnih plasti severozahodno od preseka 5 je zgradba idrijske notranje narivne grude dokaj pravilna. Vzdolžni triadni urbanovec-zovčanov, karolijev, čemernikov in grüberljev prelom so približno pravokotni na profilno ravnino, vse pa prečkata normalna »O«-jev in filipičev prelom, ki se podrejata enakim zakonitostim. Območje med njima pripada srednji coni idrijskega rudišča. Od zahodne cone je ohranjen le del, medtem ko zavzema vzhodna cona ves ostali presek. Po predpostavki, da so bili skladi v srednjetriadni periodi približno vodoravni (I. M l a k a r, 1967), je vzdolžni presek A severozahodno od preseka 5 podoben srednjetriadni tektonski karti tega dela rudišča, zasukani za 90° okoli vodoravne osi; v glavnem so prostorski odnosi med tektonskimi elementi ohranjeni. V srednji coni je lepo viden presek spodnje zgradbe pod triadnim karolijevim prelomom in zgornje zgradbe nad njim. Ta vključuje severni blok na območju prečnega preseka 3 in severni karbonski klin severozahodno od preseka 3 med ahacijevim prelomom in narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. V spodnji zgradbi sta pod karolijevim prelomom lepo vidna še čemernikov in grüberljev prelom.

Presek A je postavljen v smeri osi sinklinalne gube v rudišču, torej poševno na tektonski jarek. Zato se presečna ravnina proti jugovzhodu vedno bolj približuje južnemu pragu in prečka jugovzhodno od preseka 7 veharški in zagodov prelom; plasti so tu že skoraj vodoravne, zato sta oba preloma pokončna. Vrtina 6/69 leži v južnem pragu, vrtina 7/69 pa na južnem sedimentacijskem prostoru.

Zgradba vzhodne cone se zaradi premika ob triadnem »O«-jevem prelomu razlikuje od zgradbe srednje cone. Vzhodna cona se je v triadni periodi ugreznila nasproti srednji coni; zato se na območju spodnje zgradbe stikata ob »O«-jevem prelomu spodnjeskitski meljevec vzhodne cone in starejši spodnjeskitski dolomit srednje cone. V zgornji zgradbi je nad petrijevim prelomom viden srednji karbonski klin, ki se proti jugovzhodu izklini. Anizični in langobardski skladi nad njim se ob petrijevem prelomu jugovzhodno od preseka 5 stikajo z langobardskimi skladi ostalega dela vzhodne cone. Prvotno so ležali v dveh vzporednih triadnih enotah.

Mejo med spodnjo in zgornjo zgradbo tvori v srednji coni karolijev prelom, v vzhodni coni pa najprej petrijev prelom, nato pa srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca. Takšen potek meje ustreza zgradbi vzdolžnega preseka A; na območju pokončnih plasti tvori mejo triadni prelom, na območju poševnih in vodoravnih skladov, ki so značilni za jugovzhodni del jame, pa erozijsko-tektonska diskordanca.





Sl. 42. Vzdolžni preseki A skozi idrijsko rudišče

Legenda na sl. 49

Fig. 42. Longitudinal section A through the Idrija mercury deposit

See fig. 49 for explanation

Zgornjeskitski in zgornjepermski dolomit med rudinim-2 in albrehtovim prelomom na koti 330 m ne pripadata jamski zgradbi, čeprav sta orudena. Njun geološki položaj še ni pojasnjen.

Konstruktivna presekov 8 do 13 skozi severovzhodno krilo idrijskega preloma od Ljubevčarja v Ljubevški dolini proti jugovzhodu sloni na rudarskih delih na 14. obzorju, na dobro poznanem preseku 8, na vrtinah ter na primerjavi z zgradbo idrijskega dela rudišča in interpretaciji premika ob idrijskem prelomu.

Presek 9 (sl. 43) zajema poleg severovzhodnega tudi jugozahodno krilo idrijskega preloma. Idrijska notranja narivna gruda v severovzhodnem krilu sestoji iz karbonskih, grödenskih, zgornjepermskih in skitskih plasti; razen zgornjeskitskih so bile dokazane vse z vrtinami, na zgornjeskitske pa lahko sklepamo po analognem profilu v idrijskem delu rudišča. Po vrtini 17/63, 250 m severozahodno od preseka 9, sklepamo, da leže skitske plasti normalno, nakar se prek pokončnih prevesijo v obrnjene.

Severovzhodno od zdrobljene cone idrijskega preloma sta vrtini 18/63 in 28/64 dokazali poleg idrijske in tičenske notranje narivne grude tudi kanomeljsko in čekovniško vmesno lusko.

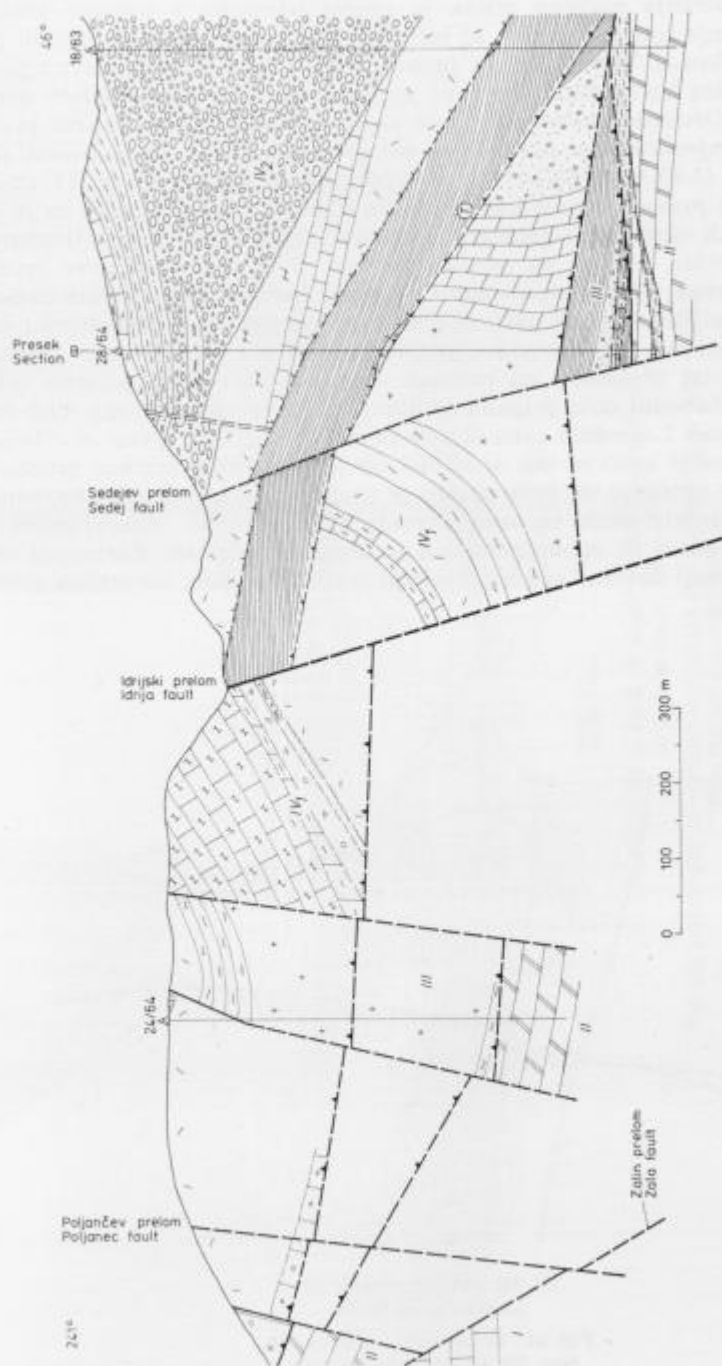
V jugozahodnem krilu idrijskega preloma so bile z vrtino 24/64 ugotovljene idrijska notranja narivna gruda in kanomeljska ter čekovniška vmesna luska.

Presek 10 na sl. 44 kaže enake strukturne značilnosti kot preseka 8 in 9. Obrnjeni skadi v idrijski notranji narivni grudi so v vrtini 33/65 karbonske starosti. Proti jugovzhodu prehajajo v normalno lego, na površju pa se pokažejo samo langobardske in karnijske plasti. Sedejev prelom, ki smo ga sledili že od preseka 8, se med presekom 9 in 10 cepi na dva kraka. Triadni prelom med vrtinama 12/69 in 31/64 sledimo tudi na območju med presekom 9 in 10 (L. Placer, 1980). Vrtine v preseku 10 potrjujejo poleg idrijske tudi tičensko notranjo narivno grudo ter kanomeljsko in čekovniško vmesno lusko.

Vzdolžni presek B (sl. 45) gre skozi ljubevški del rudišča od prečnega preseka 6 do golice idrijske notranje narivne grude jugovzhodno od prečnega preseka 10. Njegova profilna ravnina je vzporedna idrijskemu prelomu in poteka severovzhodno od sedejevega preloma; tako smo interpretirali blok, ki ni bil poškodovan z neotektonskimi prelomi.

Kot za vzdolžni presek A, je tudi za presek B značilna narivna zgradba s koševniško, čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter z obema deloma trnovskega pokrova, ki ju loči narivna ploskev tičenske notranje narivne grude. Na območju preseka segajo na površje vse naštetje narivne enote razen koševniške vmesne luske, ki se pokaže na površju šele okoli dva kilometra proti jugovzhodu.

V severovzhodnem krilu idrijskega preloma zavzema posebno mesto idrijska notranja narivna gruda, ki pride na površje pri Urbanovcu in se izklinja v bližini prečnega preseka 7. Plasti v njej se od preseka 8, kjer je na voljo največ podatkov, proti jugovzhodu zasukajo od približno obrnjene vodoravne lege do skoraj normalne vodoravne lege v preseku 10 in na površju. Zato so v bolj ali manj pokončnem delu zaporedja plasti nekatere litostratigrafske enote, kot zgornjepermski in spodnjeskitski dolomit, na videz pretirano debele. Neskladje na območju vrtine 28/64 je tudi navidezno; nekoliko bolj proti severovzhodu bi šel vzdolžni presek samo skozi zgornjepermski dolomit.

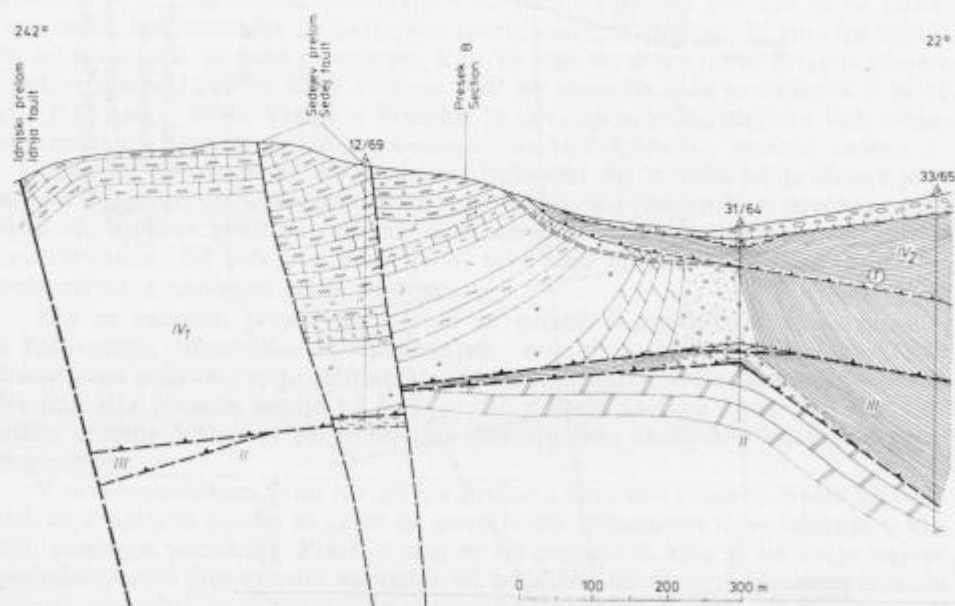


Sl. 43. Prečni preseki 9  
 Legenda na sl. 49

Fig. 43. Transversal section 9  
 See fig. 49 for explanation

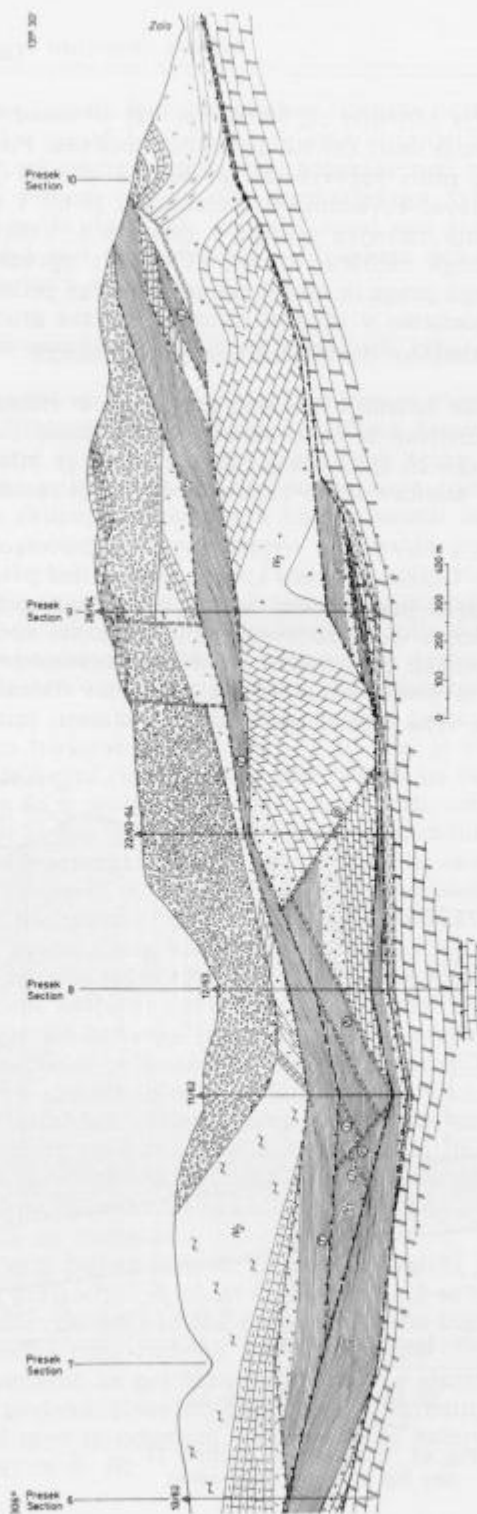
Idrijska notranja narivna gruda je zgoraj odrezana z narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude, ki loči njene orudene plasti od jalovih plasti trnovskega pokrova. V srednjem in jugovzhodnem delu poteka narivna ploskev po spodnji strani karbonskih plasti, na severozahodu pa znotraj samih karbonskih skladov. Orudene karbonske plasti se ob triadnem grüberljevem prelomu stikajo z zgornjeperskim dolomitom ter grödenskimi in karbonskimi skladi med vrtinama 11/62 in 22/63—64. Grüberljev prelom je kartiran na 14. obzorju. Drugi, »O«-jev prelom je preverjen z vrtino 22/63—64, njegov vpad pa je določen po metodah strukturne geologije, skladno z lego plasti. Drugi triadni prelomi v karbonskih plasteh na območju vrtine 11/62, kot urbanovec-zovčanov in filipičev prelom, so ekstrapolirani. Pri takšni razporeditvi triadnih prelomov pripadajo v idrijski notranji narivni grudi severnemu srednjetriadnemu pragu karbonske plasti nad urbanovec-zovčanovim prelomom. Pas kamenin pod urbanovec-zovčanovim prelomom pa pripada idrijskemu srednjetriadnemu tektonskemu jarku. Zahodni cona pripada le manjši del severnega praga med vrtino 11/62 in presekom 7. Srednja cona obsega območje med filipičevim in »O«-jevim prelomom, vzhodna cona pa ves ostali del idrijske notranje narivne grude.

Za tičensko notranjo narivno grudo je značilna normalna lega karbonskih, permskih, spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov ter diskordantna lega langobardskih plasti na spodneskitskih in anizičnih plasteh. Karbonski skladi v tičenski notranji narivni grudi pripadajo severnemu delu severnega srednjetriadnega praga.



Sl. 44. Prečni presek 10  
Legenda na sl. 49

Fig. 44. Transversal section 10  
See fig. 49 for explanation



Sl. 45. Vzdolžni presek B skozi ljubevško rudišče  
 Legenda na sl. 49

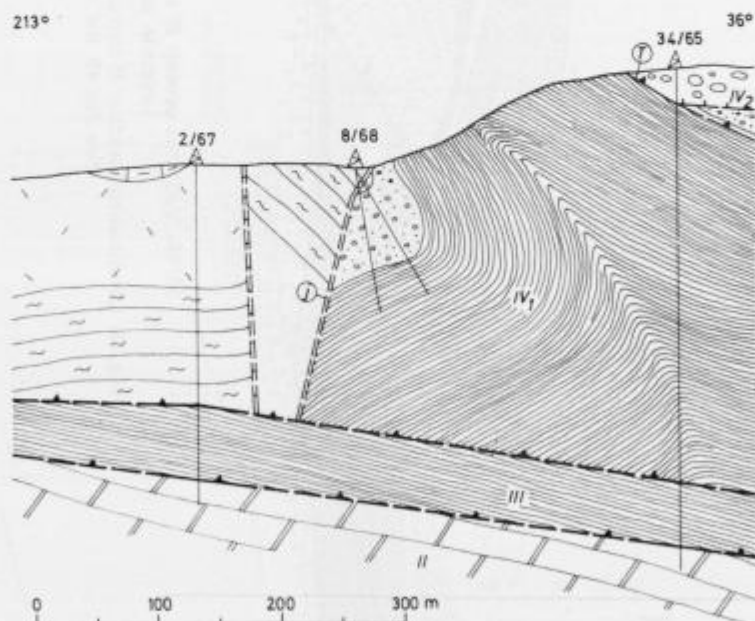
Fig. 45. Longitudinal section B through the Ljubevsko mercury deposit  
 See fig. 49 for explanation

Geološka zgradba ozemlja zahodno od Kališč (sl. 22) je nekoliko drugačna, čeprav sestoji iz istih naravnih enot kot na območju Ljubevča. Preseki 1 do 10 sledijo idrijskemu prelomu proti jugovzhodu, presek 11 (sl. 46) pa prikazuje razmere ob triadnem urbanovec-zovčanovem prelomu, ki je bil v severovzhodnem krilu idrijskega preloma omenjen zadnjič v preseku 8. Večkrat pa je bil imenovan pri opisu idrijskega rudišča. Presek 11 podaja zgradbo severnega srednjetriadnega karbonskega praga in idrijskega tektonskega jarka na območju normalnih plasti, kot jih poznamo v idrijski notranji narivni grudi med Kališčem in Rovtami. Srednjetriadni strukturni enoti loči urbanovec-zovčanov prelom.

Poleg idrijske in tičenske notranje narivne grude sta z vrtnama 34/65 in 2/67 ugotovljeni tudi kanomeljska in čekovniška vmesna luska.

Celotno ozemlje idrijskega in ljubevškega dela rudišča je bilo mogoče obdelati po notni strukturni zasnovi, kljub razlikam v stopnji raziskanosti posameznih delov.

V primerjavi z I. Mlakarjevo (1969, sl. 1) interpretacijo pomenita novost veharški in zagodov triadni prelom, ki omejujeta južni prag v »talnini« rudišča (preseki 2, 3 in 4) in se jugovzhodno od tod, na južnem pobočju Tičnice in na severovzhodnem pobočju Govekarjevega vrha, pojavita tudi na površju (presek 7 in sl. 22). Po golicah grōdenskih plasti na Govekarjevem vrhu je I. Mlakar sklepal, da gre za podaljšek karbonskih skladov Tičnice, in je zato zahodni del Govekarjevega vrha prištel trnovskemu pokrovu, oziroma tičenski



Sl. 46. Prečni presek 11  
Legenda na sl. 49

Fig. 46. Transversal section 11  
See fig. 49 for explanation

notranji narivni grudi. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude je torej na jugozahodni strani idrijskega preloma ohranjena le na Tičnici, medtem ko bi na območju Govekarjevega vrha potekala nad sedanjim površjem.

Poljančev prelom poteka od Govekarjevega vrha dalje proti jugovzhodu. Nad Barako se je dalo celo izmeriti vpad ene izmed prelomnih ploskev, ki povsem ustreza legi tega preloma v idrijskem delu rudišča. Ta sprememba je vidna tudi na karti (sl. 22).

### Ekonomska ocena idrijskega orudenega območja

Študij zgradbe idrijskega rudišča ima namen obnoviti tektoniko skozi srednji in novi zemeljski vek do današnjih dni. Kljub časovnim presledkom med posameznimi fazami razvoja je zveza med njimi tesna. Poleg starejših prelomnih nezveznosti so vplivale na mlajše deformacije tudi predisponirane litološke meje, kar je skupaj z zaporedjem kompetentnih in nekompetentnih kamenin predstavljalo podlago za preučevanje tektonskih deformacij. Ta splošno znana načela so na Idrijskem pomagala razjasniti vrsto teoretskih problemov in dala odgovor tudi na vprašanje ekonomske ocene idrijskega rudišča kot celote.

Na pregledni skici razvoja strukture rudišča (sl. 47) je videti, da so orudene plasti idrijskega triadnega tektonskega jarka (sl. 47 a) ostale sklenjene do sredine razvoja narivne zgradbe v staroterciarni fazi gubanja in narivanja (sl. 47 b). Ko je nastala kanomeljska vmesna luska, se je ločil in zaostal južni del orudenega tektonskega jarka (sl. 47 c). Imel je obliko klina, ki je bil najdebelejši v srednji coni rudišča, proti jugovzhodu pa vedno tanjši (sl. 47 d). Obliko tega bloka se dá v grobih obrisih rekonstruirati; od sl. 9 do sl. 16 a je obdelan njegov debelejši del v prvotni in nagubani zgradbi rudišča, proti jugovzhodu pa je iz prečnih presekov od 2 do 10 razvidno, da se ni nikjer v »talnini« ohranil celotni stik orudenih karbonskih do langobardskih plasti tektonskega jarka z veharškim prelomom. Opisane kamenine so na veliki površini odrezane ob zgornji meji kanomeljske vmesne luske.

Skupaj z zgornjo mejo kanomeljske vmesne luske se je razvila tudi narivna ploskev tičenske notranje narivne grude, ob kateri je odrezan večji del skladov severnega dela tektonskega jarka. Blok med novonastalo narivno ploskvijo in urbanovec-zovčanim prelomom je imel tudi obliko klina, ki je bil najdebelejši v vzhodni coni rudišča in se je izklinjal v srednji coni (sl. 47 d). Velikost tega bloka se dá približno rekonstruirati iz prečnih presekov 2 do 10. Analogno kot ob veharškem prelomu se je tudi tu ohranil le manjši del triadnega stika ob urbanovec-zovčanovem prelomu, ki se v srednji coni rudišča naslanja na narivno ploskev tičenske notranje narivne grude in se od nje odcepi šele pri Urbanovcu in na Kališču.

Staroterciarni fazi vodoravne razdelitve rudišča je sledila neotektonska faza vertikalnega prelamljanja (sl. 47 e). Najprej sta se ob idrijskem prelomu ločila idrijski in ljubevški del rudišča, nato pa se je ob zalinem in lazarjevem prelomu dvignila zahodna cona rudišča. Prvotno enotno območje orudenih kamenin je bilo tako razkosano na pet blokov, omejenih s staroterciarnimi in strmimi neotektonskimi prelomi. Nekateri od teh so se ohranili, drugi pa so bili dvignjeni nad erozijski nivo in odneseni. Prostorske in kakovostne odnose med bloki je mogoče videti na sl. 48.

Idrijski del rudišča (a) je ohranjen skoraj v celoti. Erodiran je le zgornji del jugovzhodnega območja v Likarici ter ob srednjem in spodnjem toku Ljubevčnice tik pod narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. Erodirane je bilo le okoli 10 % prvotne prostornine bloka.

Južno območje tektonskega jarka (b), ki je zaostalo v času nastajanja kanomeljske vmesne luske, je verjetno ohranjeno v celoti, vendar je prekrito s skladi tičenske notranje narivne grude, nahaja pa se po vsej verjetnosti NNE od Ljubevškega dela rudišča. Razdaljo in globino bi bilo mogoče določiti po natančni strukturni obdelavi. Obstoj tega strukturnega bloka posredno dokazuje zgradba kanomeljske vmesne luske pod ljubevškim delom rudišča, kjer nastopajo tektonski odstružki orudenih karbonskih in zgornjepermskih plasti (preseka 8 in 9).



Območje severnega tektonskega praga (c), ki je bilo porinjeno proti SSW skupaj s tičensko notranjo narivno grudo in nato dvignjeno ob zalinem prelomu nad erozijski nivo, je bilo v celoti odneseno.

Ljubevški del rudišča (d) je ohranjen v celoti.

Zahodna cona rudišča (e) je bila skoraj v celoti dvignjena ob lazarjevem in zalinem prelomu nad erozijski nivo; zato je skoraj povsem erodirana, le v jami se je ohranil njen neznan del.

Omenjeni bloki so v prvem stolpcu na sl. 48 razvrščeni po prostornini, ki so jo imeli pred erozijo. Ljubevški del rudišča je obsegal 35 % prvotne orudene prostornine, idrijski pa 30 %, zahodna cona 20 %, talninski del rudišča 10 % in krovninski del 5 %.

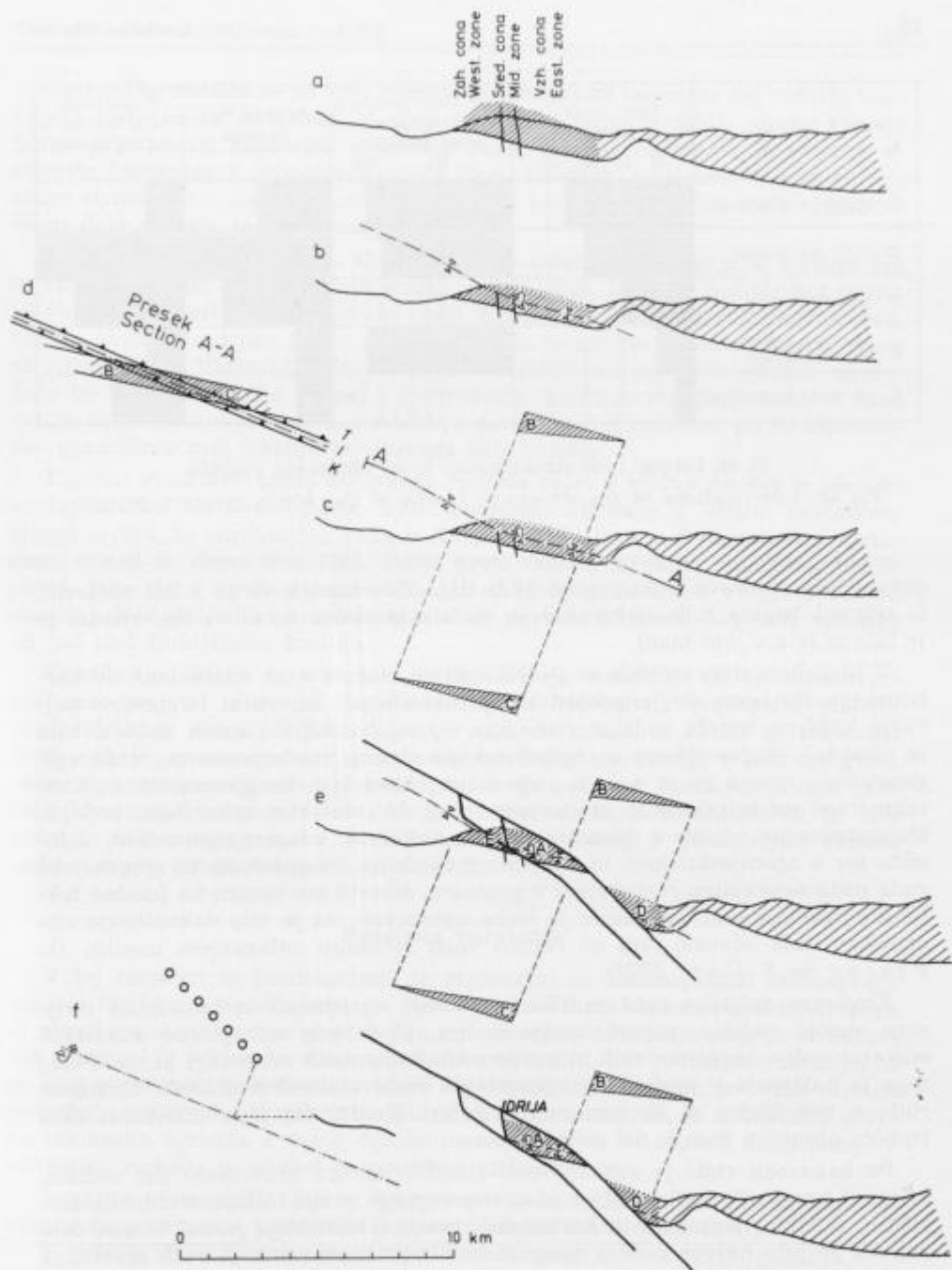
Idrijski del rudišča je vsekakor najpomembnejši po kakovosti rude in količini živega srebra, saj je dal do konca leta 1973 okoli 105 000 ton Hg, oziroma ob začasnem prenehanju obratovanja meseca maja 1977 okoli 107 000 ton Hg. Glede na povprečne izgube, ki so po I. Mlakarju (1974) znašale okoli 27 %, je dal idrijski del rudišča doslej 145 000 ton Hg. Nakopana ruda je prva leta

	Tektonski jarek Fault trough	c	Krovninski del rudišča Hanging wall of ore deposit
	Orudeno območje tektonskega jarka Mineralized portion of the fault trough	d	Ljubevški del rudišča Ljubevč ore deposit
—	Triadni prelom Triassic fault	e	Zahodna cona Western zone
→	Meja nariva Thrust border		Možna smer nadaljevanja tektonskega jarka v kanomeljskem pokrovu Supposed continuation of the fault trough within the Kanomlja nappe
—	Neotektonski prelom Neotectonic fault	o o o o	
∇	Os sinklinale / antiklinale Axis of syncline / anticline	γ	Tičenska notranja narivna gruda Tičnica inner thrust sheet
A	Idrijski del rudišča Idrija ore deposit	/	Idrijska notranja narivna gruda Idrija inner thrust sheet
B	Talninski del rudišča „Footwall“ of ore deposit	K	Kanomeljski pokrov Kanomlja nappe

Legenda k sl. 47

Explanation of fig. 47





Sl. 47. Perspektivnost idrijskega orudenega območja z vidika tektonskega razvoja  
 Fig. 47. Proper evaluation of ore occurrences within the Idrija district from the view point of structural evolution

FAULT BLOCK	Total mass in percent				Fault block remaining in part (in percent) after erosion				Relative Hg tonnage	Proportional distribution of Hg content
	10	20	30	40	50	60	70	80		
d Ljubevč ore deposit	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
a Idrija ore deposit	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
e Western zone	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
b Southern portion of the fault trough	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
c Northern fault ridge	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█

Sl. 48. Odnosi med strukturnimi bloki idrijskega rudišča

Fig. 48. Interrelations of the structural blocks of the Idrija mercury deposit

obratovanja vsebovala povprečno 17 % Hg. Ta odstotek se je z leti zniževal; le izbrana bogata ruda (jeklenka) je vsebovala vedno do 60 % Hg, vendar je je bilo iz leta v leto manj.

V idrijskem delu rudišča se je odkopavala ruda v vseh kameninah od karbonskega skrilavca do langobardskih piroklastičnih kamenin. Povprečno največje količine bogate rude se nahajajo v langobardskih plasteh skonca, kjer je cinabarit singenetskega in epigenetskega izvora, visokoprocenčna ruda epigenetskega izvora pa se nahaja tudi v langobardskem konglomeratu, na kontaktu med spodnjeskitskim meljcem in spodnjeskitskim dolomitom, pod peščenoskrilavimi vložki v spodnjeskitskem dolomitu, v zgornjepermskem dolomitu ter v zgornjeskitskem in anizičnem dolomitu. Singenetska in epigenetska ruda nista nepravilno razporejeni v prostoru, temveč sta vezani na triadne tektonske dovodne poti, pri čemer je treba upoštevati, da je bilo nakopičenje singenetske rude odvisno tudi od razmer med sočasnim odlaganjem usedlin (L. Placer in J. Čar, 1977).

Erodirana zahodna cona rudišča je po vsej verjetnosti vsebovala, za idrijskim delom rudišča, največ živega srebra, ki je bilo nakopičeno v visokoodstotni rudi v langobardskih in karbonskih kameninah severnega praga. Poleg tega je nastopala v njej tudi nižjeodstotna ruda v skitskih plasteh. Kakovost rude v tem bloku se dá sorazmerno dobro oceniti, saj je v idrijskem delu rudišča ohranjen manjši del zahodne cone.

Po kakovosti rude je zahodni coni sledil erodirani krovinski del rudišča, ki je bil zgrajen iz karbonskih kamenin severnega praga in langobardskih, anizičnih, skitskih, permskih in karbonskih plasti tektonskega jarka. V tem delu rudišča je bilo največ rude v langobardskih in karbonskih plasteh severnega praga, ki predstavljajo nadaljevanje enakih plasti pod Prantom in Smukovim gričem. Zaradi oddaljenosti od najpomembnejših dovodnic, kot sta bila urbanovec-zovčanov in auerspergov prelom, je bila kakovost rude verjetno slabša od danes ohranjene, povsem mogoče pa je, da je bila enakovredna.

Ljubevško rudišče in po vsej verjetnosti ohranjeni talninski del rudišča vsebujeta rudo enake kvalitete. V obeh blokih ni langobardskih plasti, kjer je lahko pričakovati bogatejšo singetsko rudo, temveč nastopajo le skitske in starejše kamenine z epigenetsko rudo okoli triadnih prelomov in pod ekran-skimi strukturami. Zaradi razlike v velikosti blokov je količina rude v ljubevškem delu rudišča bistveno večja.

Zadnja dva stolpca na sl. 48 podajata le relativna razmerja o količini Hg in kakovosti rude v posameznih strukturnih blokih. Idrijsko rudišče kot celota je ob svojem nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča na drugo mesto po nakopičenju te prvine na enem mestu, takoj za Almadenom. Vsebnost živega srebra v rudiščih po svetu na splošno upada. Zato bo idrijsko rudišče skupaj z ljubevškim zanimivo za odkopavanje v času velike uporabe živega srebra, v obdobju pomanjkanja surovine pa bo ekonomsko upravičeno tudi iskanje talninskega dela rudišča.

Ugodno strukturo zunaj idrijskega rudišča tvori v bližnji okolici le idrijski srednjetriadni tektonski jarek, kjer nastopajo območja z višjim odstotkom živega srebra, in cinabaritna ruda v Kurji vasi, ki jo je z geokemičnimi metodami odkril B. Berce leta 1961. Dalje proti vzhodu se jarek polagoma širi in plitvi, tako da s strukturnega vidika ni mogoče pričakovati večjih orudenih območij. Nad poljansko-blegoškimi nizi je povsem odnesen, kot tudi vzhodno od tod nad ljubljansko kotlino.

Zahodno od Idrije se tektonski jarek izklinja, nadaljuje pa se urbanovec-zovčanov prelom, ki ga je mogoče slediti do Bošteta na Vojskarski planoti. Srednjetriadne plasti idrijske notranje narivne grude, v kateri se tektonski jarek nahaja, se zahodno in jugozahodno od Bošteta prevesijo v poševno gubo, nakar so pretrgane ob spodnji meji trnovskega pokrova. Nadaljujejo se v prekriti kanomeljski vmesni luski, ki ima obrnjeno lego. Strukturo, ki bi bila podobna tektonskemu jarku, bi bilo treba torej iskati v kanomeljski vmesni luski v smeri, kot je nakazana na sl. 47 f.

### Nerešena vprašanja

V tej razpravi so predstavljeni le regionalni in lokalni vidiki tektonskega razvoja idrijskega rudišča, niso pa obdelani strukturni elementi desetmeterskega in manjšega območja, ker predstavlja mikroanaliza naslednjo stopnjo strukturnih raziskav. V tektonsko tako zamotanem območju, kot je idrijsko ozemlje, in po vsej verjetnosti tudi širši slovenski alpsko-dinarski prostor, je vsaka razlaga podatkov, dobljenih pri mikrostrukturni analizi, nesmotrna, če ni poznana glavna tektonska zgradba z jasno določenim zaporedjem in naravo deformacij. V idrijskem rudišču in okolici je potrebno obdelati še:

1. razne vrste skrivalosti v kompetentnih in nekompetentnih kameninah, vezane na posamezne tektonske faze, oziroma na vrsto deformacij;
2. petrografske spremembe v obprelomnih conah in v območju gubanja;
3. nastanek in razširjenost usločenih in različno usmerjenih razpok (P. B a n k w i t z, 1965, 1966).

S širšega vidika je treba preučiti vprašanje razmerja med staroterciarno narivno tektonsko fazo in neotektonsko fazo.

		TERCIJ. KVARTAR TERT. QUATERN.			
		KREDA CRETAC.			
		SP. ZG. LOW. UPP.		EDOCEN. HOLOCEN. HOLOCENE.	
				Naplavina Alluvium	
				Padar Rockfall	
				Fliš Flysch	
				Sivi debeloplastoviti apnenec Gray thick-bedded limestone	
				Temno sivi debeloplastoviti apnenec Dark gray thick-bedded limestone	
				Sivi plastoviti dolomit Gray bedded dolomite	
				Temno sivi plastoviti apnenec Dark gray bedded limestone	
				Skrilavec, lapor in peščenjak Shale, marl, and sandstone	
				Sivi zrnati plastoviti dolomit Gray bedded granular dolomite	
				Črni plastoviti apnenec z raženci Black bedded limestone with chert	
				Beli zrnati luknjičavi dolomit White porous granular dolomite	
				Sivo zeleni tuf in tufit z raženci Grayish green tuff and tuffite with chert	
				Sivi apnenec Gray limestone	
				Zgornji horizont skanca - Črni skrilavec in peščenjak Upper Skanca beds - Black shale and sandstone	
				Sivi konglomerat Gray conglomerate	
				Sivi dolomit Gray dolomite	
				Spodnji horizont skanca - Črni skrilavec in peščenjak Lower Skanca beds - Black shale and sandstone	
				Kaolinite usedline Kaolinite beds	
				Svetlo sivi dolomit Light gray dolomite	
				Temno sivi lapornati apnenec Dark gray marly limestone	
				Rdeče rjavi peščeni skrilavec Reddish brown sandy shale	
				Sivi zrnati dolomit Gray granular dolomite	
				Skrilavec, meljevec, peščenjak in oolitni apnenec Shale, siltstone, sandstone, and oolitic limestone	
				Sivi peščenosljudnati dolomit Gray sandy micaceous dolomite	
				Črni in sivi plastoviti dolomit Black and gray bedded dolomite	
				Skrilavec, kremenov peščenjak in konglomerat Shale, quartz sandstone, and conglomerate	
KARBON CARBONIFEROUS				Črni glinasti skrilavec, meljevec, peščenjak in konglomerat Black clayey shale, siltstone, sandstone and conglomerate	

## Sklep

V razvoju idrijskega rudišča razlikujemo naslednje stopnje od srednjetriadne periode do današnjih dni:

1. Rudišče je nastalo v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku, ki se je razvil v apikalnem delu brahiantiklinale v smeri W-E. Antiklinalna zgradba se je izoblikovala zaradi intruzije lakolita neznane sestave. Ob tektonskem

## NEOTEKTONIKA - NEOTECTONIC

- Idrjski prelom  
Idria fault
- Spremljajoči prelom  
Associated fault

## STAROTERCIARNA TEKTONIKA - EARLY TERTIARY TECTONIC

- ▲ Meja pokrova in vmesne luske  
Nappe and interjacent slice border
- ① Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude  
Thrust plane of the Tičnica inner thrust sheet
- Narivna ploskev znotraj pokrova in vmesne luske  
Thrust plane within a nappe and interjacent slice
- Normalni prelom 3. razvojne faze gube rudišča  
Normal fault of the third phase in the development of the ore deposit fold
- Normalni prelom 2. razvojne faze gube rudišča  
Normal fault of the second phase in the development of the ore deposit fold
- Reverzni prelom 1. razvojne faze gube rudišča  
Reversed fault of the first phase in the development of the ore deposit fold
- Ⓐ Ahacijev prelom  
Ahacium fault
- Ⓑ Petrijev prelom  
Petri' fault
- IV<sub>2</sub> Tičenska notranja narivna gruda  
Tičnica inner thrust sheet
- IV<sub>1</sub> Idrjska notranja narivna gruda  
Idria inner thrust sheet
- III Hanamejska vmesna luska  
Hanomija interjacent slice
- II Čekovniška vmesna luska  
Čekovnik interjacent slice
- I Kaševniška vmesna luska  
Kaševnik interjacent slice
- S.H. Hrušički pokrov  
Hrušica nappe
- } Trnovski pokrov  
Trnova nappe

## TRIADNA TEKTONIKA - TRIASSIC TECTONIC

- Vzdolžni prelom  
Longitudinal fault
- Prečni prelom  
Transversal fault
- Ⓐ Zagodov prelom  
Zagoda fault
- Ⓑ Veharški prelom  
Veharše fault
- Ⓒ Mačnikov prelom  
Mačnik fault
- Ⓓ Čemernikov prelom  
Čemernik fault
- Ⓔ Karaljev prelom  
Karoli fault
- Ⓕ Grublerjev prelom  
Grubier fault
- Ⓖ Urbanovec-zovčanov prelom  
Urbanovec-Zovčan fault
- Ⓗ Auerspergov prelom  
Auersperg fault
- Ⓜ Filipičev prelom  
Filipič fault
- Ⓝ „0“-jev prelom  
„0“-fault

Sl. 49. Legenda k sl. 22 in 34 do 46. (Nadaljevanje str. 92)















Fig. 49. Explanation of figs. 22 and 34 to 46. (Continued on page 92)

jarku so se raztezali severni in južni prag ter severni in južni sedimentacijski prostor. Z mehanskega vidika je v tej zgradbi izstopal širok severni prag iz nekompetentnih karbonskih kamenin, vsajen v kompetentne kamenine.

2. V staroterciarni narivni zgradbi idrijskega rudišča se odražajo širši in krajevni vplivi narivanja ter triadne zgradbe. Narivanje je potekalo poševno na os tektonskega jarka. Ob novonastali narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude so se plasti severnega in južnega sedimentacijskega prostora sorazmerno kmalu pretrgale, medtem ko so se skladi zahodnega dela tektonskega jarka in severnega praga najprej nagubali in šele nato prelomili. Na območju rudišča je tako nastala v vzdolžni smeri omejena in v srednjem delu prevrnjena sinklinala, ki se je najprej nagubala po pokončni osi, nato pa zasukala za približno  $50^\circ$  proti SSW. Zaradi nadaljnjega narivanja so se plasti na dnu gube ukrivile proti NNE; zato imajo v ljubevškem rudišču obrnjeno lego.

3. Narivna tektonika je prvotno enotno orudeno območje razdelila v vodoravni smeri na tri strukturne bloke. V talnini se je odtrgal in zaostal južni del srednjetriadnega tektonskega jarka, tj. talninski del rudišča, v smeri narivanja pa se je ob narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude odtrgal južni del severnega praga, tj. krovninski del rudišča.

4. Neotektonski prelomi so na ožjem idrijskem območju v zvezi z nastankom idrijskega preloma. Zalin, poljančev, smukov, inzaghijev in drugi prelomi so nastali pozneje zaradi grbine v prelomni ploskvi idrijskega preloma; zato

- 
-  Triadni prelom, regeneriran v neotektonski fazi  
*Triassic fault, renewed during neotectonic phase*
  -  Triadni prelom, regeneriran v 3. razvojni fazi gube rudišča  
*Triassic fault, renewed during the third phase in the development of the ore deposit fold*
  -  Prelom 3. faze, regeneriran ob narivni ploskvi znotraj pokrava  
*Fault of the third phase, renewed along the thrust plane within the nappe*
  -  Prelom 1. faze, regeneriran v 3. razvojni fazi gube rudišča  
*Fault of the first phase, renewed during the third phase in the development of the ore deposit fold*
  -  Erozijsko-tektonska diskordanca  
*Erosional tectonic unconformity*
  -  Pravična lega plasti  
*True order of the succession of beds*
  -  Obrnjena lega plasti  
*Overturned beds*
  -  Poševna in navpična prelomna ploskev  
*Oblique and vertical fault plane*
  -  Profila črta  
*Section line*
  -  Vrtina  
*Borehole*
  -  Vrtina v profilu, izven profila  
*Borehole along the section examined - beyond the section*
  -  Jašek  
*Shaft*
  -  Jašek v profilu, izven profila  
*Shaft along the section examined - beyond the section*
  -  Vrh  
*Peak*

ležijo v prelomni coni idrijskega preloma. Premikanje blokov med temi prelomi je bilo odvisno od lege prelomnih ploskev in od smeri premikanja prelomnih kril idrijskega preloma.

5. Strmi neotektonski prelomi so naravno zgradbo rudišča razkosali na več blokov, in sicer tako, da je največji in najbogatejši del orudenega bloka razpadel ob idrijskem prelomu na idrijski in ljubevški del rudišča ter na blok, dvignjen ob lazarjevem in zalinem prelomu (zahodna cona rudišča).

6. Študij tektonskega razvoja idrijskega rudišča je omogočil celovito oceno ekonomske vrednosti idrijskega orudenega območja. Glede na velikost in sestavo posameznih orudenih strukturnih blokov je idrijsko rudišče ob nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča na drugo mesto po nakopičenju te prvine na enem mestu, takoj za Almadenom. Danes so ohranjeni idrijski, ljubevški in verjetno tudi talninski del rudišča, medtem ko sta krovinski del in zahodna cona rudišča erodirana.

### Literatura

Bankwitz, P. 1965, Über Klüfte, I. Beobachtungen im Thüringischen Schiefergebirge. *Geologie* 14/3, 241—253, Berlin.

Bankwitz, P. 1966, Über Klüfte, II. Die Bildung der Klufffläche und eine Systematik ihrer Strukturen. *Geologie* 15/8, 896—941, Berlin.

Berce, B. 1960, Method and Results of Geochemical Investigation of Mercury. *Int. Geol. Congr., XXI Session*, 65—74, Copenhagen.

Berce, B. 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. *Rend. Soc. Min. Ital. XVIII*, 7—20, Pavia.

Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 3, 141—151, Stuttgart.

Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Colbertaldo, D. 1955, Osservazioni microscopiche sugli specchi di faglia. *Rend. Soc. Min. Ital. XI*, 2—4, Pavia.

Čadež, F. 1980, Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji. *Geologija* 23/2, 163—172, Ljubljana.

Gladkov, V. G. 1967, O strukturnyh formah projavlenija razryvnyh narušenij. *Dokl. Akad. nauk SSSR*, 172, 5, Moskva.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974, Osnovna geološka karta SFRJ, list Kranj, 1:100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Koide, H. & Bhattacharji, S. 1977, Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. V knjigi *Energetics of geological processes*, 46—66, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. *Jb. geol. R.-A. LXI*, 2, 339—383, Wien.

Kropač, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria. *Berg-Hm. Jb. LXX*, 2, 3—52, Wien.

Kušnarev, I. P. 1960, Opredelenie napravlenij i amplitud peremeščenij po razryvam. Osnovnye voprosy i metody izučeniya struktur rudnyh polej i mestoroždenij, 171—239, A. N. SSSR, Gosgeoltekhizdat, Moskva.

Leonov, M. G. 1970, Harakter razryvnyh narušenij v zonah nadvigov. *Geo-tektonika* 1, 82—89, Moskva.

- Limanowski, M. 1910, Wielkie przemieszczenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Roz. Wydz. mat.-przyr. Akad. Um., Serye III, 10, 109—171, Krakow.
- Lipold, M. V. 1857, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Ober-Krain im Jahre 1856. Jb. geol. R.-A. VIII, 205—234, Wien.
- Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. geol. R.-A. XXIV, 425—456, Wien.
- Mrakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudnih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik 1, 19—25, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, 87—126, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, 5—72, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1974, Osnovni parametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja do danes. Idrijski razgledi XIX, 3—4, 1—40, Idrija.
- Mrakar, I. & Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, 67—126, Ljubljana.
- Nevskij, V. A. 1967, O vnutrennem stroenii razlomov. Geotektonika 1, 83—95, Moskva.
- Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse, Glückauf 44, 1057—1071; Glückauf 45, 1081—1091; Glückauf 46, 1105—1115, Wien.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, 317—334, Ljubljana.
- Placer, L. 1976, Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, 3—30, Ljubljana.
- Placer, L. 1980, Tektonski razvoj idrijskega rudišča, Disertacija, Univerza Edvarda Kardelja, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Ljubljana.
- Placer, L. 1981, Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologija 24/1, 27—60, Ljubljana.
- Placer, L. & Čar, J. 1974, Problem podzemeljske razvodnice Trnovskega gozda, Križne gore in Črnovrške planote. Acta carsologica VI, 79—93, Ljubljana.
- Placer, L. & Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, 197—209, Ljubljana.
- Placer, L. & Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija 20, 141—166, Ljubljana.
- Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. Geologija 23/2, 327—378, Ljubljana.
- Ramsay, J. G. 1967, Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New York, San Francisco, St. Louis, Toronto, London, Sydney.
- Romagnoli, P. L. 1966, Contributo alla conoscenza del giacimento die Raibl. Atti del Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi 1, 135—147, Trento.
- Safranovskij, I. I. & Plotnikov, L. M. L. 1975, Simetrija v geologii. Nedra, Leningrad.
- Satagin, N. N. 1970, Novye dannye o geologičeskoj strukture Korbalihienskogo polimetaličeskogo mestoroždenija na Rudnom Altae. Vest. Moskov. univ. 1, 45—49, Moskva.
- Zeller, M. 1970, Tektonik, Gebirgsschläge und Vererzung im Blei-Zinkbergbau Raibl (Cave del Predil), Italien. Disertacija, Berlin.



UDK 521.24(497.12)=863

## Geološka zgradba južne Slovenije

### Geologic structure of southern Slovenia

*Uroš Premru*

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

**Kratka vsebina**

Strukturno-facialna slika južne Slovenije kaže na dve glavni tektonski enoti; prva je nedeljiva enota Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov, druga je južnopanonski masiv. Južne Alpe in Zunanji Dinaridi pripadajo epigeo-sinklinali kontinentalne jadranske plošče, medtem ko je južnopanonski masiv del prehodne oceanske plošče. Plošči loči transformni zagrebški prelom. Njegova intenzivnost narašča proti severovzhodu, v obratni smeri pa upada in preneha. Terciarni strukturno-facialne cone leže v panonski kadunji poševno na mezozojskih strukturno-facialnih conah, na jadranskem prostoru pa vzporedno.

