

YU ISSN 0016-7789

RAZPRAVE

GEOLOGIJA

POROČILA

1978

YU ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

21. KNJIGA
2. del



| | | | | |
|-----------|-----------|----------------------|-----------------|-----------|
| GEOLOGIJA | LETO 1978 | 21. KNJIGA 2. del | Str. 169 do 336 | LJUBLJANA |
|-----------|-----------|----------------------|-----------------|-----------|

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

Od leta 1978 dalje (21. knjiga) izhaja GEOLOGIJA dvakrat na leto, v juniju (1. del) in decembru (2. del), da bi imeli avtorji možnost hitreje objaviti svoja dela

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

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

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

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

Naklada: 1000 izvodov

Letna naročnina: 250 din

Tisk in vezava: LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

V letu 1978 financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

From 1978 (Volume 21), GEOLOGIJA appears biannually, in June (Part 1) and December (Part 2), to advance our publishing activity by a more rapid printing of the submitted papers

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

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

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

Subscription price: \$ 14 per year

Printed by LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

VSEBINA — CONTENTS

Paleontologija — Paleontology

Jurkovšek, B.

- Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice 173
Biostratigraphy of the Carnian beds in the Mežica area 173

Rijavec, L.

- Tortoniska in sarmatska mikrofavna v zahodnem delu Slovenskih goric 209
Tortonian and Sarmatian microfauna from the Western Slovenske Gorice hills 209

Stratigrafija — Stratigraphy

Budkovič, T.

- Stratigrafija Bohinjske doline 239
The stratigraphic sequence of the Bohinj Valley 239

Petrologija — Petrology

Hinterlechner-Ravnik, A.

- Zeleni skrilaveci Kranjske rebri 245
Greenschists from Kranjska Reber 245

Nastanek rudišč — Origin of ore deposits

Hamrla, M.

- The massive sulphides and magnetite deposits of northern Ethiopia 255

Hidrogeologija — Hydrogeology

Žlebnik, L.

- Terciarni vodonosniki v Slovenskih goricah in na Goričkem 311
Tertiary aquifers in the Slovenske Gorice and Goričko hills 311

Nove knjige — Book reviews

- Anton Ramovš: Okamnelo življenje v jeseniškem prostoru 325
Karl Heinrich Hartge: Einführung in die Bodenphysik 326
Wallace G. Ernst: Bausteine der Erde 328

Uredniška obvestila — Editorial notices

- Sodelavcem GEOLOGIJE 333

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL
TRANSACTIONS
AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • 1978 • 21. knjiga, 2. del • Volume 21, Part 2

GEOLOGIJA 21, 173—208 (1978) Ljubljana

UDK 551.761(497.12)=863

Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice Biostratigraphy of the Carnian beds in the Mežica area

Bogdan Jurkovšek

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Zaporedje karnijskih plasti je v okolici Mežice neprekinjeno. Spodnja meja karnijske stopnje zaenkrat še ni dokazana, bolj pa je poznana notranja razmejitev med podstopnjami. V julijski podstopnji so se odložili trije skrilavi horizonti; v njihovi bazi leži povsod apnenčev oolit, med skrilavci pa so različni apnenci. Določeni fosili pripadajo dvema vrstama polžev, sedmim vrstam školjk, eni navtilidni in petim amonitnim vrstam. Večina fosilov izvira iz prvega skrilavca. Litološki razvoj in fosili kažejo največjo sorodnost z Bleibergom na Koroškem. Tuvalska podstopnja s fosili ni dokazana; glede na konkordantno lego plasti pa obsega najbrž plastoviti apnenec med tretjim skrilavcem in noriškim dolomitom.

Abstract

The Carnian stage appears to be well developed in the Mežica area. Nevertheless, its lower boundary is not closely defined, as the ore-bearing limestone of the Cordevolian substage is devoid of all diagnostic fossils. The Julian substage is characterized by three shaly horizons interbedded by limestone and dolomite. Each of three shales is underlain by a black limestone oolite sheet. From the shales were determined two gastropod, seven pelecypod, one nautiloid, and five ammonoid species; most of them were found in the first shale. The lithologic features and the fossil faunas can be very well correlated with those of the Bleiberg area. The third shale is overlain by a barren bedded limestone assigned to the Tuvallian substage by means of lithological characters and its position under Norian dolomite.

Uvod

Raziskano ozemlje se nahaja jugovzhodno od vrha Pece (2124 m) in zahodno do severozahodno od Črne. Razteza se v ožjem pasu ob Helenskem potoku, od njegovega izliva v Mežo (n. v. 626 m) do prvega križišča (n. v. 755 m) približno 200 m pred rudarskim naseljem Helena (sl. 1).