**Abstract**

From the structure-facies analysis it is clearly seen that southern Slovenia broadly consists of two main tectonic units: firstly, of an indivisible unit of the Southern Alps and the Outer Dinarides, and secondly of the Southern Pannonian massif. The latter is related to an oceanic plate of transitional character, and the former to the continental Adriatic plate. Both the continental and the oceanic plate are offset along the Zagreb fault, the activity of which increases toward northeast, but becomes gradually weaker toward southwest i. e. toward the Outer Dinarides where it appears to die out. In the Pannonian Basin Tertiary structure-facies zones do not conform to the dip and strike of the underlying Mesozoic structure-facies units, whereas both the overlying and underlying zones are parallel in the Adriatic Basin.

**Vsebina**

Uvod . . . . .	96
Dosedanje raziskave . . . . .	97
Strukturno-facialne enote alpskega geosinklinalnega ciklusa . . . . .	98
Južne Alpe . . . . .	100
Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi . . . . .	100
Zunanji Dinaridi . . . . .	104
Južnopanonski masiv . . . . .	110
Narivna in nagubana zgradba . . . . .	111

Narivna zgradba Južnih Alp . . . . .	114
Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov . . . . .	114
Jugovzhodna balatonska narivna zgradba . . . . .	116
Severozahodna balatonska narivna zgradba . . . . .	116
Dinarsko-balatonska narivna zgradba . . . . .	116
Panonska nagubana zgradba . . . . .	118
Strukturno-facialne enote in tektonika plošč . . . . .	118
Sklep . . . . .	121
Literatura . . . . .	123

## Uvod

V prvi fazi raziskav geološke zgradbe Slovenije sem obravnaval osrednjo Slovenijo, v drugi fazi pa sedaj poskušam pojasniti glavne strukturne elemente južne Slovenije. Zaradi boljše interpretacije sem preučil tudi sosednje hrvatsko ozemlje med Žumberkom in Medvednico. Glavni elementi zgradbe so tudi v južni Sloveniji prelomi, narivi in gube, ki se nadaljujejo na Hrvatsko. S facialnimi analizami sem razvrstil strukturno-facialne enote v cone in podcone. Ozemlje obsega list Novo mesto ter dele listov Zagreb, Črnomelj in Delnice. Lista Novo mesto in Zagreb sta že tiskana, o neobjavljenih podatkih z listov Črnomelj in Delnice sem se posvetoval z geologi M. Čakalom, M. Poljakom in S. Dozetom, ki so mi dali na voljo rokopisne karte. Za navezavo na list Rogatec pa mi je pomagal s podatki B. Aničič. J. Cajhen in M. Karer sta sodelovala pri izdelavi risb. Na strukturno-facialni karti, palinspastični karti in pri narivni zgradbi sem zaradi zveze z osrednjo Slovenijo in zaradi nekaterih manjših dopolnitev prikazal v severozahodnem delu kart tudi geološko zgradbo, ki sem jo podal že v prejšnjem članku (U. Premru, 1980). Nadrobno pa tega dela ozemlja ne opisujem ponovno.

V facialni analizi sem upošteval sedimente alpidskega geosinklinalnega ciklusa, pri interpretaciji narivne zgradbe pa tudi sedimente tardigeosinklinalnega in predalpidskega ciklusa. Večji del ozemlja pokrivajo mezozojske kamenine alpidskega geosinklinalnega ciklusa; facialno so najbolj pestre in dokaj dobro preučene.

Rezultat sinteze zbranih podatkov je strukturno-facialna karta con in podcon. Pri sestavljanju karte o zgradbi se je pokazalo, da nas dosedanji lokalni dokazi o narivanju lahko privedejo do popolnejše slike večfaznega narivanja v južni Sloveniji. Posebno zanimivo je novo ugotovljeno narivanje okoli zagrebškega preloma. Težave so nastopile pri poimenovanju posameznih narivov, ker so geologi na različnih delih ozemlja dajali istim narivom različna imena. V razpravi predlagam novo, enotnejše poimenovanje.

Narivi so prvotno razporeditev mezozojskih strukturno-facialnih con in podcon premaknili v drugoten položaj. Za palinspastično razvitje sem uporabil enostaven papirni model.

Palinspastično razvitje, facialna analiza, prvotna razporeditev strukturno-facialnih con, tipi sedimentacije in magmatski pojavi so dragocen podatek za interpretacijo ozemlja na podlagi teorije o tektoniki plošč, saj leži naše ozemlje na zanimivem stiku kontinentalne plošče Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov, prehodne oceanske plošče južnopanonskega masiva in oceanske plošče ofiolitne cone. Spremembe v sedimentaciji na posameznih ploščah so posledica horizontalnih premikanj plošč in istočasnih vertikalnih premikanj na ploščah.

### Dosedanje raziskave

Področje južne Slovenije je bilo tektonsko le malo obravnavano. Omenil bom le nekaj najpomembnejših del, ki so bistveno prispevala k poznavanju strukturnih odnosov na ozemlju južne Slovenije in delu severovzhodne Hrvatske. Strukturno-facialnih analiz in sintez je zelo malo. Obravnavajo le posamezna manjša področja. Še manj je znanega o narivni zgradbi, saj so do nedavnega smatrali, da v tem delu Slovenije in Hrvatske ni narivov. Tudi detajlnih študij o tektoniki plošč ni na voljo.

S tektoniko Krškega hribovja, Orlice, Medvednice in Samoborskega gorovja se je bavil D. Gorjanović-Kramberger (1907, 1922, 1924). Ugotovil je potek zagrebškega preloma in mejo med alpskim nizom in »orientalnim kopnom« na severozahodni strani Medvednice. J. Poljak (1911) in M. Salopek (1914) sta se pri tektonski interpretaciji severne Hrvatske oprla na Gorjanovičevo delo. F. Kossmat (1913) je ločil v južni Sloveniji nagubane mezozojske kamenine z osmi gub v dinarski in alpski smeri. Dokaj dobro je določil mejo panonskega masiva. F. Koch (1924) je štel ozemlje severne Hrvatske do Drave k Dinaridom. Kossmatove in Winklerjeve (1923) podatke je uporabil I. Rakovec (1956) pri pregledu geološke zgradbe Slovenije. V južni Sloveniji je potegnil mejo med Južnimi apneniškimimi Alpami in Dinaridi po južnem obodu Krškega hribovja in dalje proti vzhodu v dolino Temenice. Za obe tektonski enoti je navedel, da sta s prelomi razdeljeni na grude. M. Herak (1956) je pisal o geološki zgradbi Samoborskega gorovja. Posebno je pomembno M. Pleničarjevo delo (1970) o faciesih krednih plasti na Primorskem in Notranjskem.

O narivni zgradbi različnih območij Dolenjske sta poročala C. Šlebingger (1963) in C. Germovšek (1961). S. Buser (1976) je pri tektonski razdelitvi jugozahodne Slovenije prikazal prelome in nagubano zgradbo. M. Pleničar in U. Premru (1975) sta opisala paleogeografski razvoj ozemlja v mezozojski eri z vidika geosinklinalne teorije. V razlagi k listu Novo mesto sta dve leti nato razlikovala narive in nagubano zgradbo.

K. Šikić & O. Basch (1975) in K. Šikić, O. Basch & A. Šimunić (1979) so podali narivno zgradbo in paleogeografski razvoj Medvednice, Samoborskega gorovja, Žumberka in Gorjancev. Stratigrafske in paleogeografske razmere tega področja so obravnavali M. Herak (1974), L. Babić (1974, 1975, 1976), L. Babić, I. Gušić, D. Neděla-Devidé (1973) in J. Zupanić (1976).

S tektonsko rajonizacijo so se ukvarjali B. Sikošek in B. Maksimović (1975), B. Sikošek in M. Vukašinović (1975), B. Sikošek (1958, 1974), B. Čirić (1974), M. Dimitrijević in M. N. Dimitrijević (1975), M. D. Dimitrijević (1979), S. Vukašinović (1975), J. Pamić (1975), V. Aleksić in sodel. (1979) in P. Miljuš (1972, 1973, 1976, 1978). V glavnem so ločili Notranje in Zunanje Dinaride. M. D. Dimitrijević in M. N. Dimitrijević (1975) sta označila zagrebško cono kot geomagnetno anomalijo. Jugovzhodno od nje sta ločila dva pasova heterogene tektonske zmesi: ofiolitnega in vardarskega. Pojem Notranjih Dinaridov po njenem mišljenju ni potreben. M. D. Dimitrijević

(1974) je ločil NW od zagrebške cone Julijske Alpe in Posavske gube kot frontalni del Dinaridov proti Alpam. SE od zagrebške cone je imenoval tektonsko enoto slavonsko-sremski blok z diskordantnimi triadnimi kameninami na paleozojski podlagi, ter s serpentiniti in senonskim flišem. Proti SW prehaja slavonsko-sremski blok v ofiolitni pas, ki se nadaljuje v liško-dinarski pas Zunanjih Dinaridov. S. Vukašinović (1975) je označil zagrebški prelom in ožji del ofiolitne cone kot osnovni globinski prelom. SE od zagrebškega preloma je ločil Panonide in slavonsko-sremsko cono Notranjih Dinaridov. J. Pamić (1975) je opozoril na pomen transformnih prelomov v Notranjih Dinaridih, med drugim tudi na zagrebški prelom, ki ga je imenoval kot prečni prelom Zagreb-Balaton. B. Sikošek in M. Vukašinović (1975) sta štela k Notranjim Dinaridom Posavske gube, cono ugreznjenih in dvignjenih grud ter ofiolitno cono. Proti SW prehajajo Notranji Dinaridi v centralno dinarsko cono, ki ji sledi nariv Visokega Krasa v Zunanjih Dinaridih. V. Aleksić s sodel. (1974) je opisal tipe litosfere SE od zagrebškega preloma. H kontinentalni litosferi je prišteval južnodinarski pas, oziroma jadranski masiv, k oceanski litosferi severnodinarski pas, oziroma ofiolitno cono, k prehodni oceanski litosferi pa makedonsko-panonski pas. V zvezi s tektoniko plošč so omenjali obravnavano ozemlje E. Hadži s sodel. (1974), B. Čirić (1974), M. Ilić (1974), H. Laubscher, D. Bernoulli (1977), M. Boccaletti, G. Guazzone (1972, 1974, 1977), J. E. T. Channel, F. Horvath (1976), J. F. Dewey s sodel. (1973) idr. P. Celet (1977) je na kratko obravnaval strukturno-facialne enote Zunanjih Dinaridov: predfurlansko podcono, furlansko cono in monfalconsko podcono. Vse je štel k Visokemu Krasu. Opiral se je na dela J. Auboina s sodel. (1970), M. Cousina (1970) in P. Miljuša (1972). Predfurlansko podcono je primerjal s predkraško podcono, oziroma notranjim robom Visokega Krasa, monfalconsko podcono z enotami zunanje kraške podcone po J. Chorowiczu (1975), oziroma s predalmatinsko podcono po R. Blanchetu (1974) in sinklinorijem Ravni kotari po P. Miljušu (1972).

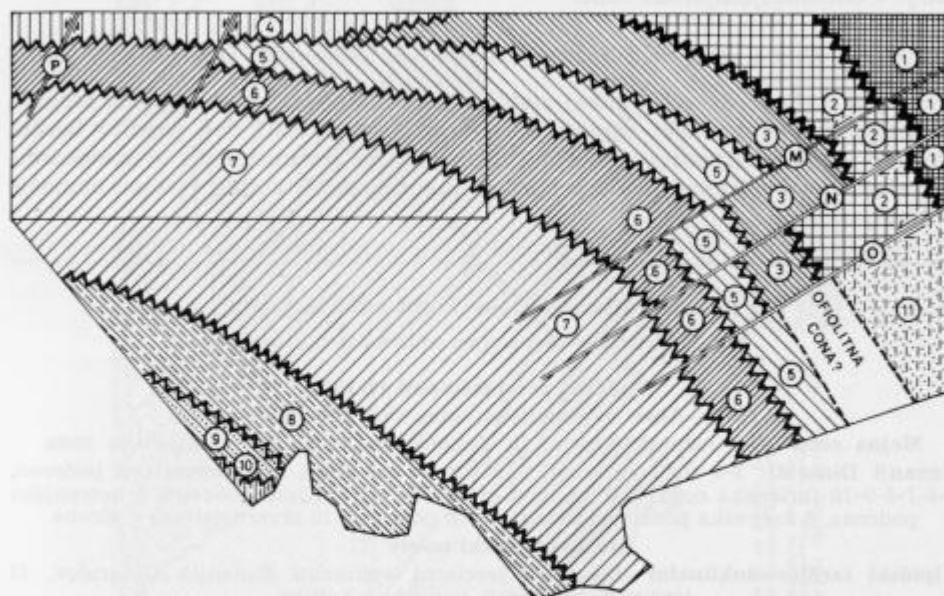
### Strukturno-facialne enote alpskega geosinklinalnega ciklusa

Preučil sem značilnosti in zakonitosti sedimentacije v južni Sloveniji skozi vso mezozojsko ero. Razlikoval sem večje enote — cone in manjše — podcone. V conah se odraža značilno zaporedje sedimentacije skozi daljše obdobje, ali pa se ponavljajo določene značilnosti v posameznih dobah. Podcone kažejo na določeno posebnost v sedimentaciji v krajši dobi in se zato ločijo od sosednjih podcon.

Strukturno-facialne enote imajo obliko pasov. V terciarni periodi se je ozemlje južne Slovenije močno dislociralo ob desnih transkurentnih prelomih ter zaradi večfaznega gubanja in narivanja. Prvotni razpored strukturno-facialnih enot je prišel v nepravilen položaj. Ponekod so se med grudami in v narivih ohranili prehodi med strukturno-facialnimi enotami kot pobočne cone, kjer faciesi ene enote jezičasto prehajajo v faciese sosednje enote. Pobočne cone so izhodišče za rekonstrukcijo prvotne zgradbe.

Na ozemlju južne Slovenije in dela Hrvatske razlikujemo strukturno-facialne enote Zunanjih Dinaridov, Južnih Alp in južnopanonskega masiva. Enote Zu-

nanjih Dinaridov in južnega dela Južnih Alp se nadaljujejo v južno Slovenijo iz osrednje Slovenije (U. P r e m r u, 1980). Na jugozahodu Zunanjih Dinaridov se priključijo furlanski con tri nove podcone: kočevska, clauzetska in severnoistrska. Posebne facialne razmere pa kaže južnopanonski masiv. Prvotna razporeditev con je vidna na palinspastični skici (sl. 1), današnja razporeditev pa na strukturno-facialni karti (sl. 2).



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

Fig. 1. Original distribution of the structure-facies zones and subzones in Southern Slovenia

**Južne Alpe:** 1 gorenjska cona — zagorska podcona

**Mejna cona** med Južnimi Alpami in Zunanjimi Dinaridi: 2 ljubljanska cona

**Zunanji Dinaridi:** 3—4 idrijska cona, 3 zasavska podcona, 4 kanomeljska podcona, 5-6-7-8-9-10 furlanska cona, 5 trebanjska podcona, 6 dolenska podcona, 7 notranjska podcona, 8 kočevska podcona, 9 clauzetska podcona, 10 severnoistrska podcona

**Južnopanonski masiv:** 11

**Transformni prelomi:** M krški, N žumberški, O zagrebški, P podvoloveljski

**The Southern Alps:** 1 Upper Carniola zone — Zagorje subzone

**Boundary zone** between the Southern Alps and Outer Dinarides: 2 Ljubljana zone

**The Outer Dinarides:** 3-4 Idrija zone, 3 Zasavje subzone, 4 Kanomlja subzone, 5-6-7-8-9-10 Friuli zone, 5 Trebnje subzone, 6 Lower Carniola subzone, 7 Inner Carniola subzone, 8 Kočevje subzone, 9 Clauzetto subzone, 10 Northern Istria subzone

**Southern Pannonian massif:** 11

**Transform faults:** M Krško, N Žumberak, O Zagreb, P Podvolovljek

### Južne Alpe

Na skrajnem severovzhodnem delu ozemlja se razteza najjužnejša strukturno-facialna enota Južnih Alp — zagorska podcona, ki pripada gorenjski coni. Na površju je ohranjeno le malo kamenin (sl. 3). Ladinski stopnji pripada keratofirski tuf pri Krškem, spodnji kredi pa pelagično-turbiditni sedimenti s plastmi laporja, glinastega skrilavca in lapornega apnenca na Orlici. Zgornja kreda obsega karbonatno-flišne sedimente cenomanske do senonske stopnje (K. Sikić s sodel., 1979). Na pobočju prehajajo jeziki ladinske tufske sedimentacije v dolomit ljubljanske cone.

#### *Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi*

Mejno cono predstavlja dokaj stabilni karbonatni šelf med anizično stopnjo in serijo lias. V ladinski stopnji in spodnji juri je ločil dve izrazito labilni območji, evgeosinklinalno območje Južnih Alp na severovzhodu in miogeosinklinalno območje Zunanjih Dinaridov na jugozahodu. Stabilno vmesno območje je ljubljanska cona.

Sl. 2. Strukturno-facialna karta južne Slovenije

Fig. 2. Structure-facies map of Southern Slovenia

#### **Alpidski geosinklinalni cikel:**

**Južne Alpe:** 1 gorenjska cona, zagorska podcona

**Mejna cona med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi:** 2 ljubljanska cona  
**Zunanji Dinaridi:** 3-4 idrijska cona, 3 zasavska podcona, 4 kanomeljska podcona, 5-6-7-8-9-10 furlanska cona, 5 trebanjska podcona, 6 dolenjska podcona, 7 notranjska podcona, 8 kočevska podcona, 9 clauzetska podcona, 10 severnoistrska podcona

#### **Južnopanonski masiv: 11**

**Alpidski tardigeosinklinalni cikel:** 12 terciarni sedimenti Zunanjih Dinaridov, 13 terciarni sedimenti panonske kotline

**Alpidski postgeosinklinalni cikel:** 14 pliokvartarne udorine

**Predalpidski geosinklinalni cikel:** 15 mladopaleozojski sedimenti Zunanjih Dinaridov, 16 paleozojske kamenine južnopanonskega masiva

**Prednarivni prelomi:** L transkurentni, M krški transformni, N žumberški transformni, O zagrebški transformni

#### **Alpine geosynclinal cycle:**

**The Southern Alps:** 1 Upper Carniola zone — Zagorje subzone

**Boundary zone between the Southern Alps and Outer Dinarides:** 2 Ljubljana zone

**The Outer Dinarides:** 3-4 Idrija zone, 3 Zasavje subzone, 4 Kanomlja subzone, 5-6-7-8-9-10 Friuli zone, 5 Trebnje subzone, 6 Lower Carniola subzone, 7 Inner Carniola subzone, 8 Kočevje subzone, 9 Clauzetto subzone, 10 Northern Istria subzone

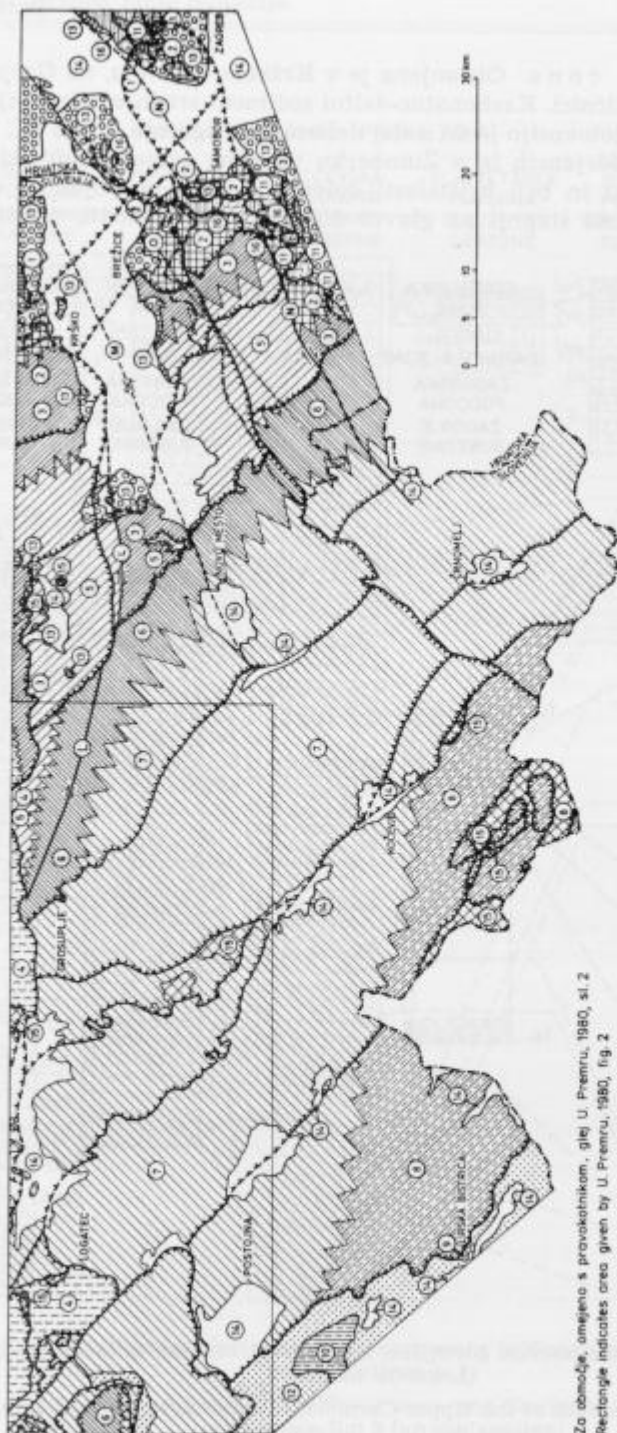
#### **Southern Pannonian massif: 11**

**Alpine tardy-geosynclinal cycle:** 12 Tertiary deposits of the Outer Dinarides, 13 Tertiary deposits of Pannonian basin

**Alpine post-geosynclinal cycle:** 14 Plio-Quaternary subsidence

**Pre-Alpine geosynclinal cycle:** 15 Late Paleozoic deposits of the Outer Dinarides, 16 Paleozoic rocks of Southern Pannonian massif

**Fault older than overthrusting:** L Transcurrent fault, M Krško transform fault, N Zumberak transform fault, O Zagreb transform fault



Za območje, omejeno s pravokotnikom, glej U. Premru, 1980, sl. 2  
 Rectangle indicates area given by U. Premru, 1980, fig. 2

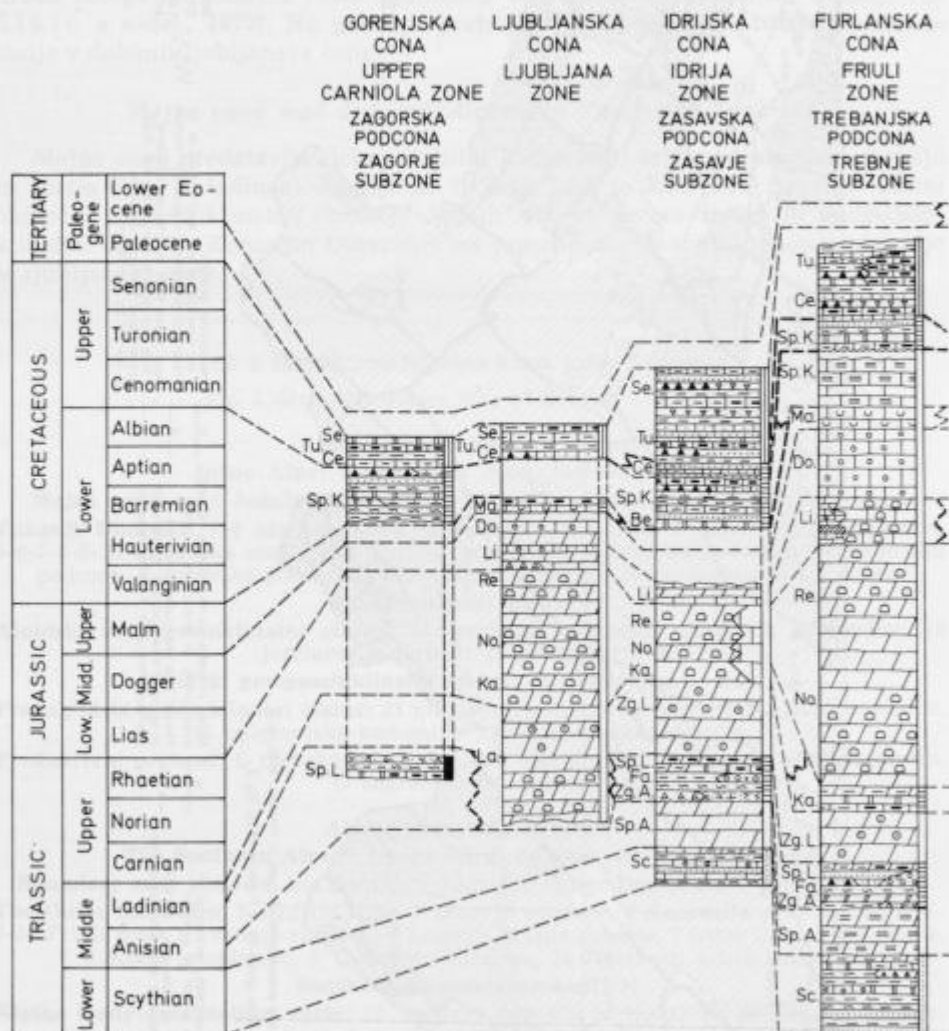
Meja paleozojskih, terciarnih in kvartarnih plasti na površju  
 Boundary of Paleozoic, Tertiary and Quaternary deposits along free surfaces.

Meja in tisku a) na površju, b) pod kvartarnimi ali terciarnimi plastmi  
 Thrust and imbricate structure along a free surface, b) beneath the Quaternary or Tertiary deposits

Predstrelni, prelom ali na površju, b) pod kvartarnimi ali terciarnimi plastmi c) v spodnjih naravnih  
 Fault older than overthrust, a) along a free surface, b) buried by the Quaternary and Tertiary deposits c) buried by overthrust

Bača prehod med conami in pod-conami (pobočna cona)  
 Lateral transition between the zones and subzones (slope zone)

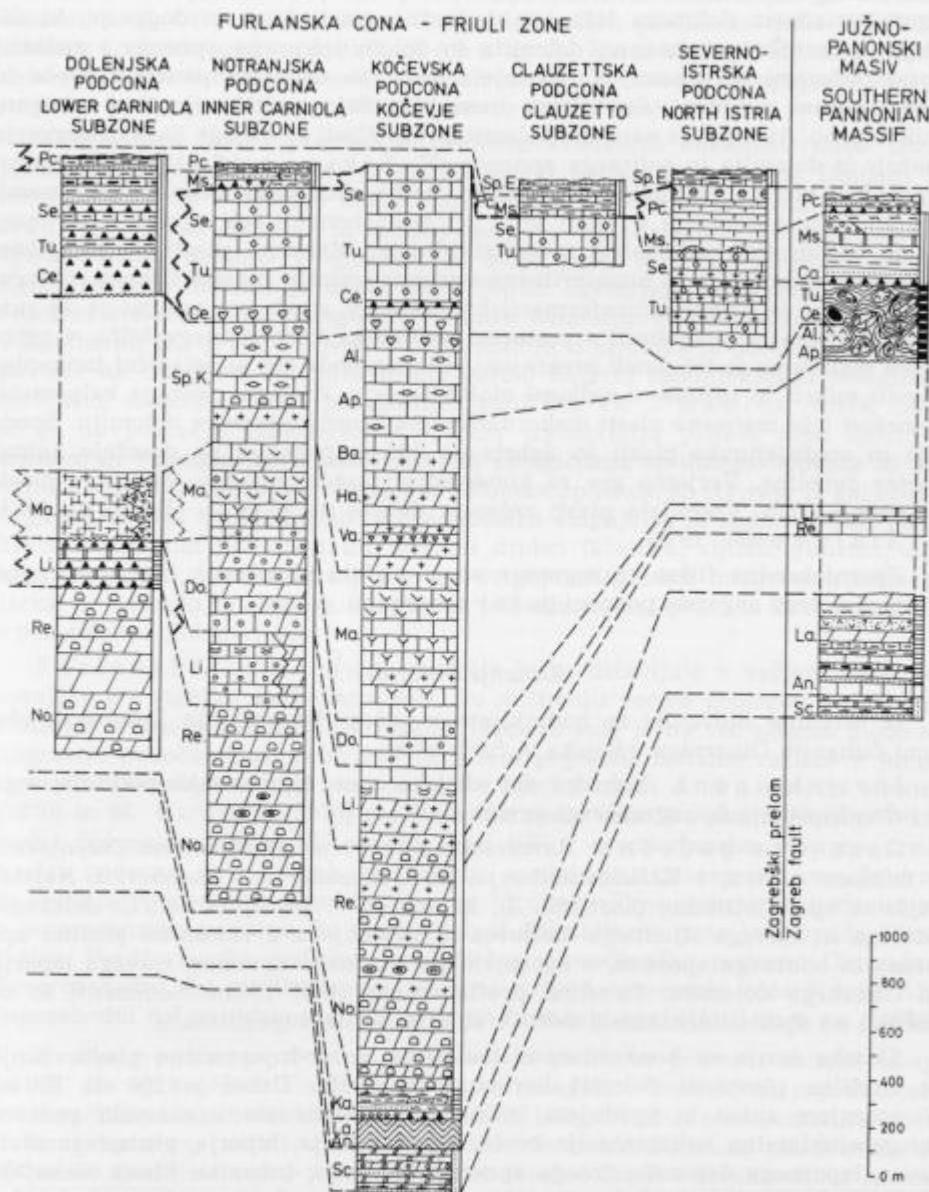
Ljubljanska cona. Ohranjena je v Krškem hribovju, na Gorjancih, v Žumberku in na Zakičnici. Karbonatno-šelfni sediment srednje in zgornje triade je dolomit (sl. 3). Z gotovostjo je do sedaj dokazana le zgornja triada (K. Šikič s sodel., 1979). Na Gorjancih in v Žumberku verjetno pripada ladinski stopnji stromatolitni dolomit in beli kristalasti dolomit s slabo ohranjenimi diplopalami, noriški in retski stopnji pa glavni dolomit s stromatoliti, izsušitvenimi



Sl. 3. Stratigrfske lestvice gorenjske, ljubljanske, idrijske in furlanske cone  
(Legenda na sl. 5)

Fig. 3. Columnar sections of the Upper Carniola, Ljubljana, Idrija, and Friuli zones  
(Please see fig. 5 for explanation)





Sl. 4. Stratigrafske lestvice furlanske cone in južnopanonskega masiva  
(Legenda na s. 5)

Fig. 4. Columnar sections of the Friuli zone and Southern Pannonian massif  
(Please see fig. 5 for explanation)

porami in nadplimskim konglomeratom, ki so nastali v zaprtem šelfu (M. Ple nič ar & U. Prem ru, 1975). Triadne plasti so debele prek 1000 m. Na zgornjetriadnem dolomitu leže konkordantno plasti liasa in doggerja, ki se- stoje iz neritičnega apnenca, dolomita in dolomitiziranega apnenca z redkimi foraminiferami in algami. V spodnjem liasu se nahajata ponekod breča in kondenzirani sediment. Srednjemu liasu pripadajo različki apnenca z bogato mikrofavno. Apnenec je navadno dolomitiziran. Plasti zgornjega liasa in doggerja sestojijo iz dolomita in oolitnega apnenca (K. Š i k i ć s sodel., 1979). V spodnji in srednji juri je torej prevladoval odprti šelf z občasnimi oolitnimi plitvinami. Na prehodu iz doggerja v malm se je pričel karbonatni šelf ugrezati; postopno se je oblikovala karbonatna miogeosinklinala. Malmske plasti so pelagične. Sestojijo iz mikritnega in biomikritnega apnenca z vložki radiolarijskega roženca. Na pobočju je nastala intraformacijska breča. V spodnjem malmu je še pri- hajal material z mikrofosili s postopno uničenega karbonatnega šelfa, v zgor- njem malmu pa je bil dotok prekinjen; sedimentirala sta se pelagični tankopla- stoviti mikrit in roženec z redkimi vložki laporja. Apnenec vsebuje kalpionele. Ponekod leže malmske plasti diskordantno na zgornjetriadnem dolomitu. Spod- nje in srednjajurske plasti so debele do 150 m, ponekod pa dosežejo komaj meter debeline. Verjetno gre za kondenzirano sedimentacijo. Malmske plasti so debele 60 m. Vsebujejo plasti roženca, debele do 10 m (L. B a b i ć, 1974; K. Š i k i ć s sodel., 1979).

Zgornjekredna flišna transgresija se je pričela ponekod v turonu, drugod v senonu, proti zagorski podconi pa že v cenomanu.

#### *Zunanji Dinaridi*

Iz osrednje Slovenije se nadaljujeta v južno Slovenijo in Žumberak obe coni Zunanjih Dinaridov: idrijska in furlanska.

**I d r i j s k a c o n a.** Vzhodni del idrijske cone, tj. zasavska podcona, sega v južno Slovenijo do zagrebškega preloma.

**Z a s a v s k a p o d c o n a.** Razprostira se severno od Mirne na Dolenjskem v doolskem narivu, v Krškem hribovju, na Gorjancih in v Žumberku. Najsta- rejše so spodnjetriadne plasti (sl. 3), ki sestojijo v spodnjem delu iz zelenega, rdečega in rjavega sljudnega meljevca in peščenjaka z vmesnimi plastmi ap- nenca in oolitnega apnenca, v zgornjem pa iz črnega apnenca, rjavega laporja in lapornega dolomita. Debelina profila znaša okoli 150 m. Sedimenti so se usedali na epikontinentalnem šelfu v sublitoral in supralitoral.

Skitska serija se konkordantno nadaljuje v spodnjanizične plasti; zanje je značilen plastoviti dolomit karbonatnega šelfa. Debel je 100 do 200 m. V zgornjem anizu in spodnjem ladinu je prevladovala v zasavski podconi miogeosinklinalna sedimentacija breče, konglomerata, laporja, glinastega skri- lavca, lapornega dolomita, črnega apnenca in sivega dolomita. Plasti vsebujejo vložke roženca, tufa in tufita in leže ponekod diskordantno na anizičnem do- lomitu, drugod na skitskih plasteh. Danes so ohranjeni na površju v glavnem sedimenti pobočja med karbonatnim šelfom ljubljanske cone in miogeosinkli- nalnim jarkom zagorske podcone. Pobočna cona je široka okoli 6 km. V njej najdemo plasti in leče pelagičnih sedimentov med plastovitim dolomitom s stro-

matoliti. Leče sestojijo iz lapornega apnenca in dolomita, laporja, glinastega skrilavca, tufskega peščenjaka, breče, tufa, tufita in radiolarijskega roženca. Kamenine so delno okremenele. V spodnjem delu profila so našli pri Selah amonite iz ilirske podstopnje (O. Kühn & A. Ramovš, 1965), v zgornjem delu profila pa školjko *Daonella lommeli* iz langobardske podstopnje (M. Plešničar & U. Premru, 1977). Plasti so debele okoli 150 m.

V zgornjem ladinu prevladuje neritični kristalasti dolomit s slabo ohranjenimi diploporami. Nastal je na stabilnem karbonatnem šelfu. Dolomit se zvezno nadaljuje v zgornjo triado. Zgornjetriadni dolomit je nastal v zaprtem šelfu; vsebuje stromatolite in izsušitvene pore. Vzhodno od Trebnjega prehaja zgornjetriadni dolomit v apnenec, ki dalje proti zahodu povsem prevlada. Zgornjetriadni dolomit je debel okoli 300 m. Spodnjejurski sedimenti so bili odloženi konkordantno na zgornjetriadnem dolomitu. Njihovi erozijski ostanki v Žumberku (K. Šikić s sodel., 1979) sestojijo iz apnenca in dolomita. Ponekod pa leže na triadnem dolomitu diskordantno najprej spodnjekredni pelagično-turbiditni sedimenti, nato pa zgornjekredni fliš. Po L. Babiću (1973, 1974) se je na področju Žumberka in Čateža transgresija pričela med zgornjim titonom in valanginijem z menjavanjem pelagičnega aptihnega apnenca in apnenega turbidita. Turbiditi vsebujejo odlomke apnenca, ki izvirajo iz karbonatnega šelfa. Med hauterivijsko in cenomansko stopnjo so se sedimentirali poleg karbonatnih tudi nekarbonatni terigeni drobcji (kremen, sljuda, glinenci, silikatni minerali), ki imajo svoj izvor v dvignjenih grudah miogeosinklinalnega jarka. V turonski in senonski stopnji se je sedimentiral pravi in karbonatni fliš s pelagičnimi globigerinami.

**Furlanska cona.** Njeno območje je predstavljalo v večjem delu mezozojske ere stabilni karbonatni šelf. Po mišljenju večine geologov se Zunanji Dinaridi prično šele s furlansko cono. Razdelili smo jo na več podcon glede na migracijo pobočne cone proti SW in s tem pogojene facialne razlike v jurski in kredni periodi, v manjši meri pa tudi v zgornji triadi. J. Aubouin s sodel. (1970) in M. Cousin (1970) sta štela furlansko cono k Južnim Alpam. V zahodni Sloveniji so jo delili od NE proti SW v predfurlansko, oziroma predkraško podcono, notranji rob, ter interno, srednjo in eksterno podcono. Interna in srednja podcona sta identični s cono Visokega Krasa, eksterna podcona pa s severnoistrsko podcono, ki je ekvivalent dalmatinske cone in pripada Dinaridom. Predfurlanska podcona je identična s predkraško podcono Dinaridov. Severozahodni del predfurlanske podcone pripada gorenjski coni Južnih Alp, jugozahodni del pa delno idrijski in delno furlanski coni (U. Premru, 1980).

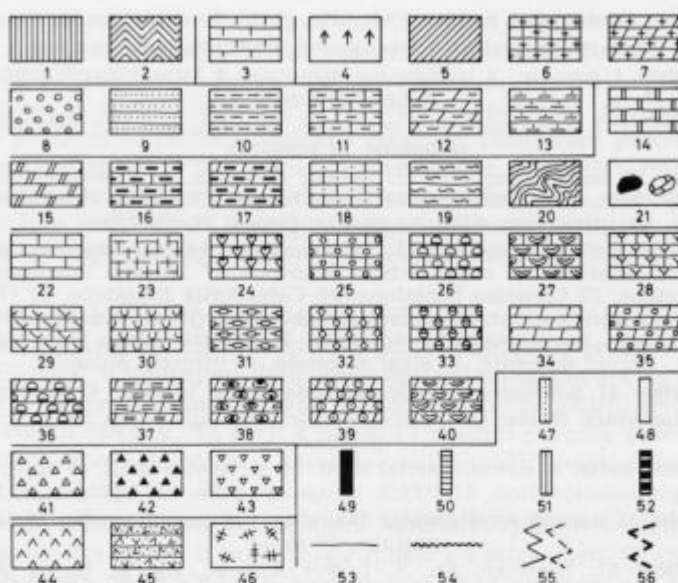
**Trebanjska podcona.** Mezozojski profil se prične s skitsko serijo (sl. 3). Na epikontinentalnem šelfu so se odlagali v litoralu in supralitoralu z evaporitnimi lagunami kremenov pesek in melj s križno plastovitostjo, lapor, dolomit, apnenec, oolitni apnenec, skrilavec in sadra. Debelina plasti znaša do 350 m. V spodnjem anizu je nastal 200 m debel dolomit z izsušitvenimi porami na dokaj stabilnem karbonatnem šelfu. V zgornjem anizu in spodnjem ladinu je bila sedimentacija podobna kot v zasavski podconi — breča, konglomerat, apnenec, dolomit, lapor, skrilavec, peščenjak, meljevec, tuf in tufit. Pri Gorenjem Mokronogu je bila sedimentacija v fassanski podstopnji kondenzirana (K. Krivic & U. Premru, 1976). V zgornjem ladinu se je ponovno

formiral karbonatni šelf. Na njem je nastal kristalasti dolomit z diploporami, debel 200 m. V severozahodnem delu podcone okoli Mirne je s tropitidno favno (O. Kühn & A. Ramovš, 1965) dokazana karnijska starost lapornega apnenca in dolomita z vložki laporja in roženca. Karnijske plasti so debele 10 do 200 m. Nastale so v plitvi karbonatni miogeosinklinali. Noriška in retska stopnja sta razviti dolomitno z izsušitvenimi porami in stromatoliti. Dolomit je debel do 1000 m in je nastal v zaprtem šelfu, ki se je v spodnji juri postopno spremenil v odprtega. Plasti spodnjajurskega apnenca še vsebujejo stromatolite, korozijske votline in izsušitvene pore, v srednji juri pa prevladuje drobnozrnati oolitni apnenec. Plasti so debele okoli 500 m. Na prehodu v zasavsko podcono prične prevladovati na Gorjancih v celotnem profilu dolomit. V Krškem hribovju je na prehodu poseben spodnjajurski sediment, ki leži diskordantno na triadnem dolomitu. Gre za oolitni in brečasti apnenec s koralami, spikulami ehinodermov, belemniti in odlomki lupin litiotid in drugih školjk (L. Zlebnik, 1958). Med plastmi je manganova ruda. Sedimentacija kaže delno na pobočno cono, delno na lagune. Na Gorjancih in v Žumberku so ohranjeni tudi malmski sedimenti; sestojijo v glavnem iz neritičnega skladovitega apnenca s kalpionelami, ki kažejo na globlji karbonatni šelf. Malmske plasti so debele okoli 100 m. Pri Kostanjevici se neritični sediment zvezno nadaljuje v spodnjekredni plastoviti apnenec z izsušitvenimi porami in laminitom. Foraminifere kažejo na starost od barremske do albske stopnje. Verjetno sta zastopani tudi valanginijska in hauterivijska stopnja; na to sklepamo po kontinuirani sedimentaciji iz malma. Sedimentacija kaže na zaprti karbonatni šelf z blatnimi plitvinami. Debelina plasti znaša 50 do 200 m.

Na spodnjekredne, triadne in jurske plasti je transgrediral zgornjekredni pravi fliš in karbonatni fliš. Sestoji iz laporja, lapornega apnenca, breče in roženca. Flišna sedimentacija se je pričela v različnih obdobjih zgornje krede od cenomana do turona. Zahodno od Krmelja in na Gorjancih, kjer vsebujejo karbonatni turbiditi plasti glinastega skrilavca, bi se utegnila pričeti pelagično-turbiditna sedimentacija že v spodnji kredi. Debelina znaša 100 do 1000 m.

Dolenjska podcona. V južni Sloveniji je v dolenjski podconi na površju najstarejši sediment dolomit noriške in retske stopnje (sl. 4). Na njem leži delno konkordantno, delno diskordantno liasni apnenec z vložki breče. Na spodnjajurskih plasteh sledi erozijsko-diskordantno malmski apnenec z grebensko favno hidrozojev, koral in hetetid v debelini 150 do 250 m. Na pobočni coni, ki je ohranjena v Sošicah, so se odlagali v globjemorskem okolju s kalpionelami in radiolarijami posamezni kosi s hidrozojskega grebena. Sedimentacija zgornjekrednega fliša se je pričela v pobočni coni pri Sošicah že v cenomanu z divjim flišem, sredi dolenjske podcone pa v turonu in senonu s karbonatnim in pravim flišem ter se nadaljevala še v paleocenu; pri Trebnjem je transgredirala na srednetriadno podlago, v Žumberku pa na malmske plasti.

Notranjska podcona se vleče v širokem pasu v dinarski smeri iz osrednje Slovenije v Belo krajino in dalje na Hrvaško. V zahodni Sloveniji je identična s serijo Sabotin-Čepovan, ki jo je M. Cousin (1970) uvrstil kot enoto Banjšice v interni del julijske cone in ugotovil, da ima značilnosti cone Visokega Krasa. Na površju so ohranjeni profili od zgornje triade do eocena. Zgornja triada obsega noriški in retski dolomit s stromatoliti, izsušitvenimi



Sl. 5 Legenda k stratigrafskim lestvicam

Fig. 5. Explanation of facies sequences from Southern Slovenia

**Kontinentalni facies:** 1 boksit, 2 večja vrzel (kopna faza)

**Sladkovodni facies:** 3 sladkovodni apnenec s plastmi premoga

**Lagunski facies:** 4 sadra, 5 manganovi minerali, 6 bituminozni apnenec, 7 bituminozni dolomit

**Terigeni facies:** 8 konglomerat, 9 peščenjak, 10 lapor, 11 laporni apnenec, 12 laporni dolomit, 13 meljevec

**Pelagični facies:** 14 pelagični apnenec, 15 pelagični dolomit, 16 apnenec z rožencem, 17 dolomit z rožencem, 18 kalkarenit, 19 glinasti skrilavec, glinovec, 20 kaotična sedimentacija glinovca, meljevca in peščenjaka, 21 olistolit

**Neritični facies:** 22 neritični apnenec, 23 grebenski apnenec, 24 grebenski apnenec s školjkami, 25 oolitni apnenec, 26 stromatolitni apnenec, 27 litiotidni apnenec, 28 apnenec s kladokoropsisi, 29 apnenec s klipeinami, 30 apnenec s kalpionelami, 31 apnenec z orbitolinami, 32 rudistni apnenec, 33 numulitno-alveolinski apnenec, 34 neritični dolomit, 35 oolitni dolomit, 36 stromatolitni dolomit, 37 dolomit z izsušitvenimi porami, 38 dolomit z onkoidi, 39 algin dolomit, 40 litiotidni dolomit

**Brečni facies:** 41 homogena breča, 42 heterogena breča, 43 biogena breča

**Vulkanogeno-sedimentni facies:** 44 diabaz, spilit in tuf, 45 tufi kislih vulkanitov, 46 gabro

**Paleogeografske enote:** 47 epikontinentalni šelf, 48 karbonatni šelf, 49 epieugeosinklinala, 50 epimiogeosinklinala, 51 flišna miogeosinklinala, 52 leptogeosinklinala

**Posebni znaki:** 53 normalna stratigrafska meja, 54 diskardanca, 55 bočni prehod faciesov, 56 pobočje

**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, *Ka.* karnik, *No.* norik, *Re.* ret, *Li.* lias, *Do.* dogger, *Ma.* malm, *Va.* valanginij, *Ha.* hauterivij, *Ba.* barrem, *Ap.* apt, *Al.* alb, *Sp. K.* spodnja kreda, *Ce.* cenoman, *Tu.* turon, *Se.* senon, *Ca.* kampan, *Ms.* maastricht, *Pc.* paleocen, *Sp. E.* spodnji eocen

**Continental facies:** 1 bauxite, 2 stratigraphic hiatus

**Freshwater facies:** 3 freshwater limestone, coal-bearing

**Lagoonal facies:** 4 gypsum, 5 manganese minerals, 6 bituminous limestone, 7 bituminous dolomite

**Terrigenous facies:** 8 conglomerate, 9 sandstone, 10 marl, 11 marly limestone, 12 marly dolomite, 13 siltstone

**Pelagic facies:** 14 pelagic limestone, 15 pelagic dolomite, 16 limestone with chert, 17 dolomite with chert, 18 calcarenite, 19 clayey shale, claystone, 20 exotic deposits of claystone, siltstone and sandstone, 21 olistolith

**Neritic facies:** 22 neritic limestone, 23 reef limestone, 24 reef limestone with pelecypods, 25 oolitic limestone, 26 stromatolitic limestone, 27 lithiotid limestone, 28 Cladocoropsis limestone, 29 Clypeina limestone, 30 Calpionella limestone, 31 Orbitolina limestone, 32 rudistid limestone, 33 Nummulite-Alveolina limestone, 34 neritic dolomite, 35 oolitic dolomite, 36 stromatolitic dolomite, 37 dolomite with shrinkage pores, 38 oncoid dolomite, 39 algal dolomite, 40 lithiotid dolomite

**Breccia facies:** 41 homogeneous breccia, 42 heterogeneous breccia, 43 biogenic breccia

**Volcanic-sedimentary facies:** 44 diabase, spilite, and tuff, 45 acidic volcanic tuff, 46 gabbro

**Paleogeographic units:** 47 epicontinental shelf, 48 carbonate shelf, 49 epi-epigeosyncline, 50 epimiogeosyncline, 51 flysch mio-epigeosyncline, 52 leptogeosyncline

**Other symbols:** 53 normal stratigraphic boundary, 54 unconformity, 55 lateral facies passage, 56 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, Ka. Carnian, No. Norian, Re. Rhaetian, Li. Liassic, Do. Doggerian, Ma. Malmian, Va. Valanginian, Ha. Hauterivian, Ba. Barremian, Ap. Aptian, Al. Albian, Sp. K. Lower Cretaceous, Ce. Cenomanian, Tu. Turonian, Se. Senonian, Ca. Campanian, Ms. Maastrichtian, Pc. Paleocene, Sp. E. Lower Eocene

porami, redkimi onkoidi in megalodontidi. Sledi postopen prehod v liasni apnenec in dolomit. Mikritni in sparitni apnenec vsebujeta oolide, pelete in pizolite ter plasti z brahiopodi in školjkami. V srednjem delu plasti je litiotidni horizont. Za srednjo juro so značilne plasti z ooliti, sparitni apnenec in vložki dolomita. Za malmski skladoviti apnenec so značilni kladokoropsisi, parastromatoporidni hidrozoji in klipeine. V osamljenih grebenih s hidrozoji in koralami najdemo vložke oolitnega apnenca in dolomita. Med spodnjim in zgornjim malmom se dobi boksit (S. Dozet, 1980). Na področju vpliva zagrebškega transformnega preloma in njemu vzporednih prelomov leže pri Novem mestu in v Beli krajini malmski sedimenti diskordantno na zgornjetriadnem dolomitu. Vrzel je posledica šibkega dviganja in okopnitve karbonatnega šelfa. Debelina malmskih plasti znaša okoli 400 m. V spodnjo kredo štejemo ploščasti apnenec z vložki dolomita. Ponekod so med apnencem redki tanki stromatoliti. V zgornjem delu spodnje krede so se pojavili na karbonatnem šelfu prvi grebeni s školjkami *Requienia*, *Monopleura*, *Gyropleura* in *Toucasia* (M. Pleničar & U. Premru, 1975), v zgornji kredi pa rudistni grebeni. Debelina krednih karbonatnih kamenin znaša prek 1000 m. Zgornjekredna flišna sedimentacija se je pričela konec senona in je trajala še v paleocenu in eocenu.

Kočevska podcona. Imenovali smo jo po Kočevju. Zanja so značilni hiatus v anizični in ladinski stopnji, posebni pelagični razvoj karnijske stopnje in karbonatno-šelfni razvoj do maastrichta (sl. 4).

Na področju Banjaloke so v luskasti zgradbi ohranjene skitske plasti pisanega peščenjaka s prehodi v meljevec ter vmesnimi plastmi in polami dolomita (S. Dozet, 1977). Profil se nadaljuje šele s karnijskimi plastmi, debelimi 100 do 150 m; v njem si sledo konglomerat, breča, drobnozrnati glinasti peščenjak s prehodi v glinovec in peščeni laporasti glinovec, laminirani peščenjak in meljevec ter sivi glinovec. Više prehaja to zaporedje v noriško-retske dolomit. Karnijske plasti so nastale v plitvi klastični miogeosinklinali. Po M. Heraku (1962, 1974) leže v Gorskem Kotarju in okoli Kočevja karnijske plasti transgresivno na spodnjetriadnih, oziroma paleozojskih. V srednji triadi je bilo ozemlje kopno.

Noriška in retska stopnja sta razviti dolomitno kot v notranjski podconi. Dolomit vsebuje stromatolite, izsušitvene pore, onkoide in redke vložke z megalodonti. Onkoidi v zgornjem delu glavnega dolomita govore za spremembo zaprtega šelfa s superslanimi lagunami v odprti, nekoliko globlji šelf, v katerem so lahko nastajali onkoidi. Na meji z jurskimi plastmi prehaja pasoviti dolomit z vložki bituminoznega dolomita v liasni dolomit. Noriško-retske dolomit je debel okoli 500 m (S. Dozet, 1977).

Spodnje in srednjeliasni bituminozni dolomit vsebuje v zgornjem delu litiotide. Zgornji lias sestoji iz mikritnega apnenca z intraklasti. Skupna debelina liasnih plasti znaša okoli 500 m. V srednji juri se je sedimentiral mikritni, intramikritni in oolitni apnenec v debelini okoli 200 m. V njegovem spodnjem delu so redki vložki dolomita. V apnencu so tudi plasti z onkoidi, kalciruditom in izsušitvenimi porami. Malmske plasti vsebujejo klipinski apnenec. V podlagi je ponekod intraformacijska breča. Spodnji del apnenca vsebuje kladokoropsise, srednji del vložke bituminoznega dolomita, zgornji pa aberantne tintinine, ponekod tudi oogonije haracej (S. Dozet, 1974, 1975, 1980). Plasti so debele okoli 1000 m. Med valanginijsko in hauterivijsko stopnjo se je odlagal apnenec z vložki bituminoznega dolomita in apnenca ter dolomitne breče. V albijski stopnji je nastal rekvienijski in orbitolinski apnenec. Spodnjekredne plasti so debele prek 1000 m. V cenomanski stopnji se je usedal radiolitni apnenec, v turonski in senonski pa eksogirni in rudistni apnenec. Zgornjekredne plasti so debele okoli 800 m (S. Dozet, 1974, 1975). Paleocenski flišni sedimenti v tem delu Slovenije doslej niso znani.

**Clauzettska podcona.** Pri Ilirski Bistrici so v inverznem krilu vipavske sinklinale ohranjeni na manjši površini sedimenti, ki pripadajo po Cousinovi (1970) razdelitvi clauzettski seriji furlanske cone. Isti razvoji se nadaljujejo prek Podsabotina v vzhodno in zahodno predgorje Karnijskih Alp (področje okoli Clauzetta in Barcisa) (M. Cousin, 1963, P. Saint-Marc, 1963). Po eni izmed teh lokacij jo imenujemo clauzettska podcona. M. Cousin (1970) je štel clauzettsko serijo v srednjo podcono furlanske cone in jo identificiral z notranjo podcono Visokega Krasa v Dinaridih.

Na ozemlju južne Slovenije je ohranjen le manjši profil clauzettske podcone (sl. 4). Najstarejši je beli rudistni apnenec, ki pripada spodnjemu senonu in delno turonu. Nanj so bile transgresivno odložene plasti laporja in lapornega apnenca v karbonatno-flišnem razvoju, ki vsebujejo globorotalije, in se uvrščajo v mastricht in paleocen. D. Šikić in M. Pleničar, (1975) sta jih imenovala vremske plasti v faciesu »scaglia«, J. Pavšić (1976) pa jih je štel k pod-

sabotinskim plastem. Debele so le nekaj metrov. Na njih leži pravi spodnje-eocenski fliš (K. Drobne, 1979).

Severnoistrska podcona. M. Cousin (1970) je ločil posebno enoto Visokega Krasa. Preučil jo je v profilu med Devinom in Vipavsko dolino vzhodno od Tržiča (Monfalcone) in jo imenoval monfalconska podcona. Predstavljala naj bi nadaljevanje severnoistrske podcone, ki naj bi bila identična z zunanjo podcono furlanske cone. Po J. A ub o u i n u in sodel. (1970) gre za nadaljevanje dalmatinske cone Dinaridov. V južni Sloveniji je severnoistrska podcona malo zastopana. Zasledimo jo na zahodnem delu ozemlja; profil se začne s spodnjeturonskim tankoploščastim apnenec komenskega faciesa (sl. 4), ki vsebuje vložke bituminoznega dolomita in redke radiolite. V zgornjem turonu in senonu so nastali radiolitni in bituminozni apnenec, roženec in hipuritni apnenec. Radioliti in hipuriti so tvorili osamljene grebene na plitvem karbonatnem šelfu z lagunami, kjer je nastajal bituminozni sediment. V zgornjem delu maastrichta so se na krednem karbonatnem šelfu usedale najprej sladkovodne vremske plasti s premogom v debelini 200 m, nato sladkovodni kozinski apnenec s premogom in morski miliolidni apnenec v debelini 10 do 80 m, numulitni in alveolinski apnenec in nazadnje fliš. Vremške plasti ter kozinski in miliolidni apnenec segajo v paleocen, fliš pa se je pričel sedimentirati konec ilerdijske stopnje. Njegova transgresija je postopno napredovala proti SW (M. Pleničar s sodel., 1970, D. Šikić & M. Pleničar, 1975, K. Drobne, 1979).

#### *Južnopanonski masiv*

Paleozojske in mezozojske kamenine Samoborskega gorovja in Medvednice ustrezajo po svojih značilnostih južnopanonskemu masivu. Palinspastika je pokazala, da leže jugovzhodno od zagrebškega transformnega preloma na prehodni oceanski plošči, medtem ko leže druge enote, ki smo jih doslej opisali, na kontinentalni jadranski plošči. V starejšem paleozoiku je prehodna plošča pripadala oceanski skorji, ki se je v mlajšem paleozoiku kratonizirala in postala kontinentalna plošča, nato pa v mezozoiku ponovno oceanska skorja z otočnimi loki in s šelfi s kontinentalno skorjo.

Najstarejše kamenine na površju najdemo na Medvednici. K. Šikić in sodelavci (1979) so jih šteli v devon in karbon. Para in ortometamorfiti tvorijo metamorfozirani vulkanogeno-sedimentni kompleks, ki je nastal v leptogeosinklinali. V Žumberku in Samoborskem gorovju prihajajo na površje srednje in zgornjepermski klastiti, apnenec in dolomit s sadro (K. Šikić s sodel., 1979). Sedimenti so nastali na kontinentalni skorji. Klastični sedimenti srednjega perma so nastali na kopnem, apnenec in dolomit zgornjega perma v plitvem morju, sadra pa v evaporitnih lagunah epikontinentalnega šelfa v pasivnem marginalnem morju. Zgornji del sedimentov sega verjetno še v spodnjo triado. Skitske plasti leže erozijsko-diskordantno na permških sedimentih (sl. 4). V spodnjem delu prevladujeta peščenjak in meljevec, v zgornjem pa apnenec in dolomit. Debelina sedimentov ne presega 250 m (K. Šikić s sodel., 1979). Epikontinentalna sedimentacija se je torej nadaljevala še v spodnjem skitu, medtem ko je v zgornjem skitu prešla v karbonatno-šelfno sedimentacijo. V prehod med skitsko in anizično stopnjo se uvrščajo masivni apnenec, dolomiti-



ziran apnenec in dolomit (M. Herak, 1956; K. Šikić s sodel., 1979). V ladinski stopnji se menjavajo plasti dolomita z vložki cefalopodnega apnenca, roženca, lapornega apnenca, laporja, meljevca in piroklastitov. Debelina sedimentov ne presega 500 m. Oceanske sedimente in vulkanite najdemo v kosih in blokih krednega ofiolita.

»Vulkanogeno-sedimentna formacija« spodnje in zgornje krede v Samoborskem gorovju in na Medvednici leži transgresivno na skitskih in srednjetriadnih kameninah. Do sedaj je dokazana starost v razponu med aptijsko in turonsko stopnjo. Med drobnikom, meljevcem, peščenjakom, glinovcem in radiolarijskim rožencem so magmatska telesa ultrabazičnih in gabroidnih kamenin, diabaza, spilita in porfirja. Spilit ima obliko blazinaste lave. »Vulkanogeno-sedimentna formacija« je debela do 300 m (K. Šikić s sodel., 1979). M. D. & M. N. Dimitrijević (1975, 1979) sta menila, da je to olistostromna ofiolitska heterogena tektonska zmes. P. Miljuš (1976) jo je uvrstil v evgeosinklinalo, V. Aleksić s sodel. (1974) pa v makedonsko-panonski strukturno-facialni pas; zanj so značilne mezozojske subdukcijske cone, konzumacije in retrogradno vračanje tvorb iz subdukcijskih con. Dosedanji opisi kamenin kažejo na kaotično sedimentacijo. V »vulkanogeno-sedimentni formaciji« ni običajnih piroklastitov, vsebuje pa večje bloke triadnih kamenin.

V zgornjesenonski transgresiji se je sedimentiral fliš, ki sestoji iz breče, konglomerata, drobnika, apnenca, laporja, glinovca in peščenjaka v debelini okoli 300 m. Paleocenska transgresija je prinesla glinasti in peščeni lapor, konglomerat, peščenjak in nastanek osamljenih grebenov z rdečimi algami in koralami. Plasti so debele do 80 m (K. Šikić s sodel., 1979).

### Narivna in nagubana zgradba

Na ozemlju južne Slovenije in sosednjega dela Hrvatske razlikujemo vsaj štiri močnejše faze narivanja, ki jih je spremljalo gubanje v miocenu in pliocenu. Smer in velikost pritiska sta se spreminjali. Narivi so nastali v več fazah v določenih tektonskih enotah. Najstarejše narivanje v Zunanjih Dinaridih smo do sedaj datirali v ilirsko-pirenejski orogenetski cikel med srednjim eocenom in srednjim oligocenom (U. Premru s sodel. 1977). Ker pa imamo v zagrebški coni še mlajši fazi narivanja, postavljamo narivanje v Zunanjih Dinaridih v ilirsko orogenetsko fazo med srednjim in zgornjim eocenom. V vzhodnem delu ozemlja imajo narivi smer NE-SW, znano v geološki literaturi tudi kot balatonska smer. Nastali so v dveh zaporednih fazah; med zgornjim eocenom in spodnjim oligocenom se je v pirenejski orogenetski fazi narinil južni panonski masiv proti NW, v spodnjem miocenu pa so se v savski orogenetski fazi narinili Zunanji Dinaridi in Južne Alpe proti SE na narive prejšnje faze. Pri tem je prišel mezozojski zagrebški transformni prelom pod vrhnje narive. Sistem narivov pirenejske faze sem imenoval jugovzhodna balatonska narivna zgradba, narive savske faze pa severozahodna balatonska narivna zgradba. Na prehodu miocena v pliocen so se v rodanski orogenetski fazi narinile Južne Alpe proti jugu. Zato južno od tod terciarni sedimenti (helvet-pliocen) prekrivajo starejše narive. Terciarni plasti so na tem delu ozemlja le enostavno nagubane. Starost posameznih faz narivanja je določena na podlagi transgresije terciarnih sedimentov prek narivne zgradbe in po njihovi udeležbi v narivni zgradbi.

## Sl. 6. Narivna in nagubana zgradba južne Slovenije

Fig. 6. Overthrust and fold structure of Southern Slovenia

Verzalke pomeni nariv ilirske faze v Zunanjih Dinaridih.

Grška črka  $\alpha$  z indeksom 1, 2 in 3 pomeni jugovzhodno balatonsko narivno zgradbo pirenejske faze.

Grške črke  $\beta$  do  $\varepsilon$  pomenijo severozahodno balatonsko narivno zgradbo savske faze.

Kombinacija verzalke in grške črke pomeni dinarsko-balatonsko narivno zgradbo iz dobe po savski fazi.

**Narivna zgradba Južnih Alp:** 12 dolski nariv, 14 žirovski nariv

**Dinarsko-alpska narivna zgradba:** 14 J cerkniško-žirovski nariv, 14 K snežniško-žirovski nariv, 27 J, 27 K idrijska luskasta zgradba, 28 K snežniško-hruški nariv, P colska sinklinala

**Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov:** F topliški nariv, G roški nariv, H ortneški nariv, I krimski nariv, J cerkniški nariv, K snežniški nariv, K<sub>1</sub> banjaloška luskasta zgradba, L postojnska sinklinala, M vipavska sinklinala, N učkin nariv, O logaška sinklinala

**Jugovzhodna balatonska narivna zgradba:**  $\alpha_1$  samoborski nariv,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$  medvedniški nariv

**Severozahodna balatonska narivna zgradba:**  $\beta$  žumberški nariv,  $\gamma$  vivodinski nariv,  $\delta$  gorjanski nariv,  $\varepsilon$  mirenski nariv

**Dinarsko-balatonska narivna zgradba:** B $\varepsilon$  zakičniško-mirenski nariv, B $\delta$  zakičniško-gorjanski nariv, B $\gamma$  zakičniško-vivodinski nariv, C $\varepsilon$  crniško-mirenski nariv, C $\delta$  crniško-gorjanski nariv, C $\gamma$  crniško-vivodinski nariv, D $\varepsilon$  japetiško-mirenski nariv, D $\delta$  japetiško-gorjanski nariv, D $\gamma$  japetiško-vivodinski nariv, E $\varepsilon$  šmarješko-mirenski nariv, E $\delta$  šmarješko-gorjanski nariv, E $\gamma$  šmarješko-vivodinski nariv, F $\delta$  topliško-gorjanski nariv, F $\gamma$  topliško-vivodinski nariv, G $\delta$  roško-gorjanski nariv, H $\delta$  ortneško-gorjanski nariv, J $\delta$  cerkniško-gorjanski nariv

**Nagubana zgradba panonske kotline:** 17 krmeljska sinklinala, 18 krška sinklinala, 19 marijagoriška antiklinala, 20 stubiška sinklinala, 21 savska sinklinala

**Pliokvartarne udorine:** 16

Capital letter indicates an overthrust of Illyrian phase in the Outer Dinarides.

Greek letter  $\alpha$  with index 1, 2 and 3 indicates the southeastern Balaton overthrust structure of the Pyrenean orogeny.

Greek letters  $\beta$  to  $\varepsilon$  indicate the northwestern Balaton overthrust structure of the Sava phase.

The combination of the capital letter and Greek letter indicates an overthrusting after the Sava phase.

**Overthrust structure of the Southern Alps:** 12 Dolsko overthrust, 14 Žiri overthrust

**Dinaridic-Alpine overthrust structure:** 14J Cerknica-Žiri overthrust, 14K Snežnik-Žiri overthrust, 27J and 27K Idrija imbricate structure, 28K Snežnik-Hrušica overthrust, P Col syncline

**Overthrust structure of the Outer Dinarides:** F Toplice overthrust, G Rog overthrust, H Ortnek overthrust, I Krim overthrust, J Cerknica overthrust, K Snežnik overthrust, K<sub>1</sub> Banjaloka imbricate structure, L Postojna syncline, M Vipava syncline, N Učka overthrust, O Logatec syncline

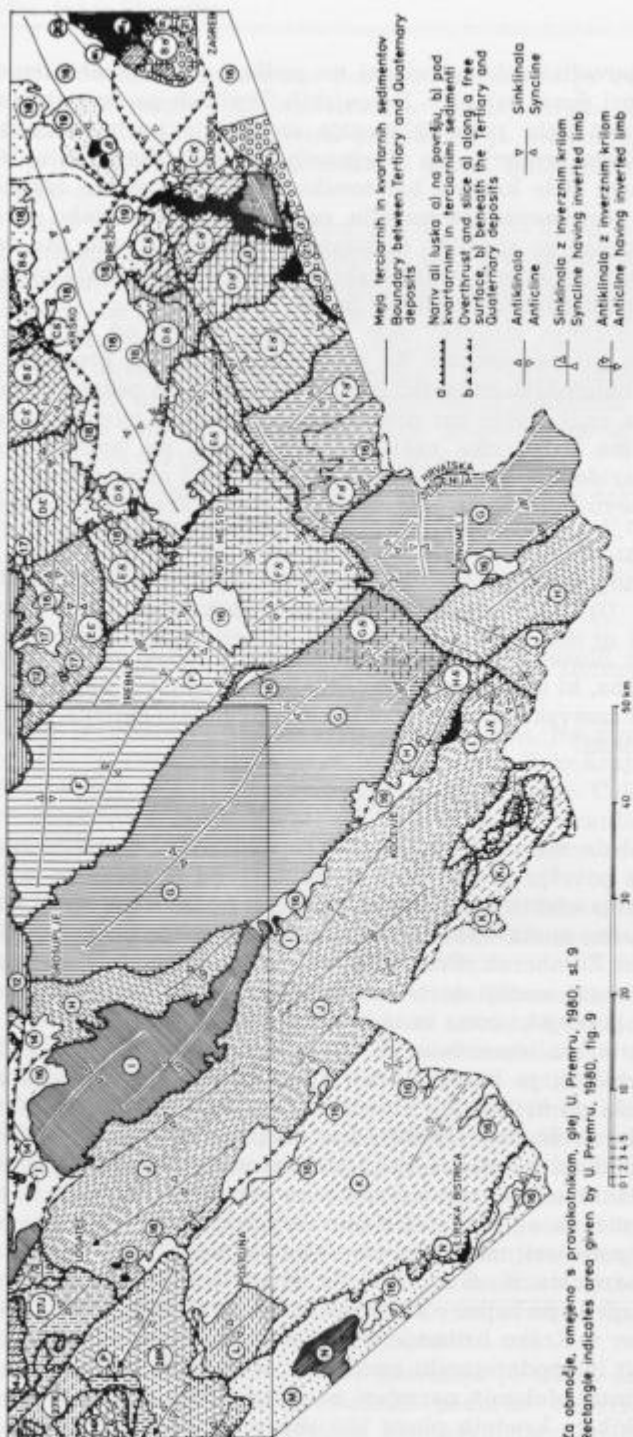
**Southeastern Balaton overthrust structure:**  $\alpha_1$  Samobor overthrust,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$  Medvednica overthrust

**Northwestern Balaton overthrust structure:**  $\beta$  Žumberak overthrust,  $\gamma$  Vivodina overthrust,  $\delta$  Gorjanci overthrust,  $\varepsilon$  Mirna overthrust

**Dinarides-Balaton overthrust structure:** B $\varepsilon$  Zakičnica-Mirna overthrust, B $\delta$  Zakičnica-Gorjanci overthrust, B $\gamma$  Zakičnica-Vivodina overthrust, C $\varepsilon$  Crnik-Mirna overthrust, C $\delta$  Crnik-Gorjanci overthrust, C $\gamma$  Crnik-Vivodina overthrust, D $\varepsilon$  Japetič-Mirna overthrust, D $\delta$  Japetič-Gorjanci overthrust, D $\gamma$  Japetič-Vivodina overthrust, E $\varepsilon$  Šmarjeta-Mirna overthrust, E $\delta$  Šmarjeta-Gorjanci overthrust, E $\gamma$  Šmarjeta-Vivodina overthrust, F $\delta$  Toplice-Gorjanci overthrust, F $\gamma$  Toplice-Vivodina overthrust, G $\delta$  Rog-Gorjanci overthrust, H $\delta$  Ortnek-Gorjanci overthrust, J $\delta$  Cerknica-Gorjanci overthrust

**Pannonian basin fold structure:** 17 Krmelj syncline, 18 Krško syncline, 19 Marija Gorica anticline, 20 Stubica syncline, 21 Sava syncline

**Plio-Quaternary subsidence:** 16



Za območje, omejeno s pravokotnikom, glej U. Premru, 1980, str. 9  
Rectangle indicates area given by U. Premru, 1980, fig. 9

Narivi so povečini rekonstruirani na podlagi strukturnih elementov in facialnih analiz, pri Šmarjeti in v Dolenjskih Toplicah pa so potrjeni z vrtnami.

Na vzhodnem delu južne Slovenije se mešajo narivi različnih faz. Tako imamo v Krškem hribovju, na Gorjancih, jugozahodnem delu Medvednice in v severnem delu Bele krajine balatonsko-dinarsko narivno zgradbo, na Orlici, ki je že zunaj obravnavanega ozemlja, pa tudi dinarsko-alpsko narivno zgradbo. Za takšne razmere so značilne različno usmerjene osi gub. Na čelu nariva so povečini poševne in poleggle antiklinale, ki v narivu prehajajo prek gub drugega reda v poševno ali poleglo sinklinale (sl. 6).

Pri poimenovanju struktur sem za enote, znane od prej, prvotna imena obdržal, ali pa jih poenostavil. Za nove narive pa sem predlagal nova imena. Pri narivih v balatonsko-dinarski narivni zgradbi sem posamezne narivne enote poimenoval na enak način kot prej v dinarsko-alpski narivni zgradbi. Prvi del imena pove ime balatonske narivne enote, drugi pa izvira iz narivne enote Zunanjih Dinaridov. S tem je upoštevan vrstni red obeh narivnih faz. Prvi del imena je pridevniška oblika geografskega imena, drugi del pa označuje strukturni element — nariv, oziroma lusko. Na enak način so poimenovane terciarne sinklinale.

#### *Narivna zgradba Južnih Alp*

Iz osrednje Slovenije sega v južno Slovenijo dolski nariv. Zanj je značilna luskasta zgradba, ki sestoji iz grōdenskih in mezozojskih kamenin idrijske cone, oziroma njene zasavske podcone. Na površje prihajajo skitske, anizične, ladinske in karnijske plasti.

#### *Narivna zgradba Zunanjih Dinaridov*

Narivi si slede eden za drugim od NE proti SW. Od zakićniškega nariva so se ohranile na površju le manjše krpe severno od Krškega in na Zakićnici. Na tej lokaciji sta ga identificirala že K. Sikić & O. Basch (1975). Imenovala sta ga strukturna enota Vrhovćak-Zakićnica in ga podaljšala pod savsko udorino v vzhodni Žumberak. Proti NW se zakićniški nariv nadaljuje v Orlici in v okolici Krškega; sestoji iz triadnih karbonatnih kamenin ljubljanske cone s prehodom v gorenjsko cono in iz krednega fliša.

Crniški nariv sta imenovala K. Sikić & O. Basch (1975) strukturno enoto Goli Crnik in jo imela za del žumberško-medvedniškega nariva. Enoto sta poimenovala po hribu Goli Crnik v Gorjancih. Na podlagi facialnih analiz in palinspastike uvrščam v crniški nariv tudi strukturno enoto Vrhovćak. Nariv se nadaljuje pod terciarnimi in kvartarnimi sedimenti Krškega polja v Krško hribovje. Crniški nariv sestoji v Žumberku iz triadnih, jurskih in krednih plasti ljubljanske cone, ki se jim v Krškem hribovju pridružijo triadne in kredne plasti idrijske cone, oziroma njene zasavske podcone.

Japetiški nariv sta K. Sikić & O. Basch (1975, 1979) imenovala strukturno enoto Japetić po hribu v Žumberku. Odtod se nadaljuje v Gorjance in pod Krškim poljem v Krško hribovje. Pri Kostanjevici sta v čelu nariva zgornje-triadni dolomit in spodnjeljurski apnenec v inverznem položaju, pri Šmarjeti pa je zgornjeladinski dolomit narinjen na kredni fliš. Japetiški nariv sestoji iz triadnih, jurskih in krednih plasti idrijske cone, ki proti SW prehajajo v fur-

lansko cono, oziroma njeno trebanjsko podcono. V narivu so delno ohranjeni prehodi med obema conama v srednji triadi in spodnji kredi. V južnem delu Žumberka poteka žumberški transformni prelom, ki je horizontalno premaknil ljubljansko cono proti SW. Zaradi premika je prišla ljubljanska cona pri narivanju v japetiški nariv.

Smarješki nariv je imenovan po Smarjeti (U. Premru s sodel., 1977). Dokazan je z vrtnami v Smarjeških Toplicah, kjer leži zgornjetriadni dolomit na jurskem apnencu. Po njem poteka prednarivni desni transkurentni prelom, tako da leže severno od preloma na površju plasti trebanjske podcone, južno pa plasti zasavske podcone. Pod terciarnimi kameninami poteka ob Krki krški transformni prelom. Južno od njega so kamenine trebanjske podcone. V južnem delu Žumberka poteka njemu vzporeden žumberški transformni prelom, ki je povzročil horizontalni premik ljubljanske cone, idrijske cone in prehode med njima proti SW, tako da sta obe coni prišli v šmarješki nariv.

Topliški nariv je dobil ime po Dolenjskih Toplicah, kjer je dokazan z vrtino; zgornjetriadni apnenec leži na spodnjekrednem apnencu (U. Premru s sodel., 1977). V narivu so zastopane tri podcone furlanske cone: trebanjska, dolenjska in notranjska. Na površju so ohranjene zgornjetriadne, jurske in kredne kamenine. Roški nariv sem imenoval po Kočevskem Rogu (U. Premru s sodel., 1977); sestoji iz zgornjetriadnega dolomita ter jurskih in krednih plasti notranjske podcone. Poteka iz srednje Slovenije, prek južne Dolenjske v zahodni Žumberak. Osi gub potekajo v smeri NW-SE.

Ortneški nariv je večinoma pokrit z roškim narivom. Na površju je viden v severni Dolenjski in nato ponovno med Kočevjem in Belo krajino. Sestoji iz zgornjetriadnih, jurskih in krednih plasti notranjske podcone. Čelo nariva s poglego inverzno antiklinalo je erodirano. Blizu čela se je ohranila samo njena antiforma. Proti NE preide v poševno sinklinalo z inverznim severovzhodnim krilom.

Krimski nariv je prav tako večinoma pokrit z ortneškim in ponekod tudi z roškim narivom. Na površju je viden v golicah skitskih plasti pri Ribnici in v golicah permskih plasti pri Rajndolu na Kočevskem.

Cerkniški nariv sega v širokem pasu iz osrednje Slovenije čez Kočevsko v Belo krajino. Njegov severni del sestoji iz plasti notranjske podcone, južni pa iz kočevske podcone. Plasti so nagubane v normalne sinklinale in antiklinale z osmi NW-SE. Severno od Banjaloke je v čelu nariva antiklinala z inverznim jugozahodnim krilom iz spodnjekrednih in jurskih plasti. Snežniški nariv sestoji iz jurskih in krednih plasti notranjske in kočevske podcone. Pri Ilirski Bistrici je v čelu nariva antiklinala z inverznim jugozahodnim krilom. Na krednih plasteh cerkniškega nariva leži terciarna postojnska sinklinala. Banjaloka luskasta zgradba, imenovana po Banjaloki na Kočevskem, sestoji iz mlajšepaleozojskih, spodnetriadnih in karnijskih plasti ter iz zgornjetriadnega dolomita in jurskega apnenca in dolomita. Posamezne luske so močno nagubane. Nekatere teh gub so poševne in imajo inverzna krila. Po razporeditvi in obliki nagubanih lusk domnevamo, da gre za gravitacijske luske.

Na skrajnem jugozahodnem delu južne Slovenije je učkin nariv (= nariv Učke), ki obsega clauzettsko in severnoistrsko podcono. Severnovzhodni del nariva je vipavska sinklinala z inverznim severovzhodnim krilom.

### *Jugovzhodna balatonska narivna zgradba*

Za narivno zgradbo Žumberka, Samoborskega gorovja in Medvednice so značilni faciesi južnopanonskega masiva. Narivi imajo smer NE-SW, znano tudi pod imenom balatonska smer. Ta zgradba je večinoma prekrita s severozahodno balatonsko in dinarsko narivno zgradbo. Zanj so značilni faciesi južnopanonskega masiva.

Samoborski nariv Samoborskega gorovja in Medvednice sta K. Šikić & O. Basch (1975) ločila kot posebno tektonsko enoto — vulkanogeno-sedimentno cono. Na Medvednici sta na samoborski nariv narinjena ob reverzних prelomih še dva nariva, ki sta del medvedniških narivov; sestojita iz paleozojskih metamorfnih kamenin, ki so jih do sedaj imenovali kristalinik Medvednice (K. Šikić & O. Basch, 1975, 1979).

### *Severozahodna balatonska narivna zgradba*

Od jugovzhodne balatonske narivne zgradbe sem ločil severozahodno zato, ker je nastala pozneje; usmerjenost njenih narivov pa je prav tako balatonska. Od SE proti NW ločimo več narivov. Najnižjo narivno enoto predstavlja žumberški nariv, ki je po tektonski razdelitvi K. Šikića & O. Bascha (1975, 1979) del žumberškega avtohtona. Značilen razvoj permskih in permotriadnih plasti kaže na to, da gre v žumberškem narivu za strukturno-facialne enote južnopanonskega masiva.

V vivodinskem narivu, ki leži na Medvednici na samoborskem narivu in medvedniških narivih, v Žumberku pa delno na samoborskem, delno na žumberškem narivu, že zasledimo faciese, značilne za epigeosinklinalo Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov. Vivodinski nariv sem imenoval po Vivodini v Žumberku. Razteza se od Zakićnice in Žumberka do Bele krajine. V čelu nariva je pri Kostanjevcu ohranjena antiklinala z inverznim krilom, severni del nariva pa predstavlja sinklinala, ki ji sledimo prek Žumberka in Bele krajine do Kolpe. Ponekod je slabo izražena, ker je nastala s ponovnim gubanjem ozemlja. Pri tem pa so se starejše in izrazitejše gube z osmi NW-SE ponekod le stežka preusmerile.

Na vivodinskem narivu leži gorjanski nariv, ki sem ga imenoval po Gorjancih. Segga skoraj od Bregane prek Gorjancev in Bele krajine do Kolpe. V Gorjancih je narivni kontakt večinoma ugreznjen ob precej mlajšem sošiškem gravitacijskem prelomu, ki sem ga pri analizi zanemari. V Beli krajini je v čelu nariva poševna antiklinala z inverznim južnim krilom. Nadaljnji potek nariva spremljajo gube SW-NE in W-E. Jugozahodni del narivnega kontakta v Beli krajini je dislociran zaradi neotektonskih prelomov.

Mirenski nariv leži v Krškem hribovju in okoli Mirenske doline. Imenoval sem ga po Mirni na Dolenjskem. V zahodnem delu prevladujejo gube z osmi W-E, v vzhodnem pa gube NW-SE, nastale v starejši fazi gubanja. Nanj je narinjen dolski nariv, ki pripada narivni zgradbi Južnih Alp.

### *Dinarsko-balatonska narivna zgradba*

V široki coni ob zagrebškem transformnem prelomu so nastali narivi in gube v dveh fazah. V ilirski orogenetski fazi med srednjim in zgornjim eocenom so se zaradi pritiska od severovzhoda proti jugozahodu Zunanji Dinaridi nagubali

in narinili proti SW. Nato so se v savski orogenetski fazi v spodnjem miocenu zaradi pritiskov od severozahoda proti jugovzhodu nagubali in narinili Zunanji Dinaridi in Južne Alpe proti jugovzhodu na severozahodno balatonsko naravno zgradbo. Ozemlje, kjer sta bili aktivni obe fazi gubanja in narivanja, imenujem dinarsko-balatonska narivna zgradba. Posamezne narivne enote tega ozemlja sem poimenoval z dvema imenoma; prvo ime pomeni nariv starejše faze, drugo pa nariv mlajše faze. Tako imamo pri Krškem zakičniško-mirenski nariv s plastmi ljubljanske cone, ki proti severovzhodu prehaja v zagorsko podcono. Zakičniško-gorjanski nariv sestoji v južnem delu Orlice iz krednih plasti, zakičniško-vivodinski nariv pa na Zakičnici iz triadnih plasti ljubljanske cone, ki prehajajo v zagorsko podcono. Crniško-mirenski nariv tvori srednji del Krškega hribovja. Sestoji iz triadnih in krednih plasti zasavske podcone, ki proti severovzhodu verjetno prehajajo v kredne flišne plasti ljubljanske cone. Severovzhodni del Gorjancev nad Čatežem tvori crniško-gorjanski nariv, ki se nadaljuje pod terciarnimi in kvartarnimi sedimenti Krškega polja in pride na površje s krednimi plastmi pri Krškem. Sestoji iz mezozojskih sedimentov ljubljanske cone. Enako je razvit crniško-vivodinski nariv, ki je danes zaradi erozije razdeljen na dva dela; oba ležita v vzhodnem Žumberku in segata še v Samoborsko gorovje. Japetiško-mirenski nariv predstavlja zahodni del Krškega hribovja. Sestoji iz triadnih, jurskih in krednih plasti zagorske in trebanjske podcone. Večji del japetiško-gorjanskega nariva je pokrit s terciarnimi in kvartarnimi sedimenti Krškega polja. Na manjši površini ga dobimo pri Sv. Stefanu nad Šmarjeto, na večji pa v Gorjancih. Nariv sestoji iz zgornjetriadnih, jurskih in krednih plasti zasavske in trebanjske podcone. Japetiško-vivodinski nariv leži v srednjem delu Žumberka in prav tako sestoji iz plasti zasavske in trebanjske podcone. V njegovem južnem delu poteka žumberški transformni prelom; ob njem je z levim premikom prišla ljubljanska cona na področje poznejšega japetiško-vivodinskega nariva. Šmarješko-mirenski nariv leži na širšem področju Mirne. Sestoji iz grōdenskih in triadnih plasti trebanjske podcone. Ponekod je opaziti luskasto zgradbo. Gube imajo smer W-E. Šmarješko-gorjanski nariv grade srednje in zgornjetriadne ter jurske in kredne plasti trebanjske podcone. NE od Novega mesta je bila v trebanjsko podcono premaknjena zasavska podcona zaradi delovanja enega izmed transkurentnih prelomov in krškega transformnega preloma že pred narivanjem. Nariv se nadaljuje pod terciarnimi in kvartarnimi plastmi Krškega polja na Gorjance. V srednjem delu Žumberka leži šmarješko-vivodinski nariv z zgornjetriadnimi, jurskimi in krednimi plastmi trebanjske podcone. V južnem delu nariva poteka žumberški transformni prelom, ki je premaknil s svojo prednarivno aktivnostjo ljubljansko cono in zasavsko podcono proti SW. V topliško-gorjanskem narivu okoli Novega mesta so še prisotne gube s smerjo NE-SW. V njem razlikujemo zgornjetriadne, jurske in kredne plasti dolenske in notranjske podcone. Proti NW prehaja v rahlo nagubano zgradbo. Med Novim mestom in Sotesko poteka krški transformni prelom, ki je povzročil zaradi vertikalnih premikov med zgornjo triado in malom okopnitev karbonatnega šelfa. Topliško-vivodinski nariv leži na jugozahodnem delu Žumberka in v severovzhodnem delu Bele krajine. V njem se zvrsti celotno zaporedje triadnih in jurskih plasti ter kredni fliš trebanjske, dolenske in notranjske podcone. V roško-gorjanskem narivu na jugu Kočevskega Roga

z narivno cono proti Beli krajini so razvite kamenine notranjske podcone; enako velja za ortneško-gorjanski nariv, medtem ko pokriva cerkniško-gorjanski nariv kočevska podcona.

#### *Panonska nagubana zgradba*

Ozemlje južne Slovenije se je najmočneje gubalo med srednjim eocenom in pliocenom, ko so nastali tudi narivi. Na panonskem prostoru pa je prišlo do gubanja še po glavnih fazah narivanja, in sicer v srednjem in zgornjem miocenu, tako da je dinarsko-balatonska narivna zgradba starejša od nagubane panonske zgradbe. Terciarni sedimenti panonske kotline tvorijo sinklinale in antiklinale. Ohranile so se v glavnem sinklinale. Istočasno kot terciarne plasti se je gubala tudi narivna zgradba mezozojskih plasti. V severovzhodnem delu ozemlja, do koder so še segli narivi Južnih Alp, nastali na prehodu iz miocena v pliocen, pa so prišli terciarni sedimenti v sklop narivne zgradbe.

Osi sinklinal in antiklinal imajo balatonsko smer, tj. NE-SW. Imajo torej isto smer kot balatonska narivna zgradba, kar govori o trajanju enako usmerjenih sil NW-SE na obeh straneh zagrebškega preloma med zgornjim eocenom in pliocenom. Terciarne sinklinale so na površju le delno ohranjene zaradi neotektonskih prelomov, erozije in sedimentacije kvartarnih sedimentov. Najdlje na severu leže erozijski ostanki krmeljske sinklinale s sladkovodno peščeno glino, premogom in tortonskim laporjem, litotamnijskim apnencem in peščenjakom. M. Pleničar & U. Premru (1977) sta jo imenovala krmeljska kadunja in jo imela za podaljšek senovške terciarne kadunje. Palinspastika narivne zgradbe in faciesi pa kažejo, da krmeljska sinklinala ni podaljšek senovške, ampak leži južno od nje in je z njo vzporedna. Krška sinklinala (M. Pleničar & U. Premru, 1977) leži pod Krškim poljem. Na obrobju polja prihajajo na površje tortonske, sarmatske, meotske in pliocenske plasti. Sinklinala se nadaljuje proti NE prek Bizeljskega v Hrvatsko Zagorje, kjer jo imenujejo sinklinala Brezina-Veliko Trgovište (K. Šikić s sodel., 1979). Marijagoriška antiklinala sega iz Marije Gorice na Gorjance, kjer so se ohranili njeni erozijski ostanki. V profilu so zastopane plasti od helveta do pliokvartarja. Znana je tudi pod imenom antiklinala Marija Gorica-Donja Stubica (K. Šikić s sodel., 1979). Sinklinalo Brdovec-Stubica (K. Šikić s sodel., 1979) imenujem kratko stubiška sinklinala. Njeni jugozahodni erozijski ostanki leže med Bregano in Samoborom. Od tod se nadaljuje pod savskimi naplavinami v Hrvatsko Zagorje proti Stubici. Na južnem obrobju Žumberka in Medvednice leži severozahodno krilo savske sinklinale.

#### **Strukturno-facialne enote in tektonika plošč**

V južni Sloveniji se stika troje velikih enot, ki pripadajo različnim ploščam (sl. 7). Strukturno-facialne enote Zunanjih Dinaridov in Južnih Alp pripadajo neaktivnemu marginalnemu morju jadranske kontinentalne plošče. V skitu se je preoblikovala jadranska plošča iz epikontinentalnega šelfa v epigeosinklinalo. Posamezne epigeosinklinalne cone so bile v obdobju mezozojske ere izredno tektonsko aktivne. Označujejo jih evgeosinklinalni in miogeosinklinalni jarki. Stabilne grude so predstavljale karbonatne šelfe. Med jarki in šelfi so bile nestalne pobočne cone, ki so se premeščale. Zunanji Dinaridi obsegajo največji



prostor južne Slovenije, ki ga je v srednji triadi in delno v karnijski stopnji pokrivala miogeosinklinala, v zgornji triadi, juri in kredi pa stabilni karbonatni šelf. Postopna migracija pobočja proti SW se je pričela že v juri in je trajala še v eocenu. V spodnji kredi se je formiral na severovzhodu flišni jarek, ki se je postopno širil na račun karbonatnega šelfa proti jugozahodu. S širjenjem jarka je prešla pelagično-turbiditna sedimentacija spodnje krede v flišno sedimentacijo zgornje krede in paleogena. Na jadranski plošči se je odrazilo tudi razpiranje in zapiranje sosednjega oceana. Sedimenti srednje triade kažejo šibko razpiranje na jadranski plošči in močnejše razpiranje penninskega oceana in oceana ofiolitne cone, flišna sedimentacija v kredi pa na krčenje oceana in konzumacijo oceanske skorje.

Ozemlje južnopanonskega masiva predstavlja prehodno oceansko ploščo. Paleozojske metamorfne kamenine kažejo na leptogeosinklinalo na oceanski plošči, mladopaleozojski in skitski sedimenti pa na kratonizacijo. Pri tem procesu je prešla za kratek čas oceanska plošča v kontinentalno s terestrično in deloma epikontinentalno-šelfno sedimentacijo. Normalno zaporedje karbonatno-šelfnih sedimentov srednje in zgornje triade na Kalniku (Al. Šimunič & An. Šimunič, 1979), titonsko-valanginijskega aptihnega apnenca, hauterivijsko-albskih kremenitnih turbiditov z glinovcem (t. im. formacija »Ošterc«) na Ivanščici (L. Babič s sodel., 1979) in mezozojski sedimenti v zagorsko-medjimurski coni (J. Pandžić, 1979), nad njimi pa olistostromni ofiolit albsko-turonske starosti (L. Babič s sodel., 1979; Al. Šimunič & An. Šimunič, 1979) govore bolj v prid modelu, ki sta ga postavila M. Boccaletti & G. Guazzone (1972, 1974, 1977) za marginalne dele mediteranskega prostora. Južnopanonska kontinentalna plošča se je razpirala z več jarki v obdobju med srednjo triado in albsko stopnjo. Epieugeosinklinala z vmesnimi karbonatnimi šelfi so z razpiranjem prešle v leptogeosinklinala. V razporne jarke je intrudirala bazična magma iz plašča. Nastala je tako imenovana semioceanska skorja. V leptogeosinklinalah je nastal radiolarijski roženec, na obodih pa različni globokomorski sedimenti. Vmesne pasove so tvorili mikrokontinenti; to so bili karbonatni šelfi in oceanska gorovja. V triadni eri so morali biti karbonatni šelfi dokaj široki, v zgornji triadi celo s stromatoliti, v juri pa kaže kondenzirana sedimentacija (L. Babič, 1975) na zoženje karbonatnih šelfov z močnim vertikalnim morskim strujanjem. Zoženje je nastajalo zaradi rušenja kontinentalnih pobočij s prelomi, hkrati pa se je z razpiranjem večala vmesna oceanska plošča. Med hauterivijsko in turonsko stopnjo je prišlo do subdukcije in v končni fazi do konzumacije oceanske skorje. V tem času je bila oceanizacija že končana. Istočasno s procesom konzumacije je nastajal tudi ortotektonski orogen na mestu triadno-jurskih karbonatnih šelfov in oceanskih gorovij. S tem so prišli deli orogena nad morsko gladino in so bili tektonizirani. Spremljajoča erozija je dala izvorni material za različne sedimente oceanske brazde. Subdukcija ni bila omejena na enotno cono niti na eno smer. Verjetno je potekala v več zaporednih smereh in menjavala smer in položaj na južnopanonski plošči. V subdukcijskih conah so nastale oceanske brazde, kjer so se usedali turbiditi in kaotični sedimenti. Na oceanskem dnu, oziroma v leptogeosinklinali pa se je nadaljeval bazični vulkanizem z izlivi blazinaste lave. Turbiditi so večinoma kremenitni, manj je karbonatnih. Izvirajo s kontinentalnega pobočja ortotektonskega oro-

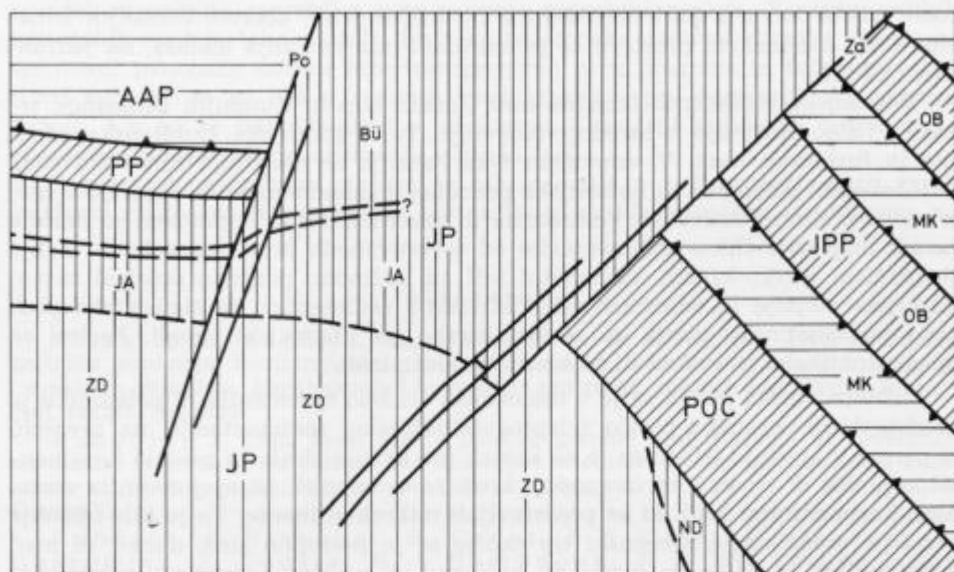
gena. Glinasti in meljasti sedimenti ter bloki triadnih in jurskih kamenin so prišli v kaotični sediment s plazovi in olistostromami, radiolarijski roženec, diabaz in spilit iz oceanske skorje pri napredovanju konzumacije, ultramafiti pa iz zemeljskega plašča. Nastal je ofiolit. Konzumacija se je morala končati pred zgornjesenonsko flišno transgresijo.

Med južnopanonsko ploščo in jadransko ploščo jugovzhodno od zagrebškega preloma slutimo ofiolitno cono pod terciarnimi sedimenti v jugovzhodni balatonski narivni zgradbi. Danes predstavlja konzumirano oceansko skorjo. Odpiranje oceanske ofiolitne cone postavljamo v triado in spodnjo juro, zapiranje pa med zgornji malm in zgornjo kreda. Subdukcija je morala potekati proti severu in se je torej pričela pred subdukcijami na južnopanonski plošči. Z oženjem oceanske skorje se je dvignil na severovzhodnem robu jadranske plošče ortotektonski orogen, ki je bil pri napredovanju subdukcije močno tektoniziran in porušen. Material iz ortotektonskega orogena je prišel v kaotični sediment. Pri tem je bil uničen velik del jadranske plošče na območju Hrvatske. Uničeni so bili vsi Notranji Dinaridi z bosansko cono, tako da je prišla ofiolitna cona v stik z Zunanji Dinaridi. Precej manj je bil uničen severovzhodni rob jadranske plošče na območju Bosne, kjer je poleg srednjetriadnih evgeosinklinalnih sedimentov bosanske cone ohranjen tudi triadni karbonatni šelf med bosansko in ofiolitno cono.

Pomembno vlogo pri gibanju plošč je imela zagrebška cona s snopom transformnih prelomov, ki smo jih določili v palinspastiki narivne zgradbe, zamiku strukturno-facialnih con in spremembi faciesov v Samoborskem gorovju in na Medvednici. Najpomembnejši je zagrebški prelom. Mezozojski zagrebški prelom poteka pod vrhnjimi narivi v Gorjancih in čez Hrvatsko Zagorje od severovzhoda proti jugozahodu. Vzoredna z njim sta žumberški in krški prelom. Potekata po zgornjih narivih in premakneta strukturno-facialne cone severovzhodnega dela Zunanjih Dinaridov. V neotektonskem obdobju sta bila delno obnovljena s snopom ešaloniranih prelomov. Najpomembnejši je vsekakor zagrebški prelom, ki je bil aktiven že v mezozoiku. Njegova aktivnost se je nadaljevala s snopom prelomov v terciarju in kvartarju.

Zagrebški prelom je bil v strokovni literaturi večkrat obravnavan. Gorjanović-Krambergerjevimi (1907) razpravami so sledile publikacije V. K. Petkovića (1960), B. Sikoška & W. Medwenitscha (1969), H. Laubscherja (1971), J. F. Deweya s sodel., (1973) in J. Pamića (1975). Na Madjarskem, kamor poteka prelom s področja Zagreba, so ga obravnavali med drugimi T. Szalai (1966), G. Wein (1968, 1973), V. Dank & I. Bodzay (1971). Dewey ga je definiral kot transformni prelom, J. Pamić kot prečni prelom Zagreb-Balaton, Dank in Bodzay pa kot prelom Zagreb-Kulcs.

V obdobju razpiranja oceanov v ofiolitni coni in na južnopanonski plošči so oživel ob zagrebškem prelomu desni premiki. Zagrebški prelom je imel pomembno vlogo tudi pri cepitvi epigeosinklinale Južnih Alp od Zunanjih Dinaridov v starejšem mezozoiku in pri širjenju epigeosinklinale proti severovzhodu. Domnevamo, da je bilo razpiranje oceanov jugovzhodno od preloma veliko večje kot širjenje epigeosinklinale severozahodno od preloma. V obdobju krčenja oceanov ofiolitne cone in južnopanonske plošče pa so se uveljavili ob njem



Sl. 7. Palinspastična skica tipov zemeljske skorje v mezozojski eri na območju Slovenije in sosednjih dežel

Fig. 7. Palinspastic sketch map of the earth crust in the regions of Slovenia and adjacent lands in Mesozoic era

**Kontinentalni plošči:** AAP avstroalpidiska plošča, JP jadranska plošča (JA južne Alpe, ND Notranji Dinaridi, BÜ Bükk, ZD Zunanji Dinaridi)

**Prehodna oceanska plošča:** JPP južnopanonska plošča (MK mikrokontinenti, OB oceanski bazeni)

**Oceanska plošča:** PP periadriatska plošča, POC plošča ofiolitne cone

**Transformna preloma:** Po podvoloveljski, Za zagrebški

**Continental plates:** AAP Austroalpine plate, JP Adriatic plate (JA Southern Alps, ND Inner Dinarides, BÜ Bükk Mountain, ZD Outer Dinarides)

**Transitional ocean plate:** JPP Southern Pannonian plate (MK Microcontinents, OB oceanic basins)

**Oceanic plate:** PP Periadriatic plate, POC Plate of the Ophiolitic zone

**Transform faults:** Po Podvolovljek fault, Za Zagreb fault

levi premiki. Jadranska plošča se je pri tem le malo krčila. Poleg zagrebškega preloma sta bila z manjšimi premiki aktivna tudi preloma, vzporedna z njim. Velikosti premikov ob zagrebškem prelomu ni mogoče določiti, ker nimamo nikakršnih podatkov o velikosti oceanov ofiolitne cone in južnopanonske plošče.