Po pisanih dokumentih je bilo prvo dovoljenje za raziskovanje svinčevega sijajnika v bližini Črne izdano leta 1665, dobil pa ga je Hans Sigmund v. Othenfels; to je tudi rojstna letnica mežiškega rudarstva. Šele dvesto let pozneje sta M. V. Lipold in W. C. Peters (F. Teller, 1896, 14) raziskala ozemlje vzhodnih in zahodnih Karavank in narisala tudi prvo geološko karto tega ozemlja v merilu 1:144 000. Od leta 1885 do 1919 je F. Teller kartiral območje Karavank ter Kamniških in Julijskih Alp. Leta 1953 sta Brejč in M. Hamrla geološko kartirala to ozemlje v merilu 1:10 000.

Med novejšimi deli je treba poudariti raziskave A. Zorca (1955) in I. Štrucla (1961). Zorc je poleg razvoja mežiškega rudarstva opisal geologijo rudišča in širše okolice. V karnijski stopnji je razlikoval apnenec, dolomit, skrilavec in lapor, ki jih je štel k rabeljskim skladom. Ločil je prvi in drugi skrilavec, tretjega pa v svojem delu ni omenil. Štrucl je v severnem apnenčevem pasu vzhodnih Karavank zelo natančno razdelil plasti karnijske stopnje. Še bolj pa je zanimiva njegova primerjava z Bleibergom.

Za pomoč in nasvete pri izdelavi naloge se zahvaljujem dr. A. Ramovšu.

Stratigrafski pregled

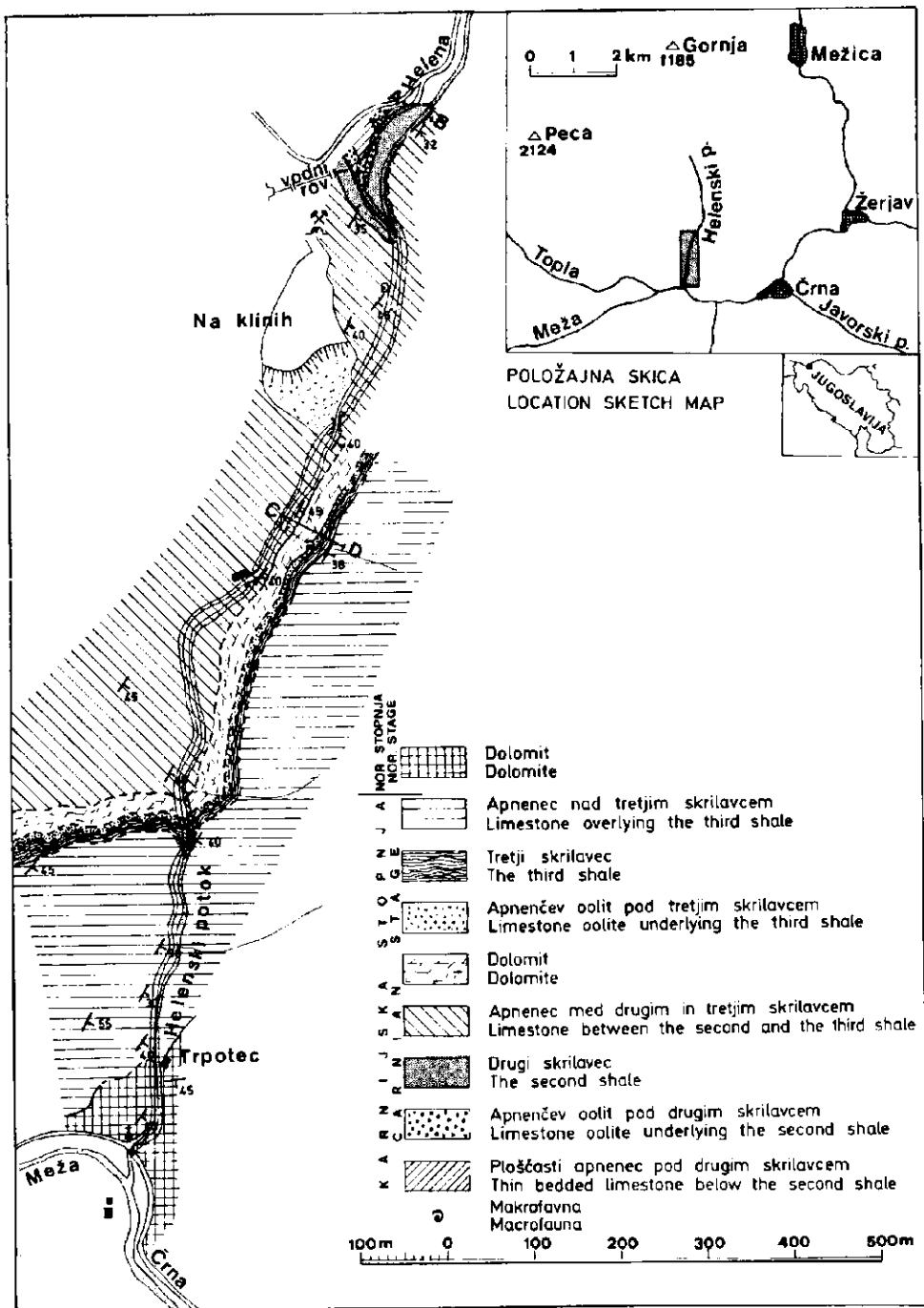
Plasti karnijske stopnje v okolici Mežice so zelo pestro razvite. Že na krajših razdaljah opazimo spremembe v petrografske sestavi kamenin in debelini plasti, kar kaže na spremembe sedimentacijskega okolja. Vendar so kljub vertikalni raznolikosti skladi podobno razviti na precej širokem območju, kar je vidno iz primerjave z Bleibergom.