### Sklep

Na ozemlju južne Slovenije in sosednje Hrvaške razlikujemo naslednje tektonske enote: jadransko ploščo z Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi, južnopanonsko ploščo in ofiolitno cono. Terciarni sedimenti panonske kotline leže diskordantno na vseh naštetih tektonskih enotah, terciarni sedimenti furlanske

cone vzdolž Jadrana pa konkordantno na mezozojskih plasteh Zunanjih Dinaridov. Na panonskem prostoru se je sedimentirala notranja molasa, na jadranskem pa fliš.

Mezozojske strukturno-facialne cone Južnih Alp in Zunanjih Dinaridov segajo v južno Slovenijo iz osrednje Slovenije. To so gorenjska, ljubljanska, idrijska in furlanska cona. V vzhodnem delu ozemlja se nadaljuje furlanska cona s trebanjsko, dolensko in notranjsko podcono, v zahodnem pa se pojavijo v njej tri nove podcone: kočevska, clauzettska in severnoistrska. V glavnem so nastale zaradi migracije flišne sedimentacije od severovzhoda proti jugozahodu. Zanje je značilen jursko-kredni karbonatni šelf, za kočevsko podcono poseben razvoj karnijske stopnje in odsotnost srednjetriadnih sedimentov, za clauzettsko podcono podsabotinske plasti, za severnoistrsko pa liburnijski skladi. Faciesi so epigeosinklinalni in so nastali na kontinentalni plošči.

Južnopanonska plošča se je v mezozojski eri zelo spremenila. V paleozoiku je predstavljala oceansko ploščo z leptogeosinklinalno sedimentacijo, na prehodu iz perma v spodnjo triado se je za kratek čas kratonizirala in postala kontinentalna plošča. V triadi, juri in spodnji kredi so se odpirali na njej oceani z vmesnimi karbonatnimi šelfi, ki so predstavljali mikrokontinente. To je bilo obdobje ponovne oceanizacije. Oceanski tip skorje se je postopno širil, dokler ni med hauterivijem in turonom prišlo do večfazne in različno usmerjene subdukcije ob mikrokontinentih, ki so se tedaj dvignili v ortotektonski orogen. V subdukcijskih conah so nastale oceanske brazde s turbiditi in kaotično sedimentacijo. Pri konzumaciji je tako nastala olistostromna ofiolitna tektonska zmes.

Ofiolitna cona predstavlja danes konzumirano in tektonizirano oceansko skorjo. Ocean se je razširjal v istem obdobju kot na južnopanonski plošči, krčenje oceana pa je nastopilo prej, že v zgornji juri. Pri konzumaciji in koliziji je nastal ofiolit. Porušen je bil tudi velik del jadranske plošče (bosanska cona), tako da je prišla ofiolitna cona v kontakt s strukturno-facialnimi enotami Zunanjih Dinaridov.

Pri premikanju plošč je imel pomembno vlogo zagrebški transformni prelom, ki poteka pod vrhno narivno zgradbo. Z njim vzporedna sta žumberški in krški prelom. V tardigeosinklinalnem in postgeosinklinalnem ciklusu so bili prelomi večkrat reaktivirani.

V tardigeosinklinalnem ciklusu je ozemlje doživelo močno tektonizacijo. Na prehodu iz krede v terciar je bil aktiven desni transkurentni prelom med Trebnjem in Šmarjeto, ki je močno premaknil idrijsko cono in trebanjsko podcono. Med eocenom in pliocenom se je ozemlje večfazno nagubalo. Pri tem je prišlo v določenih delih tektonskih enot do narivanja. Mezozojske strukturno-facialne cone so prišle v drugoten položaj. V Zunanjih Dinaridih je nastala v ilirski orogenetski fazi med srednjim in zgornjim eocenom s pritiski od severovzhoda proti jugozahodu dinarska narivna zgradba, ki sega na severovzhodnem delu ozemlja še v strukturno-facialne enote Južnih Alp. V pirenejski orogenetski fazi med zgornjim eocenom in spodnjim oligocenom je s pritiskom od jugovzhoda proti severozahodu nastala jugovzhodna balatonska narivna zgradba. V savski orogenetski fazi v spodnjem miocenu se je v smeri NW-SE narinila severozahodna balatonska narivna zgradba. V rodanski fazi na prehodu miocena v pliocen so se narinile od severa proti jugu Južne Alpe. Obe balatonski narivni

zgradbi spremljata zagrebško cono oziroma zagrebški prelom. Na stiku velikih tektonskih enot je tako nastala dinarsko-balatonska narivna zgradba. Terciarni sedimenti panonske kotline leže transgresivno prek dinarske in balatonske narivne zgradbe in so bili v rodanski fazi skupaj z njo nagubani, na ozemlju Južnih Alp pa so bili udeleženi v narivanju. Terciarni sedimenti jadranskega prostora so sodelovali pri narivanju v ilirski fazi.

V postgeosinklinalnem ciklusu je bilo ozemlje v več neotektonskih fazah grudasto razkosano. Disjunktivna tektonika je sledila starejšim strukturam.

### Literatura

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

Aubouin, J. 1963, Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). Bull. de la Soc. géol. de France V.

Aubouin, J., Blanchet, R., Cadet, J. P., Celet, P., Charvet, J., Chorowicz, J., Cousin, M. & Rampnoux, J. P. 1970, Essai sur la géologie des Dinarides. V knjigi Géologie des Dinarides, Bull. Soc. géol. de France XII.

Babić, L. 1973, Bazenski sedimenti gornjeg titona, beriasa i valendisa zapadno od Bregane. Geol. vjesnik 26, Zagreb.

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

Babić, L. 1975, Kondenzirani lias Medvednice i Ivanščice i njegovo značenje za interpretaciju paleogeografskog razvoja unutarnje dinarske regije. Geol. vjesnik 28, Zagreb.

Babić, L. 1976, Pomak granice između unutrašnje i vanjske Dinarske regije (primjer šireg područja Žumberka). 8. jugosl. geol. kongres, 2. knjiga, Ljubljana.

Babić, L., Zupanić, J. & Crnjaković, M. 1979, Prepoznavanju dviju jedinice unutar «klastita s ofiolitima» Ivanščice i uloga magmatskog pojasa i aktivnog kontinentalnog ruba pri njihovu postanku. IV god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Blanchet, R. 1974, De l'Adriatique au Bassin Pannonique. Essai d'un modèle de chaîne. Mém. Soc. géol. de France 53/12.

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.

Buser, S. 1976, Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974, 3. knjiga Geotektonika, geofizika, Ljubljana.

Celet, P. 1977, The Dinaric and Aegean Arcs: The Geology of the Adriatic. V knjigi The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, Plenum Press, New York and London.

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.

Chorovicz, J. 1975, Le devenir de la zone Budva vers le Nord-Ouest de la Yougoslavie. *Bull. Soc. géol. de France* 17.

Cousin, M. 1963, Contribution à l'étude géologique des Préalpes carniques orientales (Alpes méridionales, province d'Udine, Italie). *Bull. Soc. géol. de France* V.

Cousin, M. 1970, Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. *Géologie des Dinarides. Bull. Soc. géol. de France* XII, Paris.

Čirić, B., 1974, Širenje zemlje — glavni uzročnik savremene tektogeneze. Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije, Rud.-geol. fakultet, Beograd.

Dank, V. & Bodzay, I. 1971, Morphological background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. Simpozij Zadar, Nafta 22/4—5, Zagreb.

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.

Dimitrijević, M. D. 1974, Dinaridi: jedan model na osnovama »nove globalne tektonike«. Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije, Rud.-geol. fakult. Beograd.

Dimitrijević, M. D. & Dimitrijević, M. N. 1975, Ofiolitski melanž Dinarida i Vardarske zone: geneza i geotektonsko značenje. II god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D. 1979, Olistostromski, polifazni i reciklirani ofiolitski melanž. IV god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Dozet, S. 1974, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, list Delnice. *Geologija* 17, Ljubljana.

Dozet, S. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, list Delnice. *Geologija* 18, Ljubljana.

Dozet, S. 1977, Triadne plasti na listu Delnice, *Geologija* 20, Ljubljana.

Dozet, S. 1980, Jurske plasti na Kočevskem in južnovzhodnem Notranjskem. RMZ 27, št. 4, Ljubljana.

Drobne, K. 1979, Paleocene and eocene beds in Slovenia and Istria. 16th European Micropaleontological Colloquium, Ljubljana.

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.

Gorjanović-Kramberger, D. 1907, Die geotektonischen Verhältnisse des Agramer Gebirges und die mit denselben im Zusammenhang stehenden Erscheinungen. Anhang zu den Abh. d. k. preuss. Akad. Wiss., Berlin.

Gorjanović-Kramberger, D. 1922, Der Bruchrand des Zagreber Gebirges zwischen Podsused und Zagreb und seine Bedeutung zur Heranbildung der Zagreber Terasse. *Glasn. Hrv. prirodosl. društva* 34, Zagreb.

Gorjanović-Kramberger, D. 1924, Über jugendliche Dislokationen bei Bijenik nahe Sv. Duh bei Zagreb und in Čučevje im Zagreb-Gebirge. *Zbor. rad. posvećen J. Cvijiću*, Beograd.

Hadži, E., Pantić, N., Aleksić, V. & Kalenić, M., 1974, Alpidi jugoistočne Evrope u svetlu tektonike ploča. Metalogen. i koncepcije geotekt. razvoja Jugosl., Rudar.-geol. fakultet, Beograd.

Herak, M. 1956, *Geologija Samoborskog gorja. Acta geol.* 1, JAZU, Zagreb,

Herak, M. 1962, Trias de la Yougoslavie. *Geol. vjesnik* 15/1, Zagreb.

Herak, M. 1974, Paläogeographie und Fazies-Entwicklung während der Trias in den Dinariden Kroatiens. V knjigi Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium Wien, Mai 1973, Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Bd. 2, Wien.

Ilić, M. 1974, Nova globalna tektonika i evolucionistički model zemlje. Metalogen. i koncepcije geotekt. razvoja Jugosl., Rud.-geol. fakultet, Beograd.

Koch, F. 1924, Geotektonische Beobachtungen im alpidinarischen Grenzgebite. Zbor. rad. posvećen J. Cvijiću, Beograd.

Kossmat, F. 1913, Die Adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. Wien.

Kühn, O. & Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. Acta geol. 5, JAZU, Zagreb.

Laubscher, H. P. 1971, Das Alpen-Dinariden-Problem und Palinspastik der südlichen Tethys. Geol. Rundsch. 60 (3).

Laubscher, H. P. & Bernoulli, D. 1977, Mediterranean and Tethys. V knjigi The Ocean Basins and Margins, The Eastern Mediterranean, Plenum Press, New York and London.

Miljuš, P. 1972, Geological-tectonic structure and evolution of outer Dinarides and Adriatic area. Ann. Geol. Pen. Balkanique 37.

Miljuš, P. 1973, Osnovne crte geološko-tektonske gradnje Dinarida i osvrt na perspektivnost naftnih istraživanja u savsko-varždarskoj zoni. Nafta 24, Zagreb.

Miljuš, P. 1976, Osnovne crte geološke gradnje Dinarida i evolucije eugeo-sinklinale. 8. jugosl. geol. kongres, Bled 1974, Ljubljana.

Miljuš, P. 1978, Tectonic framework and evolution of the Dinarides. Tectonophysics, Vol. 44, No. 1-4, Elsevier, Amsterdam.

Pamić, J. 1975, Velike poprečne frakture (transformni rasjedi?) u Unutarnjim Dinaridima. II god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Pandžić, J. 1979, Podloga terciara jugozapadnog dijela Panonskog bazena. Osvrt na geološku gradnju. IV god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Pavšič, J. 1976, Zgornjekredne in paleocenske foraminifere ter nanoplankton Slovenije. 8. jugosl. geol. kongres, 2. knjiga, Ljubljana.

Petković, V. K. 1960, Tektonska karta Jugoslavije 1:500 000, Glas. SAN 22, Beograd.

Pleničar, M. 1961, Stratigrafski razvoj krednih plasti na Južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija 6, Ljubljana.

Pleničar, M. & sodel. 1970, Tolmač za list Postojna, osnovna geološka karta 1:100 000. Zvezni geol. zavod Beograd.

Pleničar, M. & Premru, U. 1975, Facialne karakteristike sjeverozapadnih Dinarida. II godišnji znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.

Pleničar, M. & Premru, U. 1977, Tolmač za list Novo mesto, osnovna geološka karta SFRJ, Zvezni geol. zavod Beograd.

Poljak, J. 1911, Kratak pregled geotektonskih odnosa Hrvatsko-Slavonskog gorja. Glasn. Hrv. prirodosl. društva, 23, Zagreb.

Premru, U., Ogorelec, B. & Šribar, L. 1977, O geološki zgradbi južne Dolenjske. Geologija 20, Ljubljana.

Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije, Geologija 23, Ljubljana.

Radoičić, R. 1966, Microfaciès du Jurassique des Dinarides externes de la Yougoslavie. Geologija 9, Ljubljana.

Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. I. jugosl. geol. kongres 1954, Ljubljana.

Saint-Marc, P. 1963, Etude géologique de la région de Barcis (Alpes méridionales, province d'Udine, Italie). Bull. Soc. geol. de France V.

- Salopek, M. 1914, Moderna alpinska tektonika i geologija Hrvatske i Slovenije. Glasn. Hrv. prirodosl. društva 26, Zagreb.
- Sikošek, B. & Medwenitsch, W. 1969, Novi podaci za facije i tektoniku Dinarida. Geol. glas. 13.
- 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 znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Szalai, T. 1966, Aufbau und Tektonik des Ostalpin und Karpatenblocks. Acta geol. Hungar 10.
- Šikić, K. & Basch, O. 1975, Geološka zbivanja od paleozolka do kvartara u zapadnom delu zagrebačke regije. II god. znanstv. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1979, Tumač za list Zagreb, osn. geol. karta 1:100 000, Savezni geol. zavod Beograd.
- Šimunić, Al. & Šimunić, An. 1979, Litofacialno razčlanjavanje mezozojskih naslaga Kalničkog gorja. IV god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Šlebinger, C. 1953, Obvestilo o kartiranju lista Cerknica 1 in 2. Geologija 1, Ljubljana.
- Vukašinović, S. 1975, O granicama rasprostranjenja, geotektonskoj rejonizaciji in naftnoj potencijalnosti Unutrašnjih Dinarida. II god. znanst. skup savjeta za naftu JAZU, Zagreb.
- Wein, G. 1973, Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen in Untergrund des Neogens von Ungarn. Jahrb. geol. B. A. 116.
- Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Gesell., Wien.
- Zlebnik, L. 1958, Prispevek k stratigrafiji velikotrnjskih skladov. Geologija 4, Ljubljana.



UDK 550.6(075.85):62:49

## Variabilnost meteoroloških in hidrogeometričnih danih v regiji Koroškega

Naravna izkustva glede potencialnih vrstnega poravnaneja

Peter B. Vrhovnik

Geološki inštitut, Jadranska cesta 19, Ljubljana 61100

### Skratice

Večina podatkov, ki so bili predloženi v okviru tega raziskave, so bili pridobljeni iz različnih virov. Pri njihovi uporabi je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov. Zaradi tega je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov. Zaradi tega je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov.

### Uvodna besedila

V okviru tega raziskave so bili pregledani hidrogeometrični podatki za Koroško, ki so bili pridobljeni iz različnih virov. Pri njihovi uporabi je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov.

Analiza podatkov, ki so bili pridobljeni iz različnih virov, kaže, da so hidrogeometrični podatki za Koroško zelo raznoliki. Pri njihovi uporabi je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov.

Poleg tega so bili pregledani tudi podatki, ki so bili pridobljeni iz različnih virov. Pri njihovi uporabi je bilo potrebno posebno pozornost nameniti korigiranju in usklajevanju različnih vrstnih podatkov.



UDK 551.44:627.13(497.12)=40

## Variations naturelles de niveau piézométrique d'un aquifère karstique

Naravna nihanja gladine podtalnice kraškega vodonosnika

*Primož Krivic*

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

### Résumé

La première partie de ce travail est relative à l'étude des variations naturelles de la pression ou du niveau piézométrique à l'aide d'un modèle statistique. L'étude des variations piézométriques sous l'effet des marées marines, a permis de caractériser le comportement hydrodynamique général de l'aquifère et d'évaluer les caractéristiques hydrodynamiques du milieu. La dernière partie de ce travail est consacrée à l'interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré-karstique. Ce travail montre donc la possibilité d'application des différentes approches à la résolution des problèmes hydrodynamiques des aquifères fissurés et karstiques.

### Kratka vsebina

V prvem delu študije o hidrodinamiki razpoklinskih in kraških vodonosnikov so s pomočjo statističnega modela obravnavana naravna nihanja piezometričnih nivojev podtalnice v odvisnosti od padavin in pretokov rek, ki napajajo vodonosnik. Drugi del obsega študij periodičnih nihanj gladine podtalnice pod vplivom plimovanja morja, ki omogoča določitev splošnih hidrodinamičnih parametrov vodonosnika. Zadnji del pa je posvečen interpretaciji črpalnih poizkusov v kraško-razpoklinskih vodonosnikih.

**Avertissement.** Cet article constitue la première partie d'un mémoire sous titre: «Étude hydrodynamique d'un aquifère karstique» présenté par l'auteur en vue d'une soutenance de thèse de Docteur-ingénieur à l'Université Montpellier II, France, année 1981. Les deux autres parties paraîtront dans les fascicules suivants de la GEOLOGIJA.

**Pojasnilo.** Članek predstavlja prvi del doktorske disertacije z naslovom: »Študija hidrodinamike kraškega vodonosnika«, ki jo je avtor zagovarjal leta 1981 na Univerzi Montpellier II v Franciji. Druga dva dela pa bosta izšla v naslednjih zvezkih revije GEOLOGIJA.

### Sommaire

Introduction . . . . .	130
Caractérisation géologique et hydrogéologique générale de l'aquifère étudié . . . . .	131
1. Contexte général . . . . .	131
2. Équipement du système aquifère étudié . . . . .	135
Étude de variations naturelles des niveaux piézométriques . . . . .	138
1. Introduction . . . . .	138
2. Corrélations entre les niveaux piézométriques des différents forages . . . . .	139
3. Corrélations pluie-niveaux piézométriques . . . . .	140
4. Corrélations débit-niveau piézométrique . . . . .	147
5. Conclusion . . . . .	148
Bibliographie . . . . .	149

### Introduction

Cette étude a été réalisée dans le cadre des travaux consacrés à «l'hydrogéologie des roches fissurées et des terrains karstiques», entrepris au Département d'Hydrogéologie et de Géologie technique du Service Géologique de Ljubljana.

Le système karstique qui a servi de base à cette recherche réalisée en liaison avec le Laboratoire d'Hydrogéologie de Montpellier est celui de la région de Kras (Slovénie, Nord-Ouest de la Yougoslavie), qui est une région typique, à l'origine du terme scientifique de *karst* qui correspond à la transcription allemande du terme slovène *kras*.

Il s'agit de magasins karstiques très étendus qui constituent par leurs ressources en eau souterraine un des éléments importants du développement économique de la région.

Les problèmes abordés ici, concernent certains aspects de l'hydrodynamique souterraine traités à partir de données issues d'observations réalisées essentiellement sur forages.

Bien entendu, les interprétations qui peuvent être proposées se heurtent au fait que dans les aquifères karstiques les lois régissant les écoulements souterrains sont difficiles à saisir: la structure du milieu étant très particulière.

On a montré, en effet, que les circulations d'eau se font dans des fentes d'origine tectonique, plus ou moins karstifiées, dont la distribution confère à la roche une forte hétérogénéité hydraulique (C. D r o g u e, 1974): conduits ou chenaux à conductivités élevées et juxtaposés à des blocs fissurés à faibles conductivités.

Les chenaux ou drains sont les voies préférentielles de l'écoulement souterrain et constituent les domaines privilégiés pour le captage des eaux. Mais l'organisation spatiale de ces chenaux et leurs caractéristiques sont très difficiles à définir. Aussi, à l'heure actuelle, l'étude des aquifères karstiques est souvent effectuée à l'aide d'approches mises au point pour les terrains poreux. Des solutions spécialement adaptées au domaine karstique sont cependant proposées dans la littérature, mais on est encore relativement impuissant à procéder à l'analyse précise de certains processus liés à l'écoulement dans le karst.

Dans ce travail, nous avons examiné certains phénomènes hydrodynamiques en essayant d'utiliser pour cela les solutions les mieux adaptées. La critique de cette démarche est faite dans le texte, compte tenu de la géométrie des milieux souterrains concernés.

Il a d'abord été étudié les variations naturelles des niveaux piézométriques, conjointement aux facteurs suivants: d'une part, les apports des pluies et, d'autre part, les mouvements d'un plan d'eau libre à la limite de l'aquifère (marées de la mer Adriatique).

Les calculs des paramètres d'écoulement qui peuvent être ainsi faits pour des volumes relativement importants de la «nappe», sont complétés par des valeurs plus ponctuelles issues d'essais par pompages sur des forages spécialement réalisés pour cette étude.

Suite à l'ensemble de ces résultats, une des questions qui peut être posée, est celle de la place et de l'intérêt de l'étude de certains phénomènes relativement spécifiques (effets des marées océaniques, par exemple) dans une recherche appliquée.

Ceci nous paraît un sujet intéressant à aborder, nous y reviendrons donc dans la conclusion de ce mémoire.

## CHAPITRE I

### Caractérisation géologique et hydrogéologique générale de l'aquifère étudié

#### 1. Contexte général

##### 1.1. Situation

Le terrain étudié se situe entre le Golfe de Trst (Trieste), la vallée de la Vipava, la vallée de la Notranjska Reka et les massifs du Brkini et du Slavnik (fig. 1).

Il s'agit d'un plateau d'altitude moyenne, comprise entre 100 et 300 m. La superficie du terrain karstique de ce secteur est de 500 km<sup>2</sup> environ.

##### 1.2. Contexte géologique et hydrogéologique

Nous possédons peu de documents géologiques de détail sur cette région. La carte géologique de Gorica au 1/100 000 ne rend pas compte en effet de certains aspects de la structure (fracturation par exemple) qui jouent très probablement un rôle important dans l'organisation des circulations d'eau.

Sans reprendre l'historique des recherches géologiques entreprises sur le Kras, nous citerons les principaux auteurs: G. Stache (1891), F. Kossmat (1909, 1916), B. Martinis (1951), C. d'Ambrosi (1955, 1960), M. Pleničar (1960), R. Pavlovec (1963), S. Buser (1968).

##### 1.2.1. Description des faciès

La série stratigraphique est représentée du Crétacé inférieur à l'Eocène (S. Buser, 1968).

Le Crétacé inférieur et l'étage Cénomaniens sont représentés par des dolomies noires et grises surmontées de calcaires marneux qui supportent des calcaires massifs du Turonien et du Sénonien. L'ensemble de cette série a une puissance supérieure à 900 m, dont la moitié correspond aux calcaires du Turonien et du Sénonien.

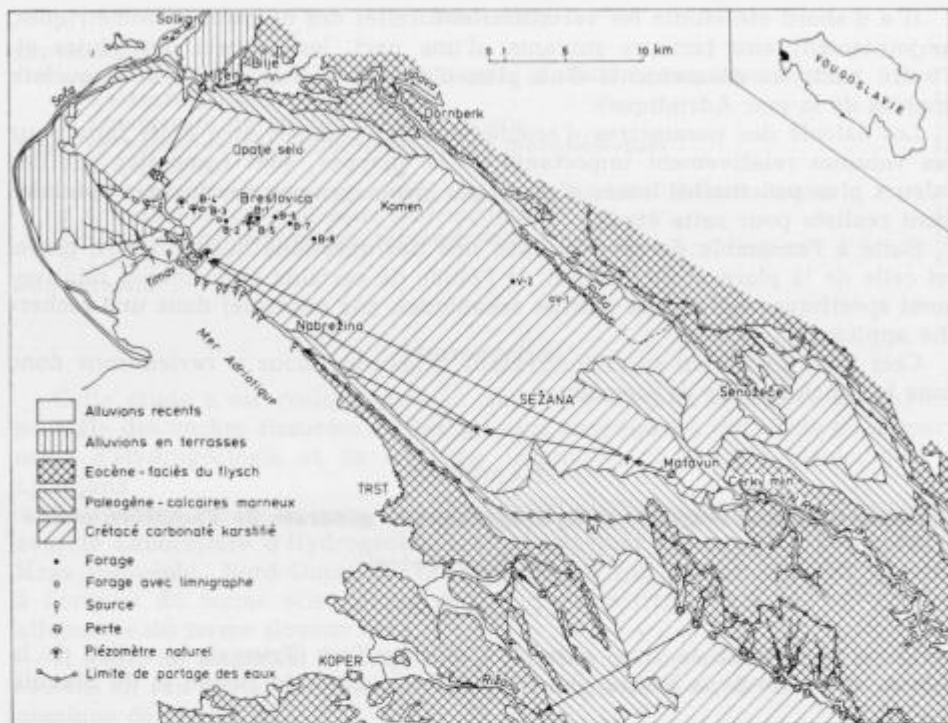


Fig. 1. Carte hydrogéologique simplifiée du Kras

Sl. 1. Poenostavljena hidrogeološka karta Tržaško-komenskega Krasa

Le Paléocène et l'Eocène inférieur sont formés tout d'abord de calcaires marneux et de marnes, puis de flyschs (Eocène). Ce dernier faciès joue un rôle hydraulique important: il constitue en effet les limites latérales étanches de l'aquifère karstique crétacé.

### 1.2.2. Données structurales

Du point de vue géologique, les limites de l'aquifère karstique crétacé sont relativement bien déterminées (fig. 1). En effet, parallèlement à la faille dinarique (orientation SE-NW) longeant la côte du Golfe de Trieste et au nord-est de celle, existe une structure synclinale de flyschs éocènes de Vipava; entre ces deux structures, affleurent des terrains du Crétacé, composés de calcaires et de dolomies.

La structure géologique de ce bassin est simple: les calcaires et les dolomies forment un anticlinal dont l'axe général orienté NW-SE plonge vers le nord-ouest et disparaît dans cette direction sous la couverture alluvionnaire de la rivière Soča (fig. 1).

Ce dispositif permet d'établir, aussi bien du sud-ouest qu'au nord et au nord-est, des limites du bassin versant nettes et précises. Ces limites étant donc

bien définies, reste à préciser toutefois la limite sud: en effet, la continuité des calcaires dans le massif de Slavnik et la vallée de Materija introduit une indétermination quant à la localisation précise dans l'espace, de la ligne de partage des eaux souterraines entre les bassins versants de Timav, de Rižana et de Osp.

### 1.2.3. Hydrogéologie générale

L'aquifère karstique est alimenté, outre par les pluies, par les cours d'eau suivants:

- les eaux de la Notranjska Reka qui se perdent en totalité à Škocjanske jame,
- le ruisseau temporaire Raša qui alimente, par infiltration, la nappe souterraine de la partie nord-est du Kras; aux basses eaux, il se perd en totalité,

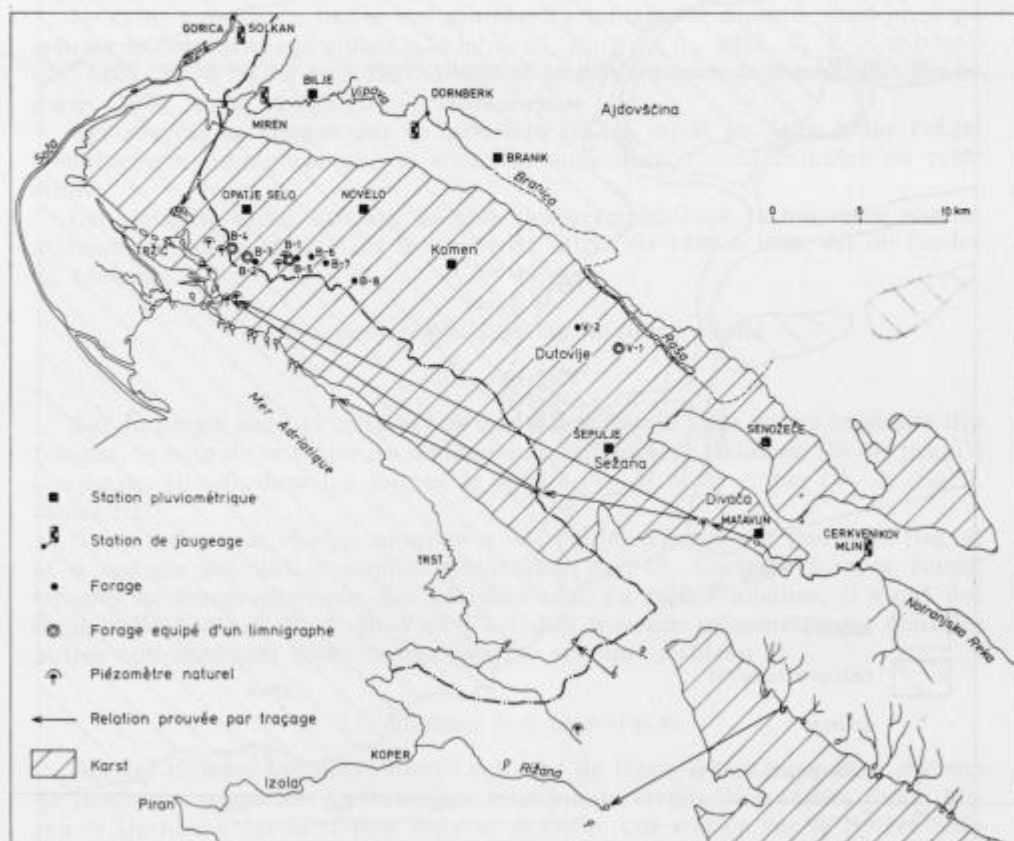


Fig. 2. Équipement hydrométrique de l'aquifère étudié  
Sl. 2. Hidrometrična merilna mesta obravnavanega vodonosnika

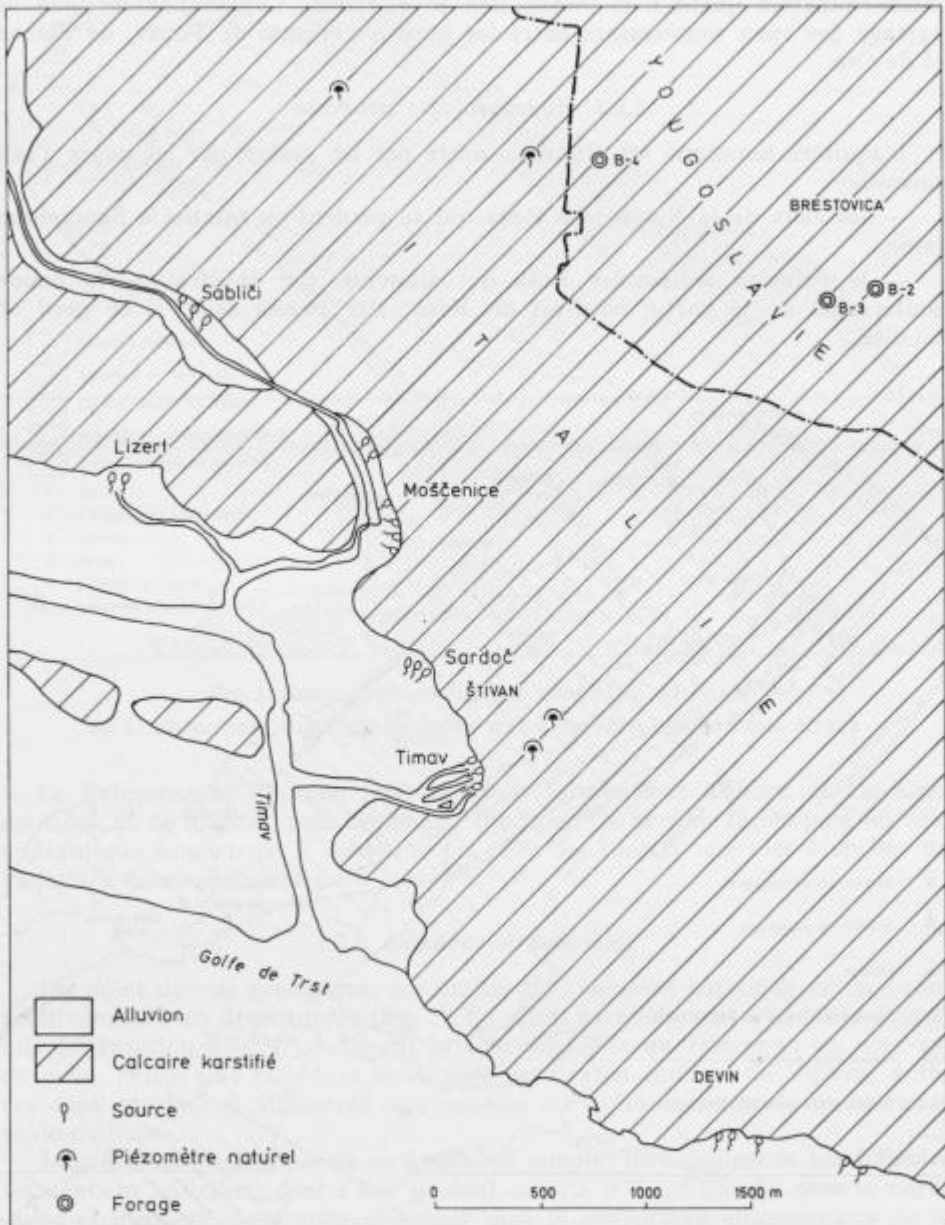


Fig. 3. Carte schématique du secteur étudié avec les sources principales de Timav  
 Sl. 3. Skica dela obravnavanega območja z glavnimi izviri Timava



— la rivière Vipava qui disparaît au niveau de Miren après avoir quitté les terrains imperméables. Un traçage prouvant cette alimentation a été réalisé par G. Timeus en 1910 (fig. 2).

Enfin, la nappe alluviale de la Soča alimente le karst au contact des calcaires fissurés et karstifiés sur la partie nord-ouest de l'aquifère karstique (d'après les études de F. Mosetti & C. D'Ambrosi, 1963 et de S. Morgante, F. Mosetti & E. Tongiorgi, 1966).

Le fait qu'il n'existe pas de cours d'eau de surface pour drainer un plateau de 500 km<sup>2</sup> (les cours d'eau précités ci-dessus se situant en bordure) montre l'importance du drainage souterrain.

Ce drainage réapparaît essentiellement au niveau des trois sources de Timav au nord de Devin (fig. 3). Les autres exutoires voisins sont ceux de Sablići, Moščenice, Lizert, Sardoč au nord des sources principales, et de Brojnica au sud (E. Boegan, 1938). Enfin tout le long de la Côte Adriatique, entre Devin et Nabrežina, il faut signaler la présence de sources sous-marines pérennes ou temporaires (E. Accerboni & F. Mosetti, 1967).

Le débit cumulé de toutes ces sources n'a jamais été mesuré, mais on a pu estimer le débit d'étiage global à 10 m<sup>3</sup>/s (E. Boegan, 1938, C. d'Ambrosi, 1952, F. Bidovec, 1957, 1965), et le débit moyen à 20 m<sup>3</sup>/s (E. Boegan, 1938, C. d'Ambrosi, 1952).

Ces sources se situant sur le territoire italien n'ont pu faire hélas l'objet d'équipement limnigraphique et d'aucune surveillance dans le cadre de cette étude.

On ajoutera, enfin, que sur le plan des précipitations, la moyenne pluviométrique annuelle établie sur une période allant de 1926 à 1965, est de l'ordre de 1460 mm.

## 2. Équipement du système aquifère étudié

### 2.1. Forages

Sur la partie nord et nord-est de l'aquifère étudié nous avons implanté dix forages: le long de la vallée de Brestovica à la frontière italienne (B—4) jusqu'à Gorjansko (B—8), dans les dolines de Kazlje (V—1) et de Avber (V—2) (fig. 2, tableau 1).

Après exécution, chaque ouvrage a fait l'objet d'essais par pompage (fig. 4) et a ensuite été utilisé comme piézomètre (fig. 5). Certains forages furent équipés de limnigraphes sur des périodes plus ou moins longues; il s'agit des forages B—3, B—4, B—5, B—7 et V—1. Les niveaux piézométriques dans les autres ouvrages sont mesurés une fois par semaine (tableau 2).

### 2.2. Stations hydrométriques

Sur les rivières qui alimentent l'aquifère de Kras, il y a les quatre stations de jaugeages suivantes: Cerkvenikov mlin sur la rivière Notranjska Reka; Miren et Dornberk sur la rivière Vipava; et enfin, une station sur la rivière Soča au niveau de Solkan (fig. 2).

Toutes ces stations sont équipées de limnigraphes et entretenues par le Service Hydrologique de Slovénie.

Tableau 1. Caractéristiques géologiques et techniques des forages  
Tabela 1. Geološki in tehnični podatki o vrtinah

Ouvrage	Diamètre foré: — au sommet — au fond	Profondeur totale de l'exécution	Faciès du niveau aquifère	Degré de fissuration et karstification
B—1	170 mm 116 mm	93,4 m	dolomie grise foncée du Crétacé inférieur et Cénomanien silicifiée	présence de fissures fines
B—2	175 mm 101 mm	72,0 m	calcaire brun grisâtre foncé du Crétacé inf. et Cénomanien	calcaire très fissuré et karstifié
B—3	200 mm 116 mm	85,3 m	calcaire brun grisâtre foncé du Crétacé inf. et Cénomanien	fissures fines
B—4	175 mm 131 mm	52,5 m	calcaire gris foncé du Crétacé inférieur et Cénomanien	calcaire très fissuré chenal ouvert de 41,7 m à 43,0 m
B—5	250 mm 219 mm diamètre de tubage: 193 mm	74,5 m crépinée de 66,7 m à 72,5 m	dolomie grise foncée du Crétacé inférieur et Cénomanien avec sable argileux de remplissage	forage recoupe le chenal immergé du puits naturel Drča jama de 66,7 m à 72,5 m
B—6	146 mm 101 mm	140,5 m	calcaire brun grisâtre foncé du Crétacé inf. et Cénomanien	calcaire peu fissuré
B—7	146 mm 101 mm	141,5 m	calcaire gris foncé du Crétacé inférieur et Cénomanien	calcaire très fissuré
B—8	146 mm 101 mm	190,3 m	calcaire gris foncé du Crétacé inférieur et Cénomanien	calcaire fissuré fissure ouverte de 169,9 m à 170,4 m
V—1	346 mm 6½" (165 mm)	200,3 m	calcaire gris marneux du Crétacé supérieur — Sénonien	calcaire bréchrrique et fissuré
V—2	236 mm 8" (203 mm)	203,0 m	calcaire en bancs très dur gris blanc du Crétacé sup. — Sénonien	calcaire peu fissuré



Fig. 4. Pompage d'essai dans le puits VB—4. Débit d'exhaure (103 l/s), rabattement stabilisé 0,44 m. L'eau pompée a été rejetée dans une doline située à 1000 m à l'est du puits

Sl. 4. Črpalni poizkus v vodnjaku VB—4. Pretok (103 l/s), ustaljeno znižanje 0,44 m. Izčrpana voda je bila odvedena v dolino 1000 m vzhodno od vodnjaka



Fig. 5. Piézomètre B—4 équipé d'un limnigraphe depuis 1977, permettant l'enregistrement des marées dans l'aquifère. Profondeur 52,5 m, distance de la côte 4000 m

Sl. 5. Piezometer B—4, opremljen z limnigrafom od leta 1977, ki omogoča beleženje plimovanja v vodonosniku. Globina 52,5 m, oddaljenost od morske obale 4000 m

Tableau 2. Durées d'observations piézométriques

Tabela 2. Čas opazovanja piezometrov

Forages	Périodes d'observations piézométriques	
	limnigraphiques	manuelles
B-1		9. 3. 1977 - 1. 1. 1980
B-2		9. 3. 1977 - 1. 1. 1980
B-3	4. 10. 1979 - 1. 1. 1980	1. 4. 1977 - 1. 1. 1980
B-4	20. 4. 1977 - 23. 8. 1979	20. 4. 1977 - 1. 1. 1980
B-5	22. 6. 1977 - 20. 4. 1979	5. 5. 1977 - 1. 1. 1980
B-6		15. 6. 1977 - 1. 1. 1980
B-7	4. 12. 1979 - 1. 1. 1980	30. 7. 1977 - 1. 1. 1980
B-8		12. 9. 1977 - 1. 1. 1980
V-1	23. 5. 1979 - 1. 1. 1980	30. 1. 1979 - 1. 1. 1980
V-2		23. 5. 1979 - 1. 1. 1980

### 2.3. Stations météorologiques

Il s'agit d'un réseau météorologique de 10 stations, dont 6 se situent sur le plateau du Kras et les autres à proximité de celui-ci (fig. 2).

Ces stations sont gérées par le Service Météorologique de Slovénie. Elles sont équipées de pluviographes et les données de pluie journalière sont disponibles.

Ci-dessous, est précisée la liste des postes consultés:

- Opatje selo,
- Senožeče,
- Branik (Zalošče),
- Bilje,
- Matavun,
- Nova Gorica,
- Ilirska Bistrica,
- Novelo pri Temnici,
- Komen,
- Šepulje (Godnje, Smarje).

## CHAPITRE II

### Étude de variations naturelles des niveaux piézométriques

#### Corrélations pluie-piézométrie-débit

##### 1. Introduction

##### 1.1. Objectifs

Rappelons que le système karstique étudié a une superficie de 500 km<sup>2</sup> environ; qu'il se situe dans les assises carbonatées du Crétacé et que ses limites sont relativement bien connues, sauf dans la partie Sud où une indétermination

subsiste quant à la position de la ligne de partage des eaux entre ce système aquifère et d'autres systèmes adjacents.

Sur cet aquifère, l'objectif de l'étude est d'analyser les relations entre les séries chronologiques de débit, de niveaux piézométriques et données pluviométriques. Pour cela nous avons établi un programme (programme HYDRO-STAT) pour le traitement de données recueillies et le tracé automatique de diagrammes synthétiques.

L'analyse statistique entre les différentes variables (pluie, débits, niveaux piézométriques) a été réalisée par la méthode de régression et corrélations linéaires.

Il importe donc de pouvoir mettre en évidence certaines dépendances entre deux ou plusieurs paramètres, voir même le degré de dépendance.

Ceci reste néanmoins relativement sommaire. Les relations entre les variables «pluie», «niveaux piézométriques» et «débits» ont été étudiées à l'aide d'une méthode classique de statistique des corrélations linéaires simples. Ce travail doit donc être considéré comme une introduction à une étude ultérieure plus approfondie.

## 2. Corrélations entre les niveaux piézométriques des différents forages

### 2.1. Résultats

L'étude a consisté à calculer et à analyser les corrélations entre les niveaux piézométriques des forages, deux par deux, à l'aide de régressions linéaires.

Exemple:

Pour les forages B—4 et B—5 la régression est la suivante:

$$h_{(B-4)} = 0,60 + 0,46 h_{(B-5)}$$

avec un coefficient de corrélation de 0,98 (fig. 6); la moyenne étant de 7,42 m pour B—5, de 4,02 m pour B—4 et l'écart-type de 2,99 m pour B—5 et de 1,40 m pour B—4 sur un échantillon de 247 couples de données.

Il a été procédé ainsi pour les 45 couples de forages. Les coefficients de corrélation, des forages pris deux par deux, sont présentés dans le tableau 3.

### 2.2. Interprétation

Pour les forages B—2, B—3, B—4, B—5, B—6, B—7, B—8 (voir tableau 3) le coefficient de corrélation est très significatif ( $R \geq 0,95$ ). En revanche, il est faible pour les autres forages (B—1, V—1, V—2) qui ne réagissent donc pas de la même manière. Les forages B—2 à B—8 réagissent très nettement aux impulsions d'entrées (fig. 7). On peut donc considérer qu'ils sont représentatifs du réseau conducteur du système karstique étudié. Aussi les forages B—1, V—1, V—2 dont les niveaux piézométriques ont des variations plus lentes et qui ne se corrélaient pas avec ceux des forages précédents ne sont donc pas représentatifs du réseau conducteur. Ces forages sont implantés soit dans les zones peu perméables, soit dans des secteurs qui ne sont pas directement liés au réseau du drainage principal.

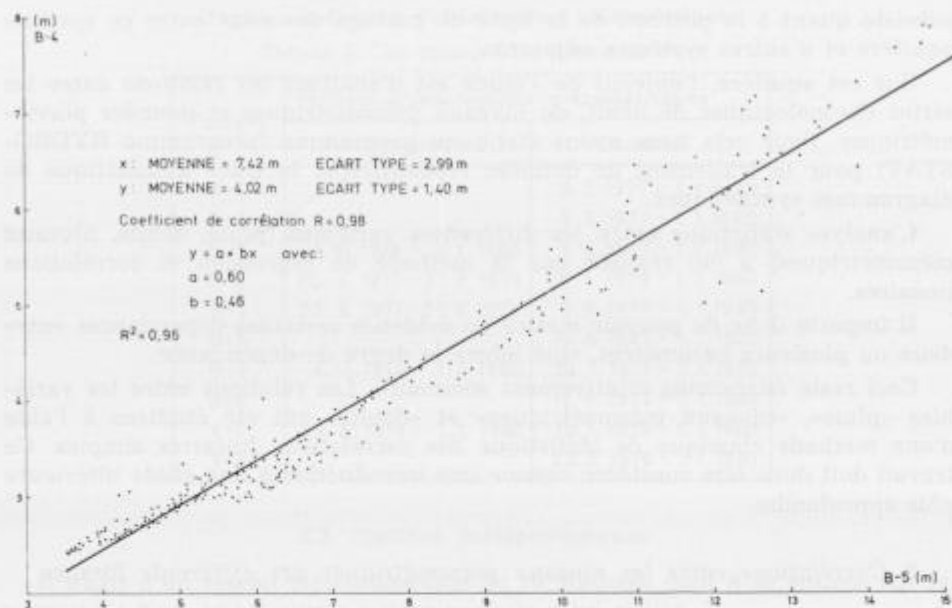


Fig. 6. Régression linéaire entre les niveaux piézométriques relevés sur les forages B—4 et B—5 (247 mesures)

Sl. 6. Linearna regresija med piezometričnimi nivoji izmerjenimi v vrtinah B—4 in B—5 (247 meritev)

Cette analyse permet donc de situer les forages dans des domaines de perméabilités de l'aquifère karstique: sur les drains conducteurs (forages B—2 à B—8) et sur les zones peu fissurées (B—1, V—1, V—2).

### 3. Corrélations pluie-niveaux piézométriques

Nous disposons des valeurs journalières de pluviométrie pour la période de mars 1977 à janvier 1980. La liste des stations météorologiques consultées est donnée dans le chapitre I, § 2.3.

Pour cette étude, nous avons retenu quatre postes qui nous paraissent être les plus représentatifs pour l'ensemble du plateau karstique; ce sont les stations météorologiques de Senožeče, Opatje Selo, Bilje et Matavun (fig. 2).

Tous les piézomètres de B—2 à B—8 fonctionnent essentiellement de la même façon comme cela a été vu dans le paragraphe 2. Nous allons donc utiliser les données du piézomètre B—4 comme représentatives pour cette partie de l'aquifère. Les données du piézomètre B—5 serviront de contrôle et pour la comparaison du comportement d'un point à un autre, les deux piézomètres étant équipés de limnigraphes durant la période considérée.

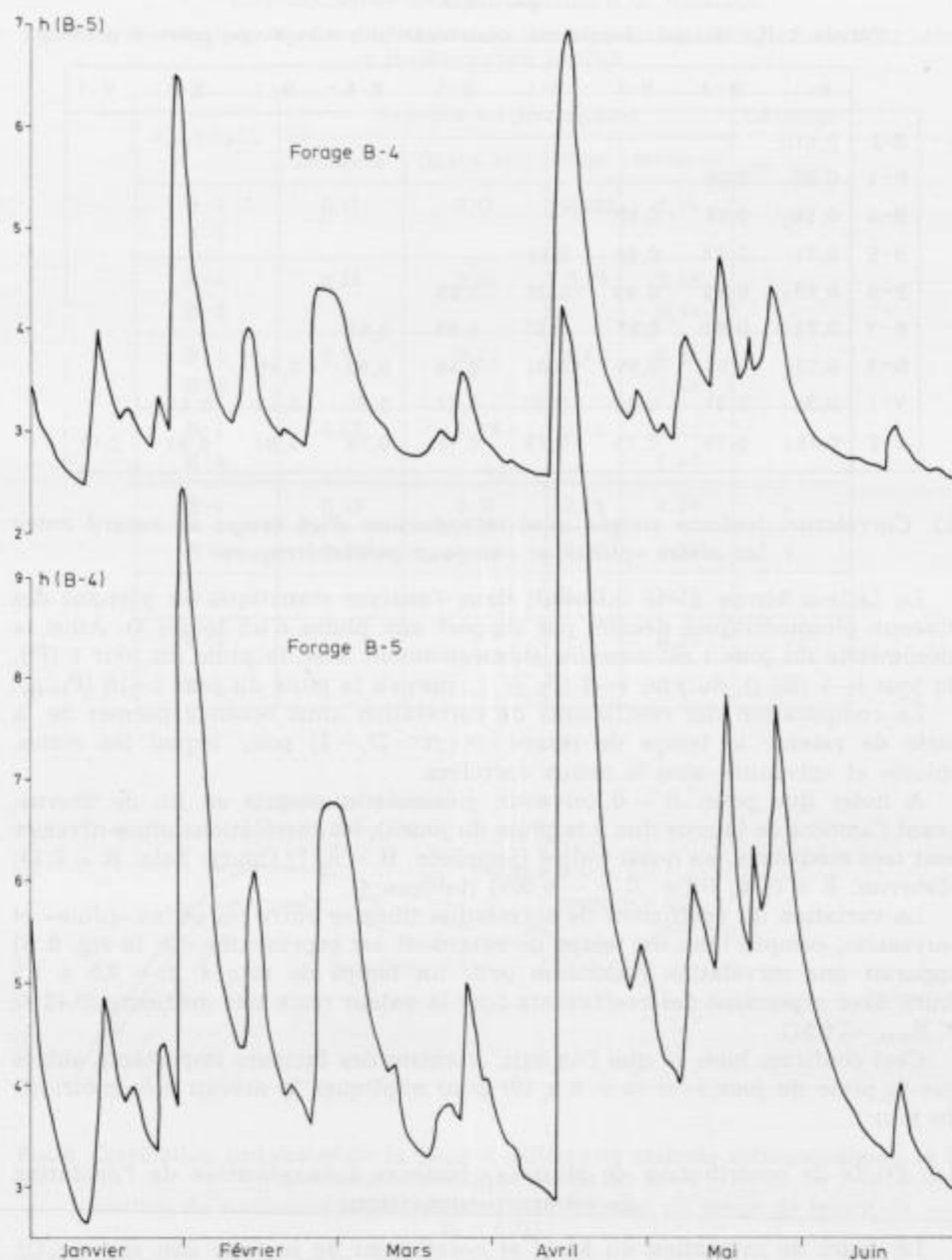


Fig. 7. Variations piézométriques sur les forages B-4 et B-5 (année 1978)

Sl. 7. Nihanje gladine podtalnice v vrtnah B-4 in B-5 (leto 1978)

Tableau 3. Coefficients de corrélation des niveaux piézométriques des forages deux par deux

Tabela 3. Korelacijski koeficienti piezometričnih nivojev po parih vrtin

	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	B-6	B-7	B-8	V-1
B-2	0,61								
B-3	0,60	0,99							
B-4	0,56	0,99	0,99						
B-5	0,71	0,98	0,98	0,98					
B-6	0,67	0,99	0,99	0,99	0,99				
B-7	0,72	0,97	0,97	0,97	0,99	0,99			
B-8	0,73	0,95	0,95	0,94	0,98	0,98	0,99		
V-1	0,96	0,31	0,24	0,30	0,41	0,31	0,42	0,42	
V-2	-0,13	0,79	0,75	0,79	0,74	0,79	0,84	0,83	0,12

### 3.1. Corrélation linéaire simple avec introduction d'un temps de retard entre les séries «pluie» et «niveaux piézométriques»

Le facteur temps a été introduit dans l'analyse statistique en prenant des niveaux piézométriques décalés par rapport aux pluies d'un temps  $D$ . Ainsi la piézométrie du jour  $i$  est corrélée successivement avec la pluie du jour  $i$  ( $P_i$ ), du jour  $i-1$  ( $P_{i-1}$ ), du jour  $i-2$  ( $P_{i-2}$ ) ... jusqu'à la pluie du jour  $i-10$  ( $P_{i-10}$ ).

La comparaison des coefficients de corrélation ainsi obtenus permet de la sorte de retenir le temps de retard  $\Delta t$  ( $\Delta t \approx D + 1$ ) pour lequel les séries, «pluie» et «niveaux» sont le mieux corrélées.

A noter que pour  $\Delta t = 0$  (niveaux piézométriques pris en fin de décrue, avant l'amorce de la crue due à la pluie du jour  $i$ ), les corrélations pluie-niveaux sont très médiocres, ou quasi nulles (Senožeče:  $R = 0,17$ ; Opatje Selo:  $R = 0,13$ ; Matavun:  $R = 0,15$ ; Bilje:  $R = -0,002$ ) (tableau 4).

La variation du coefficient de corrélation linéaire entre les séries «pluie» et «niveaux», compte tenu du temps de retard  $\Delta t$  est représentée sur la fig. 8. Il apparaît une corrélation maximum pour un temps de retard  $\Delta t = 2,5$  à  $3,5$  jours, avec cependant des coefficients dont la valeur reste très médiocre ( $0,42 < R_{\max.} < 0,51$ ).

Ceci confirme bien ce que l'on sait: il existe des facteurs importants autres que la pluie du jour  $i-n$  ( $n = 0$  à  $10$ ) pour expliquer le niveau piézométrique du jour  $i$ .

### 3.2. Étude de contribution de plusieurs facteurs à l'explication de l'évolution du niveau piézométrique

Le degré de saturation du karst et notamment de sa zone non saturée (P. Krivic, 1978) au moment où tombe la pluie et la façon dont elle tombe (C. Drogue, 1964) sont les facteurs qui ont une influence importante sur l'évolution du niveau piézométrique.



Tableau 4. Coefficients de corrélation linéaire simple des séries «pluie» et «niveau piézométrique» avec introduction d'un décalage

Tabela 4. Korelacijski koeficienti statističnih serij »padavine« in »piezometrični nivo« z upoštevanjem zamika

Piézomètre	Stations météorologiques				Décalage D en jours
	Senožeče	Opatje selo	Bilje	Matavun	
B-4 B-5	0,17	0,13	-0,002	0,15	0
B-4 B-5	0,46	0,40	0,30	0,48 0,44	1
B-4 B-5	0,51	0,42	0,42	0,51 0,48	2
B-4 B-5	0,47	0,39	0,44	0,44 0,40	3
B-4	0,43	0,31	0,39	0,39	4
B-4	0,36		0,30	0,32	5
B-4			0,25	0,26	6
B-4				0,22	7
B-4				0,01	10

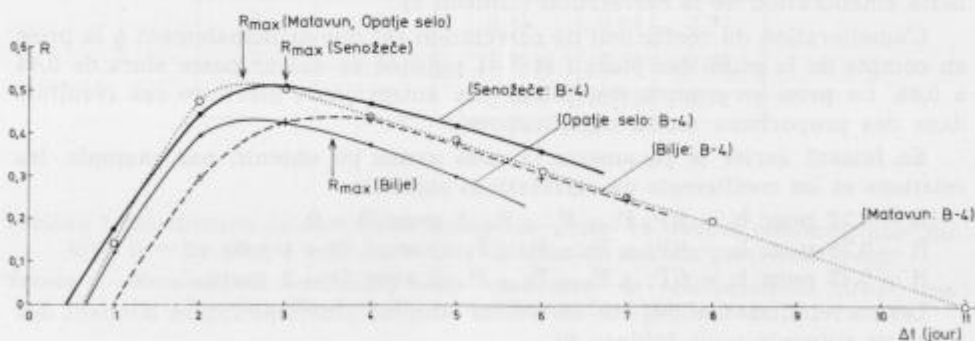


Fig. 8. Corrélation linéaire entre la pluie à différentes stations météorologiques et le niveau piézométrique du forage B-4

Variation du coefficient de corrélation R en fonction du temps de retard  $\Delta t$   
 $R = f(\Delta t)$

Sl. 8. Linearna korelacija med padavinami na različnih padavinskih postajah in piezometričnim nivojem v vrtini B-4

Korelacijski koeficient R v odvisnosti od časa zakasnitve odgovora  $\Delta t$   
 $R = f(\Delta t)$

Nous avons tenu compte dans les corrélations non seulement de la pluie du jour dont on étudie le niveau piézométrique, mais aussi de la pluie des jours antérieurs. Dans les calculs sont introduits successivement: la pluie d'un ( $P_{i-1}$ ), de deux ( $P_{i-2}$ ) et de trois ( $P_{i-3}$ ) jours qui précèdent le jour étudié.

Il a été considéré non seulement le niveau piézométrique du jour étudié ( $h_i$ ) mais aussi la montée du niveau piézométrique par rapport au niveau de la journée précédente ( $h_i - h_{i-1}$ ), pour tenir compte ainsi de l'état de l'emmagasinement du niveau de la zone saturée du karst et de la phase dans laquelle se trouve le réservoir au moment où tombe la pluie (crue, décrue, tarissement).

Les facteurs considérés dans les corrélations sont les suivants:

- Pluie du jour ( $i$ ) :  $P_i$
- Pluie du jour précédent ( $i-1$ ) :  $P_{i-1}$
- Pluie du jour ( $i-2$ ) :  $P_{i-2}$
- Pluie du jour ( $i-3$ ) :  $P_{i-3}$
- Niveau piézométrique du jour ( $i$ ) :  $h_i$
- Montée du niveau piézométrique :  $h_i - h_{i-1}$

La facteur temps a été introduit également dans ce type d'analyse par le décalage  $D$  ( $D = 0$  à 2 jours).

### 3.2.1. Corrélations du type $h_i = f(P_i)$ , $h_i = f(P_i, P_{i-1})$ , $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2})$ , $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$

Exemple: Station pluviométrique Matavun — piézomètre B—5

Il a été tenu compte des valeurs correspondantes du jour, puis de celles des jours précédents. Le coefficient de corrélation pour un décalage  $D = 1$  jour passe de 0,44 pour  $h_i = f(P_i)$ , à 0,66 pour  $h_i = f(P_i, P_{i-1})$ , puis à 0,70 pour  $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2})$  et à 0,74 pour  $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$ . Il montre donc une nette amélioration de la corrélation (tableau 5).

L'amélioration du coefficient de corrélation est due principalement à la prise en compte de la pluie des jours  $i$  et  $i-1$  puisque sa valeur passe alors de 0,44 à 0,66. La prise en compte des pluies des autres jours améliore ces résultats dans des proportions moins significatives.

En faisant varier le paramètre  $D$  nous avons pu obtenir, par exemple, les relations et les coefficients de corrélations suivants:

$R = 0,72$  pour  $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  avec  $D = 0$

$R = 0,79$  pour  $h_i = f(P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3}, P_{i-4})$  avec  $D = 1$  jour et

$R = 0,72$  pour  $h_i = f(P_{i-2}, P_{i-3}, P_{i-4}, P_{i-5})$  avec  $D = 2$  jours.

Les corrélations établies sur les autres stations pluviométriques donnent des résultats suivants (voir tableau 6).

Le tableau 6 montre que le coefficient de corrélation est presque le même pour toutes les stations considérées et que le temps de retard ( $\Delta t = 2$  jours environ) est égal pour tous les couples de valeurs.

Les résultats sont à première vue contradictoires: le coefficient de corrélation est plus faible ( $R = 0,70$ ) pour la station pluviométrique Opatje Selo qui est la plus proche du piézomètre B—4; pour le poste Matavun qui se situe à une distance dix fois plus grande le coefficient de corrélation est plus grand

Tableau 5. Coefficients de corrélation des séries «pluie» et «niveau piézométrique» du type  $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  pour les piézomètres B-4 et B-5 et la station météorologique Matavun

Tabela 5. Korelacijski koeficienti serij »padavine« in »piezometrični nivo« tipa  $h_i = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  za piezometra B-4 in B-5 ter padavinsko postajo Matavun

Forage $h_i$	Station météorologique Matavun				Décalage D en jours
	$P_i$	$P_i, P_{i-1}$	$P_i, P_{i-1}, P_{i-2}$	$P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3}$	
B-4	0,15			0,72	0
B-5		0,47	0,60	0,67	
B-4	0,48			0,79	1
B-5	0,44	0,66	0,70	0,74	
B-4	0,51			0,72	2
B-5	0,48	0,61	0,65	0,67	

Tableau 6. Coefficients de corrélation des séries «pluie» et «niveau piézométrique» du type  $h_{i(B-4)} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  pour les différentes stations pluviométriques

Tabela 6. Korelacijski koeficienti serij »padavine« in »piezometrični nivo« tipa  $h_{i(B-4)} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  za različne padavinske postaje

Décalage D en jours	$h_{i(B-4)} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$			
	Senožeče	Opatje selo	Bilje	Matavun
0	0,72	0,64	0,67	0,72
1	0,77	0,70	0,76	0,79
2	0,70	0,62	0,72	0,72

Tableau 7. Coefficients de corrélation des séries «pluie» et «niveau piézométrique» du type  $h_i - h_{i-1}(B-4) = f(P_i)$  pour les différentes stations pluviométriques

Tabela 7. Korelacijski koeficienti serij »padavine« in »piezometrični nivo« tipa  $h_i - h_{i-1}(B-4) = f(P_i)$  za različne padavinske postaje

Décalage D en jours	$h_i - h_{i-1} = f(P_i)$			
	Senožeče	Opatje selo	Bilje	Matavun
0	0,36	0,12	0,26	0,37
1	0,71	0,43	0,52	0,75
2	0,22	-0,01	0,29	-0,04

( $R = 0,79$ ); de plus, le temps de retard est égal pour tous les postes, quelle que soit leur distance du piézomètre B—4. Ceci pose le problème de la représentativité des stations pluviométriques et des piézométries qu'ils sont censés traquer.

### 3.2.2. Corrélation du type $h_i - h_{i-1} = f(P_i)$

Les coefficients de corrélation restent inférieurs à ceux que nous avons obtenu précédemment (tableau 7). Par contre les pics sont beaucoup plus nets et précis que ceux des essais précédents (cf. fig. 8). C'est donc une bonne méthode pour cerner avec plus de précision le temps de retard de la réponse aux apports d'eau de pluie provenant des différents secteurs de l'aquifère.

La tentative de considérer un seuil de pluie efficace (C. Drogue, 1971) de 10 ou 20 mm par jour, n'a pas donné des résultats satisfaisants car le grand nombre de valeurs nulles a conduit à ne conserver qu'un trop petit nombre de groupes de données.

### 3.2.3. Corrélations du type $h_i - h_{i-1} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$

Les analyses suivantes portent sur la relation entre la pluie du jour considéré, celle des jours précédents d'une part, et la montée du niveau piézométrique d'autre part.

Il apparaît que le coefficient de corrélation s'améliore nettement lorsque l'on considère la montée du niveau piézométrique du jour  $i$  par rapport au niveau de la journée précédente ( $h_{i-1}$ ) comme variable expliquée et la pluie du jour ( $i - 1$ ) comme variable explicative.

Sur le tableau 8, il apparaît qu'il est inutile de considérer les pluies des jours ( $i - 2$ ) et ( $i - 3$ ) pour expliquer la montée du niveau piézométrique, leur contribution étant même défavorable. Par contre, la prise en compte des pluies des jours  $i$  et  $i - 1$  a une contribution positive dans l'explication de la montée du niveau piézométrique ( $R_{\max.} = 0,84$ ).

Tableau 8. Coefficients de corrélation des séries «pluie» et «niveau piézométrique» du type  $h_i - h_{i-1} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  pour la station météorologique Matavun et le piézomètre B—5

Tabela 8. Korelacijski koeficienti serij »padavine« in »piezometrični nivo« tipa  $h_i - h_{i-1} = f(P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3})$  za padavinsko postajo Matavun in piezometer B—5

Décalage D	Station météorologique Matavun: $h_i - h_{i-1}$		
	$P_i, P_{i-1}$	$P_i, P_{i-1}, P_{i-2}$	$P_i, P_{i-1}, P_{i-2}, P_{i-3}$
0	0,84	0,65	0,61
1	0,45	0,41	0,39

## 4. Corrélations débit-niveau piézométrique

Nous possédons des données journalières de débit de quatre stations de jaugeage pour toute la période des observations de la piézométrie. Ce sont les stations: Solkan, Cerkevnikov mlin, Miren et Dornberk.

L'analyse des liaisons corrélatives en cherchant le coefficient de corrélation maximum par la variation du décalage D donne des résultats suivants (voir tableau 9).

Le temps de retard est de deux jours pour la direction de la Vipava (Miren et Dornberk) et de la Notranjska Reka (Cerkevnikov mlin) vers les piézomètres d'observation. Dans le trajet de la Soča (Solkan) jusqu'au piézomètre B—4 le temps de passage des ondes piézométriques est de deux jours et demi. C'est le temps de passage des ondes de crue qui se propagent dans l'aquifère vers l'exutoire à partir des eaux de surface qui alimentent le karst. Ainsi la vitesse de propagation d'ondes piézométriques peut être calculée aisément.

La célérité apparente est de 730 m/h dans la direction de Cerkevnikov mlin sur la Notranjska Reka vers les sources de Timav. De Solkan sur la Soča elle est de 200 m/h et entre les pertes de la Vipava près de Miren et l'exutoire principal du système la vitesse de propagation des ondes piézométriques est de 150 m/h environ.

La variation du coefficient de corrélation compte tenu du temps de retard  $\Delta t$  est représentée sur la fig. 9. On observe une augmentation rapide des valeurs

Tableau 9. Coefficients de corrélation linéaire simple des séries «débit» et «niveau piézométrique»

Tabela 9. Korelacijski koeficienti serij »pretok« in »piezometrični nivo«

Forage	Stations de jaugeage				Décalage D
	Solkan	Cerkevnikov mlin	Miren	Dornberk	
B-4 B-5	0,29	0,53	0,54	0,53	0
B-4 B-5	0,51	0,75 0,70	0,74	0,74 0,73	1
B-4 B-5	0,57	0,78 0,72	0,78	0,78 0,74	2
B-4 B-5	0,53	0,68 0,64	0,71	0,71 0,68	3
B-4	0,44	0,54	0,59	0,60	4
B-4	0,30	0,42	0,46	0,47	5
B-4	0,18	0,30	0,33	0,34	6
B-5	0,08		0,22	0,23	7

du coefficient de corrélation pendant les deux premiers jours après l'impulsion, puis une diminution plus lente. Les mêmes valeurs du coefficient de corrélation, pour les débits précédant la crue, sont obtenues pour des données situées une semaine environ après celle-ci.

Le coefficient de corrélation est plus faible ( $R = 0,57$ ) pour le couple (Solkan; B-4) que pour les autres couples (coefficient de corrélation supérieur à 0,7). Ceci pourrait être expliqué par l'amortissement des ondes piézométriques à travers les alluvions de la Soča, car la rivière Soča alimente le karst par l'intermédiaire d'une nappe alluviale.

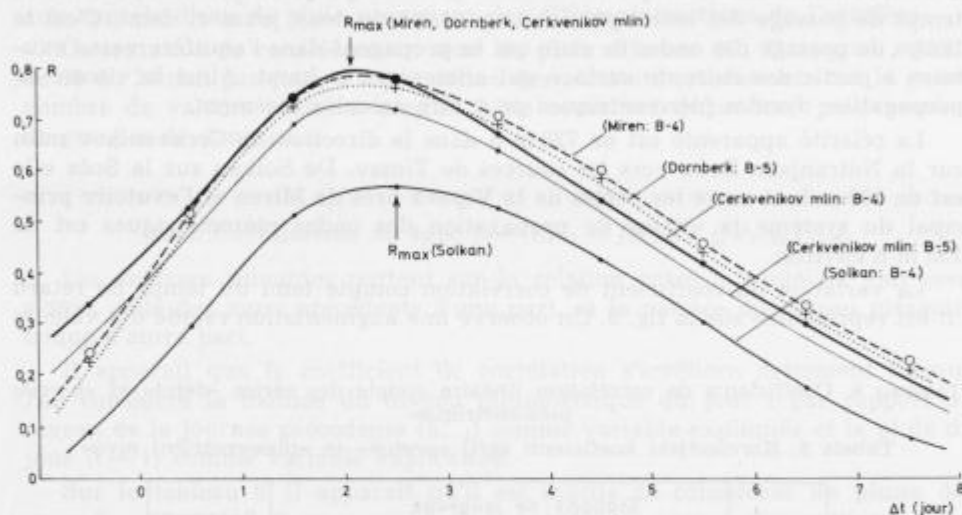


Fig. 9. Corrélation linéaire entre le débit à différentes stations de jaugeage et le niveau piézométrique des forages B-4 et B-5

Variation du coefficient de corrélation  $R$  en fonction du temps de retard  $\Delta t$   
 $R = f(\Delta t)$

Sl. 9. Linearna korelacija med pretokom rek na različnih vodomernih postajah in piézometričnim nivojem v vrtnah B-4 in B-5

Korelacijski koeficient  $R$  v odvisnosti od časa zakasnitve odgovora  $\Delta t$   
 $R = f(\Delta t)$

## 5. Conclusion

Les relations pluie-niveau piézométrique et débit-niveau piézométrique ont été étudiées à l'aide d'une méthode statistique très simple et facile à mettre en oeuvre mais qui nécessite un nombre de données assez important et une précision des mesures la plus grande possible et dont l'interprétation des résultats doit être menée avec prudence.

Cette méthode permet d'obtenir une première estimation du comportement d'ensemble de l'aquifère, de délimiter les zones de comportement semblable, et de fournir quelques données quantitatives.

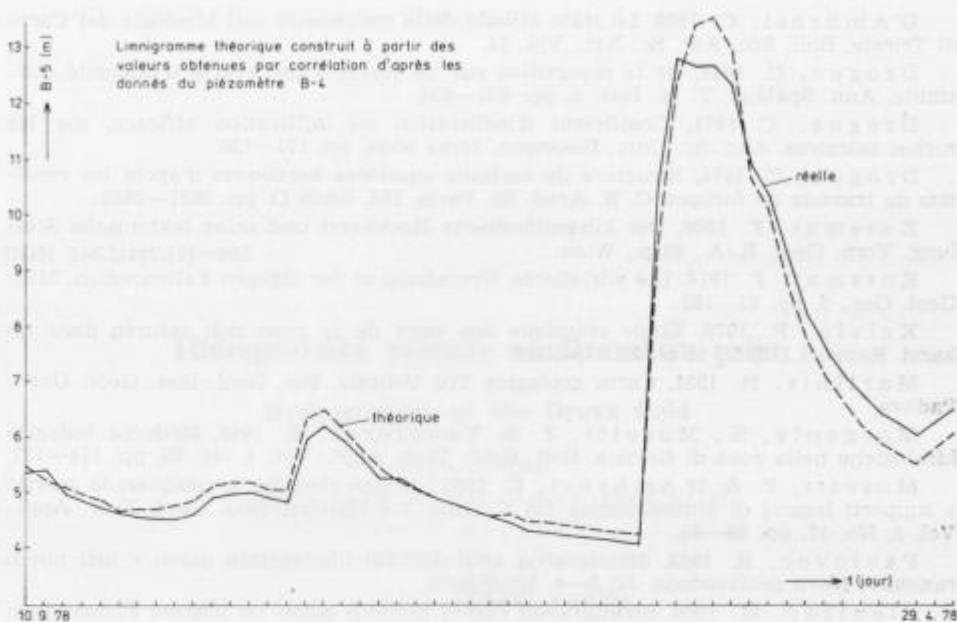


Fig. 10. Limnigrammes calculé et observé pour le forage B-5

Sl. 10. Izračunani in izmerjeni limigram za vrtino B-5

À titre de contrôle et pour visualiser le fonctionnement du programme HYDROSTAT, nous avons calculé les niveaux piézométriques en différents points de l'aquifère pour une période égale à la période d'observation. L'exemple (fig. 10) montre une superposition très satisfaisante de courbe calculée avec la courbe réellement observée. Ce contrôle sert à vérifier la représentativité du modèle utilisé par rapport au système réel.

### Bibliographie

Accerboni, E., Mosetti, F. 1967, Localizzazione dei deflussi d'acqua dolce in mare mediante un conduttometro elettrico superficiale a registrazione continua. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 9, no 36, pp. 255-268.

Bidovec, F. 1957, Prispevek Notranjske Reke k vodnim množinam kraških izvirov v povodju Timava. 10 let hidrometeorološke službe, *Zbornik HMZ*, pp. 29-43, Ljubljana.

Bidovec, F. 1965, The hydrosystem of karstic springs in the Timavo Basin. *Actes Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO*, Vol. 1, pp. 263-274.

Boegan, E. 1938, *Il Timavo*, Mem. Inst. Ital. Speleol., 251 p., Trieste.

Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica 1 : 100 000. Redakcija in založba Zveznega geološkega zavoda, Beograd.

D'Ambrosi, C. 1952, Osservazioni Geo-idrologiche preliminari presso Trieste. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Vol. 46, pp. 75-90.

D'Ambrosi, C. 1955, Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie, foglio «Trieste». Padova.

- D'Ambrosi, C. 1960, Lo stato attuale della conoscenze sull'idrologia del Carso di Trieste. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Vol. 51.
- Drogue, C. 1964, De la répartition sur un Karst d'une averse d'intensité constante. *Ann. Spéléol.*, T. 19, fasc. 4, pp. 631—634.
- Drogue, C. 1971, Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace, sur les roches calcaires. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 3ème série, pp. 121—130.
- Drogue, C. 1974, Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forages. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, Serie D, pp. 2621—2624.
- Kossmat, F. 1909, Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. *Verh. Geol. R.-A.*, 85 p., Wien.
- Kossmat, F. 1916, Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. *Mitt. Geol. Ges.*, 6, pp. 61—165.
- Krivic, P. 1978, Étude chimique des eaux de la zone non saturée dans un karst. *Rapport D.E.A.*, 51 p., Montpellier.
- Martinis, B. 1951, Carta geologica Tre Venezie. *Sez. Geol. Inst. Geol. Univ.*, Padova.
- Morgante, S., Mosetti, F. & Tongiorgi, E. 1966, Moderne indagini idrologiche nella zona di Gorizia. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 8, No. 30, pp. 114—137.
- Mosetti, F. & D'Ambrosi, C. 1963, Alcune ricerche preliminari in merito a supporti legami di alimentazione fra il Timavo e l'Isonzo. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 5, No. 17, pp. 69—84.
- Pavlovec, R. 1963, Stratigrafija produktivnih liburnijskih plasti v luči novih raziskav. *Nova proizvodnja*, 14, 3—4, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1960, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. *Geologija*, 6, pp. 22—145, Ljubljana.
- Stache, G. 1891, Geologische Verhältnisse und Karte der Umgebung von Triest. *Verh. Geol. R.-A.*, 71 p., Wien.
- Timeus, G. 1910, Sui mezzi d'indagine nell'idrologia sotteranea. *Boll. Soc. Adr. Sc. Nat.*, Vol. 25, 2, Trieste.



UDK 556.3(497.12)—863

## Hidrogeološke razmere na Dravskem polju

### Hydrogeology of the Drava field

Ljubo Žlebnik

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

#### Kratka vsebina

Prodni vodonosnik na Dravskem polju ni enoten, kot so mislili doslej. Razlike v načinu napajanja podtalne vode so namreč tolikšne, da se deli na tri hidrogeološke enote. Prva obsega severozahodni del polja, ki je v glavnem urbaniziran. Zato podtalna voda na tem območju ne pride v poštev za zajetje. Druga hidrogeološka enota obsega del Dravskega polja med Bohovo in Dogošami na severu ter Hotinjo vasjo, Dravskim Dvorom in Staršami na jugu. Poleg tega zajema hribovito zaledje Pivolskega, Hočkega in Polanskega potoka. Podtalna voda se napaja s ponikovanjem pohorskih potokov in infiltracijo padavin. Drenira se v Miklavško studenčnico in neposredno v Dravo. Tretja, največja hidrogeološka enota, obsega hribovito zaledje Rančkega potoka ter osrednji del dravske ravnine od obrobja Pohorja na zahodu, do Drave na severozahodu in Reke, oziroma Polskave na jugu. Podtalna voda odteka od obrobja Pohorja proti odvodnemu kanalu HE Zlatoličje in v Hajdinsko ter Pobreško studenčnico.

#### Abstract

Drava field can not be considered as an uniform aquifer. There three hydrogeological units are to be distinguished from the view point of definite areas of recharge and discharge. The first unit is restricted to the northwestern margin of the field and is urban in character. Its ground water is not available for the water supply. The second unit covers the field between Bohova and Dogošë in the north, and between Hotinja vas-Dravski Dvor-Starše in the south. Its ground water is replenished by the lost streams having their sources under Pohorje, and by the atmospheric precipitations. It is discharged to the spring of Miklavž and directly to the river Drava. The third unit comprises the greatest central part of the field and the hilly catchment area of the Ranče creek. The ground water discharges from the foot of Pohorje to the spillway channel of the Zlatoličje power plant, as well as to the Hajdina and Pobrežje springs.

## Vsebina

Dosedanje raziskave . . . . .	152
Morfološki opis . . . . .	153
Hidrografski opis . . . . .	154
Padavine . . . . .	154
Izhlapevanje na Dravskem polju . . . . .	154
Pregledni geološki opis . . . . .	155
Predkvartarna podlaga na Dravskem polju . . . . .	156
Kvartarne naplavine . . . . .	156
Pregledni hidrogeološki opis . . . . .	157
Možnosti zajetja podtalne vode na Dravskem polju . . . . .	159
Kvaliteta podtalne vode na Dravskem polju . . . . .	161
Nadaljnje raziskave . . . . .	162
Literatura . . . . .	164

## Dosedanje raziskave

Obrobje Dravskega polja je geološko in hidrogeološko dokaj dobro raziskano, manj pa osrednji del. Dosedanje raziskave so bile omejene na območje Maribora (Tezno, Pobrežje, Betnava, Bohova) in na severovzhodno obrobje vzdolž Drave, kjer je postavljena kanalska vodna elektrarna Zlatoličje. Še preden so pričeli graditi Zlatoličje, so raziskali projektne različice rečnih in kanalskih stopenj HE Duplek, HE Loka in HE Hajdoše. V vse te namene je bilo izvrtanih prek 300 strukturnih vrtin, od katerih je skoraj polovica segla do neprepustne podlage. Vrtine, ki so bile izvrtane za projektiranje HE Zlatoličje, so razporejene vzdolž dovodnega in odvodnega kanala ter strojnice, vrtine za projektiranje HE Hajdoše pa na obeh bregovih Drave med Vičavo, Hajdošami in Staršami. Za rečno stopnjo HE Duplek so vrtali med Loko in Duplekom, za kanalsko varianto Loka pa pod teraso v Miklavžu in na območju jezua v Melju.

Na Teznem in na Pobrežju so bile izvrtane številne vrtine za geotehnični kataster Maribora. Na območju vodarne v Betnavi, na Teznem in severno od Miklavža so bile med zadnjo vojno in takoj po njej izvrtane številne vrtine. Za vodarno v Bohovi so izvrtali precej vrtin na sorazmerno ozkem območju in nato izkopali še dva vodnjaka.

V osrednjem delu polja imamo le vrtine na območju zajetja pri Šikolah za Slovensko Bistrico, na območju vodarne v Kidričevem in v Skorbi za mesto Ptuj, tri vrtine severno od Župečje vasi in eno pri Kungoti v sredini polja.

Na celotnem Dravskem polju so izkopani številni vaški vodnjaki, ki pa segajo le nekaj metrov globoko v podtalno vodo. Z merjenjem vodne gladine v njih (ustja vodnjakov morajo biti geodetsko posneta) dobimo zelo uporabne podatke o nagnjenosti gladine podtalne vode in smeri njenega pretakanja ter o nihanju gladine. Skoraj nobenih podatkov pa ne dobimo o debelini vodonosne prodne plasti, njeni izdatnosti in prepustnosti ter o globini neprepustne podlage.

Leta 1952 je Zavod za urbanizem in komunalno tehniko iz Ljubljane organiziral opazovanje vodnjakov za merjenje gladine podtalne vode in njenega nihanja. Opazovalna mreža je obsegala 172 vaških vodnjakov, geodetsko posnetih. Leta 1956 je Hidrometeorološki zavod Slovenije izbral redkejšo mrežo teh vodnjakov in jo izpopolnil z novimi vodnjaki na obrobju polja. Preurejena mreža je obsegala 82 vodnjakov ter pet stalnih in šest začasnih vodomeroev, ki so jih redno opazovali vsakih 10 dni skozi vse leto 1956 in 1957. Po letu 1957

so se občasna opazovanja omejila na nekaj vodnjakov na polju. Merili so tudi več studenčnic pri Miklavžu, Zlatoličju in na Pobrežju.

Leta 1958 je »Projekt nizke zgradbe« izdelal vodnogospodarsko osnovo povodja Polskave in zgornjega Dravskega polja. Zbral je hidrogeološke podatke o porečju Polskave, o pohorskih potokih, ki ponikujejo v Dravsko polje, o podtalnici Dravskega polja in sestavil bilanco podtalne vode Dravskega polja.

Občasna opazovanja gladin so se ponovno začela leta 1967 in so trajala do leta 1969. V občasne meritve je bilo vključenih 87 vodnjakov stare mreže Hidrometeorološkega zavoda iz leta 1956, medtem ko so redno desetdnevno opazovali samo pet vodnjakov na osrednjem delu polja. Merili so tudi več studenčnic v Miklavžu, Ptujju in Vidmu. Vsa opazovanja in meritve so bila del regionalne hidrogeološke študije porečja zgornje Drave in Mure, ki jo je izdelal Geološki zavod.

Skoraj istočasno so Dravske elektrarne Maribor začele opazovati gladine na vplivnem območju gradbene jame strojnice in odvodnega kanala vodne elektrarne Zlatoličje. V ta namen so organizirali mrežo vodnjakov in piezometrijskih vrtin, ki pa je bila omejena na osrednji del polja med Skorbo, Cirkovcami, Miklavžem in Dravo. Ta mreža je obsegala prek 100 opazovalnih mest, povečini piezometrijskih vrtin, nekaj pa je bilo vodnjakov stare mreže Hidrometeorološkega zavoda. V okviru gradnje vodne elektrarne Formin so Dravske elektrarne Maribor postavile mrežo vodnjakov in vrtin na jugovzhodnem robu polja. Opazovanja so pričeli leta 1969 in jih občasno nadaljujejo še sedaj. Zavod za urbanizem Maribor je leta 1978 analiziral dotlej zbrane podatke o možnih lokacijah za črpanje talne vode Dravskega polja.

### Morfološki opis

Dravsko polje se razteza od Maribora proti vzhodu in jugovzhodu do Ptujja, proti zahodu nekako do Pragerskega in proti jugu do vzhodnega haloških gričev. Ima obliko pravokotnega trikotnika s površino približno 260 km<sup>2</sup>. Ozemlje predstavlja geografsko in morfološko enoto. Površje polja je položno nagnjeno od NW proti SE; vrhnja plast sestoji iz holocenskih in pleistocenskih prodnih in glinastih naplavin. Najnižji del, ob sami dravski strugi, je holocenska ravnica, ki je v zgornjem — severnem delu polja najožja in se proti jugu vedno bolj razširja. Ravnica se na zahodu konča ob pet do deset metrov visoki ježi pleistocenske terase; razčlenjena je v nizke, komaj opazne holocenske terase, ki potekajo od zahoda proti vzhodu. Tudi ravninski del Dravskega polja ni raven, temveč je razčlenjen v nizke terase, ki ponekod prehajajo neopazno druga v drugo.

Na zahodu meji Dravsko polje na Pohorje, zgrajeno iz metamorfnih kamenin, ki obdajajo tonalitni lakolit. Severni in vzhodni rob Pohorja sestoji iz terciarnih sedimentnih kamenin. Metamorfne kamenine nikjer ne segajo do dravske struge. Na južnem robu Dravskega polja se razprostira valovito terciarno gričevje Haloz, ki predstavlja vzhodni podaljšek Karavank. Na severu se izgubijo pod Dravsko polje, na vzhodu pa pod pleistocensko Varaždinsko ravnino.

Na severni, oziroma severo-vzhodni strani Dravskega polja se raztezajo Slovenske gorice, sestavljene iz terciarnih sedimentnih kamenin.

### Hidrografski opis

Drava teče po severnem in severovzhodnem robu Dravskega polja in ima izrazito fluvio-glacialni režim pretoka. Sistem hidroelektrarn Srednja Drava I in II ter Varaždin kontrolira režim pretoka po strugi Drave in po energetskih kanalih. S severovzhodnih in vzhodnih pobočij Pohorja pritekajo na Dravsko polje naslednji potoki: Pekrski, Radvanjski, Razvanjski, Pivolški, Hočki, Polanski (Slivniški), Rančki in Framski. Pohorski potoki ne dosežejo Drave, ampak prej poniknejo v dravskemrodu. Na jugu polja teče Polskava s pritoki po neprepustni kvartarni glini, ki sega na Dravsko polje nekako do črte Stražgonjica (Strgojnca)-Župečja vas-Trnovec. Od tod teče dalje po pleistocenskemrodu Dravskega polja, ki je ob strugi močno zaglinjen. Ravninsko povodje Polskave je zamočvirjeno, struga pa močno meandrira. Sedaj strugo regulirajo, da bi izsušili zamočvirjeni svet; trajanje visokih voda se bo zato skrajšalo, dotok polskavske vode v podtalnico pa se bo zmanjšal. Obsežna pleistocenska prodna ravnica, ki meri 121,07 km<sup>2</sup>, se razprostira nad nizko holocensko teraso vse do roba polja, kjer doseže bolj vlažna zaglinjena tla, in nima površinskega odtoka. Padavinska voda ponikne v tla in podzemsko odteka proti Dravi. Na nizki holocenski terasi je več izvirov podtalne vode, ki se zberejo v tri večje studence. Miklavžka studenčnica zbere vodo iz izvirov pod Miklavžem in odteka v Dravo pod Loko; vodo iz izvirov pri Sp. Hajdini zbira Studenčnica, teče mimo Ptuja, se nato preimenuje v Strugo in se izliva v Dravinjo vzhodno od Vidma pri Ptujju. Na Turniškem travniku so številni izviri, katerih voda odteka kot Pobreška studenčnica v Dravinjo.

### Padavine

Na Dravskem polju lahko pričakujemo po podatkih Hidrometeorološkega zavoda povprečno okoli 1000 mm padavin na leto, in sicer v Mariboru 1047 mm, na Ptujju 975 mm in v Framu 1042 mm. Maksimalne letne padavine znašajo v Mariboru 1440 mm, na Ptujju 1250 mm in v Framu 1500 mm, minimalne pa v Mariboru 720 mm, na Ptujju 750 mm in v Framu 750 mm. V povprečno mokrem letu je višina padavin v hribovitem območju pohorskih potokov 1200 mm, na pohorskem vznožju 1047 mm in na prodni ravnici 1011 mm.

### Izhlapevanje na Dravskem polju

Izhlapevanje je funkcija številnih meteoroloških faktorjev, predvsem temperature, vetra, relativne vlažnosti zraka, insolacije in temperature vode. Pri sumarnem izhlapevanju moramo upoštevati tudi transpiracijo, ki je funkcija letnega časa. Na Dravskem polju ni lizimetske postaje, zato so vrednosti evapotranspiracije le ocenjene na podlagi izkustvenih obrazcev. Po teh ocenah znaša evapotranspiracija v hribovitem območju 515 mm/leto, v ravninskem pa od 544 mm/leto do 600 mm/leto. Odtočni koeficient v hribovitem območju pohorskih potokov znaša 0,57, na vznožju Pohorja pa 0,48. Od skupne letne količine padavin v povprečno mokrem letu 1011 mm odpade na evapotranspiracijo 557 mm. Odtočni koeficient (infiltracija) je 0,45. (Podatke o evapotranspiraciji smo povzeli po podatkih HMZ).

### Pregledni geološki opis

Med Mariborom in Ptujem teče Drava povečini ob robu Slovenskih goric proti jugovzhodu. Levi breg reke sestoji večidel iz terciarnih sedimentnih kamenin, desni pa iz pleistocenskega in holocenskega proda in peska, s katerim je zasuto Dravsko polje.

Celotno območje med Slovenskimi goricami in Halozami delimo na tri enote: nagubane Slovenske gorice, ptujsko-ljutomersko sinklinalo in nagubane Haloze. Slovenske gorice, ki sestojijo iz različnih terciarnih sedimentnih kamenin, so oblikovane v več vzporednih antiklinal in sinklinal s smerjo jugozahod-severovzhod. Najseverneje poteka antiklinala Kungota-Jarenina-Cmurek. Južno od tod je plitva sinklinala z osjo Maribor-Radgona. Še južneje poteka antiklinala Duplek-Murska Sobota s številnimi lokalnimi izboklinami. Antiklinala proti jugovzhodu strmo vpada v ptujsko-ljutomersko sinklinalo, ki jo zapolnjujejo mlajšepliocenske sedimentne kamenine.

Sinklinala je na jugu omejena z močnim prelomom, ki poteka od Črešnjevca pri Slovenski Bistrici prek Ptujске gore, Zabovcev, severno od Bukovcev prek Zavrča proti Ljutomeru. Ob prelomu so terciarne plasti Haloz postavljene v navpično lego, ali pa celo narinjene proti severu.

Haloze, ki jih na severu loči od ptujsko-ljutomerske sinklinalne prelom, so izredno zamotano zgrajen antiklinorij, sestavljen iz terciarnih, pa tudi triadnih, permskih in karbonskih sedimentnih kamenin.

Stratigrafsko zaporedje skladov v Slovenskih goricah najlepše sledimo na levem bregu Drave, kjer reka preseka v svojem toku med Mariborskim otokom in Ptujem vse terciarne plasti od spodnjemiocenskih do pliocenskih. Najstarejši terciarni skladi so razgaljeni v okolici Mariborskega otoka, nato pa sledijo vzporedno s tokom Drave vse mlajše terciarne plasti.

Terciarni sedimenti Slovenskih goric vpadajo proti zahodu pod kvartarne naplavine Drave. Debelina kvartarnih naplavin je na severovzhodnem obrobju Dravskega polja med Dravo in cesto Maribor—Ptuj sorazmerno majhna. Terciarna podlaga leži pet do petnajst metrov pod dnom današnje struge; prekrita je s pleistocenskim in holocenskim prodom in peskom.

Dravsko polje je nastalo v pleistocenski epohi, ko se je Drava postopno vrezovala v terciarni relief in ga zasula s prodnimi naplavinami v fazah tektonskega mirovanja in ugrezanja, ki sovpadajo s poledenitvenimi dobami. V poznejših fazah si je vrezala svojo strugo v lastne naplavine, kar dokazujejo številne terase. Na severovzhodnem robu Dravskega polja so se izoblikovale štiri terase. Najvišja se razteza od Teznega čez Tezenski gozd proti cesti Rogoza—Miklavž. Rob naslednje terase poteka vzporedno z višjo teraso od Maribora, mimo Brezij, Dogoš, Miklavža, Šmarjete, Njiverk na Ptujsko polje. Terasi sta za 1,8 ‰ nagnjeni proti Ptujju. Na levem bregu Drave je le nekaj ostankov teh teras pri Zgornjem Dupleku, v okolici Spodnjega Dupleka in v okolici Martina.

Najmlajša pleistocenska terasa poteka vzporedno z Dravo od Pobrežja, mimo Zrkovcev, Dogoš, Miklavža, Loke, Gerečje vasi in Zgornje Hajdine na Ptujsko polje. Pri Loki se od nje odcepi dva do tri metre nižja terasa, katere rob poteka vzporedno s cesto Maribor—Ptuj in naprej na Ptujsko polje. Ostanki te najnižje pleistocenske terase so ohranjeni tudi na Pobrežju ter med Zrkovci in Dogošami.

### Predkvartarna podlaga na Dravskem polju

Zbrani podatki številnih vrtin kažejo, da je relief neprepustne podlage na območju Maribora najbolj razgiban. V pasu od današnje hitre ceste ob vznožju Pohorja proti sredini polja, nekako do črte Cirkovce—Starošince—Starše, je podlaga rahlo valovita in je nagnjena za 2,6 ‰ enakomerno proti vzhodu. V osrednjem delu polja, med Dravskim Dvorom in Kungoto, se zložno dviga hrbet nad okoljem. V pasu od Kungote do Zgornje Hajdine površje neprepustne podlage zopet enakomerno vpada proti vzhodu za okoli 2,7 ‰. Pri Zgornji Hajdini se strmec zelo poveča in znaša 10,4 ‰. Povečanje je v zvezi z globeljo v neprepustni podlagi, ki poteka vzporedno z današnjo strugo Drave od Zlatoličja prek Slovenje vasi, Skorbe do Pobrežja, kjer zavije proti vzhodu pravokotno na strugo Drave.

Greben visoko dvignjene neprepustne podlage, ki poteka po sredini polja od zahoda proti vzhodu, deli prodni zasip osrednjega dela Dravskega polja na severno in južno globel ter osrednjo plitvejšo polico. Ta oblika neprepustne podlage vpliva tudi na pretakanje podtalne vode. Severno od police teče po globeli močan tok podtalnice proti strojnici HE Zlatoličje in odvodnemu kanalu. Manj jasno je izražen tok po južni globeli, zasuti s prodom, od črpališča v Šikolah proti črpališčem Kidričevo in Skorba.

Neprepustna terciarna podlaga med Mariborom in Zgornjim Duplekom sestoji iz tortonskega laporja in peščenjaka z vložki laporja. Med Duplekom in Loko sestoji terciarna podlaga iz sarmatskega peščenega laporja z vložki peska. Vse vrtine na območju akumulacijskega jezera, jezu in odvodnega kanala vodne elektrarne Hajdoše ter vrtine vzdolž dovodnega in odvodnega kanala vodne elektrarne Zlatoličje so zadele pod kvartarnim prodom na pliocenski horizont Unio wetzleri, tj. na gosto zbit prod s peskom, konglomerat, lapor in glino.

### Kvartarne naplavine

Pleistocenske naplavine Dravskega polja sestojijo iz proda s peskom in meljem, med katerega so vložene plasti in leče peska. Prod se je ponekod sprijel v plasti in leče rahlo vezanega konglomerata, debele pol metra do enega metra. Konglomeratni vložki so predvsem na robovih teras. Na severnem robu polja, v okolici Maribora, je prod mnogo bolj grob kot v osrednjem in južnem delu. V gramoznicah v Mariboru so med prodom vložene plasti zelo debelega proda, posamezni bloki merijo do enega metra v premeru. Pleistocenski prod vsebuje do 6 ‰ melja in 35 ‰ do 57 ‰ peska. Tudi po petrografski sestavi se pleistocenski prod močno razlikuje od pliocenskega. Pleistocenski prod vsebuje poleg kremenovih prodnikov tudi prodnike amfibolita, tonalita, gnajsa in redko apnenca. V pliocenskem prodju pa prevladujejo dobro zaobljeni kremenovi prodniki.

Pod nizko pleistocensko teraso se razprostira holocenska ravnica, ki spremlja Dravo od Maribora do Ptuja v pasu, širokem eden do tri kilometre. Ravnina je lahko valovita in presekana s starimi strugami in rokavi Drave. Pokriva jo holocenski pesek z meljem pol metra do tri metre na debelo. Pod peščenomeljasto plastjo je prod s peskom zelo neenakomerne sestave. Po podatkih vrtin, izvrtanih v holocenski ravnini ob Dravi med Mariborom in Ptujem, se zelo hitro menjavajo plasti in leče proda s peskom, peska in peska s prodniki.

Debelina prodnega zasipa je, razen ob strugi Drave, dokaj enakomerna tako v vzdolžni kot v prečni smeri; v osrednjem delu polja znaša 22 m do 26 m in na severovzhodnem obrobju ob strugi Drave pet do petnajst metrov.

### Pregledni hidrogeološki opis

Dravsko polje ima obliko pravokotnega trikotnika s hipotenuzo vzdolž Drave, zahodna kateta poteka po vzhodnem vznožju Pohorja, južna pa po severnem vznožju haloških goric. Med vznožjem Pohorja in črto Dragonja vas-Sikole-Podova pokrivajo površje polja slabo prepustne glinastopeščene naplavine pohorskih potokov. Debelina teh naplavin je dva do osem metrov. Pod glinastimi naplavinami leži prod z veliko primesi rjavkastega melja in gline; to kaže, da so ga nanесли pohorski potoki v pleistocenski epohi. Takrat je bila erozija na pobočjih Pohorja izredno močna zaradi subarktične vegetacijske odeje. Po takšnem sklepanju je prod pod glinastim pokrovom pleistocenske starosti, glinasti pokrov pa je bil odložen v holocenski epohi, ko so potoki ob visokih vodah naplavljali v glavnem samo suspendirani material. V Hotinji vasi, Račah in v Gorici sega prodna plast do globine 18 m do 19 m pod površjem in jo pokriva 5,6 m do 8 m debela plast gline. Na južnem robu polja, južno od črte Jablane-Zupečja vas-Lancova vas-Videm pri Ptujju pokriva meljasti in slabo zaglinjeni prod v glavnem gline. Debelina teh plasti ni znana, ker tod ni vrtin. Tukaj teče prav na meji med prodnim zasipom osrednjega dela polja in glinastimi plastmi južnega obrobja potok Reka, pritok Polskave. Osrednji del Dravskega polja je zapolnjen s fluvio-glacialnimi prodnimi naplavinami Drave. Na pleistocenski ravnici je ta zasip prekrit s tenko plastjo zaglinjenega peščenega proda, na holocenski ravnici pa s plastjo meljastega peska, debelo pol metra do dva metra.

Debelina prodnih naplavin je na osrednjem delu Dravskega polja (pleistocenska terasa) dokaj enakomerna in znaša 22 m do 26 m. Prodnopeščene naplavine nizke holocenske terase pa so debele le 4,5 m do 18 m. Nепrepustna podlaga sestoji v severozahodnem delu polja iz miocenskega laporja, v osrednjem, južnem in vzhodnem delu pa iz zbitega pliocenskega peska, proda, konglomerata in gline. Prepustnost pliocenskega proda je sto do tisočkrat manjša od prepustnosti pleistocenskega proda. Po podatkih Laboratorija za mehaniko tal univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani znaša koeficient prepustnosti pleistocenskega proda na območju HE Zlatoličje  $3,4 \cdot 10^{-8}$  m/s, koeficient prepustnosti pliocenskega proda pa  $5,3 \cdot 10^{-8}$  do  $1,2 \cdot 10^{-7}$  m/s.

Prodne naplavine Dravskega polja so vodonosnik, ki se napaja s ponikovanjem pohorskih potokov (ponikovalnic) Pekrskega, Radvanjskega, Razvanjskega, Pivolskega, Hočkega, Polanskega in Rančkega potoka. Poleg tega se napaja podtalna voda Dravskega polja še z infiltracijo padavin, ki padejo na visoki prodni pleistocenski ravnici. Podtalnica odteka od zahoda proti vzhodu. Pod robom visoke pleistocenske terase se podtalnica drenira v izviri, katerih vodo zberejo Miklavška studenčnica, Struga in Studenčnica. Poskusna črpanja v vrtinah in vodnjakih na Dravskem polju kažejo, da je prodni zasip Drave zelo dobro prepusten. Vrednosti koeficienta prepustnosti podajamo v tabelah 1 in 2. Kljub manjši prepustnosti holocenske terase je prodni zasip Dravskega

Tabela 1. Koefficient prepustnosti na visoki terasi Dravskega polja (vrednosti v m/s)

Table 1. Permeability coefficient for the high terrace of the Drava field (values in m/s)

LOKACIJA WELL SITE	KOEFICIENT PREPUŠTNOSTI PERMEABILITY COEFFICIENT
Skorba V-2	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Kidričevo V-5	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Miklavž vodnjak - water well	$0,91-1,16 \cdot 10^{-3}$
Starše vodnjak - water well	$5,3 \cdot 10^{-3}$
HE Zlatoličje poskusni vodnjak - test hole	$3,4-4,4 \cdot 10^{-3}$
Župečja vas črpalna vrtina - pumping hole	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Cirkovce črpalna vrtina - pumping hole	$3 \cdot 10^{-3}$

Tabela 2. Koefficient prepustnosti na nizki terasi Dravskega polja (vrednosti v m/s)

Table 2. Permeability coefficient for the low terrace of the Drava field (values in m/s)

LOKACIJA WELL SITE	KOEFICIENT PREPUŠTNOSTI PERMEABILITY COEFFICIENT
Zlatoličje Č-2	$1,3 - 7,7 \cdot 10^{-4}$
Slovenja vas Č-9	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Zlatoličje Č-10	$5,5 - 6,9 \cdot 10^{-4}$
Zlatoličje Č-11	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Zlatoličje Č-12	$5,5 - 7,9 \cdot 10^{-4}$
Starše Č-14	$1,1 - 6,6 \cdot 10^{-3}$
Starše Č-15	$1,4 - 5,5 \cdot 10^{-3}$
Hajdina termalno kopališče thermal watering-place	$1,1 - 1,9 \cdot 10^{-3}$



polja v celoti dobro prepusten. Na zahodnem in jugozahodnem obrobju polja je močno zaglinjen; tam je njegova prepustnost slabša, ni pa podatkov, koliko znaša.