V okolici Mežice imamo nad rudonosnim apnenecem in dolomitom tri skrilave horizonte; v njihovi bazi povsod leži apnenčev oolit, vmes pa so različni apneneci. Še preden pričnem z detajlnim stratigrafskim opisom, moram omeniti, da pri terenskem delu nisem našel sklenjenega profila karnijskih kamenin; zato je stratigrafska lestvica sestavljena iz več delnih profilov (sl. 2).

Rudonosni apnenec in dolomit vključno z apnenčevim oolitom v talnini prvega skrilavca sem raziskoval na sedmem obzorju mežiškega rudnika v revirju Navršnik, vmesne plasti med prvim in drugim skrilavcem, lumakelno in oolitno plast v talnini drugega skrilavca ter začetne plasti drugega skrilavca pa na sedmem obzorju v revirju Srednja cona. Celotni razvoj od talnine drugega skrilavca do noriškega dolomita sem pregledal ob Helenskem potoku. V prvem skrilavcu so že več let ustavljena vsa rudarska dela; rovi so zarušeni ali zaradi močnih pritiskov obzidani. Zato sem bogato fosilno favno zbral na jaloviščih Kolerca, Ide in Na klinih.

7. obzorje (Srednja cona), nivo + 545 m. Rov poteka v smeri severozahod-jugovzhod in se končuje ob plošči apnenčevega oolita v talnini prvega skrilavca. Skladi vpadajo pod kotom 40° do 45° proti jugovzhodu (130° do 140°) in le redko odstopajo od teh vrednosti.

Zgornji del apnenca pod prvo oolitno ploščo pripada cordevolski podstopnji in ga imenujemo tudi wettersteinski ali rudonosni apnenec. Natančno mejo med ladinsko stopnjo in cordevolsko podstopnjo je težko določiti, ker so mikrofosili v teh plasteh zelo redki in slabo ohranjeni. Debelina skladov, konstruirana po jamskih profilih in profilih Topla—Peca, znaša 500 do 650 m (A. Zorc, 1955, 32). Apnenec pod prvo oolitno ploščo je bel, svetlo rjav in sivkast,



Sl. 1. Geološka skica Helenskega potoka
 Fig. 1. Geological sketch map of the Helena brook

ponekod je nekoliko dolomitiziran. Na videz sicer enotno kamenino mestoma prekinjajo stromatolitno-onkolitne plasti in plasti pasovitega apnenca. Večkrat se vmes pojavi tudi tanjša plast breče s temnim vezivom.

Zadnja stromatolitno-onkolitna plast se pojavi približno 2 m pod prvo oolitno ploščo, nato sledi svetlo rjavi masivni apnenec s kalcitnimi žilicami, ki prehaja v plast svetlo rjavega apnenčevega oolita, debelo 10 do 15 cm. Na prvi pogled bi to oolitno plast prej prisodili spodnjim plastem kot pa črnemu apnenčevemu oolitu nad njo, saj so posamezni ooidi v njej precej večji od enega cm in tudi litološko je nadaljevanje spodnjih plasti. Od spodnjega svetlo rjavega apnenca jo loči le tanek stilolitni šiv, zgoraj pa je meja izrazitejša.

S črnim apnenčevim oolitom se prične sedimentacija julijskih plasti. To potrjuje bogata julijska makrofavna iz prvega skrilavca, ki pripada naslednjim rodovom in vrstam: *Hypsipleura* cf. *cathedralis* Koken, *Coelostylina* sp., *Nuculana* cf. *tirolensis* (Wöhrmann), *Hoernesia sturi* (Wöhrmann), *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann, *Pleuromutilus gaudryi* Mojsisovics, *Carnites floridus* (Wulfen), *Arcestes gaytani* (Klipstein), *Arcestes* sp., *Joannites cymbiformis* (Wulfen) in *Megaphyllites jarbas* (Münster). Poleg zgoraj navedenih fosilov sem našel dva ostanka krinoidnih pecljev, ki pripadata dvema različnima vrstama. V prvem skrilavcu redko najdemo tudi ostanke vretenčarjev. Doslej sta iz teh plasti znana le dva primerka, ki pripadata ribam kostnicam ali *Osteichthyes*.