Gladina podtalne vode je v glavnem nagnjena od zahoda proti vzhodu. V bližini odvodnega kanala HE Zlatoličje se upogne proti kanalu. V severnem delu polja, na območju Teznega in Zrkovec, teče podtalnica proti severu in severovzhodu in se drenira v Dravo. Med Hočami in Miklavžem teče proti vzhodu in napaja Miklavški potok, delno pa se drenira neposredno v Dravo. Gladina podtalnice ima strmec 2,6 do 3,5 ‰, na področju Miklavža pa celo 4,5 ‰. V osrednjem delu polja teče podtalnica proti vzhodu, pri Kidričevem se počasi preusmeri proti severovzhodu in ima strmec 1,4 do 1,8 ‰. Na območju Marjeta-Prepolje-Skorba teče proti kanalu HE Zlatoličje in ima strmec 3,2 ‰, v bližini odvodnega kanala pa 3,4 ‰ do 12 ‰ tik ob kanalu. Na južnem obrobju polja teče podtalna voda vzporedno s Polskavo od zahoda proti vzhodu.

Vodonosna prodna plast je po podatkih vrtin najtanjša na zahodnem obrobju, posebno pri Bohovi in Račah. Pri Bohovi je vodonosna plast debela manj kot pet metrov in pri Račah manj kot sedem metrov. Pri Hotinji vasi in Slivnici je vodonosna plast debelejša in znaša 12 do 13 m. Na celotnem zahodnem obrobju polja je prod precej meljast in delno zaglinjen; zato je tudi manj prepusten.

Na jugozahodnem in južnem obrobju polja je vodonosna plast debelejša. Povprečna debelina je 12 do 15 metrov. Precejšnja odebelitev vodonosne plasti se kaže na območju Cirkovec pri Šikolah, kjer doseže celo 20 metrov. Tudi na tem območju je prod meljast in zato nekoliko slabše prepusten kot v osrednjem delu polja.

Na pleistocenski terasi osrednjega dela polja je vodonosna prodna plast debela 9 do 20 metrov. Izrazito se vodonosna plast odebeli pri Dobrovcah, Prepoljah in Zlatoličju ter na območju Hajdoš. Tod je vodonosna plast debela 15 do 20 metrov. Med Trničami in Kungoto se stanjša na 9 do 12 metrov in sestoji iz čistega dravskega peščenega proda, ki je dobro prepusten.

Primerjava starih in novejših kart hidroizohips osrednjega dela Dravskega polja kaže, da je po izgradnji vodne elektrarne Zlatoličje padla gladina podtalne vode na območju med Hajdošami, Kungoto, Prepoljem, Staršami in Zlatoličjem za dva do tri metre. V neposredni bližini odvodnega kanala je padec gladine še večji — do devet metrov. Primerjava gladin podtalne vode v septembru 1980 (sušno obdobje) in novembru 1980 (po močnem deževju) kaže, da gladina niha v osrednjem delu polja za meter do poldruega metra. Na zahodnem obrobju polja, na območju ponikanja pohorskih potokov, je nihanje večje, do tri metre in celo več.

### **Možnosti zajetja podtalne vode na Dravskem polju**

V vseh dosedanjih izračunih pretoka podtalne vode je zajeto Dravsko polje kot celota vključno s severozahodnim robom, ki je že skoraj v celoti urbaniziran in zato ne pride v poštev za nova zajetja podtalne vode. Iz priložene hidrogeološke karte je razvidno, da so na Dravskem polju tri med seboj več ali manj ostro ločene hidrogeološke enote. Vsaka od teh enot ima svojo lastno padavinsko zaledje ter poseben režim napajanja, odtokanja in dreniranja pod-

talne vode. Skrajna severozahodna hidrogeološka enota Dravskega polja obsega hribovito zaledje Radvanjskega in Razvanjskega potoka ter visoko in nizko dravsko prodnato teraso na severu do Drave. Na jugu jo omejuje površinska razvodnica Razvanjskega potoka na Pohorju ter podzemeljska razvodnica, ki poteka po prodni dravski ravnini od Bohove do Dogoš.

Del podtalne vode črpajo v Betnavi, Bohovi ter v tovarnah Talis in TAM. Območje, skozi katerega se pretaka podtalna voda, je skoraj v celoti urbanizirano, zato tod ni mogoče zajeti podtalnice za pitno vodo brez dragih in težko izvedljivih varovalnih ukrepov. Razen tega je pretok podtalne vode majhen zaradi sorazmerno majhnega padavinskega zaledja in tanke vodonosne prodne plasti.

Druga hidrogeološka enota obsega hribovito zaledje Pivolskega, Hočkega in Polanskega potoka ter visoko dravsko prodno teraso do Drave. Na Pohorju jo omejuje površinska razvodnica obeh pohorskih potokov, na prodni ravnini pa na severu podzemeljska razvodnica Bohova-Dogoše, na jugu pa podzemeljska razvodnica Hotinja vas-Dravski Dvor—Starše. Južna podzemeljska razvodnica poteka nekako po robu vplivnega območja odvodnega kanala elektrarne Zlatoličje.

Podtalna voda v tej enoti se napaja s ponikovanjem Hočkega in Polanskega potoka ter z infiltracijo padavin, ki padejo na dravski prodni ravnici. Podtalnica odteka od obrobja Pohorja proti vzhodu, tj. proti Miklavški studenčnici in Dravi. Delno se izliva v Miklavško studenčnico, večidel pa neposredno v strugo Drave pod vodno gladino.

Tretja hidrogeološka enota obsega hribovito zaledje Rančkega potoka ter ravnico od vznožja Pohorja do Drave na severozahodu in Reke, oziroma Polskave na jugu. Na Pohorju jo omejuje površinska severna razvodnica Rančkega potoka, na dravski prodni ravnici pa na severu podzemeljska razvodnica Hotinja vas-Dravski Dvor—Starše. Na jugu poteka meja te enote vzdolž potokov Reke in Polskave ter po zaglinjenem in zamočvirjenem ozemlju med povodjem Drosarice in Polskave. Vodnjaki na tem območju kažejo, da se nahaja v produ pod glinastim pokrovom podtalna voda, ki odteka od obrobja Pohorja, oziroma Rančkega potoka, Framskega potoka in Drosarice proti vzhodu, tj. proti odvodnemu kanalu elektrarne Zlatoličje in Strugi ter Pobreški studenčnici. Reka in Polskava vsaj pri nizkem in srednjem vodnem stanju ne napajata podtalne vode.

V prvi, najsevernejši hidrogeološki enoti Dravskega polja ni umestno graditi novih zajetij vode zaradi že obstoječih starih zajetij in sorazmerno goste naseljenosti ozemlja. V drugi hidrogeološki enoti, ki obsega ozemlje med Bohovo, Miklavžem, Dravo in Hotinjo vasjo ter Staršami je najugodnejše mesto za zajetje podtalne vode pri vasi Dobrovce v bližini dovodnega kanala elektrarne Zlatoličje. Tod je vodonosna plast pri nizkem vodnem stanju debela okrog 15 m. V tretji hidrogeološki enoti, ki obsega srednji in južni del Dravskega polja do Frama in Zgornje Polskave na zahodu ter Reke in Polskave na jugu, podtalno vodo že črpajo v Skorbi, Lancovi vasi, Kidričevem, Šikolah in v manjših črpališčih. Vodonosna prodna plast je najdebelejša med Prepoljem in Zlatoličjem ter Ptujšekom in med vasjo Cirkovce ter zajetjem Šikole. V bližini zajetja Šikole seveda ni umestno graditi novega črpališča, pač pa je mogoče obstoječe povečati.

Na območju med Prepoljem, Zlatoličjem (kanalom) in Ptujšekom bi bilo mogoče zajeti vso podtalno vodo, ki sedaj odteka v odvodni kanal elektrarne Zlatoličje.

Na Dravskem polju so torej najugodnejše razmere za izvedbo zajetij pri Dobrovcah, Šikolah in Zlatoličju. Črpanje velikih količin podtalne vode bo seveda povzročilo močno znižanje gladine na ožjih območjih črpališč ter nekoliko manjše znižanje v njihovem vplivnem območju, tj. predvsem proti toku podtalne vode. Kolikšna bodo znižanja, v sedanji fazi raziskav ni mogoče oceniti. Pomankljivi so namreč še podatki o prepustnosti in debelini vodonosne prodne plasti. V nadaljnjih fazah se bodo ti podatki dopolnili, nato pa bo možno z matematičnim modeliranjem dokaj zanesljivo napovedati stanje gladin v načrtovanih črpališčih kot tudi najprimernejši razpored vodnjakov. Z umetnim bogatenjem podtalne vode iz dovodnega kanala elektrarne Zlatoličje pa bo seveda možno znižanje gladine podtalne vode zmanjšati ali pa gladino celo dvigniti, kar bo vplivalo na povečanje izdatnosti načrtovanih zajetij. Tudi to varianto bo mogoče obdelati in bolj zanesljivo ovrednotiti z matematičnim modeliranjem v naslednjih fazah raziskave.

### Kvaliteta podtalne vode na Dravskem polju

Leta 1981 smo v sodelovanju z Zavodom za zdravstveno varstvo Maribor vzeli na Dravskem polju 19 vzorcev podtalne vode in šest vzorcev vode iz pohorskih potokov, ki ponikujejo v prod in napajajo podtalno vodo. Vzorci so bili nato analizirani v laboratoriju Zavoda za zdravstveno varstvo Maribor. Mesta vzorčevanja smo enakomerno razporedili po celotnem polju. V prvi vrsti smo vzorčevali črpališča ter nekatere piezometrične vrtine in vaške vodnjake. Na večjem delu polja vsebuje podtalnica nitrata, ponekod nad dopustno mejo, kar je posledica agrotehničnih posegov. Na območju med tovarno aluminija Kidričevo in Turniščem, oziroma izviri turniške studenčnice pa je v vodi preveč cianidov. Vzrok onesnaževanja je iskati v prenikanju odpadnih voda v podtalnico, bodisi iz tovarne glinice, ali sosednjega podjetja Pleskar. Sledove cianidov, ki ne presegajo dovoljene meje, vsebuje tudi voda v črpališčih Kidričevo in Skorba (Ptuj); onesnaženje izvira iz istega vira. Poleg tega je pokazala analiza cianide v vzorcih podtalnice na zelo širokem območju med Miklavžem, Rogozo, Dobrovci in Staršami. Vsebnost je sicer manjša od dopustne meje, vendar opozarja na onesnaževanje. Cianidi prihajajo iz nepoznanih zasutih odlagališč galvanskih odpadkov, ali iz odpadnih voda manjših obrtnih delavnic.

Pesticide vsebuje voda Framskega potoka in potoka Prednica, ki ponikuje v gramoznici v bližini črpališča Šikole (Slovenska Bistrica); tudi voda v črpališču vsebuje pesticide. Onesnaženje je posledica slabo prečiščenih odpadnih voda iz tovarne Pinus v Račah.

Na istem širokem območju, kjer so bili določeni v vzorcih podtalnice sledovi cianidov (Miklavž, Rogoza-Dravski Dvor-Starše), ter na območju med Kidričevim, Turniščem in Lancovo vasjo je podtalnica onesnažena z naftnimi derivati in topili. Vzrok zaenkrat še ni znan. Možni povzročitelji so Petrolova skladišča v Hočah, letališče in tovarna glinice.

Kemične analize kažejo, da je podtalna voda na Dravskem polju povečini še primerna za pitno vodo, vendar je že rahlo onesnažena s cianidi in naft-

nimi derivati, v črpališču v Šikolah pa tudi s pesticidi. Če se bo onesnaževanje nadaljevalo, v bližnji bodočnosti podtalna voda na večjem delu polja ne bo več pitna. Zato je treba zahtevati v prvi vrsti od vseh velikih znanih onesnaževalcev, da prečiščujejo odpadne vode ter poiskati tudi manjše, še neznane onesnaževalce.

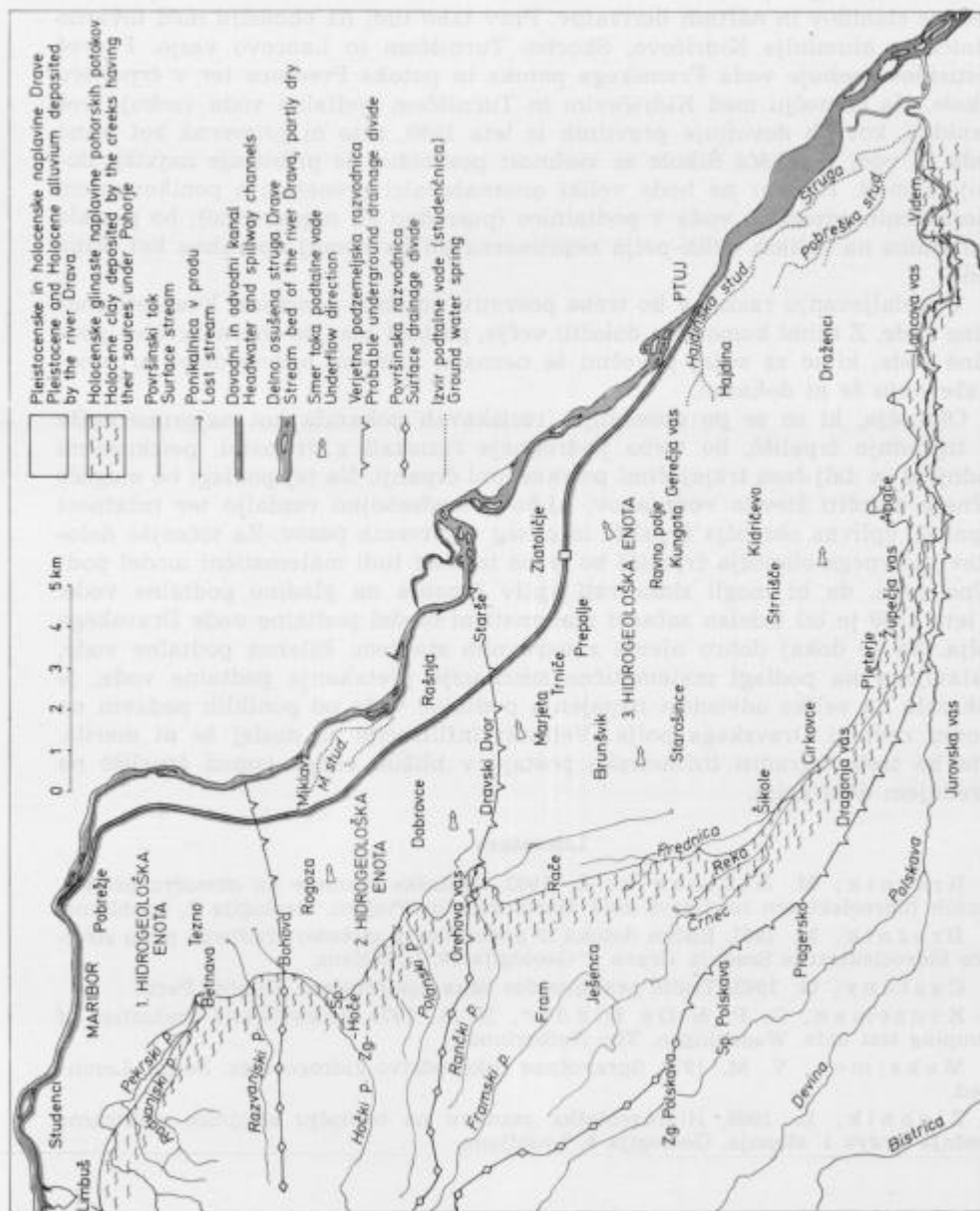
### Nadaljnje raziskave

Hidrogeološke raziskave v letih 1980 in 1981 so pokazale, da prodni vodonosnik na Dravskem polju ni enoten, kot so mislili doslej. Razlike v načinu napajanja in dreniranja podzemske vode so namreč tolikšne, da se vodonosnik deli na tri hidrogeološke enote. Prva obsega manjši del polja severno od Bohove in Dogoš ter hribovito zaledje Radvanjskega in Razvanjskega potoka. Ta del polja je urbaniziran, zato podtalna voda na tem območju ne pride v poštev za zajetje.

Druga hidrogeološka enota obsega del Dravskega polja med Bohovo in Dogošami na severu ter Hotinjo vasjo, Dravskim Dvorom in Staršami na jugu. Poleg tega zajema tudi hribovito zaledje Pivolskega, Hočkega in Polanskega potoka. Na Pohorju jo omejuje površinska razvodnica Pivolskega in Polanskega potoka, na prodni dravski ravnini pa na severu podzemska razvodnica Bohova-Dogoše, na jugu pa podzemska razvodnica Hotinja vas-Dravski Dvor-Starše. Južna podzemska razvodnica poteka nekako po robu drenažnega lijaka odvodnega kanala HE Zlatoličje. Podtalna voda se v tej enoti napaja s ponikovanjem Hočkega in Polanskega potoka ter z infiltracijo padavin na dravski prodni ravnini. Odteka od obrobja Pohorja proti vzhodu, proti Miklavški studenčnici in Dravi. Delno se izliva v Miklavško studenčnico, večidel pa neposredno v Dravo pod vodno gladino. Kot najprimernejše mesto za vodarno se je pokazalo gozdnato območje severovzhodno od vasi Dobrovce.

Tretja, največja hidrogeološka enota obsega hribovito zaledje Rančkega potoka ter dravsko ravnino od obrobja Pohorja na zahodu do Drave na severovzhodu in od črte Hotinja vas-Dravski Dvor-Starše na severu, do Reke, oziroma Polskave na jugu. Na Pohorju jo omejuje površinska razvodnica Rančkega potoka, na dravski prodni ravnini pa na severu podzemska razvodnica Hotinja vas-Dravski Dvor-Starše. Na jugu poteka meja te enote vzdolž potočkov Reke in Polskave ter po zaglinjenem in zamočvirjenem ozemlju med povodjem Drosarice in Polskave. Vodnjaki na tem območju kažejo, da se nahaja v produ pod glinastim pokrovom podtalna voda, ki odteka proti Dravskemu polju. Podtalna voda odteka od obrobja Pohorja, oziroma Rančkega potoka, Franskega potoka in Drosarice proti odvodnemu kanalu HE Zlatoličje in Strugi ter Pobreški studenčnici. Reka in Polskava vsaj pri nizkem in srednjem vodnem stanju ne napajata podtalne vode (v nasprotju s starimi nepreverjenimi podatki).

V tretji hidrogeološki enoti podtalno vodo že črpajo v Šikolah, Kidričevem, Skorbi in Lancovi vasi ter še v nekaterih manjših črpališčih. Skupna količina vode, ki jo črpajo pa je znatno manjša od pretoka podtalne vode skozi to območje, zato bo možno zajeti še dodatne količine vode. Raziskave so pokazale, da bi bilo najprimerneje zajeti dodatne količine vode s povečanjem črpališča v Šikolah in z novim črpališčem med Prepoljem in Zlatoličjem. S tem črpališčem bi zajeli podtalno vodo, ki sedaj odteka v odvodni kanal HE Zlatoličje.



Sl. 1. Pregledna hidrogeološka karta Dravskega polja  
Fig. 1. General hydrogeologic map of the Drava field

Kemične analize vzorcev podtalne vode, vzetih enakomerno po vsem polju, so pokazale sledove onesnaženja na posameznih delih polja. Na območju med Miklavžem, Rogozo, Dravskim Dvorom in Staršami so vzorci vode vsebovali sledove cianidov in naftnih derivatov. Prav tako tudi na območju med tovarno glinice in aluminija Kidričevo, Skorbo, Turniščem in Lancovo vasjo. Preveč pesticidov vsebuje voda Framskega potoka in potoka Prednica ter v črpališču Sikole. Na območju med Kidričevim in Turniščem podtalna voda vsebuje več cianidov, kot jih dovoljuje pravilnik iz leta 1980, zato ni primerna kot pitna voda. V vodi črpališča Sikole se vsebnost pesticidov že približuje najvišji dovoljeni meji. Kolikor ne bodo veliki onesnaževalci prenehali s ponikovanjem onesnaženih odpadnih voda v podtalnico (posredno ali neposredno), bo postala podtalnica na velikih delih polja neprimerna ali pa komaj uporabna kot pitna voda.

V nadaljevanju raziskav bo treba posvetiti posebno pozornost kvaliteti podtalne vode. Z njimi bomo lažje določili večje, pa tudi manjše onesnaževalce podtalne vode, ki so za sedaj povečini še neznani, oziroma njihov delež pri onesnaževanju še ni dokazan.

Območja, ki so se po dosedanjih raziskavah pokazala kot najprimernejša za izgradnjo črpališč, bo treba podrobneje raziskati z vrtinami, poizkusnimi vodnjaki in dalj časa trajajočimi poizkusnimi črpanji. Na tej podlagi bo mogoče točneje določiti število vodnjakov, njihovo medsebojno razdaljo ter izdatnost črpališč, vplivna območja črpališč in obseg varstvenih pasov. Za točnejšo določitev vplivnega območja črpališč bo treba izdelati tudi matematični model podtalne vode, da bi mogli simulirati vpliv črpanja na gladino podtalne vode. V letu 1980 je bil izdelan začasni matematični model podtalne vode Dravskega polja. Ta se dokaj dobro ujema z naravnim stanjem. Bilanca podtalne vode, sestavljena na podlagi matematične simulacije pretakanja podtalne vode, je pokazala na veliko odvisnost napajanja podtalne vode od poniklih padavin na prodni ravnini Dravskega polja. Velikost infiltracije se doslej še ni merila, zato bo treba zgraditi lizimetro postajo v bližini enega izmed črpališč na osrednjem delu polja.

#### Literatura

- Breznik, M. & Žlebnik, L. 1962, Geološke razmere na območju projektiranih hidroelektrarn na Dravi med Mariborom in Ptujem. *Geologija* 7, Ljubljana.
- Breznik, M. 1967, Račun dotoka iz podtalnice v globoko gradbeno jamo strojnice hidroelektrarne Srednja Drava I. *Geologija* 10, Ljubljana.
- Castany, G. 1963, *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, Paris.
- Kruseman, G. P. & De Ridder, N. A. 1970, *Analysis and evaluation of pumping test data*. Wageningen, The Netherlands.
- Maksimov, V. M. 1979, *Spravočnoe rukovodstvo gidrogeologa*. Nedra, Leningrad.
- Žlebnik, L. 1966, Hidrogeološka razmere na območju strojnice elektrarne Srednja Drava I. stopnja. *Geologija* 9, Ljubljana.

*Paleontologija in stratigrafija*  
*Paleontology and stratigraphy*

USSR STRATIGRAPHY, 1967, 12, 1-10

**Kenozoont iz amfiboliticheskikh skladov in basalticheskikh dolomitakh**

**Kenozoonts from Amphibolite beds and Basalt dolomite**

Prof. Viktor Zakharenko

Geological Institute, USSR Academy of Sciences, Moscow, U.S.S.R.

**Краткие сведения**

The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite. The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite. The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite.

**Abstract**

Along the Cenozoic zone in Upper Jurassic and Lower Cretaceous amphibolite and basalt dolomite, the fauna of the Cenozoic is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite. The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite.

**Text**

The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite. The fauna of the Cenozoic of the amphibolite and basalt dolomite is characterized by a high degree of similarity to the fauna of the Cenozoic of the basalt dolomite.





UDK 56.016.3:551.761.3(497.12) = 863

## Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita

### Conodonts from Amphiclina beds and Bača dolomite

Tea Kolar-Jurkovšek

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

#### Kratka vsebina

V dolini rečice Davča na Gorenjskem sta znani dve značilni zgornje-triadni litološki enoti. To sta 1. skrilavec in apnenec amfiklinskih skladov in 2. dolomit in apnenec baškega faciesa. Stratigrafski položaj amfiklinskih skladov je bil paleontološko določen že prej. Konodonti, najdeni v tej formaciji sedaj, dokazujejo interval zgornjetuvalska-spodnjelacijska podstopnja. Iz apnenca baškega faciesa je bila sicer že znana školjka *Halobia*, ki kaže na noriško stopnjo, za dolomit sam pa je veljalo, da je brez fosilov. Sedaj je bil v spodnjem delu dolomita najden ploščasti konodontni element *Epigondolella postera*, razširjen v lacijski in sevatski podstopnji.

#### Abstract

Along the Davča river in Upper Carniola two Upper Triassic lithological associations occur. They are 1. shale and limestone that make the so called Amphiclina beds, and 2. Bača dolomite and limestone. The stratigraphic position of the Amphiclina beds has already been reported by another authors. Conodonts retrieved from this formation prove the interval Upper Tuvalian-Lower Lacion substage. *Halobia* determined from the formation prove the interval Upper Tuvalian-Lower Lacion substage. *Halobia* determined from the limestone intercalated within the Bača dolomite points to the Norian stage. Nevertheless the Bača dolomite itself has been considered to be devoid of fossils. The present author however succeeded in finding platform conodont element of *Epigondolella postera* in the lowermost portion of the Bača dolomite. Thereby the interval Lacion-Sevatian substage is indicated.

#### Uvod

Amfiklinski skladi so zanimiv člen alpskega triadnega sistema; z njimi so se ukvarjali že pred več kot sto leti, ko so se začele geološke raziskave slovenskega ozemlja. O njih je prvi pisal D. Stur leta 1858. Za njim so to formacijo preučevali A. Bittner, F. Kossmat, I. Rakovec, D. Kuščer in v novejšem času geologi, ki kartirajo ozemlje listov Tolmin in Kranj.

Stratigrafski položaj amfiklinskih skladov je bil definiran z makrofavno, pa tudi s konodonti.

Iz dolomita baškega faciesa doslej fosili niso bili znani. Zato je bila tem bolj zanimiva moja naloga, najti v njem konodonte. V Selški dolini smo v dveh profilih vzeli 14 vzorcev, in sicer ob spodnjem toku potoka Davča devet vzorcev apnenca v amfiklinskih skladih in en vzorec baškega dolomita. V profilu na zahodnem pobočju Žbonta smo vzeli štiri vzorce apnenca. Apnene vzorce smo raztopili v očetni kislini, dolomitnega pa v monoklorocetni kislini. Vzorce je pripravil S. Zakrajšek v laboratoriju Geološkega zavoda.

Konodontne elemente sta posnela na elektronskem mikroskopu JEOL tekstilnega inštituta univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani mag. V. Bukošek in T. Črnoša.

Konodontni material je shranjen na Geološkem zavodu v Ljubljani pod naslednjimi številkami: 1248—1255, 1258, 1264 in 1260—1263.

Raziskovanje sta financirala Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod. Obema se zahvaljujem, da sta mi omogočila delo na področju določevanja konodontov. Enako se zahvaljujem K. Gradu, vodji laboratorijev Geološkega zavoda, za sodelovanje pri terenskem profiliranju.

#### Dosedanje raziskave

Na podlagi favne je štel D. Stur (1858) amfiklinske sklade h cassianskim plastem. Njihovo brahiopodno favno je pozneje preučil A. Bittner (1890) in določil več novih vrst rodu *Amphiclina*. F. Kossmat (1903, 1907, 1910, 1913) je amfiklinske sklade prav tako uvrstil med cassianske, nadaljnje raziskave pa so pokazale, da je njihov mlajši del celo karnijski.

Ko je F. Kossmat (1913) razširil pojem psevdoziljskih skladov, je štel mednje tudi amfiklinske. Neglede na to, da je I. Rakovec (1950) obe formaciji zopet ločil, sta ju K. Grad & L. Ferjančič (1976) ponovno združila.

H. Flügel in A. Ramovš (1970) sta po konodontih uvrstila amfiklinske sklade na listu Tolmin v tuvalsko podstopnjo zgornjekarnijske stopnje. Konodonte v amfiklinskih skladih v dolini Bače, Koritnice ter na območju Porezna in Davče je našel A. Ramovš (1975, neobjavljeno; 1978 b, v skriptih za slušatelje geologije).

F. Kossmat (1910) je v razlagi geološke karte Škofja Loka-Idrija 1 : 75 000 napisal, da so fosili v baškem faciesu roženčevega dolomita in apnenca v krovni amfiklinskih skladov redki. Paleontološkega dokaza za njegovo uvrstitev v retsko stopnjo ni našel; pripomnil je le, da ima baški facies zgornjetriadnega dolomita in apnenca vmesni položaj med dachsteinskim apnenecem na severu in dolomitom na jugu ter prehaja lateralno proti zahodu v normalno razvit svetel dolomit in dachsteinski apnenec.

K. Grad in L. Ferjančič (1976) sta določila stratigrafski položaj baškega dolomita in apnenca le po legi med psevdoziljskimi skladi v njegovi talnini in jurskim skrilavcem v krovni. M. Jelen (1978, neobjavljeno) je v vzorcu apnenca baškega faciesa določil školjko *Halobia*, ki kaže na noriško stopnjo. Po B. Ogorelcu (1977, neobjavljeno) je težko ugotoviti, v kakšnem okolju je nastajal baški dolomit. Na plitvovodno okolje kaže dolomit z delno laminirano teksturo v neposredni krovni amfiklinskih skladov.

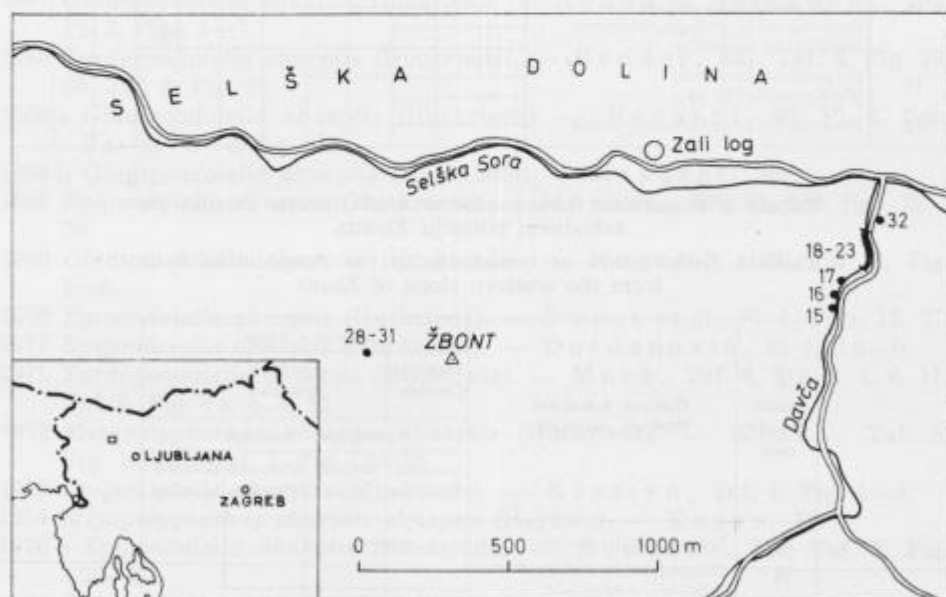
### Opis profilov v dolini Davče in na zahodnem pobočju Žbonta

V dolini potoka Davče in na zahodnem pobočju Žbonta prihajata na površje temno sivi skrilavec in apnenec, ki sta bila v literaturi povečini opisana kot amfiklinski skladi. V dolini Davče prehajata v svetli ploščati baški dolomit, medtem ko je v profilu na zahodnem pobočju Žbonta prehod le nakazan, saj se v najvišjem delu golice nahaja dolomitizirani apnenec.

Vzorčevani profil v dolini Davče je dolg približno 370 m. V njem se menjavata med seboj temno sivi, skoraj črni apnenec in skrilavec, ki rjastordeče prepereva. Med skrilavcem se tu in tam pojavi lapor. Iz tega dela profila sem pregledala osem vzorcev, B. Jelen pa je v enem vzorcu skušal najti ostanke flore. Na amfiklinskih skladih leži sivi ploščasti dolomit baškega faciesa; iz njegovega spodnjega dela sem vzela en vzorec.

Dolžina vzorčevanega profila na zahodnem pobočju Žbonta je približno 20 metrov. Prevladuje črni glinasti skrilavec, ki vsebuje zelo redke plasti apnenca. Skrilavec navzgor prehaja v dolomit. Iz karbonatnih sedimentnih kamenin sem pregledala štiri vzorce.

Vzorci iz obeh profilov so vsebovali zelo bogato konodontno favno (tabela 1 in 2). Po konodontih sta si oba profila zelo podobna; v obeh se nahaja element *Epigondolella nodosa*, ki datira starost njunih plasti (tuval III-lac I). V dolini Davče spremljajo ta element *E. parva*, *E. primitia*, *Neogondolella polygnathiformis* in *Gondolella navicula*; v profilu na Žbontu pa *E. abneptis*, *E. echinata*, *E. primitia* in *G. navicula*. Vejnate elemente, enantiognathiforme in hindeodel-



Sl. 1. Položajna skica konodontnih vzorcev iz doline Davče in zahodno od Žbonta

Fig. 1. Location sketch map of the conodont sample points from the Davča valley and west of Žbont

Tabela 1. Pogostnost konodontov v amfiklinskih skladih in v baškem faciesu dolomita v dolini Davče

Table 1. Distribution of conodonts in the Amphiclina beds and Bača dolomite from the Davča valley

št. vzorca Sample code	Ploščasti konodonti Platform conodonts	Stopnja - Stage			
		karnijska Carnian	noriška Norian		
		Podstopnja - Substage			
		tuvalska Tuvalian	lacijska Lacian	alaunska Alaunian	sevatska Sevastian
32	<i>Epigondolella postera</i>				
23	<i>Epigondolella nodosa</i>				
	<i>Epigondolella permica</i>				
22	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>				
	<i>Gondolella navicula</i>				
	<i>Epigondolella nodosa</i>				
21	<i>Epigondolella nodosa</i>				
	<i>Epigondolella primitia</i>				
	<i>Neogondolella polygnathiformis/Epigondolella nodosa</i>				
20	<i>Gondolella navicula</i>				
	<i>Epigondolella nodosa</i>				
19	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>				
	<i>Gladigondolella sp.</i>				
18	<i>Epigondolella primitia</i>				
	<i>Neogondolella polygnathiformis/Epigondolella nodosa</i>				
	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>				
17	<i>Gondolella navicula</i>				
	<i>Epigondolella parva</i>				
15	<i>Gladigondolella sp.</i>				
	<i>Neogondolella polygnathiformis</i>				

Tabela 2. Pogostnost konodontov v amfiklinskih skladih na zahodnem pobočju Zbonta

Table 2. Distribution of conodonts in the Amphiclina beds from the western slope of Zbont

št. vzorca Sample code	Ploščasti konodonti Platform conodonts	Stopnja - Stage			
		karnijska Carnian	noriška Norian		
		Podstopnja - Substage			
		tuvalska Tuvalian	lacijska Lacian	alaunska Alaunian	sevatska Sevastian
30	<i>Epigondolella nodosa</i>				
29	<i>Epigondolella nodosa</i>				
	<i>Gondolella navicula</i>				
28	<i>Epigondolella eohinata</i>				
	<i>Epigondolella nodosa</i>				
	<i>Epigondolella primitia</i>				
31	<i>Epigondolella amptia</i>				

liforme, so vsebovali le štirje vzorci št. 15, 16, 17, 18 (glej sl. 1), prioniodiniformni element pa le vzorec št. 32. Vzorec dolomitiziranega apnenca (št. 30) z elementom *E. nodosa* predstavlja prehod v baški dolomit. Po konodontnem elementu ga lahko prištejemo k spodaj ležeči skladovnici. Dolomitni vzorec (št. 32) je vseboval ploščaste elemente ene same vrste *E. postera*. Ta element se pojavlja od laca III do sevata II; bolj natančno ni mogoče določiti starosti spodnjega dela baškega dolomita. Pomembno pa je, da so konodontni elementi iz dolomitnega vzorca dobro ohranjeni in bodo prispevali k rešitvi vprašanja o starosti zgornjega dela baškega dolomita.

### Opis konodontov

Taksonomija elementov je opisana v skladu s katalogom konodontov (W. Ziegler, 1973 in 1977), ali s prvim opisom, če element ni zajet v katalogu.

#### *Epigondolella abneptis* (Huckriede, 1958)

Tabla 4, sl. 3, 4

- 1958 *Polygnathus abneptis* n. sp. — Huckriede, 156—157, Taf. 12, Fig. 30—34, Taf. 14, Fig. 1, 2, 12—13, 16—22, 27, 47—57.
- 1963 *Polygnathus abneptis* Huckriede. — Bender & Kockel, Taf. LIV (I).
- 1965 *Polygnathus abneptis* Huckriede. — Spasov, 29, Tabl. 1, fig. 12—14.
- 1967 *Gladigondolella abneptis* Huckriede. — Nohda & Setoguchi, 232, Pl. 2, Figs. 1—7.
- 1968 *Tardogondolella abneptis* (Huckriede). — Bender, 531, Taf. 4, Fig. 29, 30, Taf. 5, Fig. 21.
- 1968 a *Gladigondolella abneptis* (Huckriede). — Hayashi, 68, Pl. 2, figs. 6 a—c, 7 a—c, 8 a—d.
- 1968 b *Gladigondolella abneptis* (Huckriede). — Hayashi, 305.
- 1968 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Mosher, 936, Pl. 118, figs. 22—30.
- 1968 *Gladigondolella abneptis* (Huckriede). — Nogami, 122, Taf. 8, Fig. 1—5.
- 1970 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Sweet et al., Pl. 1, Figs. 18, 27.
- 1971 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Đurđanović, sl. 1, 2 a—b.
- 1971 *Tardogondolella abneptis* (Huckriede). — Mock, Taf. 4, Fig. 2, 4, 6, 11, Taf. 5, Fig. 3 a, b, 4, 12.
- 1972 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). — Kozur, Taf. 6, Fig. 10—21, Taf. 7, Fig. 12—18.
- 1973 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Krystyn, Taf. 4, Fig. 1—3.
- 1974 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Hayashi). — Kozur, 18.
- 1976 b *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Budurov, 103, Taf. 2, Fig. 20—23.
- 1977 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Budurov, 42—43, Pl. 1, figs. 1, 2; pl. 2, figs. 7, 8.
- 1977 *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede). — Kozur & Mock, Pl. 3, Fig. 1—12.

- 1977 *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede). — Mišik et al., Pl. 7, Fig. 5, 6, 10.
- 1977 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Ziegler (ed.), 151, *Epigondolella* — Pl. 1, Figs. 4 a—b.
- 1978 a *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Ramovš, 52—53, Tab. 2, sl. 3.
- 1979 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Kolar, 314, Tab. 2, sl. 4.
- 1980 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). — Gupta et al., 592, Pl. 3, fig. 1, Pl. 4, figs. 6, 7, 9, 10.
- 1980 a *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede). — Kovacs & Kozur, 557—562, Pl. 3, figs. 2—5, pl. 4, figs. 1—3.
- 1980 a *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). — Kovacs & Kozur, 562, 564—565, Pl. 3, figs. 2, 3, pl. 4, figs. 1, 3.
- 1980 b *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede). — Kovacs & Kozur, Taf. 14, Fig. 1, 2.
- 1980 *Epigondolella abneptis abneptis* (Huckriede). — Krystyn, Pl. 13, Fig. 8—11.
- 1980 *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede). — Urošević & Sudar, Tab. 3, sl. 5—7, Tab. 4, sl. 1, 2.
- 1980 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Wardlaw & Jones, 900, Pl. 64, figs. 3—5, 7.

Material: enaintrideset primerkov.

Opis: Platforma elementa zavzema približno polovico celotne dolžine elementa. Robovi platforme nosijo trnaste izrastke. Razporeditev in število teh izrastkov sta različna na vsakem lateralnem robu. Najmlajši juvenilni stadij tega elementa je podoben elementu *E. bidentata*. Zadnji del platforme naslednjih juvenilnih stadijev je praviloma štirioglat in morda res spominja na adultno obliko elementa *E. permica*. Zadnji del adultnih primerkov elementa *E. abneptis* je štirioglat ali pa se konča s trnom. Prosti list je visok in ga sestavlja šest do deset zob, z bazami med seboj zlitih. Višina prostih zobnih konic je različna; zobje karine so nižji od tistih na prostem listu. Močnejše razviti glavni zob stoji ločeno od ostalih karinalnih zob. Nizki gredelj se proti zadnjemu robu nesimetrično razcepi. Ozka bazalna brazda se konča z ovalno bazalno jamico.

Element *E. abneptis* se skupaj z elementom *E. nodosa* in *E. permica* pojavlja v tuvalu III (anotropitno področje) in lacu I (cona kerri) ter sega še do sredine sevata (cona suessi).

#### *Epigondolella echinata* (Hayashi, 1968)

Tabla 1, sl. 1—4

- 1968 a *Gladigondolella abneptis* var. *echinatus* var. nov. — Hayashi, 68—69, Pl. 2, figs. 1 a—c.
- 1968 b *Gladigondolella abneptis echinatus* n. subsp. — Hayashi, 305.
- 1972 *Metapolygnathus abneptis echinatus* (Hayashi). — Kozur, Taf. 6, Fig. 6—9.
- 1974 *Metapolygnathus abneptis echinatus* Hayashi. — Kozur, 17, 18.
- 1977 *Metapolygnathus abneptis echinatus* (Hayashi). — Mišik et al., Taf. 7, Fig. 11.

- 1977 *Epigondolella echinata* (Hayashi). — Ziegler (ed.), 165, *Epigondolella* — Pl. 1, Figs. 9 a—c.  
 1980 a *Metapolygnathus echinatus* (Hayashi). — Kovacs & Kozur, 569, P. 3, Figs. 5, 6.  
 1980 b *Metapolygnathus echinatus* (Hayashi). — Kovacs & Kozur, Taf. 11, Fig. 4.

**Material:** sedem primerkov.

**Opis:** Podolgovati element z ovalno platformo, ki je krajša od polovice celotne dolžine elementa. Robovi platforme so valoviti in obkroženi z vozlički. Prosti list navadno sestavlja sedem zob, ki imajo ploščaste dolge proste konice. Zobje karine so vozličasti. Glavnemu zobu na aboralni strani ustreza ovalna bazalna jamica, ki se nadaljuje v ozek bazalni žleb.

Element je opisal Hayashi (1968 a in b) iz formacije Adoyama (? noriška stopnja), Kozur (1972) iz cone kerri, Kovacs & Kozur (1980 a) pa iz cone macrolobatus (zgornji taval) do cone dawsoni (spodnja noriška stopnja).

*Epigondolella nodosa* (Hayashi, 1968)

- 1968 a *Gladigondolella abneptis* var. *nodosa* var. nov. — Hayashi, 69, Pl. 2, figs. 9 a—c.  
 1968 b *Gladigondolella abneptis nodosa* n. subsp. — Hayashi, 305.  
 1972 *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Kozur, Taf. 3, Fig. 9.  
 1973 *Epigondolella nodosa* (Hayashi). — Krystyn, 138—139, Taf. 3, Fig. 2—4.  
 1974 *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Kozur, 14—16.  
 1977 *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Budurov, 36, 37, Pl. 5, figs. 6—8.  
 1977 *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Kozur & Mock, Pl. 2, Fig. 2—7, 9—11.  
 1977 *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Mišik et al., Taf. 8, Fig. 8.  
 1978 a *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Ramovš, 54, 58, Tab. 2, sl. 2, Tab. 3, sl. 2, 4, 5.  
 1977 *Epigondolella nodosa* (Hayashi). — Ziegler (ed.), 183, *Epigondolella* — Pl. 2, Figs. 5 a—c.  
 1978 a *Epigondolella nodosa* (Hayashi). — Ramovš, 54—55, tab. 2, sl. 2, tab. 3, sl. 2, 4, 5.  
 1979 *Epigondolella nodosa* (Hayashi). — Kolar, 315, tab. 1, sl. 5, tab. 2, sl. 1, tab. 3, sl. 3, 4.  
 1979 *Epigondolella nodosa* (Hayashi). — Metcalfe et al., 743, Pl. 97, figs. 6, 7, 11.  
 1980 *Gondolella nodosa* (Hayashi). — Krystyn, Pl. 12, figs. 1—7.

**Material:** petintrideset primerkov.

**Opis:** Element *E. nodosa* se je razvil iz elementa *Neogondolella polygnathiformis* z nastankom vozličastih izrastkov na lateralnih robovih platforme. Dolžina platforme obsega približno polovico celotne dolžine elementa. Visoki prosti del lista tvori pet do deset zob; njihova višina pada proti zadnjemu robu. Število prostih zob na karini je različno, navadno sta dva ali štirje in so

med seboj ločeni. Glavni zob je osamljen in nekoliko močnejši od ostalih zob na karini. Po vsej dolžini aboralne strani se razteza nizki gredelj, ki kaže tendenco razcepitve.

Podobnost z elementom *E. primitia* je nakazana pri opisu tega elementa.

Element ima stratigrafsko razširjenost kot *E. primitia*: cona macrolobatus in cona kerri.

*Epigondolella parva* (Kozur, 1972)

1972 *Metapolygnathus parvus* n. sp. — Kozur, 8, Taf. 6, Fig. 2—5.

1977 *Epigondolella parva* (Kozur). — Ziegler (ed.), 185, *Epigondolella* — Pl. 1, Figs. 5 a—b.

1978 *Metapolygnathus parvus* Kozur. — Gupta, 173—174, Taf. 1, Fig. 2 a—b.

1980 a *Metapolygnathus parvus* Kozur. — Kovacs & Kozur, Pl. 4, Fig. 4.

1980 b *Metapolygnathus parvus* Kozur. — Kovacs & Kozur, Taf. 11, Fig. 1, 2, 3.

1980 *Gondolella parva* Kozur. — Szabo et al., Pl. 59, Figs. 12, 13 a, b.

Material: štirje primerki.

Opis: Platforma je nekoliko daljša od tretjine celotne dolžine elementa. Robovi platforme so valoviti. Platforma je najširša na prednjem delu, proti zadnjemu robu pa se zoži. Prosti list sestavlja šest ali sedem zob, zlitih med seboj do polovice višine; proste zobne konice so dolge in tanke. Med zobmi prostega lista in karino je nekakšna vrzel. Zobje karine, navadno štirje, so nižji od tistih na listu. Glavni zob je osamljen. Bazalna jamica ne leži terminalno, ampak na koncu zadnje tretjine platforme in jo obkroža dokaj visoka zanka gredlja.

H. Kozur (1972) je navedel element od cone dilleri do cone macrolobatus, S. Kovacs & H. Kozur (1980 a, 1980 b) iz plasti zgornjetuvalske podstopnje in z meje med karnijsko in noriško stopnjo, ter V. J. Gupta (1980) iz noriških plasti.

*Epigondolella permica* (Hayashi, 1968)

Tabla 3, sl. 1

1968 a *Gladigondolella abneptis* var. *permica* var. nov. — Hayashi, 69, Pl. 2, Figs. 3 a—c.

1968 b *Gladigondolella abneptis permica* n. subsp. — Hayashi, 305.

1972 *Metapolygnathus abneptis permicus* (Hayashi). — Kozur, Taf. 7, Fig. 22 a—c.

1972 *Epigondolella permica* (Hayashi). — Kozur & Mostler, Taf. 2, Fig. 5.

1973 *Epigondolella permica* (Hayashi). — Krystyn, 140, Taf. 3, Fig. 5, Taf. 5, Fig. 1—3.

1974 *Metapolygnathus abneptis permicus* (Hayashi). — Kozur, 18.

1977 *Metapolygnathus permicus* (Hayashi). — Budurov, 37, 38, Pl. 5, Figs. 27—29.

1977 *Epigondolella permica* (Hayashi). — Ziegler (ed.), *Epigondolella* — Pl. 1, Figs. 7 a—c.



- 1978 *Tardogondolella abneptis permica* (Hayashi). — Mirauta & Gheorghian, Pl. 2, Fig. 13.  
 1978 a *Epigondolella permica* (Hayashi). — Ramovš, 56, 58, Tab. 2, sl. 1, 4, 6, Tab. 3, sl. 6.  
 1979 *Epigondolella permica* (Hayashi). — Kolar, 315—316, Tab. 3, sl. 1, 2.  
 1980 *Epigondolella permica* (Hayashi). — Wardlaw & Jones, 900, Pl. 64, Fig. 2.

**Material:** šest primerkov.

**Opis:** Variabilnost tega elementa se kaže že v dolžini platforme. Nanjo je opozorilo več avtorjev. Platforma ni vedno simetrična, saj ima lahko zažetek le na enem lateralnem robu, ali na obeh. Zadnji rob platforme je navadno oglat. Prednja robova platforme nosita vozličke. List sestavlja osem ali deset zob, ki so na bazi med seboj zlit. Glavni zob je z vrzeljo ločen od ostalih. Globoka bazalna jamica se nadaljuje v žleb, obdan s širokim gredljem, ki se na zadnjem delu vilasto razcepi.

Stratigrafska razširjenost elementa po L. Krystynu (1973) sega od najvišjega dela karnijske stopnje (najvišji del anatropitnega področja) do konca alaunske podstopnje.

*Epigondolella postera* (Kozur & Mostler, 1971)

Tabla 4, sl. 1, 2

- 1968 *Epigondolella abneptis* (Huckriede). — Mosher, Pl. 118, Figs. 20, 21.  
 1972 *Metapolygnathus posterus hayashi* (Kozur & Mostler). — Kozur, Taf. 6, Fig. 22.  
 1972 *Metapolygnathus posterus posterus* (Kozur & Mostler). — Kozur, Taf. 6, Fig. 23—25.  
 1972 *Epigondolella postera hayashi* Kozur & Mostler n. sp. — Kozur & Mock, Abb. 1 a, b.  
 1972 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Kozur & Mostler, Taf. 4, Fig. 1, 2.  
 1973 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Krystyn, 141, Taf. 5, Fig. 5, 6.  
 1974 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Kozur, 25.  
 1977 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Budurov, 43, 44, Pl. 5, Figs. 25, 26.  
 1977 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Kozur & Mock, Pl. 3, Fig. 19—21.  
 1977 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Mišik et al., Taf. 7, Fig. 17, Taf. 8, Fig. 17.  
 1977 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Ziegler (ed.), *Epigondolella* — Pl. 1, Figs. 3 a—c.  
 1979 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Gaździcki, Kozur & Mock, Pl. 5, fig. 14.  
 1979 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Kolar, 316, Tab. 2, sl. 3.  
 1980 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Gupta et al., 593, Pl. 2, figs. 7—8, Pl. 5, figs. 1—9.

- 1980 a *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Kovacs & Kozur, 574.  
 1980 b *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Kovacs & Kozur, Taf. 14, Fig. 7.  
 1980 *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler). — Krystyn, Pl. 13, Figs. 15—18.  
 1980 *Metapolygnathus posterus* (Kozur & Mostler). — Urošević & Sudar, Tab. 3, sl. 8, 9.

Material: šestnajst primerkov.

Opis: Platforma zavzema približno polovico dolžine elementa in nosi na sprednjem delu dva do štiri močne stranske zobe. Zadnji del platforme je brez zob, se precej zoži in se koničasto konča; koničasti del je le rahlo premaknjen vstran. Zobje prostega lista imajo dolge proste konice. Na karini je dvoje ali troje izoliranih in močnejših zob, ki jih vrzel loči od glavnega zoba. Gredelj je nizek, polkrožno obdaja bazalno jamico in se nadaljuje v ozko brazdo.

Element se v Salzkammergutju pojavlja od zgornjega dela spodnjeporiške stopnje (cona magnus) do spodnjega dela zgornjeporiške stopnje (cona suessi) (L. Krystyn, 1973).

*Epigondolella primitia* Mosher, 1970

Tabla 2, sl. 1, 2

- 1968 *Gladigondolella abneptis* (Huckriede). — Nogami, pl. 8, fig. 8.  
 1970 *Epigondolella primitia* n. sp. — Mosher, 740, pl. 110, figs. 7—13, 16, 17.  
 1977 *Epigondolella primitia* Mosher. — Ziegler (ed.), 193—194, *Epigondolella* — Pl. 2, Figs. 3 a—c.  
 1979 *Epigondolella primitia* Mosher. — Metcalfe et al., 743—744, Pl. 97, figs. 8, 9, 12—20.  
 1980 b *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi). — Kovacs & Kozur, Taf. 11, Fig. 3, 4.  
 1980 *Epigondolella primitia* Mosher. — Krystyn, pl. 13, figs. 1—7.

Tabla 1 — Plate 1

*Epigondolella echinata* (Hayashi)

Zahodno od Žbonta, vzorec št. 28

West of Žbont, sample 28

Sl. 1: od strani, 190 ×

Fig. 1: lateral view, 190 ×

Sl. 2: od zgoraj, 190 ×

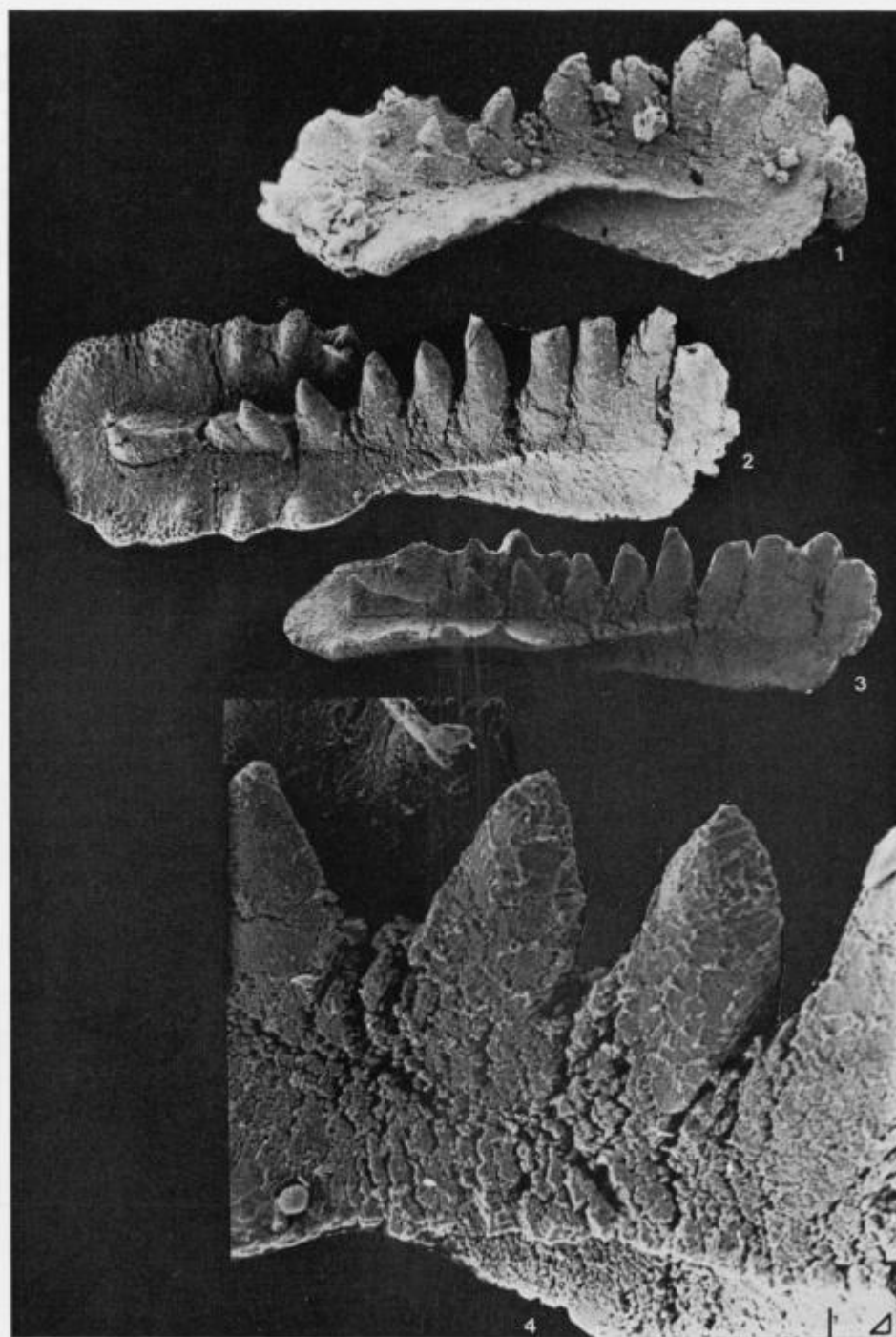
Fig. 2: oral view, 190 ×

Sl. 3: od strani, 160 ×

Fig. 3: lateral view, 160 ×

Sl. 4: povečan del lista, 630 ×

Fig. 4: enlarged view of the blade, 630 ×



**Material:** šest primerkov.

**Opis:** Po nastanku vozličev na sprednjem delu lateralnih robov platforme sklepa L. C. Mosher (1970), da se je element *E. primitia* razvil iz elementa *Neogondolella polygnathiformis*. Element je podoben elementu *E. nodosa*; skupna jima je stratigrafska razširjenost, kakor tudi isti prednik. Element *E. primitia* moremo ločiti od tipičnega elementa *E. nodosa* po večjem razmerju dolžina : širina, konstrukciji prednjega dela platforme in po prisekanem zadnjem robu platforme.

Različni avtorji so navedli ta element v coni *macrolobatus* in v coni *kerri*.

*Gondolella navicula* (Huckriede, 1958)

- 1958 *Gondolella navicula* n. sp. — Huckriede, 147–148, Taf. 11, Fig. 1–4, 13–19, 27, 35, Taf. 12, Fig. 2–8, 10, 15–22, 24–27.  
 1962 *Gondolella navicula* Huckriede. — Budurov, 116, Tabl. 1, fig. 34–36.  
 1963 *Gondolella navicula* Huckriede. — Bender & Kockel, Taf. LIV (I).  
 1963 *Gondolella navicula* Huckriede. — Mirauta, 492, Fig. 2–5.  
 1965 *Gondolella navicula* Huckriede. — Budurov & Stefanov, 117–118, Taf. 2, Fig. 1–11, Taf. 3, Fig. 1, 2, 8–13.  
 1965 *Gondolella navicula* Huckriede. — Mosher & Clark, 560–561, pl. 66, figs. 10, 14, 16–21.  
 1965 *Gondolella navicula* Huckriede. — Spasov, 27, Tabl. 1, fig. 6, 7.  
 1966 *Gondolella navicula* Huckriede. — Clark & Mosher, 391, Pl. 47, figs. 16–18, 20.  
 1966 *Gondolella navicula* Huckriede. — Ishii & Nogami, Pl. 1, Fig. 6–8.  
 1967 *Gondolella navicula* Huckriede. — Pomesano-Cherchi, 232, Tav. 17, fig. 16–20.

**Tabla 2 — Plate 2**

*Epigondolella primitia* (Mosher)

Dolina Davče, vzorec št. 28

Davča valley, sample 28

Sl. 1: poševno od strani, 126 ×

Fig. 1: oblique lateral view, 126 ×

Sl. 2: povečan del platforme, 630 ×

Fig. 2: detail of the platform, 630 ×

*Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) /

*Epigondolella nodosa* (Mosher) — prehodna oblika; transitional form

Dolina Davče, vzorec št. 18

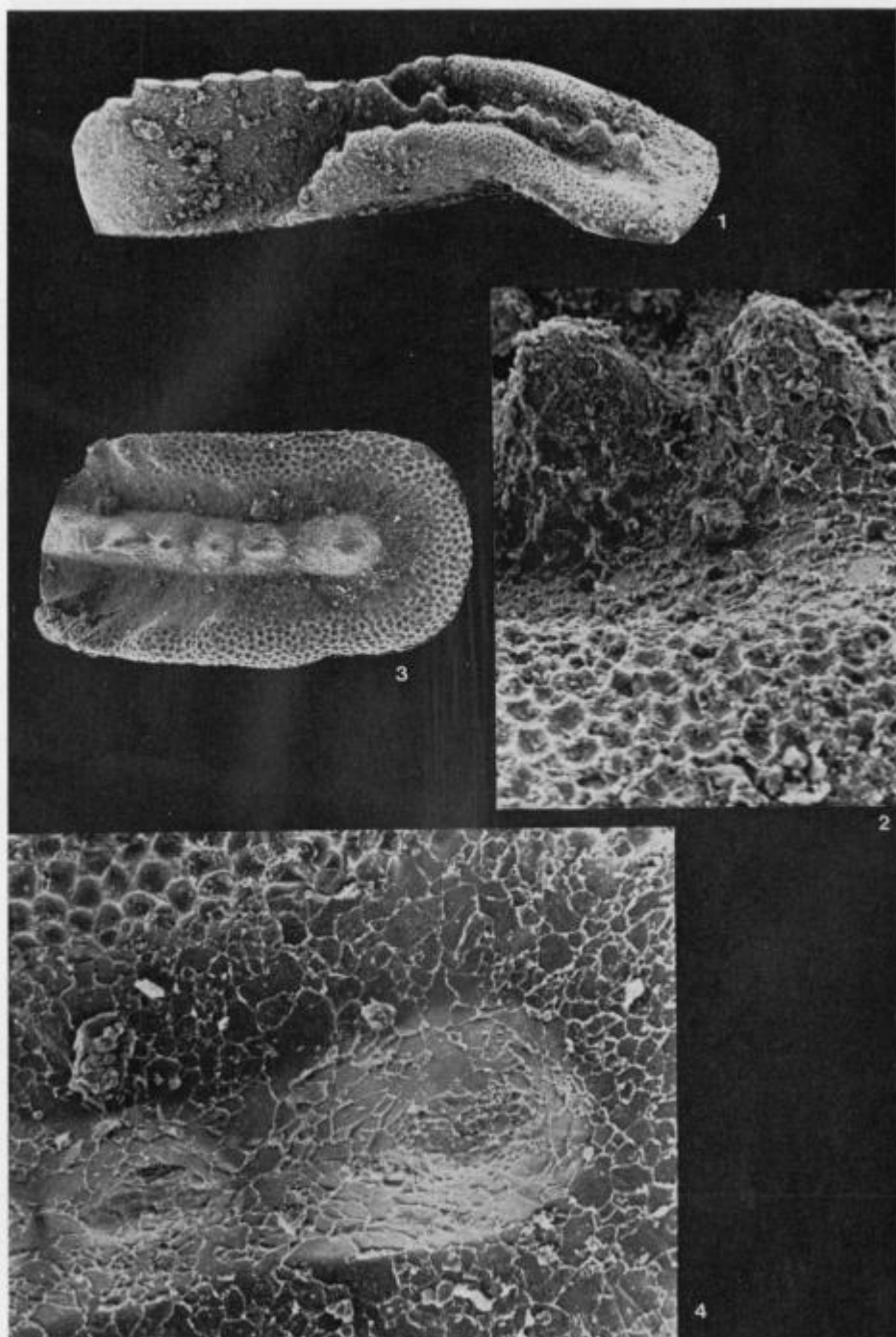
Davča valley, sample 18

Sl. 3: platforma elementa, 190 ×

Fig. 3: platform of the element, 190 ×

Sl. 4: povečan del platforme, 630 ×

Fig. 4: detail of the platform, 630 ×



- 1967 *Gondolella navicula* Huckriede. — Nakazawa & Nogami, Pl. 1, Figs. 12, 13.
- 1968 *Neogondolella navicula* (Huckriede). — Bender, 518—519, Taf. 4, Fig. 2, 4, 5, 8.
- 1968 *Paragondolella navicula* (*navicula*) (Huckriede). — Mosher, 939, Pl. 116, figs. 20—27, Pl. 117, figs. 1—5.
- 1968 *Gondolella navicula* Huckriede. — Nogami, 126—127, Taf. 8, Fig. 12—26, Taf. 11, Fig. 4.
- 1969 *Gondolella navicula* Huckriede. — Urošević & Marković, 227, Tabla 1, sl. 1, 2, 3.
- 1971 *Gondolella navicula* (Huckriede). — Mock, Taf. 5, fig. 2, 5, 6, 7, 9, 10, 13.
- 1971 *Gondolella navicula navicula* (Huckriede). — Mock, Taf. 5, fig. 11, 15.
- 1971 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Trammer, Pl. 2, Fig. 8.
- 1971 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Đurđanović, sl. 6 a, b, 7 a, b, 9.
- 1972 *Paragondolella navicula navicula* (Huckriede). — Budurov & Stefanov, 844, Taf. 2, Fig. 10—14.
- 1972 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Zawidzka, Pl. 1, Figs. 6, 10 a, b.
- 1973 *Paragondolella navicula navicula* (Huckriede). — Koike, 109, Pl. 17, Figs. 1—6.
- 1973 *Gondolella navicula* Huckriede. — Kozur & Mock, Taf. 1, Fig. 12.
- 1974 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Budurov & Stefanov, 301, Tabl. 1, fig. 35, 36.
- 1975 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Budurov & Stefanov, 15, Tabl. 2, fig. 26, 27.
- 1975 *Gondolella navicula* Huckriede. — Kristan-Tollmann & Krystyn, Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1975 *Gondolella navicula* (Huckriede). — Trammer, Pl. 23, Figs. 4, 5, Pl. 25, Fig. 1.

**Tabla 3 — Plate 3**

*Epigondolella permica* (Hayashi)

Dolina Davče, vzorec št. 23

Davča valley, sample 23

Sl. 1: od spodaj, 253 ×

Fig. 1: aboral view, 253 ×

Prioniodiniformi element

Prioniodiniform element

Dolina Davče, vzorec št. 32

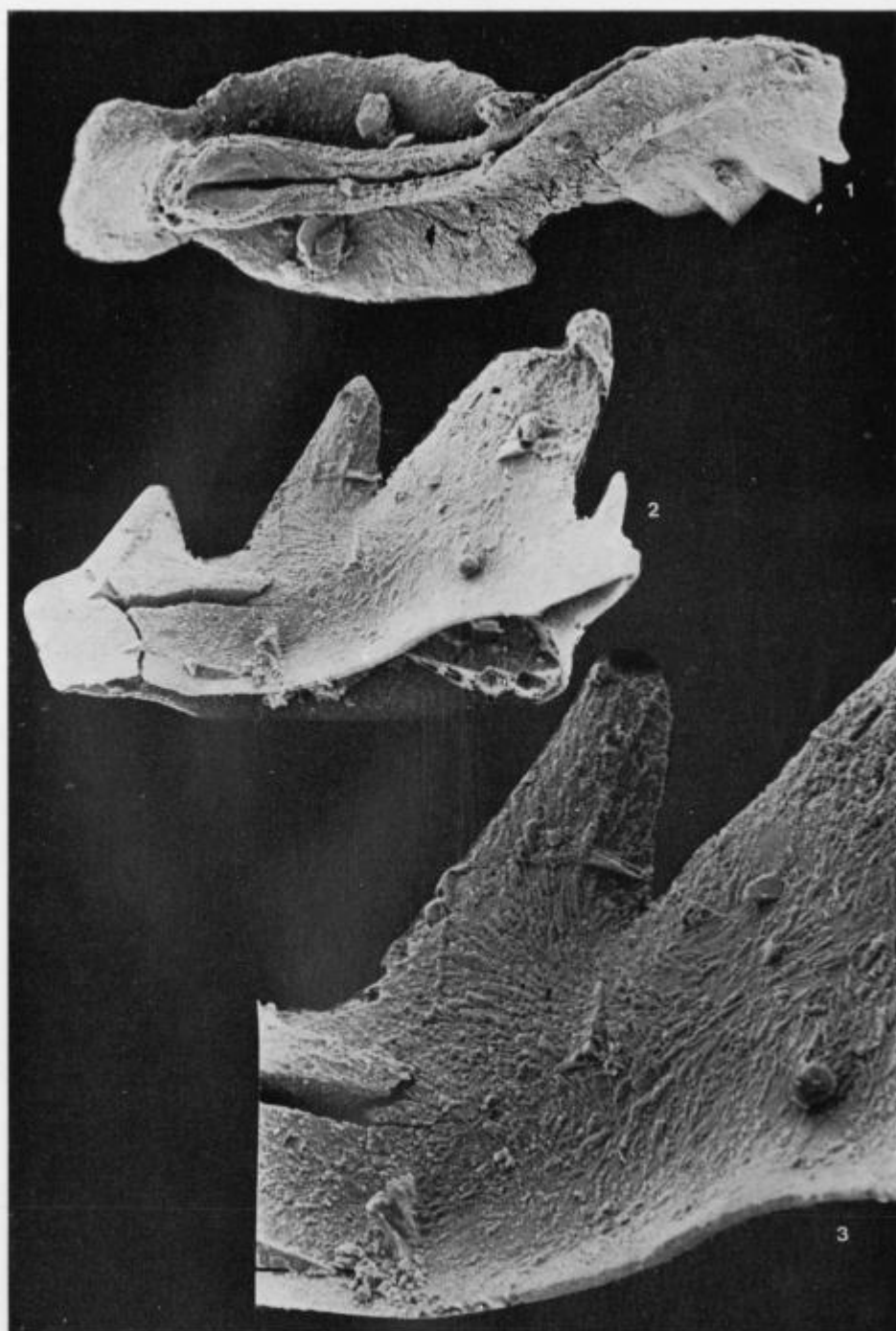
Davča valley, sample 32

Sl. 2: od strani, 315 ×

Fig. 2: lateral view, 315 ×

Sl. 3: detajl sl. 2, 630 ×

Fig. 3: detail of the fig. 2, 630 ×



- 1975 *Gondolella navicula* Huckriede. — Sladić-Trifunović & Ljubović, 173, Tab. 4, sl. 1—14.
- 1975 *Gondolella navicula* Huckriede. — Zawadzka, Pl. 37, Fig. 14, Pl. 40, Fig. 4, 6, Pl. 41, Fig. 4, Pl. 42, Fig. 6, Pl. 43, Fig. 10, Pl. 44, Fig. 2.
- 1976 a *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Budurov, Pl. 4, Figs. 5, 6, Pl. 5, Figs. 1, 2.
- 1976 b *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Budurov, 101, Taf. 2, Fig. 30, 31.
- 1976 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Krivic & Premru, 17—18, Tab. 2, sl. 6.
- 1977 *Gondolella navicula* Huckriede. — Kozur & Mock, Pl. 2, Fig. 1, 8, Pl. 3, Fig. 13—16.
- 1978 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Čatalov & Budurov, 89, Taf. 2, Fig. 4—6, 9, 10, 13, 14.
- 1979 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Kolar, 317—318, Tab. 1, sl. 2, 6.
- 1980 b *Gondolella navicula* Huckriede. — Kovacs & Kozur, Taf. 12, Fig. 2.
- 1980 *Paragondolella navicula* (Huckriede). — Krystyn, Pl. 11, Figs. 10—11.
- 1980 *Neogondolella navicula* (Huckriede). — Pisa, Perri & Veneri, 818—819, Pl. 60, fig. 2 a—c.
- 1980 *Neogondolella navicula* (Huckriede). — Wardlaw & Jones, 602, Pl. 64, figs. 8, 18.

Material: štirje primerki.

Opis: Platforma poteka po vsej dolžini elementa in ima odebeljene robove, ki so pokriti z jamicami. Če platforma ne seže do prednjega dela, se tam razvije list, ki je zelo kratek. Karina je nizka in zobci kažejo težnjo po zlivanju.

#### Tabla 4 — Plate 4

##### *Epigondolella postera* (Kozur & Mostler)

juvenilna oblika; juvenile form

Dolina Davče, vzorec št. 32

Davča valley, sample 32

Sl. 1: od strani, 411 ×

Fig. 1: lateral view, 411 ×

Sl. 2: mikrostruktura, 630 ×

Fig. 2: microstructure, 630 ×

##### *Epigondolella abneptis* (Huckriede)

Zahodno od Zbonta, vzorec št. 31

West of Zbont, sample 31

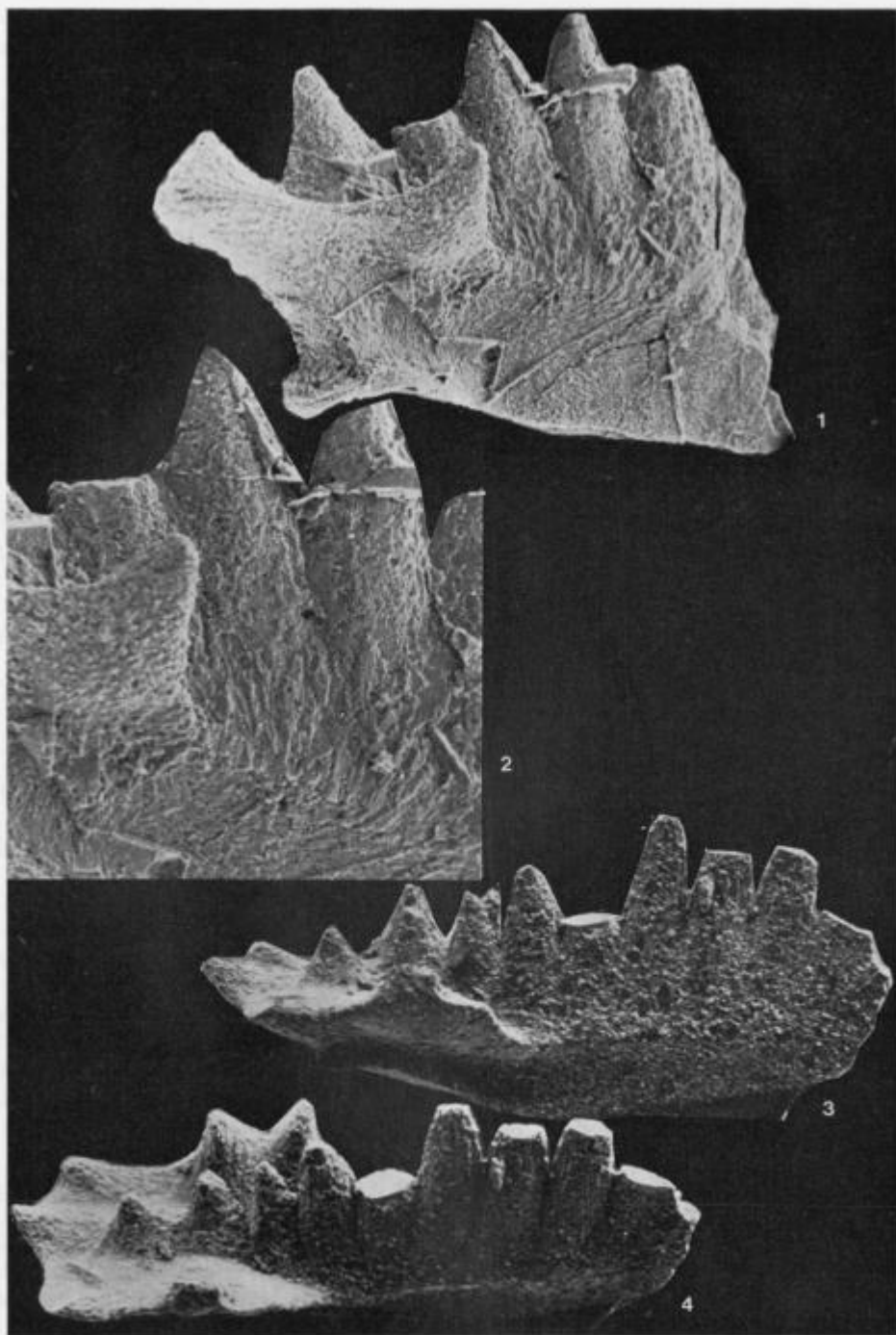
Sl. 3: od strani, 200 ×

Fig. 3: lateral view, 200 ×

Sl. 4: poševno od zgoraj, 200 ×

Fig. 4: oblique oral view, 200 ×





Močnejši glavni zob je z vrzeljo ločen od ostalih in močno nagnjen nazaj. Glavnemu zobu na aboralni strani ustreza obsežna bazalna jamica, podobna očesu. Gredelj je visok in bohotno obkroža jamico.

Različni avtorji so navedli ta element od anizične do noriške stopnje.

*Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov, 1965)

- 1965 *Gondolella polygnathiformis* sp. nov. — Budurov & Stefanov, 118, 119, Taf. 3, Fig. 3 a, b, 4 a, b, 5 a, b, 6 a, b, 7 a, b.
- 1968 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Mosher, 939—940, Pl. 118, figs. 9—17, 19.
- 1970 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Flügel & Ramovš, 24, Taf. 1, Fig. 1—3.
- 1970 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Mosher, Pl. 110, figs. 3, 6.
- 1971 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Đurdanović, sl. 3.
- 1971 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Mock, Taf. 4, Fig. 5 a, b.
- 1972 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Kozur, Taf. 3, Fig. 3—5, 6.
- 1973 *Neogondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Ziegler (ed.), 145—146, *Neogondolella* Pl. 1, Fig. 8.
- 1975 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Kristan-Tollmann & Krystyn, 271—272, Taf. 1, Fig. 3, 4, 5.
- 1976 b *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Budurov, 101, Taf. 2, fig. 12—16, Taf. 5, Fig. 1—4.
- 1977 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Mišik et al., Pl. 8, Fig. 9.
- 1978 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Mirauta & Gheorghian, Pl. 2, Fig. 9.
- 1978 a *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Ramovš, 58—59, Tab. 3, sl. 1.
- 1979 *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Metcalfe et al., 745, Pl. 97, figs. 1—5.
- 1980 *Gondolella polygnathiformis* Budurov & Stefanov. — Urošević & Sudar, Tab. 3, sl. 2—4.
- 1980 *Gondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). — Krystyn, Pl. 11, Fig. 7.

Material: šest primerkov.

Opis: Element s širšo ali ožjo simetrično platformo, ki se proti zadnjemu delu zoži. Platforma zavzema več kot polovico celotne dolžine elementa. Njeni odebeljeni robovi so pokriti s številnimi jamicami in zavihani navzgor. Po sredini platforme poteka dobro razvita karina, ki se nadaljuje v prosti list. Zadnji zob karine je top in ločen od ostalih zob na karini z vrzeljo. Število in velikost zob na karini in prostem listu sta različna.

Na aboralni strani elementa poteka izrazit gredelj. Po njegovi sredini se zajeda ozka bazalna brazda, ki se konča z ovalno bazalno jamico.

Ta element ima zelo veliko geografsko (Severna Amerika, Azija, Evropa) in kratko stratigrafsko razširjenost. Povsod se pojavlja v najmlajših plasteh ladinske stopnje in do konca karnijske stopnje.

### Filogenija zgornjetriadnih ploščastih konodontov

V taksonomiji triadnih konodontov, zlasti zgornjetriadnih vrst, je prišlo do neskladja med pojmovanji različnih avtorjev.

Po W. Zieglerju (1973) je npr. rod *Gondolella* zgornjekarbonski, medtem ko so ga drugi (npr. L. Krystyn, 1980) opisali tudi iz triadnega sistema. Zgornjetriadna rodovna imena *Ancyrogondolella*, *Epigondolella*, *Metapolygnathus*, *Neogondolella*, *Parvigondolella*, *Polygnathus* in *Tardogondolella* so večidel sinonimna. V tem poročilu sem se ravnala po katalogu konodontov, v katerem je zbrana večina vrst rodu *Epigondolella* Mosher, 1968, ki naj bi bil sinonim za *Metapolygnathus* Hayashi, 1968 (H. Kozur, 1972).

Od zgornjetriadnih ploščastih konodontov je evlucijsko najstarejša oblika *Gondolella navicula*. Iz nje se je razvila *Neogondolella polygnathiformis*, ki naj bi bila izhodišče rodu *Epigondolella*. V noriški stopnji opazimo zelo nagel razvoj vrst; filogenetsko si sledijo: *Epigondolella nodosa*-*E. permica*-*E. abneptis*-*E. postera*-*E. bidentata* (L. Krystyn, 1973 in J. Trammer, 1974). V tej evlucijski liniji so se zvrstile tele spremembe:

- postopno zmanjšanje osebkov
- višanje zob na karini
- redukcija platforme
- ornamentacija robov platforme:
  - G. navicula*, *N. polygnathiformis* — brez lateralnih izrastkov
  - E. nodosa*, *E. permica*, *E. primitia* — vozlički na lateralnih robovih platforme
  - E. abneptis* — višanje lateralnih zob (dentikli)
  - E. bidentata* — zmanjšanje števila lateralnih zob.

Vzorci iz profila v dolini Davče so vsebovali vse člene razvojne linije razen zadnjega. Filogenetski položaj vrst *E. echinata* in *E. parva* pri prvem opisu ni bil podan. Menim, da sta se *E. abneptis* in *E. echinata* razvili iz istega prednika. Na to kaže dolžina platforme. *E. abneptis* kaže progresivni, *E. echinata* pa regresivni razvoj robov platforme. *E. parva* zelo verjetno predstavlja stransko linijo med *N. polygnathiformis* in *E. nodosa*. Nekateri raziskovalci so mišljenja, da elementa *E. permica* ne gre ločiti od elementa *E. abneptis*.

### Literatura

- Bender, H. 1968, Zur Gliederung der mediterranen Trias II. Die Conodontenchronologie der mediterranen Trias. Anal. Geol. Pay. Hellen. I (XIX), 436—540, Taf. 15—19, Athenes.
- Bender, H. & Kockel, C. W. 1963, Die Conodonten der griechischen Trias. Ann. Geol. Hell. I (XIV), 436—445, 1 Taf., Athenes.
- Bittner, A. 1890, Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. geol. R.-A. 325, Wien.

Budurov, K. 1962, Konodonti ot aniza pri s. Granitovo, Vidinsko. Spis. Blg. Geol. Druž. 23/2, 113—130, Sofia.

Budurov, K. 1976 a, Structures, Evolution and Taxonomy of the Triassic Conodonts. Geol. Balc. 6(1), 13—20, Sofia.

Budurov, K. 1976 b, Die triassischen Conodonten des Ostbalkans. Geol. Balc. 6(2), 95—104, Sofia.

Budurov, K. 1977, Revision of the Late Triassic Platform Conodonts. Geol. Balc. 7(3), 31—48, Sofia.

Budurov, K. & Stefanov, S. 1965, Gattung Gondolella aus der Trias Bulgariens. Acad. Bulg. Sci., Ser. Paleont., Vol. 7, 117—121, Taf. 1—3, Sofia.

Budurov, K. & Stefanov, S. 1972, Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. 21, 829—862, Taf. 1—4, Innsbruck.

Budurov, K. & Stefanov, S. 1974, Die Zahnreichen-Conodonten aus der Trias des Golo—Bardo—Gebirges. Bull. Geol. Inst., Ser. Paleont. 23, 89—104, 2 Taf., Sofia.

Budurov, K. & Stefanov, S. 1975, Srednotriaski konodonti ot Sondažite pri Kneža. Paleontologia, stratigrafia i litologia 3, 11—17, Sofia.

Clark, D. L. & Mosher, L. C. 1966, Stratigraphic, geographic and evolutionary development of the conodont genus Gondolella. J. Paleont. 40(4), 376—394, Tulsa.

Čatalov, G. & Budurov, K. 1978, Conodonten, Stratigraphie und Lithologie der triassischen conodonten führenden Niveaus im Erzfeld von Gramatikovo (Strandža Gebirge, SO-Bulgarien). Geol. Balc. 8(1), 81—93, Sofia.

Đurđanović, Ž. 1971, Ein Beitrag zur Lithologie und Stratigraphie der kristallinen Gesteine der Fruška gora (Serbien, Jugoslavien). Bul. sci. Sect. A-16 (5—6), 137—138, Zagreb.

Flügel, H. & Ramovš, A. 1970, Zur Kenntnis der Amphiclinen Schichten Sloweniens. Geol. vj. 23, 21—37, Zagreb.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976, Tolmač za list Kranj L 33—65. Osnovna geološka karta 1:100 000, 70, Beograd.

Gaździcki, A., Kozur, H. & Mock, R. 1979, The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. Geologija 22(1), 71—112, Ljubljana.

Gupta, V. J. 1978, Conodonten der Obertrias von Zamalgam bei Verinag, Distrikt Anantnag, Kashmir. Sitzungsberichte, Abt. I, 186 (6—10), 171—179, Wien.

Gupta, V. J., Kovacs, S. & Oravesz-Scheffer, A. 1980, Upper Triassic microfossils from Northeastern Kumaun Himalaya, India. Rec. Res. Geol., 6, 582—593, Delhi.

Hayashi, S. 1968 a, The Permian Conodonts in Chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. Earth Sci. 22 (2), 63—77, Tokyo.

Hayashi, S. 1968 b, Redescription of the new forms proposed in the "The Permian Conodonts in Chert of the Adoyama Formation", Ashio Mountains, Central Japan. Earth Sci. 22/6, 305, Tokyo.

Huckriede, F. 1958, Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. Pal. Z., 32, 3/4, 141—175, Taf. 10—14, Stuttgart.

Ishii, K. & Nogami, Y. 1966, Discovery of Triassic Conodonts from the so-called Paleozoic Limestone in Kedah, Malaya. J. Geosci. 9, 93—98, Osaka.

Koike, T. 1973, Triassic Conodonts from Kedah and Pahang, Malaysia. Contr. Geol. Paleont. Southeast Asia, CXIX/XII, 91—113, Tokyo.

Kolar, T. 1979, Konodonti v škofjeloškem apnencu na Smarjetni gori. Geologija 22 (2), 309—325, Ljubljana.

Kossmat, F. 1903, Das Gebirge zwischen dem Bačatal und der Wocheiner Save. Verh. geol. R.-A., 111—124, Wien.

Kossmat, F. 1907, Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Anschlusslinie, Denkschr. Math. naturwiss. Kl. Akad. Wiss., 41—102, Wien.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria, Geol. R.-A., Wien, 101, Wien.

Kossmat, F. 1913, Die Adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion, Mitt. Geol. Ges. 6, 61—165, Wien.

Kovacs, S. & Kozur, H. 1980 a, Some remarks on Middle and Upper Triassic platform conodonts. Rec. Res. Geol. 5, 541—582, New Delhi.

Kovacs, S. & Kozur, H. 1980 b, Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 10 (2), 47—78, Innsbruck.

Kozur, H. 1972, Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2 (11), 1—37, Innsbruck.

Kozur, H. 1974, Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert II. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 4 (1), 1—35, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1972, Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 2 (4), 1—20, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1973, Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., Bd. 3 (2), 1—14, Innsbruck.

Kozur, H. & Mock, R. 1977, Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). Acta Miner.-Petrogr. XXIII/1, 109—126, Szeged.

Kozur, H. & Mostler, H. 1972, Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die Zahnreihen-Conodonten der Mittel- und Obertrias. Abh. Geol. B.-A., Bd. 28, Hf. 1, 1—36, Wien.

Kristan-Tollmann, E. & Krystyn, L. 1975, Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Kalke von Saklibeli (Taurus Gebirge, Türkei) I. Sitzungsber. Oester. Akad. Wiss. Mathem.-naturw. Kl. Abt. 1, 184, 259—340, Wien.

Krivic, K. & Premru, U. 1976, Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu. Geologija 19, 9—27, Ljubljana.

Krystyn, L. 1973, Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). Verh. Geol. B.-A., 113—153, Wien.

Krystyn, L. 1980, Field Trip B: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region. Guidebook abstracts, ECOS II, 61—100, Vienna-Prague.

Kuščer, D. 1958, Stratigrafski sistemi in nomenklatura. Geologija 4, 237—249, Ljubljana.

Metcalf, I., Koike, T., Rafek, M. B. & Haile, N. S. 1979, Triassic Conodonts from Sumatra. Palaeontology 22 (3), 737—745, New York.

Mirauta, E. 1963, Asupra prezentei unor conodonte in triasicul de la Hagighiol (Dobrogea). Geologie 4 (8), 488—498, Bucuresti.

Mirauta, E. & Gheorghian, D. M. 1978, Étude microfaunique des formations triasiques (Transylvaines, Bucoviennes et Gétiques) des Carpates orientales. Dari de seama ale sedintelor LXIV (1876—1977), 109—162, Bucuresti.

Mišik, M., Mock, R. & Sykora, M. 1977, Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geol. zbor. — Geol. Carp. 28, 27—69, Bratislava.

Mock, R. 1971, Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie, Geol. zbor. — Geol. Carp. 22 (2), 241—260, 4 Taf., Bratislava.

Mosher, L. C. 1968, Evolution of Triassic Platform Conodonts. J. Paleont. 42 (4), 947—956, Tulsa.

Mosher, L. C. 1970, New conodont species as Triassic guide fossils. J. Paleont. 44 (4), 737—742, Tulsa.

Mosher, L. C. & Clark, D. L. 1965, Middle-Triassic Conodonts from the Prida Formation of Northwestern Nevada. *J. Paleont.* 39 (4), 551—565, Tulsa.

Nakazawa, K. & Nogami, Y. 1967, Problematic Occurrence of the Upper Triassic Fossils from the Western Hills of Kyoto. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, XXXIV, (1), 9—22, Kyoto.

Nogami, Y. 1968, Trias-Conodonten von Timor, Malaysien und Japan (Palaeontological Study of Portuguese Timor, 5). *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, Vol. 34, No. 2, 115—136, pl. 8—11, Kyoto.

Nohda, S. & Setoguchi, T. 1967, An Occurrence of Jurassic Conodonts from Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B*, XXXIII (4), 227—238, Kyoto.

Pisa, G., Perri, C. & Veneri, P. 1980, Upper Anisian conodonts from Dora and M. Bivera Formations, Southern Alps (Italy). *Riv. Ital. Paleont.* 84 (3—4), 807—828, Milano.

Pomesano-Cherchi, A. 1967, I conodonti del Muschelkalk della Nurra (Sardegna Nord-occidentale). *Riv. Ital. Paleont.* 73 (1), 205—272, Milano.

Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdoziljskih skladov. *Geogr. vest.* 22, 191—214, Ljubljana.

Ramovš, A. 1978 a, Zgornjekarnijski in spodnjenoriški konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem. *Geologija* 21, 47—60, Ljubljana.

Ramovš, A. 1978 b, *Geologija*, Univerza v Ljubljani, 197 + 45, Ljubljana.

Sladič-Trifunović, M. & Ljubović, D. 1975, Problem starosti hanbuškoških krečnjaka. *Geol. an.* 39, 159—204, Beograd.

Spasov, H. 1965, Paleozoiska i triaska konodontna fauna ot Zapadna Makedonija. *Trudovi* 12, 23—32, Skopje.

Stur, D. 1858, Das Isonzo-Tal von Flitsch anwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und die Wochein. *Jahrb. Geol. R.-A.*, 324—366, Wien.

Sweet, W. C., Mosher, L. C., Clark, D. L., Collinson, J. W. & Hasenmueller, W. A. 1970, Conodont Biostratigraphy of the Triassic. *Geol. Soc. Am. Mem.* 127, 441—465, Boulder.

Szabo, I., Kovacs, S., Lelkes, C. & Oravecz-Scheffer, A. 1980, Stratigraphic investigations of a Pelsonian-Fassanian section at Felsőörs (Balaton Highland, Hungary). *Riv. Ital. Paleont.* 85 (3/4), 789—806, Milano.

Trammer, J. 1971, Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.* 21 (3), 379—386, Warszawa.

Trammer, J. 1974, Evolutionary Trends and Pattern of Extinction of Triassic Conodonts. *Acta Pal. Polon.* 19 (2), 251—264, Warszawa.

Trammer, J. 1975, Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.* 25 (2), 179—215, Warszawa.

Urošević, D. & Marković, B. 1969, Konodontska fauna anizijskog kata iz Brekova (zapadna Srbija). *Vesnik (Geologija)* 27 (A), 225—230, Beograd.

Urošević, D. & Sudar, M. 1980, Mikrofosili trijasa sa područja planine Gučevo. Simpozijum iz regionalne geologije i paleontologije 100 godina geološke škole i nauke u Srbiji, 491—507, Beograd.

Wardlaw, B. R. & Jones, D. L. 1980, Triassic conodonts from eugeosynclinal rocks of Western North America and their tectonic significance. *Riv. Ital. Paleont.* 85 (3—4), 895—908, Milano.

Zawidzka, K. 1972, Stratigraphic position of the Furkaska limestone. *Acta Geol. Pol.* 22 (3), 459—466, Warszawa.

Zawidzka, K. 1975, Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geol. Pol.* 25 (2), 217—256, Warszawa.

Ziegler, W. (ed.) 1973, *Catalogue of Conodonts I*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 504, Stuttgart.

Ziegler, W. (ed.) 1977, *Catalogue of Conodonts III*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 574, Stuttgart.

All the petrologists of Petrology  
Have been invited to visit at Petrology

From Petrology

Proceedings of the Petrology Conference, Petrology, 1950

Abstracts

The first meeting of the Petrology Conference was held in Petrology, Ontario, Canada, in 1948. It was the first of a series of meetings which have since been held in Petrology, Ontario, Canada, in 1950, 1952, 1954, 1956, 1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1968, 1970, 1972, 1974, 1976, 1978, 1980, 1982, 1984, 1986, 1988, 1990, 1992, 1994, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014, 2016, 2018, 2020. The meetings have been held in Petrology, Ontario, Canada, in 1948, 1950, 1952, 1954, 1956, 1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1968, 1970, 1972, 1974, 1976, 1978, 1980, 1982, 1984, 1986, 1988, 1990, 1992, 1994, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014, 2016, 2018, 2020.

Abstract

The first meeting of the Petrology Conference was held in Petrology, Ontario, Canada, in 1948. It was the first of a series of meetings which have since been held in Petrology, Ontario, Canada, in 1950, 1952, 1954, 1956, 1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1968, 1970, 1972, 1974, 1976, 1978, 1980, 1982, 1984, 1986, 1988, 1990, 1992, 1994, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014, 2016, 2018, 2020.

The second meeting of the Petrology Conference was held in Petrology, Ontario, Canada, in 1950. It was the second of a series of meetings which have since been held in Petrology, Ontario, Canada, in 1952, 1954, 1956, 1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1968, 1970, 1972, 1974, 1976, 1978, 1980, 1982, 1984, 1986, 1988, 1990, 1992, 1994, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014, 2016, 2018, 2020.





UDK 552.163 + 552.321.3:550.93(234.3) = 863

## Ali je predkambrij na Pohorju? Does Precambrian occur at Pohorje?

*Ernest Faninger*

Prirodoslovni muzej, 61000 Ljubljana, Prešernova 20

### Kratka vsebina

V članku so povzeti rezultati, objavljeni o radiometrični starosti skrilavih kamenin in z njimi združenih globočnin na obsežnem območju Centralnih Alp, kjer se je uveljavila regionalna metamorfoza. Tako imenovani »stari kristalinik« kaže ponekod določene znake, da je bil metamorfiziran v času kaledonske orogeneze, svojo pravo podobo pa je dobil v paleozojski eri pod učinkovanjem variscijske orogeneze. Vendar ne gre spregledati niti vpliva alpidске orogeneze. Domneva o neki starejši — predkambrijski — metamorfozi do sedaj ni bila potrjena. Globočninska tonalitna telesa vzdolž periadriatskega lineamenta so nastala v oligocenski epohi. Pohorske metamorfne kamenine interpretirajo podobno kot »stari kristalinik«. Toda radiometrična starost tonalitovega biotita, določena po Rb-Sr metodi, kaže na srednjemiocenski časovni interval pred  $19 \pm 5$  milijoni let. Ta starost pa ne ustreza tonalitu samemu; srednjemiocenske usedline vsebujejo namreč njegove prodnike in mora biti torej tonalitna intruzija starejša, najverjetneje oligocenska.

### Abstract

This report summarizes the results previously published on the radiometric ages of schistose rocks and associated intrusive igneous rocks in the extensive areas of the Central Alps in which regional metamorphism has been developed. The so called "oldcrystalline" simulates the evidence of the Caledonian events and at last it appears to have been formed in the late Paleozoic Variscan orogenic era. Furthermore, the Alpine orogeny is not to be disregarded. Besides a Precambrian metamorphism is supposed, but it could not be proved up-to-date. The Alpine intrusive igneous rocks exhibit a Variscan or Alpine age. The plutonic bodies of tonalite occurring along the Periadriatic Lineament took their present form in the Oligocene epoch.

The interpretation of the regional metamorphic rocks of Pohorje Mountain is in general the same as that of the "oldcrystalline". But the Rb-Sr age of  $19 \pm 5$  m. y. determined for biotite from the Pohorje tonalite bears no relationship to the tonalite itself. By this age a Middle Miocene interval is indicated. However, from the deposits of the same age gravel, derived from tonalite, has been recorded. Consequently, the tonalite emplacement must be somewhat older than Middle Miocene. Most likely it owes its origin to the Oligocene magmatic intrusion.

Pohorje sestoji v glavnem iz regionalnometamorfnih kamenin. Vanje je intrudiral tonalit, vse pa je predril dacit. Prej so regionalnometamorfnim kameninam Centralnih Alp pripisovali arhaisko starost in še danes jih v nekaterih učbenikih (R. Brinkmann, 1969) omenjajo kot predkambrijsko tvorbo. Vemo pa tudi, da nastajajo regionalnometamorfne kamenine v globjih delih zemeljske skorje v zvezi z vsako orogenezo. V zemeljski zgodovini je bilo več orogenez. Alpe je nagubala in dvignila sorazmerno mlada alpidiska orogeneza, najdemo pa tudi sledove variscične orogeneze. Zato se upravičeno vprašamo, ali niso regionalnometamorfne kamenine Centralnih Alp nastale šele v zvezi z variscično in alpidsko metamorfozo. V nekaterih primerih lahko sklepamo že na podlagi geoloških opazovanj na variscično metamorfozo regionalnometamorfnih kamenin Centralnih Alp; problem njihove starosti v celoti pa je bilo možno rešiti z radiometričnimi določitvami. Predno preidemo k rezultatom tovrstnih raziskav, se seznanimo z nekaterimi pojmi, ki jih bomo v nadaljevanju uporabljali.

Najmlajša orogeneza in z njo zvezana regionalna metamorfoza je bila alpidiska. Začela se je v kredni periodi pred nekako 100 milijoni let, dosegla višek v terciarni periodi in traja še danes. V tem obdobju so se razen Alp dvignila in nagubala med drugimi gorstva, ki se raztezajo prek Balkana, Turčije in Iranskega višavja prav do Himalaje. Variscična orogeneza se je pričela v karbonski periodi mlajšepaleozojske ere pred 345 milijoni let, kaledonska orogeneza pa v ordovicijjski periodi starejše paleozojske ere pred nekako 500 milijoni let. Prehod paleozojske ere v dolgo predkambrijsko pred 570 milijoni let karakterizira assintska (bajkalska) orogeneza.

Metamorfne kamenine so nastale kot posledica zvišanega pritiska in temperature, včasih tudi še sprememb kemične sestave. O izokemični metamorfozi govorimo, če se med metamorfozo kemizem kamenine ni spremenil, sicer je metamorfoza alokemična. Razlikujemo regionalno in kontaktno metamorfozo. Regionalna metamorfoza je zajela med orogenetskimi procesi velike, globlje ležeče dele zemeljske skorje in je potekala povečini izokemično. Nasprotno je delovala kontaktna metamorfoza le na stiku prikamenine z magmo in je alokemična.

Pogoji regionalne metamorfoze se z naraščajočo globino spreminjajo; razlikujemo tri cone: epi-, mezo- in katacono. V epiconi so temperature in pritiski še sorazmerno nizki, z globino pa postopno naraščajo. V novejših učbenikih rajši govorijo o metamorfnih faciesih. V odvisnosti od izhodnih kamenin nastajajo pri določenih pritiskih in temperaturah določene mineralne parageneze, ki karakterizirajo facies. V glavnem razlikujemo facies zelenega skrilavca, almandin-amfibolitni facies in eklogitni facies. Po pritiskih in temperaturah ustreza epiconi facies zelenega skrilavca, mezoconi in delu katacone almandin amfibolitni facies ter najglobljemu nivoju katacone eklogitni facies. Večina regionalnometamorfnih kamenin je nastala v intervalu od 300 °C do 650 °C. Pri višjih temperaturah se začne kamenine taliti. S tem se poraja magma, ki se po prodoru med višje ležeče plasti zemeljske skorje strdi v obliki globočnin, ali pa se kot lava izlije na zemeljsko površje. Orogeneza, regionalna metamorfoza in magmatizem so torej med seboj tesno povezani procesi.

Med regionalno metamorfozo deluje poleg hidrostatičnega tudi usmerjeni pritisk; zato so regionalnometamorfne kamenine bolj ali manj vskriljene. De-

limo jih na ortometamorfne in parametamorfne kamenine. Prve so nastale iz magmatskih kamenin, druge pa iz sedimentnih. Če govorimo o starosti regionalnometamorfnih kamenin, mislimo vedno na starost metamorfoze, čeprav je tudi podatek o starosti izhodnih kamenin zelo pomemben.

Najvažnejše regionalnometamorfne kamenine so gnajs, blestnik, filit in eklogit. Gnajs sestoji iz glincev, kremenca in sljude. V blestniku prevladujeta kremen in sljuda in prav tako v filitu, vendar so lističi sljude v filitu tako majhni, da ima kamenina svilen lesk. Amfibolit sestoji v glavnem iz rogovače in plagioklazov, eklogit pa iz granatov in omfacita. Gnajs je nastal pod pogoji almandin-amfibolitnega faciesa iz granita in usedlin podobne sestave. Zato razlikujemo ortognajs in paragnajs. Amfibolit predstavlja v almandin-amfibolitnem faciesu metamorfozirani gabro. Pod še višjimi pritiski je iz gabra nastal eklogit. Filit in blestnik sta nastala pri regionalni metamorfozi iz glinice. Pri postopnem zviševanju pritiska in temperature glina najprej preide v skrilavo glino in nato v glinasti skrilavec, filit in blestnik. Skrilavo glino imamo še za usedlino, glinasti skrilavec pa tvori nekak prehod iz usedline v metamorfno kamenino, vendar ga tudi štejemo še med usedline. Filit je tipična metamorfna kamenina faciesa zelenega skrilavca, blestnik pa je prekrystaliziral v almandin-amfibolitnem faciesu.