Apnenčev oolit v talnini prvega skrilavca vsebuje mnogo pirita. Ooidi imajo premer do 8 mm in so v bližini apnenca navadno sivi in rjavkasto sivi, na prehodu v skrilavec pa temno sivi in črni; v zgornjem delu plasti so nekoliko debelejši.

Kot sem že omenil, je dostop do prvega skrilavca povsod zarušen ali obzidan. Zato povzemam podatke, ki jih navaja I. Š t r u c l (1961, 255). V talnini prvega skrilavca je 20 do 70 cm debela plast apnenčevega oolita, bogatega s piritom, v krovlini pa 60 cm debela plast temno sivega peščenjaka. Okrog devet metrov nad apnenčevim oolitom najdemo bogato fosilno ležišče debeline 5 do 15 cm. Celotna debelina teh plasti znaša 15 do 20 m. Ob iskanju fosilne favne na jalo-viških sem ugotovil, da so v prvem skrilavcu zelo pogostne apnenčevo lapornate pole in piritizirane konkrecije.

7. obzorje (Navršnik), nivo + 584 m. Rov poteka najprej od zahoda proti vzhodu, v zadnji polovici pa se odkloni proti jugovzhodu. Skladi vpadajo 25° do 40° (povprečno 35°) proti jugovzhodu.

V začetnem delu rov preseka prvi skrilavec, vendar so ga zaradi močnih pritiskov obzidali; zato sem njegovo debelino ocenil na 21 m le na podlagi starejših geoloških podatkov. Tudi 60 cm debela plast temno sivega peščenjaka v njegovi krovlini je obzidana.

Med prvim in drugim skrilavcem je približno 136 m belega in svetlo rjavega masivnega apnenca, ki je zelo podoben rudonosnemu pod prvim skrilavcem. To je tudi vzrok, da zanj uporabljajo ime psevdowetterstein. Med prvim in drugim skrilavcem tu in tam prevladuje dolomit. Predvsem v spodnjem delu se pojavlja

Sl. 2. Stratigrafska lestvica karnijskih plasti v okolici Mežice
Fig. 2. Columnar section of the Carnian beds in the Mežica area

| LOKALNOSTI LOCALITIES | STAROST AGE | DEBELINA THICKNESS | LITOLOGIJA LITHOLOGY | FOSILI FOSSILS | |
|---|---|--|--|---|--|
| | Nar. st. Nar. st. | 3 ? | Dolomit Dolomite | | |
| Dolina Helenskega potoka Helenski potok valley | Tuvatska podstopnja Tuvatan substage | 40 -60 | Plastoviti apnec s tankimi vložki laporja Bedded limestone with thin marly intercalations | | |
| | | 14 -16 | Skrilavec in lapor (III.) The third shale and marl | <i>Gervillia (Cultripsis) angusta</i> , <i>Myophoria inaequicostata</i> , <i>Lopha</i> sp., <i>Cornucardia hornigii</i> , | |
| | 11 | Apnenčev oolit in apnec Limestone oolite and limestone | <i>Trocholina biconvexa</i> , <i>T. procera</i> , <i>Involutina sinuosa pragsoides</i> , l. cf. <i>sinuosa</i> | | |
| | 30 -35 | Dolomit Dolomite | | | |
| | 35 -45 | Plastoviti apnec s tankimi vložki laporja Bedded limestone with thin marly intercalations | <i>Sledovi lazenja anelidov</i> <i>Annelid trails</i> | | |
| | 14 | Skrilavec in lapor (II.) The second shale and marl | <i>Hoernesia sturi</i> | | |
| | 2 | Apnenčev oolit Limestone oolite | <i>Trocholina biconvexa</i> , <i>T. procera</i> , <i>Involutina sinuosa pragsoides</i> | | |
| | 90 -160 | Apnec in dolomit Limestone and dolomite | <i>Hypsipleura</i> cf. <i>cathedralis</i> , <i>Coelostyina</i> sp., <i>Hoernesia sturi</i> , <i>Nuculana</i> cf. <i>tirolensis</i> , <i>Myophoricardium lineatum</i> , <i>Pleuronautilus gaudryi</i> , | | |
| | Rudnik Mežica Mežica mine | Cordevolska podstopnja Cordevolian substage | 20 | Skrilavec in lapor s peščenjakom (60 cm) na vrhu (I.) The first shale and marl with sandstone (60 cm) in the top part | <i>Arcestes gaytani</i> , <i>Arcestes</i> sp., <i>Carnites floridus</i> , <i>Megaphyllites jarbas</i> , <i>Joannites cymbiformis</i> |
| | | | 0,65 | Apnenčev oolit Limestone oolite | <i>Trocholina biconvexa</i> , <i>T. procera</i> , <i>Involutina sinuosa pragsoides</i> |
| | | 600 | Apnec, dolomitizirani apnec in dolomit s stromatolitnimi vložki Limestone, dolomitized limestone and dolomite with stromatolitic intercalations | | |

med masivnim apnenecem ploščasti apnenec. Posebno zanimiv je približno 2 m debel črni bituminozni ploščasti apnenec 35 do 40 m nad prvim skrilavcem. Posamezne plasti so debele 2 do 27 cm, vmes pa so do 5 mm debele močno bituminizirane pole. Takšnih vložkov v plasteh pod prvim skrilavcem nisem zasledil. Tudi stromatolitno-onkolitne plasti so v apnenecu med prvim in drugim skrilavcem redkejše.

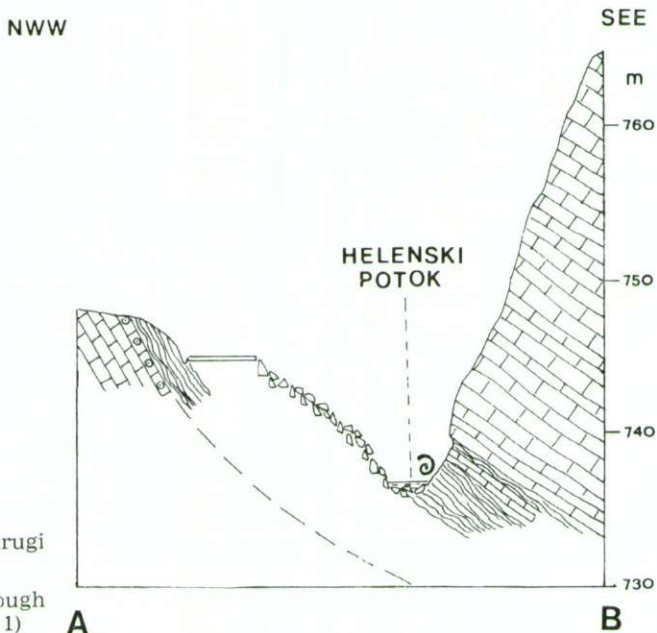
Proti drugemu skrilavcu postaja apnenec rjav, sivkasto rjav, siv in temno siv. Nad njim leži 21 cm debela plast lumakelnega apnenca (v osnovi so drobni ooidi), nato pa 40 cm debela plošča apnenčevega oolita, ki je spodaj temno rjava, na meji z drugim skrilavcem pa črna. Sestavljajo jo 10 do 15 cm debele plasti. Ooidi imajo daljšo os vzporedno plastovitosti. Tudi v drugem apnenčevem oolitu je precej železovih spojin, vendar za spoznanje manj kot v prvem. Mikrofavna iz teh plasti pripada vrstam *Trocholina biconveza*, *T. procera*, *Involutina sinuosa pragsoides* in *I. cf. sinuosa* (A. Ramovš, 1973, 384). Sledi drugi skrilavec, ki je črn z rahlim zelenim odtenkom in v tem spodnjem delu ne reagira z razredčeno HCl.

Helenski potok teče v spodnjem delu od severa proti jugu, v zgornjem pa od jugozahoda proti severovzhodu. V grapi ob njem se neprekinjeno pojavljajo plasti od talnine drugega skrilavca do noriškega dolomita. Skladi vpadajo proti jugozahodu pod kotom 30° do 50°. Ker je naklon doline manjši od vpadnega kota plasti, se najstarejši sedimenti pojavljajo na vrhu doline, najmlajši pa na samem začetku ob izlivu Helenskega potoka v Mežo. Čeprav sta drugi in tretji skrilavec odkrita le na šestih večjih golicah, sem po enotnem vpadu in smeri vseh skladov s pomočjo pravila V skonstruiral meje med posameznimi enotami in jih v kontinuiranem zaporedju uvrstil v stratigrafsko lestvico.

Drugi skrilavec se pojavlja v dveh golicah na vzhodnem (sl. 3) in zahodnem (sl. 4) pobočju zgornjega dela soteske. V njegovi talnini leže spodaj plasti rjavega in temno rjavega apnenca, debele 5 do 100 cm. Skupna debelina apnenca znaša 2 m. Vsebuje redke ostanke krinoidnih ploščic. Na njem leži 40 cm debela plast temno sivega apnenčevega oolita, ki je na površju rjava zaradi preperevanja. Vsebuje školjke, polže in druge fosile. Lumakelna plast v tem profilu povsem manjka.