Regionalnometamorfne kamenine so lahko bile večkrat metamorfozirane. V takih primerih govorimo o polimetamorfnih kameninah. S tem v zvezi omenimo še retrogradno metamorfozo, oziroma diaforezo, ki povzroči, da bolj metamorfozirane kamenine dobijo videz manj metamorfoziranih. Mineralne parageneze, nastale v najvišji stopnji metamorfoze, se v metamorfni kameninah navadno ohranijo. Pogoj za retrogradno metamorfozo je zadostna količina vode, potrebne za kemične reakcije. Do retrogradne metamorfoze je lahko prišlo v končni fazi metamorfoze, pa tudi med ponovno metamorfozo v geološkem okolju nižjih pritiskov in temperatur.

Oglejmo si še razdelitev predkambrija. Delimo ga na proterozoik (algonkij) in azoik (arheozoik). Prej so v proterozoik uvrščali vse sedimentne kamenine, ki leže pod kambrijskimi skladi, ustreznim metamorfnim kameninam pa so pripisovali arhajsko starost. Ko so začeli uporabljati radiometrične metode, so kmalu ugotovili, da so lahko nekatere predkambrijske metamorfne kamenine tudi mlajše kot najstarejše proterozojske sedimentne kamenine. Danes uvrščamo v arheozoik kamenine, ki so starejše kot 2500 milijonov let. Kot so pokazale raziskave v Južni Afriki (J. A. Jacobs & sodel. 1974, p. 476—488), jih najdemo v kratonih predkambrijskih ščitov. Kratoni sestojijo v glavnem iz granita z vgnetenimi »zelenimi kamni«, to je s šibko metamorfoziranim bazaltom. Nasprotno pa navajajo za močno metamorfozirane kamenine predkambrijskih ščitov, kakršne predstavlja npr. gnajs, le starosti, ki ne presegajo 2500 milijonov let. Primerjava z najstarejšo zasnovo afriške celine povsem jasno kaže, da v Centralnih Alpah ne more biti govora o arhajskih metamorfni kameninah temveč kvečjemu o proterozojskih. Granit v Centralnih Alpah pa že zato ne more biti arhajski, ker je relativno mlajši od obdajajočih metamorfni kamenin.

Po raziskavah A. Hinterlechner-Ravnikove (1973) sestoji velik del Pohorja iz metamorfni kamenin almandin-amfibolitnega faciesa: iz gnajsa, blestnika in amfibolita. Blestnik in gnajs vsebujeta vložke eklogita. Zgornji del tega zaporedja je retrogradno metamorfoziran. Nad retrogradno metamorfozi-

ranimi kameninami, oziroma diafioriti, se pojavlja filit, nanj pa je bil narinjen staropaleozojski glinasti skrilavec, tako imenovane štalenskogorske serije, ki predstavlja zgornji orodovicij, silur in spodnji devon. Meja med regionalno-metamorfnimi kameninami in štalenskogorsko serijo je tektonska, zato ne moremo z geološkega vidika ničesar trditi o starosti pohorskih metamorfnih kamenin. Več nam povedo razmere na bližnji Svinški planini na Koroškem (W. Fritsch, 1962; G. Kleinschmidt & Sodel., 1976). Tudi Svinška planina sestoji iz regionalno-metamorfnih kamenin in iz štalenskogorske serije, ki so pa tu prekrte z zgornjekarbonskimi usedlinami. Karbonski skladi niso metamorfozirani, glinasti skrilavec štalenskogorske serije pa postopno prehaja v filit, zato so imeli regionalno-metamorfne kamenine Svinške planine najprej za variscične. Enako velja tudi za pohorske metamorfne kamenine (A. Hinterlecher-Ravnik, 1973). Toda ko so drugod v Centralnih Alpah zbrali več podatkov o starosti regionalno-metamorfnih kamenin, so spremenili mnenje o starosti eklogita in kamenin almandin-amfibolitnega faciesa na Svinški planini.

Najbolj znana metoda za določevanja absolutne geološke starosti je uran/svinčeva metoda. Pri radioaktivnem razpadu urana nastane kot končni produkt svinec, tako imenovani radiogeni svinec. Natančneje povedano, iz uranovega izotopa  $^{235}\text{U}$  nastane svinčev izotop  $^{206}\text{Pb}$ , iz  $^{238}\text{U}$  pa  $^{207}\text{Pb}$ . Ko določimo tako nastali svinec, npr.  $^{206}\text{Pb}$  in preostali  $^{238}\text{U}$ , lahko izračunamo starost uranovega minerala. V Centralnih Alpah poznamo številna nahajališča uranovih mineralov, toda ruda je povsod bistveno mlajša od metamorfne prikamenine in zato ne pride v poštev pri določevanju starosti metamorfoze. Pomembnejši je v tem pogledu cirkon ( $\text{ZrSiO}_4$ ), ki sicer ni uranov mineral, vedno pa vsebuje malenkostne primese urana.

Za določevanje starosti cirkona ustreza grafična metoda, ko na absciso nanašamo razmerje  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , na ordinato pa  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (D. York & R. M. Farquhar, 1973). Če tako prikažemo različno stari cirkon, dobimo ustrezno krivuljo ob predpostavki, da je cirkon vedno ostal zaprt sistem in torej ni nikoli izgubil v sebi nakopičenega radiogenega svinca. Cirkon magmatskih kamenin je nastal pri kristaljenju magme; zato njegova starost kaže tudi na starost magmatskih kamenin. Če je kasneje prišlo do močne metamorfoze, je pri začasno višji temperaturi postal cirkon za svinec odprt sistem. Pri tem je del radiogenega svinca, nakopičenega v cirkonu do takrat migriral v okolico. V tem primeru se meritveni podatki o cirkonu, ki je nekoč nastal istočasno, ne bodo ujemali z ustrežno točko na krivulji, ki nakazuje njegovo prvotno starost. Razporejeni bodo na premici, katere eno sečišče s krivuljo dejansko podaja njegovo prvotno starost, medtem ko se drugo nanaša na dogodek, ki je povzročil spremembo razmerja izotopov, se pravi na metamorfozo. Po tej metodi so preiskali cirkon, ki se pojavlja v paragnajsu Silvrette in Gotthardovega masiva (B. Grauert & A. Arnold, 1968). Izračunali so, da je cirkon star najmanj 1500 milijonov let, v zvezi z neko epizodo pred 450 milijoni let pa je izgubil del radiogenega svinca, nakopičenega v njem do takrat. Torej je obravnavani cirkon nastal primarno v zvezi z različno starimi granitnimi intruzijami (najmlajša pred 1500 milijoni let). Kje je nekoč bila ta stara, predkambrijska celina, danes ne vemo. Vsekakor je bil granit erodiran in cirkon je bil s preperino vred prenesen v neki sedimentacijski prostor. Tako nastale predkambrijske in

delno tudi kambrijske usedline je v ordoviciju, pred 450 milijoni let kaledonska metamorfoza spremenila v gnajs. S tem je bila radiometrično dokazana kaledonska metamorfoza v Centralnih Alpah.

V geokronologiji največ uporabljajo rubidij/stroncijev metodo. Rubidijev izotop  $^{87}\text{Rb}$  počasi razpada v stroncijev izotop  $^{87}\text{Sr}$ . Če določimo tako nastali radiogeni stroncij in preostali  $^{87}\text{Rb}$ , lahko izračunamo starost raziskanega minerala. Navadno določujejo starost z rubidijem sorazmerno bogatega biotita in muskovita. Natančneje povedano, »rubidij/stroncijeva ura« začne kazati čas, ko se je muskovit ohladil pod  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , biotit pa pod  $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ako še ni prišlo do ponovnega zagretja, nam starostni podatki o sljudah iz magmatskih kamenin obenem povedo tudi starost samih magmatskih kamenin, pri metamorfnih kameninah se vselej nanašajo na zadnjo metamorfozo, ko je temperatura padla pod navedeni vrednosti. Meritve so celo tako natančne, da lahko z Rb/Sr metodo preiščemo vzorce celotnih kamenin, kjer so koncentracije navedenih elementov bistveno manjše. Pri vrednotenju meritvenih podatkov uporabljamo v takih primerih grafično metodo. Na absciso nanašamo pri posameznih vzorcih kamenin izmerjena razmerja izotopov  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , na ordinato pa razmerja  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Pri tem dobimo premico — izohrono, katere nagnjenost nam omogoča izračunati starost (E. I. Hamilton & R. M. Farquhar, 1968). Pri magmatskih kameninah je starost izračunana na podlagi izohrone, identična z njihovim nastankom. Kaj definira izohrona pri metamorfnih kameninah, ni vedno lahko ugotoviti. Pri ortometamorfnih kameninah se lahko nanaša npr. na starost magmatskih kamenin, iz katerih so nastale, pa tudi na metamorfozo. Rezultat je odvisen od tega, ali je ostala kamenina med metamorfozo zaprt sistem, ali ne. Še večji problem predstavljajo v tem pogledu parametamorfne kamenine in posebej še polimetamorfne kamenine. Zato moramo v geokronologiji vedno upoštevati še rezultate geoloških in petrografskih raziskav. Pri tem včasih ne pridemo do cilja pri uporabi ene same geokronološke metode.

Do pomembnih rezultatov so prišli z Rb/Sr metodo pri določanju starosti metamorfoze južnih obronkov Zillertalskih Alp, sestavljenih v glavnem iz paragnajsa in ortognajsa (S. Borsi & sodel., 1973). V geološkem pogledu je zanimivo, da ortognajs vsebuje vključke obdajajočega paragnajsa, pri čemer skrilavost paragnajsa navadno ni vzporedna s skrilavostjo ortognajsa. To pomeni, da je granit intrudiral obstoječi paragnajs, nakar je šele neka mlajša metamorfoza granit spremenila v ortognajs. Torej mora biti paragnajs starejši od ortognajsa.

Oglejmo si, kaj so pri tem ugotovili z radiometričnimi meritvami. Z Rb/Sr metodo so preiskali vzorce celotnih kamenin in posebej še sljude.

1. Paragnajsu določa izohrona starost 487 milijonov let, ki se nanaša na metamorfozo.
2. Ortognajsu določa izohrona starost 434 milijonov let, ki se nanaša na starost granita, iz katerega je ortognajs nastal.
3. Biotitu in muskovitu v paragnajsu in ortognajsu so izmerili povprečno starost 300 milijonov let.

Radiometrične meritve starosti se povsem ujemajo z geološkimi napovedmi. Paragnajs je v starejšem paleozoiku oblikovala že kaledonska metamorfoza. Kaledonske starosti je tudi granit, ki je intrudiral v paragnajs. Kasnejša variacijska metamorfoza je granit spremenila v ortognajs in obenem premetamor-

fozirala paragnajs; pri tem pa ni bila tako močna, da bi paragnajsu izbrisala teksturne značilnosti, pridobljene že pri starejši metamorfozi.

Kot smo videli, so S. Borsi & sodel. (1973) z Rb/Sr metodo na podlagi izohrone izračunali paragnajsu južnih obronkov Zillertalskih Alp kaledonsko starost. Z vrednotenjem ustreznih meritvenih podatkov pa se ni strinjal M. Sattir (1976, p. 404). Po njegovih ugotovitvah bi bilo treba meritve vrednotiti po dveh približno vzporednih izohronah, ki določata metamorfozi variscično starost 350, oziroma 370 milijonov let. Tudi ta razlaga ni v nasprotju z geološkimi ocenami. Pač pove, kar tako že dokazujejo sljude, da je bila zadnja metamorfoza polimorfnega paragnajsa variscična. Seveda v tem primeru ostane odprto vprašanje, katera metamorfoza je že prej oblikovala paragnajs, kaledonska, kot smo prej ugotovili, ali kakšna še starejša?

Tudi z ortognajsom južnih obronkov Zillertalskih Alp stvar ni tako preprosta. V nekaterih drugih geoloških enotah Centralnih Alp so prav tako z Rb/Sr metodo preiskali ortognajs in pri tem dobili izohrone, ki določajo starosti v razponu 440 do 420 milijonov let. Kot pri pravkar obravnavanem primeru, je večina avtorjev mišljenja, da te starosti ustrezajo granitnim intruzijam, drugi pa menijo, da se nanašajo na kaledonsko metamorfozo (H. Bögel & sodel., 1979, p. 96). Po drugi interpretaciji je seveda moral biti ustrezni magmatizem starejši od kaledonske metamorfoze, ki pa po ocenah W. Bracka (1977) ni starejši od 460 do 500 milijonov let. Torej je bil tudi v teh primerih magmatizem še vedno kaledonski. Predpostavljamo lahko, da je intenzivno kaledonsko metamorfozo spremljalo močno magmatsko delovanje. Pri tem je zgodnje granite že kaledonska metamorfoza preobrazila v gnajs, pozne granite pa je lahko preoblikovala šele variscična metamorfoza v mlajšem paleozoiku.

Najsi že pomen izohron, dobljenih za paragnajs in ortognajs po Rb/Sr metodi, razlagamo tako ali drugače, kaledonska in variscična metamorfoza sta v Centralnih Alpah radiometrično dokazani. Kaledonsko metamorfozo potrjuje cirkon, variscično pa sljude.

V ožjem območju Visokih Tur — v glavnem grebena Zillertalskih Alp in Großvenedigerja — so geologi že dolgo pisali o tektonskem oknu, kjer prihaja na površje podlaga variscično konsolidiranih kamenin. Imenovali so ga Tursko okno, ki sestoji prav tako iz metamorfnih kamenin; vendar gre v tem primeru za alpidsko metamorfozo. Tako npr. predstavlja ortognajs Turskega okna alpidsko metamorfozirani granit permske starosti (E. Jäger & sodel., 1969). Toda alpidaska metamorfoza ni bila omejena na Tursko okno. Podatki, dobljeni z Rb/Sr in K/Ar metodo, kažejo, da so bile sljude delno pomlajene tudi v variscično konsolidiranih metamorfnih kameninah drugih geoloških enot v Centralnih Alpah, npr. v neposredni bližini Turskega okna (S. Borsi & sodel., 1973) in še drugod. Alpidaska metamorfoza je bila večfazna; starejša faza je imela kulminacijo pred 80 milijoni let, mlajšo pa postavljajo v obdobje pred 35 do 38 milijonov let (E. Jäger, 1971). Alpidaska metamorfoza je lahko pomladila biotite tudi v nekaterih variscičnih globočinah. To velja za granit Aarskega masiva, kjer kaže alpidsko pomlajeni biotit celo starost okoli 14 milijonov let (H. Wüthrich, 1965). V Seckauskih Turah je alpidaska metamorfoza pred 75 milijoni let celo v faciesu zelenega skrilavca spremenila variscično intrudirani granit (S. Scharbert, 1981). Nadalje je alpidaska metamorfoza pred 80 milijoni let v veliki meri pomladila sljude variscičnih pegmatoidnih žilnin,

ki prepletajo metamorfne kamenine Svinške planine in Korice (W. M o r a u f, 1981). Enake žilnine imamo tudi na Pohorju in na Strojni. Za jugovzhodni del Centralnih Alp je nadvse pomembno tudi tektonsko okno na vznožju Korice v bližini Wolfsberga. V njem se pojavlja ortognajs, ki je nastal z metamorfozo permskega granita pred 80 milijoni let (W. M o r a u f, 1980).

Sedaj se vrnimo na Svinško planino na Koroškem. Če upoštevamo dose-danje določitve radiometričnih starosti drugod v Centralnih Alpah, se nam zdi še najbolj verjetno, da so svinški gnajs, blestnik in eklogit nastali v zvezi s ka-ledonsko metamorfozo. Ni pa izključeno, da že takrat te kamenine niso bile polimorfne. Z gotovostjo lahko trdimo, da je filit variscične starosti, retrograd-na metamorfoza pa bi bila lahko alpidiska (H. B ö g e l & sodel., 1979, p. 99). Prej omenjena radiometrično določena alpidiska metamorfoza v tem delu Alp (W. M o r a u f, 1981) vsekakor podkrepi domnevo o alpidski starosti retrogradnih sprememb. Enako bi sedaj lahko trdili za podobne pohorske regionalno-metamorfne kamenine. Seveda bo treba vse preveriti še z radiometričnim dolo-čevanjem starosti.

Radiometrično so torej v Centralnih Alpah določili kaledonsko, variscično in alpidsko metamorfozo. Obstaja možnost, da se pri polimetamorfni kame-ninah kaže vpliv še starejše metamorfoze. Doslej namreč še zdaleč niso preiskali metamorfni kamenin v vseh geoloških enotah Centralnih Alp. Obstaja tudi možnost, da z uporabljenimi metodami niso mogli registrirati kakšne še starejše metamorfoze. Tako je npr. relativno svež cirkon zelo rezistenčen in lahko reagira na metamorfozo šele takrat, ko mu radioaktivno sevanje dovolj raz-rahlja kristalno mrežo (D. Y o r k & R. M. F a r q u h a r, 1973, p. 155). Sprašujemo se torej, ali je bil cirkon v raziskanem paragnajsu sposoben regi-strirati šele kaledonsko metamorfozo, na morebitno starejšo pa ni reagiral? Omenimo še, da so v Karpatih radiometrično že registrirali assintsko (bajkal-sko) in še neko predkambrijsko metamorfozo pred 800 milijoni let (H. G. K r ä u t n e r & sodel., 1975). Če pomislimo, da predstavljajo Karpati le nekaj vzhodni podaljšek Alp, se bomo seveda upravičeno vprašali, ali ni morda alp-skih regionalnometamorfni kamenin delno oblikovala že predkambrijska meta-morfoza. Delu zaporedja pohorskih metamorfni kamenin so geologi že pri-pisali bajkalsko starost (P. M i o č, 1977).

Z radiometričnim določevanjem starosti globočnin v Alpah do sedaj niso imeli večjih težav. Ker je regionalnometamorfne kamenine v glavnem dokončno oblikovala variscična metamorfoza, lahko pričakujemo v Centralnih Alpah le globočnine poznovariscične in alpidске starosti.

Zanimajo nas predvsem granitoidne globočnine ob periadriatskem linea-mentu, ali v njegovi neposredni bližini. Mednje uvrščamo tudi pohorsko globoč-nino tonalit s postopnimi prehodi v granodiorit. Prej so mislili, da morajo biti periadriatske globočnine sorazmerno mlade, alpidске. Kasneje so z radiomet-ričnimi metodami dokazali, da so delno alpidске, delno variscične starosti. Variscična sta npr. briksenški granit (281 milijonov let) in granodiorit Monte Ivigne (Iffinger) na Južnem Tirolskem (S. B o r s i & sodel., 1972). Da je ada-mellska globočnina, ki sestoji v glavnem iz tonalita in granodiorita, sorazmerno mlada, alpidiska, nastala kot posledica večkratnih intruzij, so ugotovili že z geo-loškimi metodami (G. B. T r e n n e r, 1912). Sedaj so z radiometričnimi me-todami potrdili, da je adamellska globočnina nastajala v intervalu 41 do 30

milijonov let (E. Callegari & G. Dal Piaz, 1973, p. 32). Tonalit pogorja Vedrette di Ries (Rieserferner) je intrudiral pred 30 milijoni let (S. Borsi & sodel., 1979). Podobno starost ima tonalit bližnjega masiva Rensen: 29 milijonov let (S. Borsi & sodel., 1978).

Dobe nastanka pohorskega tonalita ne moremo določiti z geološkimi metodami, posredno pa lahko sklepamo, da mora biti sorazmerno mlad — alpidski (E. Faninger, 1973, p. 298). Z Rb/Sr metodo so biotitu pohorske globočnine določili starost  $19 \pm 5$  milijonov let (G. Deleon, 1969). Sorazmerno nizka vrednost nikakor ne more predstavljati starosti tonalitne intruzije na Pohorju. Devetnajst milijonov let nekako ustreza srednjemu miocenu, srednjemiocenske usedline (helvetske) pa vsebujejo prodnike pohorskega tonalita. To pomeni, da je bil v srednjem miocenu pohorski tonalit že delno odkrit in tako dostopen eroziji. Zato mora biti intruzija pohorskega tonalita vsaj nekoliko starejša od srednjega miocena. To dokazuje tudi dacit, ki je predril pohorsko globočnino; dacitna lava pa se je izlila v srednjem miocenu, kar dokazujejo vložki dacitnega tufa v helvetskih usedlinah. Na kateri dogodek naj torej vežemo omenjenih 19 milijonov let? Ali je biotit pohorskega tonalita pomladila alpidiska metamorfoza? Mlajše faze alpidске metamorfoze doslej še niso registrirali v vzhodnem delu Centralnih Alp. Ali je morda spremljal srednjemiocenski vulkanizem na Pohorju močan toplotni pretok? Kdaj je nastal pohorski tonalit, bomo zvedeli šele takrat, ko mu bodo določili radiometrično starost z Rb/Sr metodo na podlagi izohrone. Po analogiji z drugimi tonaltnimi masivi ob periadriatskem lineamentu zaenkrat tudi nastanek pohorskega tonalita postavimo v oligocensko epoho.

### Sklep

Z radiometričnimi meritvami so v Centralnih Alpah doslej registrirali kaledonsko, variscično in alpidsko regionalno metamorfozo. Možno je, da je polimorfne kamenine oblikovala že kakšna metamorfoza, starejša od kaledonske, toda zaenkrat velja kaledonska za najstarejšo v Centralnih Alpah.

Regionalnometamorfne kamenine Centralnih Alp je v glavnem dokončno oblikovala variscična metamorfoza. Kasneje jih je nagubala, dvignila in narinila prek mlajše podlage alpidiska orogeneza. Pri tem je alpidiska metamorfoza spremenila mlajšo podlago, prek katere so drseli pokrovi, delno pa je vplivala tudi na starejše metamorfne kamenine.

Globočnine v Centralnih Alpah so lahko variscične in alpidске. Intruzija tonalitne magme je oligocenska.

### Literatura

Brack, W. 1977, Geochronologische Untersuchungen an Gesteinen des Altkristallins in der Schobergruppe/Österr. Diss. Fakultät der Geowissenschaften, Universität München, 97 strani.

Bögel, H., Morteani, G., Sassi, F. P., Satir, M. & Schmidt, K. 1979, The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. N. Jb. Geol. Paleont. Abh., 159, 1, 87—112, Stuttgart.

Borsi, S., Del Moro, A. & Ferrara, G. 1972, Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). Boll. Soc. Geol. It., 91, 387—406.



Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 549—571, Pisa.

Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, On the Age of the periadriatic Renssen Massif (Eastern Alps). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Heft 5, 267—272, Stuttgart.

Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1979, On the Age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) Massif and its Geodynamic Significance. *Geologische Rundschau*, Band 68, Heft 1, 41—60, Stuttgart.

Brinkmann, R. 1969, *Geologic evolution of Europe*. Second, revised edition. Stuttgart.

Callegari, E. & Dal Piaz, G. 1973, Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (northern Italy). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, Vol. XXIX, 3—38, Padova.

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

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

Fritsch, W. 1962, Von der »Anchi« zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. *Geologische Rundschau*, Bd. 52, 202—210, Stuttgart.

Grauert, B. & Arnold, A. 1968, Deutung diskordanter Zirkonalter der Sivrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). *Contr. Mineral. and Petrol.* 20, 34—56.

Hamilton, E. I. & Farquhar, R. M. 1968, *Radiometric Dating for Geologists*. Interscience Publishers, London.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. *Geologija*, 16. knjiga, 245—270, Ljubljana.

Jacobs, J. A., Russel, R. D. & Tuzo Wilson, J. 1974, *Physics and Geology*. Second Edition. McGraw-Hill Book Company, New York.

Jäger, E., Karl, F. & Schmidegg, O. 1969, Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). *Tschermaks Miner. u. Petrog. Mitt.* 13, 251—272.

Jäger, E. 1971, Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radio-metrischen Altersbestimmungen. *Verh. Geol. B.-A.*, Heft 2, 250—254, Wien.

Kleinschmidt, G., Sassi, F. P. & Zanferrari, A. 1976, A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 11, 653—670, Stuttgart.

Kräutner, H. G., Sassi, F. P., Zirpoli, G. & Zulian, T. 1975, The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *N. Jb. Miner. Abh.*, 125, 3, 278—296, Stuttgart.

Mioč, P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. *Geologija*, 20. knjiga, 193—230, Ljubljana.

Morauf, W. 1980, Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. *Tschermaks Miner. Petrog. Mitt.* 27, 169—185.

Morauf, W. 1981, Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten aus Kor- und Saualpen, SE-Ostalpen, Österreich. *Tschermaks Min. Petrog. Mitt.* 28, 113—129.

Satir, M. 1976, Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. *Geol. Rundschau*, 65, 2, 394—410, Stuttgart.

Scharbert, S. 1981, Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 27, 173—188, Wien.

- Trenner, G. B. 1912, Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das Posträtische Alter der Tonalitzwillingsmasse. Verhandl. Geol. R.-A., N. 3, 98—112.
- Wüthrich, H. 1965, Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., Band 45, Heft 2, 875—971.
- York, D. & Farquhar, R. M. 1973, The earth age and geochronology. Pergamon Press, Oxford.

UDK 551.24:553.495(076.2)(497.12)=863

**Odgovor na Placerjeve pripombe k članku  
Škofjeloška obročasta struktura****Reply to the comments of L. Placer on the publication  
Ring structure of Škofja Loka in Central Slovenia**

Geologija 24/1, 62—71 (1981), Ljubljana

Uroš Premru &amp; Trajan Dimkovski

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 37

**Kratka vsebina**

L. Placer izpodbija v svoji kritični analizi hipotezo U. Premruja in T. Dimkovskega o odvisnosti razporeditve mladopaleozojskih sedimentnih rudišč do neotektonske in mladopaleozojske obročaste strukture. Postavljeno hipotezo zavrača na podlagi enostavnega modela gravitacijskega narivanja. Avtorja menita, da L. Placer ni ovrigel dokaza za njuno hipotezo, tj. pravilne razporeditve rudnih in težkih mineralov glede na obročasto strukturo. Če uporabimo za preizkus ustrežnejši model narivanja, ki ga razlagamo iz polegih gub, vidimo, da se položaj glavnega povzročitelja obročaste strukture, tj. tršega kameninskega telesa v globini, glede na žirovski in krimsko-žirovski nariv ni bistveno spremenil od mlajšega paleozoika do danes.

**Abstract**

L. Placer raises objections on the hypothesis made by U. Premru & T. Dimkovski to explain the control of the distribution of ore minerals and heavy minerals by the ring structure of Škofja Loka. His reason is based on a simple model of the gravitational overthrusting which is, however not proper model for this case. L. Placer can not refuse to recognize the most important evidence, i. e. characteristic features in the distribution of the ore and heavy minerals in relation to the ring structure. A model based on the displacements of recumbent folds appears to be more suitable for explanations. According to this model, the origin of the ring structure is closely connected with a deep-seated rigid rock body, the position of which did not change very much in comparison with the Ziri and Krim—Žiri overthrusts from late Paleozoic to recent time.

Hipoteza o škofjeloški obročasti strukturi in mladopaleozojskih sedimentnih rudiščih temelji na naslednjih dejstvih:

1. Neotektonska škofjeloška obročasta struktura je dobro vidna po analizi satelitskih in letalskih posnetkov ter na podlagi morfometrije.

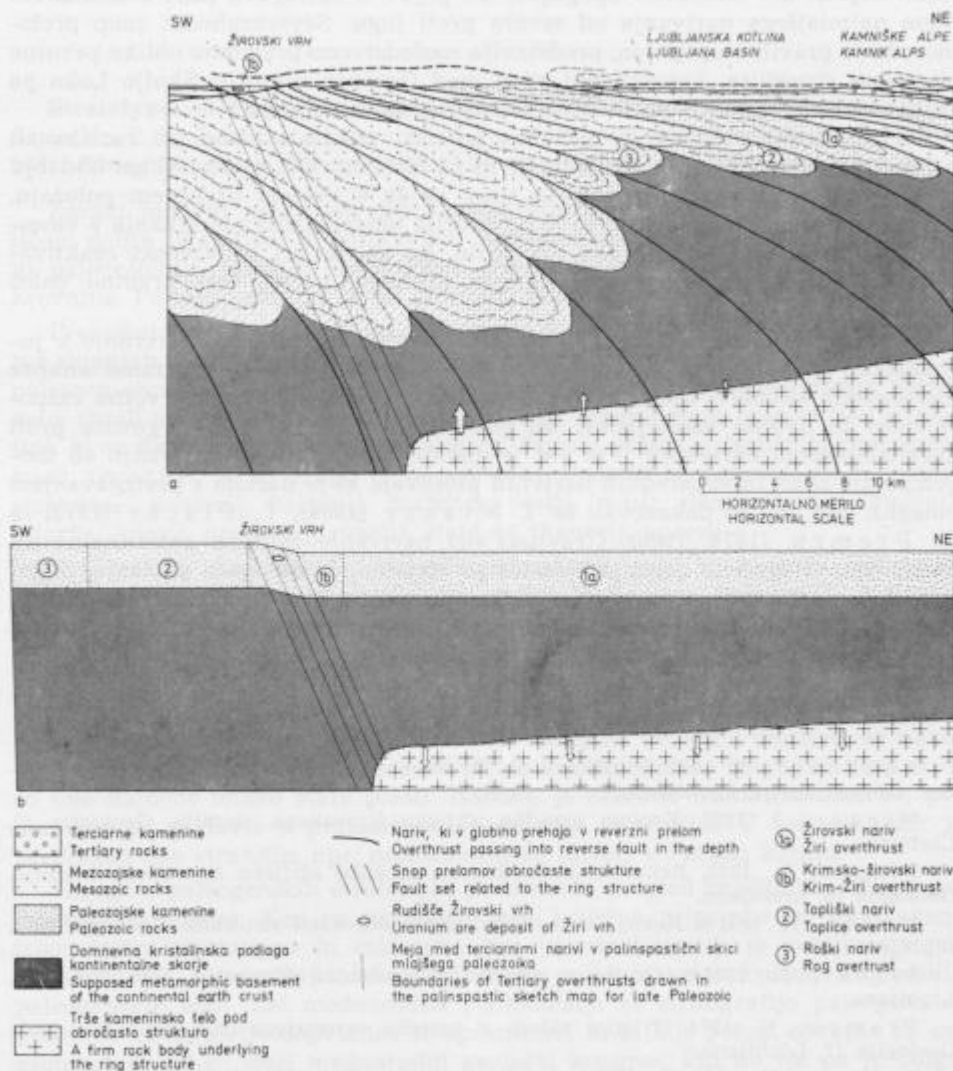
2. Njena vzdolžna os je vzporedna z mladovariscičnimi strukturno-facialnimi conami.

3. Sedimentna rudišča v mladopaleozojskih sedimentih so pravilno razporejena glede na škofjeloško obročasto strukturo.

4. Težki minerali v mladopaleozojskih klastitih so pravilno porazdeljeni glede na škofjeloško obročasto strukturo.

Medsebojna skladnost navedenih dejstev ne more biti slučajna. Lahko je spoznati nastanek neotektonske obročaste strukture in logično zvezo med njo ter razporeditvijo rudnih in težkih mineralov. Postavljeno hipotezo lahko brez večjih težav vskladiva z modelom geokemične celice, ki jo je uporabil T. B u d - k o v i č (1981) za razlago geneze uranovega rudišča na Žirovskem vrhu. Pri tem je treba v model vključiti poleg rečnih tokov tudi pobočje, nastalo zaradi ugrezanja paleozojske obročaste strukture. Pretok podtalnice je bil tako mogoč tudi po prepustnem vodonosniku, ki je bil vzporeden s pobočjem jarka. Pretok podtalnice iz oksidacijskega v redukcijsko okolje je omogočil koncentracijo uranovih mineralov. Prav zato so koncentracije urana na pobočjih, oziroma na robu obročaste strukture, največje. Porazdelitev težkih mineralov si razlagamo z delovanjem površinskih vodnih tokov na pobočju. Z večjo gotovostjo lahko trdimo, da je bil jarek najizrazitejši v srednjeperski periodi, približno v obdobju, ko se je sedimentirala siva grōdenska formacija. Zavedava se, da geneza rude še ni v zadostni meri pojasnjena. Zato bi bile potrebne nadrobnejše raziskave in študije ne samo o koncentraciji uranove rude, ampak tudi o migraciji in koncentraciji drugih mineralov na območju škofjeloške obročaste strukture v posameznih obdobjih mlajšega paleozoika. Prav tako se zavedava, da so potrebne tudi vzporedne sedimentološke raziskave. To je naloga bodočih raziskav, na podlagi katerih bo možno nadrobneje interpretirati tektogenezo mlajšega paleozoika.

L. Placer je pri preizkusu postavljene hipoteze uporabil model gravitacijskega narivanja. Računal je sicer tudi z možnostjo narivanja zaradi tangencialnih sil ob vzporednih narivnih ploskvah, vendar jo je pri nadaljnjem razglabljanju zavrgel (L. P l a c e r, 1981 b). Ne drži njegova trditev, da je končni učinek pri gravitacijskem narivanju in tangencialnem narivanju enak. Učinek je podoben samo v zgornjem, najbolj tektoniziranem delu litosfere, glede na globoko zgradbo pa je povsem drugačen. Pri gravitacijskem narivanju spremenijo geološke strukture na površju svoj položaj glede na globoke strukture, pri tangencialnem narivanju pa ostanejo nekatere strukture v enakem odnosu, ker se narivne ploskve od površja do globjih delov zemeljske skorje postopno spremenijo v reverzne prelome. Pri tem moramo upoštevati še dodatni učinek; medtem ko gre na površju za narivanje, gre v globini za nasprotno usmerjeno podirvanje. Z modelom tangencialnega narivanja ob vzporednih narivnih ploskvah, ki prehajajo v globini v reverzne prelome, je lahko dokazati, da se v preseku, vzporednem vzdolžni osi škofjeloške obročaste strukture, položaj predpostavljene trše kameninske mase v globini bistveno ne spremeni (sl. 1). Po terciarnem narivanju se je prečna os obročaste strukture skrajšala približno za pet kilometrov, kar je razvidno tudi iz objavljenih skice (U. P r e m r u & T. D i m k o v s k i, 1981). Rada bi opozorila na naslednji pojav, ki je opazen na sliki 2, stran 65 prej omenjenega članka:



Sl. 1. Shematični vzdolžni presek škofjeloške obročašte strukture  
Predpostavljeni model današnje globoke zgradbe (a)  
in mladopaleozojske globoke zgradbe (b)

Fig. 1. Outline longitudinal section of the ring structure of Škofja Loka  
Supposed model of the present deep-seated structure (a)  
and late Paleozoic deep-seated structure (b)

Med Gorenjo vasjo in Sorškim poljem obstajata dva snopa prelomov, ki očrtujeta severozahodni del obročaste strukture. Med Žirmi, Gorenjo vasjo in Kranjem je snop prelomov dokaj pravilno upognjen. Drugi snop prelomov je pri Gorenji vasi močno prepognjen, med Gorenjo vasjo in Škofjo Loko pa celo rahlo nepravilno konkavno upognjen. Ta pojav si razlagava prav z učinkovanjem najmlajšega narivanja od severa proti jugu. Severozahodni snop prelomov, ki je pravilno upognjen, predstavlja nasledstveno prelomno obliko prvotne obročaste strukture, jugovzhodni snop med Gorenjo vasjo in Škofjo Loko pa reaktivirani snop prelomov v sekundarni legi po narivanju.

Zakovitosti nasledstvene tektonike se niso pokazale samo pri raziskavah v Sloveniji, ampak tudi v Makedoniji in na Kosovu. V neotektonskem obdobju so se reaktivirali stari prelomi, in sicer ne le v svojem prvotnem položaju, ampak tudi v drugotni legi, ki so jo povzročila tangencialna premikanja v vmesnem času. Pri tem se je lahko primerilo, da sta se pri neotektonski reaktivaciji združila v en prelom dva starejša preloma, ki sta bila prvotno daleč narazen.

Poseben problem je dinamski model narivanja in enofazno narivanje v jugozahodni Sloveniji, ki ga zagovarja L. Placer (1981 b). Facialne analize mezozojskih skladov, bočna razporeditev tektofaciesov, njihova prvotna razporejenost in dvojna usmerjenost osi gub (U. Premru, 1980) govore proti gravitacijskemu narivanju. Vse več je dokazov o večfaznem narivanju ob tangencialnih silah in vzporednih narivnih ploskvah, ki je nastalo s pretrgavanjem poleglih gub, kot so dokazovali že I. Mlakar (1969), L. Placer (1973) in U. Premru (1974, 1980). Gravitacijsko narivanje zahteva antiklinalno ali antiformalno dvignjeno ozemlje z zadostno strmino, ki omogoča plazenje, dokaj nepravilno oblikovanje narivov, v večini primerov v nasprotni ležeči sinformni marginalni bazen z ustrezno singenetsko groboklastično sedimentacijo. Na slovenskem ozemlju pa ni dokazan niti eden izmed naštetih pogojev.

#### Literatura

- Budkovič, T. 1981, Raziskave na Žirovskem vrhu po modelu geokemične celice. *Geologija* 24/1, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 12, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. *Geologija* 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1981 a, Nekaj misli o škofjeloški obročasti strukturi. *Geologija* 24/2, Ljubljana.
- Placer, L. 1981 b, Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. *Geologija* 24/1, Ljubljana.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. *Geologija* 17, Ljubljana.
- Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. *Geologija* 23/2, Ljubljana.
- Premru, U. & Dimkovski, T. 1981, Škofjeloška obročasta struktura. *Geologija* 24/1, Ljubljana.

NOVE KNJIGE  
BOOK REVIEWS

---

**Stratotypes of Paleogene Stages.** Izdajatelj Charles Pomerol. Mémoire Hors Série No. 2 du Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, Paris, 1981. Obseg 301 stran. Format 29,5 × 21 cm. Kartonirano, 70 FF.

Zaradi mnogih nejasnosti pri kronostratigrafskih enotah geologi vztrajno iščejo dobre stratotipe, ki morajo biti natančno opisani. Pomembni so litološki in paleontološki podatki, še posebej jasno morata biti označeni podlaga in krovina. Po možnosti naj bi bil stratotip radiometrično datiran.

Precejšnja zmeda je tudi pri paleogenskih kronostratigrafskih enotah, tako pri stopnjah (npr. ilerdij, cuisij, ypresij, rupelij itd.), kakor pri sistemih (meja paleocen-eocen). Zato so člani Mednarodne podkomisije za stratigrafijo paleogena zbrali podatke o paleogenskih stratotipih. Nadrobno so opisani tisti stratotipi, ki se danes vsaj deloma uporabljajo, čeprav včasih v različnih interpretacijah. Omenjeni so še drugi, ki so opuščeni. Podatki so natančni za naslednje stratotipe: auversij, bartonij, biarritzij, katij, cuisij, danij, ilerdij, landenij, latorfij, lutecij, priabonij, rupelij, stampij, thanecij, ypresij.

Pri vsakem stratotipu so navedeni dosednji opisi in njegova definicija. Priložene so skice lege stratotipa, pri večini je skiciran tudi profil. Litološki opis vsebuje poleg osnovnih značilnosti kamenin še druge podatke, recimo o granulometriji, morfoskopiji, težkih mineralih, okolju, v kakršnem so plasti nastajale, in drugo. Kjer je le bilo mogoče, je opisana meja s podlago in krovino. Slede nadrobni paleontološki podatki, dobljeni s pomočjo različnih florističnih ali favnističnih skupin. Če so bile narejene ustrezne meritve, so navedeni tudi podatki o izotopski starosti stratotipa. Končno so omenjeni kraji, kjer so bile najdene enako stare plasti. Našteta je obsežna literatura. Posebej pomembno je poglavje o problematiki opisanega stratotipa. V več primerih je predlagan nov stratotip, npr. neostratotip za lutecij v Pariški kotlini.

Knjiga o paleogenskih stratotipih je koristen pregled značilnih profilov paleogenskih stopenj. Ker so navedene tudi kritične pripombe ter predlagane izpopolnitve stratotipov in celo novi tipi (neostratotipov), je publikacija pomemben člen v reševanju dokaj nejasnega položaja vrste kronostratigrafskih paleogenskih enot. Žal mednarodna podkomisija za stratigrafijo paleogena ni pristojna za sprejetje dopolnitev in sprememb, ki bi bile potem obvezne za vse geologe. To lahko stori mednarodni geološki kongres. Pot do tja pa je dolga. Vzemimo primer danijske stopnje; leta 1979 je bil v Copenhagenu velik mednarodni simpozij, posvečen izključno problemom danijske stopnje. Čeprav so se skoraj vsi referenti in diskutanti strinjali s tem, da je danij najstarejša paleogenska stopnja, na simpoziju ustreznega sklepa niso uradno sprejeli, niti ga ni sprejel poznejši mednarodni kongres v Parizu. Zato je ostala tudi po izidu publikacije o paleogenskih stratotipih vrsta odprtih vprašanj. Na 1. tabeli, ki sta jo pri-

pravila G. Bignot in C. Cavelier, so našteje paleogenske biocone bentonskih foraminifer in planktona. Večje nejasnosti so v tabeli pri navajanju obsega posameznih stopenj. Thanecij je ovrednoten kot zgornjepaleocenska stopnja. Zanesljiv stratotip za thanecij pa obsega samo vrhnji del te stopnje. Meja med paleocenom in eocenom je med thanecijem in cuisijem. Stratotipa za cuisij in ypresij obsegata celoten spodnji eocen in sta si skoraj identična. Stratotip za ilerdij je po omenjeni tabeli spodnji del cuisija ali ypresija. Stratotip za priabonij obsega srednji del zgornjega eocena. Kljub temu imenujejo zgornji eocen priabonij.

Podobnih nejasnosti je še precej. Treba jih bo čimprej rešiti in se odločiti za najboljše stratotipe. Morda bomo pri paleocenu lahko pomagali tudi mi z zveznimi karbonatnimi profili in z bioconami bentonskih foraminifer iz naših krajev?

Rajko Pavlovec

**Hans Schaub: Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène.** Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. Schweizerische Paläontologische Abhandlungen, vol. 104 do 106, Basel, 1981. Obseg 236 strani, 115 slikovnih tabel. Format 23 × 32 cm. Kartonirano.

Sredi prejšnjega stoletja so začeli numulitine ceniti kot pomembne fosile za raziskave paleogenskih plasti. Od takrat do danes je bilo objavljenih veliko del, med njimi nekaj monografij z opisi numulitov, asilin in nekaterih drugih rodov. Našli so veliko vrst in podvrst, tako da smo do danes že skoraj izgubili pregled celo nad pomembnejšimi, kaj šele nad vsemi numulitinskimi oblikami. Prav zato se je lotil monografske obdelave numulitov in asilin prof. dr. Hans Schaub, ravnatelj Naravoslovnega muzeja v Baslu. Tem fosilom se je posvečal vse življenje, saj je že leta 1951 izdal obsežno delo, seznam njegovih publikacij s področja numulitin pa je zelo dolg.

Najnovejša monografija numulitov in asilin obsega tri knjige velikega formata. V prvi knjigi je besedilo in na koncu so risbe opisanih vrst in podvrst. Med besedilom kaže 116 slik nadržbnosti numulitinskih hišic, zavojne diagrame in drugo. Drugi dve knjigi vsebujeta velike table s fotografijami numulitov in asilin. Na tablah je skupno 200 črno-belih slik in 5000 fotografij.

H. Schaub opisuje v monografiji 132 vrst numulitov, med njimi je 28 novih, 25 numulitnih podvrst, med njimi 6 novih, 27 vrst asilin, med njimi 9 novih in 10 asilinskih podvrst, med njimi 2 novi. Pri vsaki vrsti in podvrsti je točna definicija po možnosti holotipa, starost vrste, nahajališče holotipa in drugih primerkov pa še vrsta podatkov. Posebej pomembno je to, da je H. Schaub skušal uvrstiti numulite in asiline v razvojne nize, ki jih navaja kar 24.

V prvem delu besedila so navedeni podatki o morfologiji numulitov in asilin, o prepariranju, opisovanju, osnovah taksonomije, našteje so biocone in prikazan je razvoj teh fosilov. Pomembno je zlasti, da H. Schaub rodu *Nummulites* ne deli na podrodove, ampak razporeja znane vrste v razvojne nize.



V drugem delu besedila so opisana najdišča in označena je njihova starost. Za nas so pomembna najdišča v Furlaniji, na otoku Krku (v okolici Vodice in Dobrinja, kjer so bili nabrani numuliti in asiline v zgornjecuisijskih in spodnjelutecijskih plasteh) in na Rabu (med Mamonom in Loparjem ter pri Matovici, določene so bile vrste iz spodnjega, srednjega in zgornjega lutecija). Slovenijo je prepustil avtor domačim raziskovalcem.

Najobsežnejši del besedila je posvečen opisom numulitov in asilin. Med temi naj omenimo nekaj za nas pomembnih podatkov. Že večkrat najden numulit, ki smo ga do sedaj v naših krajih označevali kot *Nummulites* aff. *campesinus*, je opisan kot nova vrsta *N. kapellosi*. Iz Kotarč (Guttaring) na Koroškem je opisana spodnjecuisijska vrsta *Nummulites pavloveci*, ki jo lahko pričakujemo tudi pri nas. Zanimiva je razvejanost razvojnih nizov skupine *Nummulites laevigatus*. V enem razvojnem nizu so vrste *Nummulites quasi-laevigatus* Pavlovec (znan iz Slovenije), *Nummulites hagni* Pavlovec (znan iz Turčije), *Nummulites laevigatus* (Bruguère). V drugem razvojnem nizu so *Nummulites manfredi* Schaub in *N. britannicus* Hantken.

Obliko *Assilina* ima H. Schaub za podrod rodu *Operculina*, čeprav dosledno opisuje vse vrste in podvrste le s podrodovnim imenom, npr. *Assilina spira spira* (De Roissy). Za nas je posebej zanimiva nova podvrsta *Assilina spira abrardi*, ki smo jo prej v naših krajih označevali kot *Ass. spira* 1, maja 1981 pa opisali kot novo vrsto *Ass. istrana* Pavlovec. Ko je izšla publikacija z opisom vrste *Assilina istrana*, so bile table za Schaubovo monografijo že natisnjene. Ta oblika je živela v spodnjem luteciju. V srednjem luteciju je znana *Assilina spira spira* (De Roissy), ki smo jo pri nas nekaj časa označevali kot *Ass. spira* 2.

Iz Goriških Brd je bila opisana vrsta *Assilina* sp. (n. sp. Peyrac, Schaub), ki je sedaj v monografiji *Ass. cuvillieri* n. sp. V zgornjecuisijskem flišu v Goriških Brdih je bila najdena *Assilina medanica* Pavlovec. To vrsto H. Schaub priznava, vendar ji prišteva le oblike B iz Goriških Brd, medtem ko oblike A uvršča v zelo podobno vrsto *Assilina suteri*, ki jo v monografiji opisuje kot novo.

Monografija H. Schaub je temeljni kamen za nadaljnje raziskave numulitov in asilin, obenem pa temeljita revizija doslej znanih vrst in podvrst.

Rajko Pavlovec

John W. Huddle & John E. Repetski: **Conodonts from the Genesee Formation in Western New York**. Geological Survey Professional Paper 1032-B, 66 strani, 32 tábel, 6 tabél. Broširano, format 29 × 23 cm, Washington, 1981.

Publikacijo je za objavo pripravil J. E. Repetski, ker njen dejanski avtor J. M. Huddle pred svojo smrtjo ni uspel končati poročila o zbranem materialu.

Formacija Genesee iz države New York se v ameriški literaturi večkrat omenja, ker vsebuje naftonosni črni skrilavec. Njene kamenine so nadrobno

raziskali številni geologi. Konodonti je prvi opisal G. J. Hinde leta 1879 in predlagal multielementne vrste. Kasneje jih je preučeval tudi W. L. Bryant.

Sedaj so bili konodonti ponovno pregledani in opisani. Pri opisu vrst sta avtorja uporabila elementno taksonomijo, po vrstnem redu pa si sledijo naslednje skupine: ploščasti, ozarkodiniformi, neoprionodiniformi, hindeodelliformi, lingonodiniformi in lonchodiniformi elementi. Ta vrstni red verjetno ustreza tudi dejanskemu položaju posamezne skupine v multielementnem konodontnem aparatu. Podani so opisi 68 vrst konodontov; med njimi je *Polygnathus collieri* nova vrsta, *P. rhenanus marijae*, *P. asymmetricus unilabius* in *P. dubius frons* pa so nove podvrste. Na 31 tablah so upodobljeni vsi opisani konodonti. Večina primerkov je bila določena v kamenini, le redke so izolirali z iglo ali s klorvodikovo, oziroma z očetno kislino. V kameninah formacije Genesee doslej še niso našli nobenega konodontnega aparata, števila primerkov pa niso primerna za statistično določitev aparatov, ker so nekateri elementi sortirani ali presedimentirani. Tabela 1 je sestavljena iz sedmih listov, priloženih publikaciji. Na listih so zbrani rezultati 44 preiskovanih profilov z naslednjimi podatki: simbol in ime najdišča, formacija, člen ali plast, debelina enote, katalogna številka vzorca in število najdenih konodontnih elementov, podanih v enakem vrstnem redu kot pri opisu vrst. Tabela 2 prikazuje stratigrafsko razširjenost elementov, tabeli 3 in 4 pa najdišča vrst v posameznih členih formacije Genesee od zahoda proti vzhodu. Tabela 5 vsebuje primerjavo evropskih zgornjedadonskih amonitnih con z newyorškimi, tabela 6 pa srednjedadonskih in zgornjedadonskih konodontnih con v Evropi in državi New York. Meja med obema newyorškima serijama ni označena, saj tudi v evropskem stratotipu ni točno določena. Na tabli 32 je ponazorjen presek skozi bazalne plasti formacije Genesee v zahodnem in srednjem New Yorku.

Delo je popravljen in dopolnjen povzetek dolgoletnih biostratigrafskih raziskav formacije Genesee. Pregledne grafične priloge so dobrodošel pripomoček vsakemu biostratigrafu.

J. E. Repetski se je zelo potrudil pri sestavi ilustracij. Fotografije elementov so odlične. Vsak primerek je slikan vsaj z dveh, mnogi tudi s štirih strani; tudi zato bodo raziskovalci konodontov radi segali po tem delu.

Tea Kolar-Jurkovšek