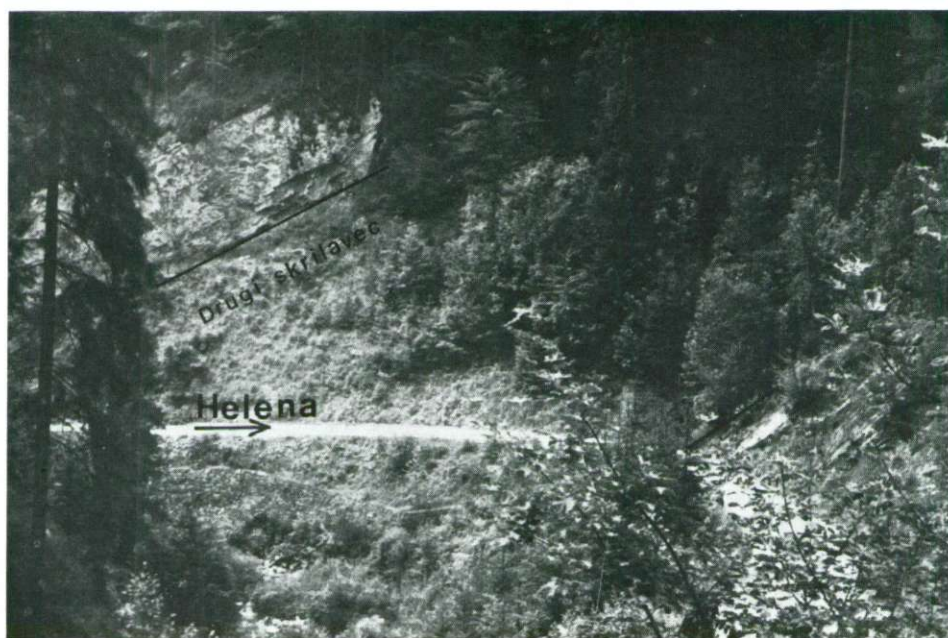
Više sledi drugi skrilavec, debel približno 14 m. Le-ta zaradi večje količine karbonatne komponente v posameznih delih burno reagira z razredčeno HCl. Drugi skrilavec se loči od prvega in tretjega po dveh plasteh temno sivega apnenca s kalcitnimi žilicami, ki leže 50 do 80 cm pod njegovo krovtnino. Zgornja je debela 40 do 60 cm, spodnja pa 54 do 60 cm. Vmes je 7 do 10 cm debela pola sivega do zelenkasto sivega laporja.

V drugem skrilavcu najdemo 2 m pod njegovo zgornjo mejo tudi plast z ležami temno sivega gostega apnenca, velikimi do 30 × 10 cm. V golicah na vzhodnem pobočju leži 3 m pod krovtnino fosilonosna plast s školjkami vrste *Hoernesia sturi* (Wöhrmann), debela 7 do 10 cm. Lupine so dobro ohranjene, vendar močno poapnele, zato rade odpadajo od jedra. Njihov položaj v plasti kaže določene zakonitosti. Praviloma so vse lupine z večjo ploskvijo vzporedne plastovitosti in so torej v prvotnem življenjskem položaju. En meter pod to plastjo sledi druga fosilonosna plast. Školjke v njej so večje in boljše ohranjene, vendar redkejše kot zgoraj. Vrsti *Hoernesia sturi* se pridružijo manjše ovalne školjke, ki pa jih nisem mogel določiti zaradi slabe ohranjenosti.



Sl. 3. Profil A—B skozi drugi skrilavec (glej sl. 1)

Fig. 3. Cross section through the second shale (see fig. 1)

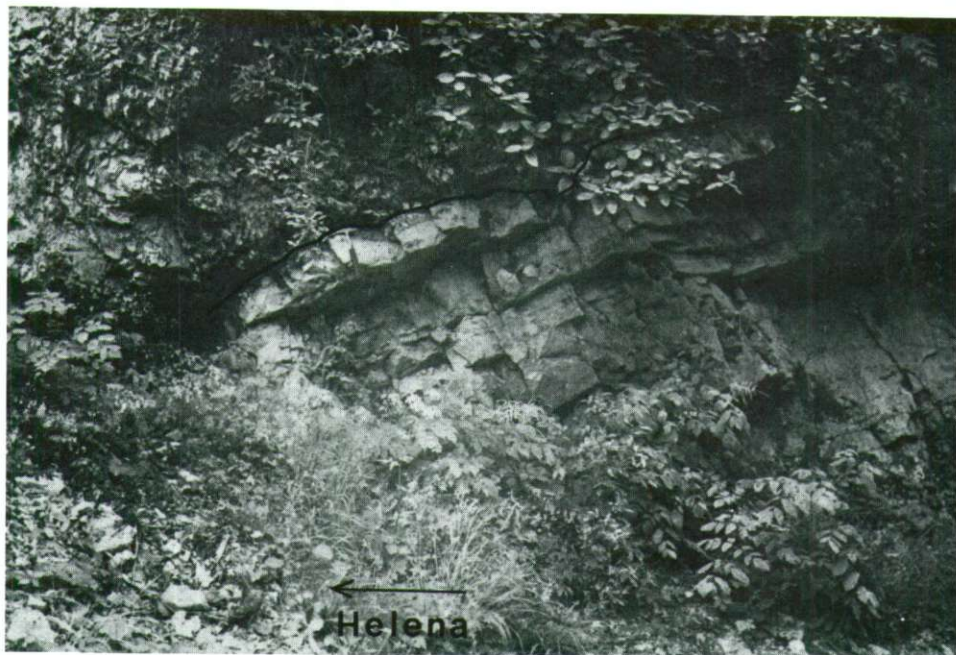


Sl. 4. Zahodno pobočje soteske Helenskega potoka z drugim skrilavcem

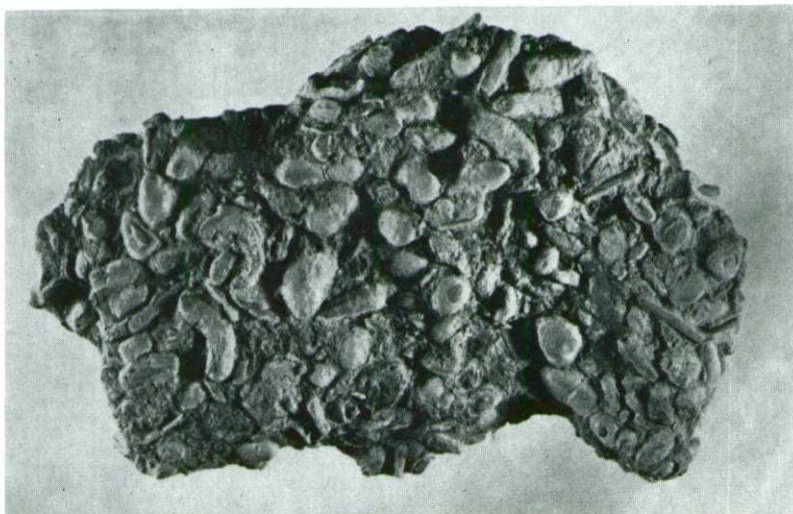
Fig. 4. The western steep side of the Helena brook with the second shale



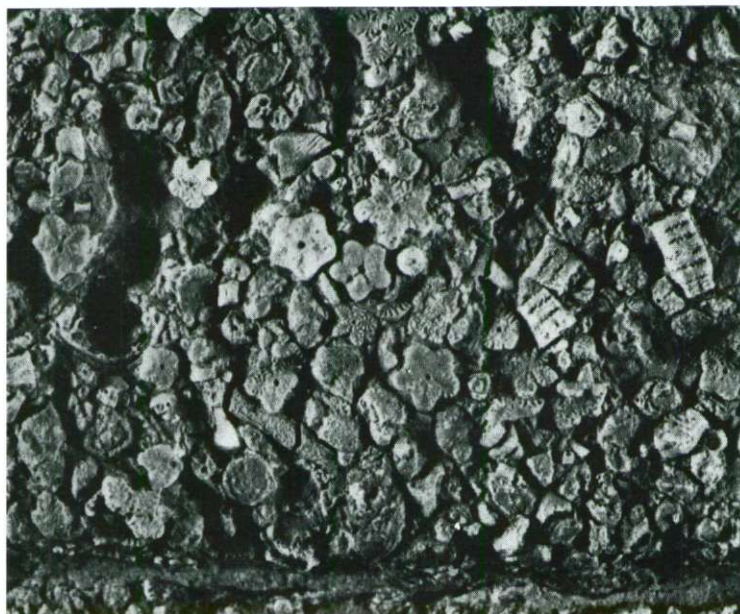
Sl. 5. Ploščasti apnenec z laporastimi vložki in sledovi lazenja anelidov
 Fig. 5. Plate-like limestone intercalated by marl showing annelid trails



Sl. 6. Meja med ploščastim apnencem in dolomitom na vzhodni strani Helenskega potoka nedaleč od jalovišča
 Fig. 6. The plate-like limestone/dolomite boundary on the eastern side of the Helena brook not far away from a dump



Sl. 7. Kos apnenčevega oolita iz talnine tretjega skrila
Fig. 7. Specimen of limestone oolite taken from the footwall
of the third shale



Sl. 8. Krinoidne ploščice v zgornji plasti apnenčevega oolita v tal-
nini tretjega skrila
Fig. 8. Crinoid calcareous plates from the top layer of limestone
oolite underlying the third shale

V profilu na zahodnem pobočju nisem našel fosilov, kajti tam je skrilavec s fosili vred močneje preperel v skrilavo humusno mešanico.

Plasti med drugim in tretjim skrilavcem tvori temno sivi, sivi, rjavi in rjavkasto sivi ploščasti apnenec s kalcitnimi žilicami. Vsebuje vložke sivkasto zelenega in črnega laporja. Pet do deset metrov nad drugim skrilavcem je v laporastih vložkih vse polno sledov lazenja anelidov, razporejenih samo vzporedno plastovitosti (sl. 5).

Po 35 do 45 m meji ploščasti apnenec ostro na sivi in svetlo rjavi drobnozrnati bituminozni dolomit, ki je masiven in zelo krušljiv. Debelina dolomita na vzhodnem pobočju soteske znaša 30 do 35 m (sl. 6). Enak dolomit zasledimo tudi v spodnjem delu soteske na zahodnem pobočju, kjer prav tako tvori zgornji del vmesnih plasti med drugim in tretjim skrilavcem.

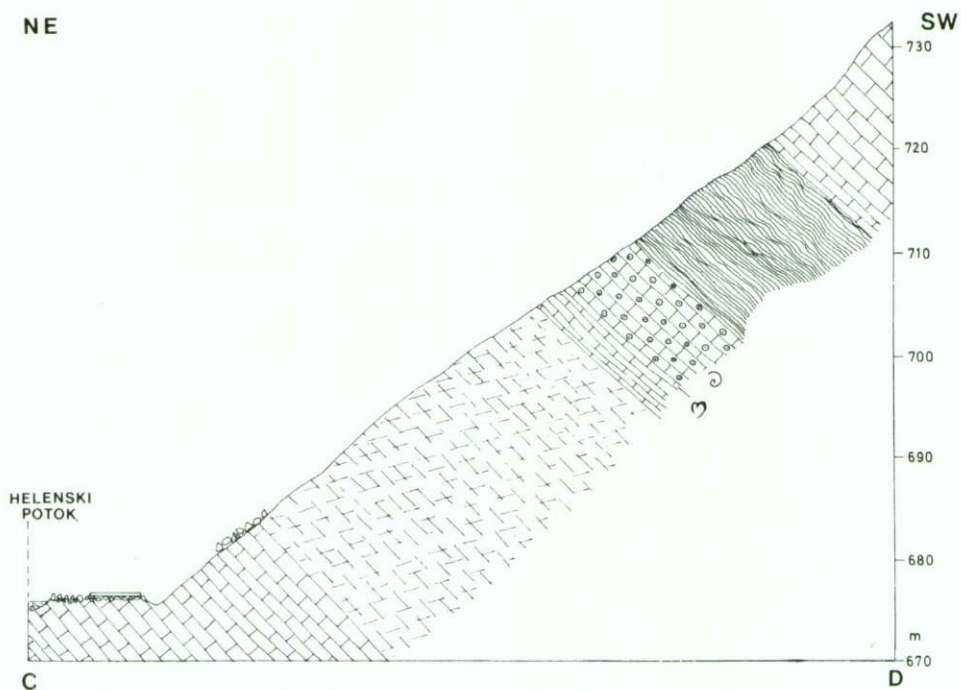
Nad dolomitom sledi 3 m rjavkasto sivega apnenca s kalcitnimi žilicami, nato pa 50 cm debela plast s številnimi školjkami vrste *Cornucardia hornigii* (Bittner). Školjke so razporejene po vsej plasti enakomerno. Ohranjena je ponavadi le polovica, ki leži s konveksno ploskvijo vzporedno plastovitosti, sicer pa so primerki neobrušeni in celi, kar izključuje možnost daljšega transporta. Kamenina je sivi apnenec z vmesnimi rdečkasto rjavimi lisami železovih spojin in hitro prepereva.

Više sledi 6 do 7 m apnenčevega oolita. Spodnja plast, debela 65 cm, je temno siva, hitro prepereva in vsebuje precej glinaste komponente. Zgornje plasti so debele 5 do 30 cm in so med seboj ostro ločene. Ponekod so vmes tudi tanjši vložki laporja. V glavnem prevladujejo veliki ooidi (sl. 7), proti vrhu pa se pojavijo plasti z drobnimi ooidi, ki pa so v manjšini. Mejno plast s tretjim skrilavcem tvori apnenčev oolit, debel nekaj cm; lahko bi ga imenovali celo trohitni apnenec, saj vsebuje vse polno apnenih členkov morskih lilij, ki pripadajo najmanj dvema rodovima (sl. 8). Veliki ooidi so v tej plasti redki, mnogo pa je školjk, polžev, brahiopodov in drugih fosilov. Fosilni material pripada vrstam *Gervillia* (*Cultriopsis*) *angusta* Münster, *Myophoria inaequicostata* Klipstein in *Lopha* sp. Številne so tudi foraminifere *Trocholina biconvexa*, *T. procera* in *Involutina sinuosa pragsoides* (A. Ramovš, 1973, 384). Le-te se pojavljajo tudi v drugem skrilavcu in spremljajočem apnenčevem oolitu.

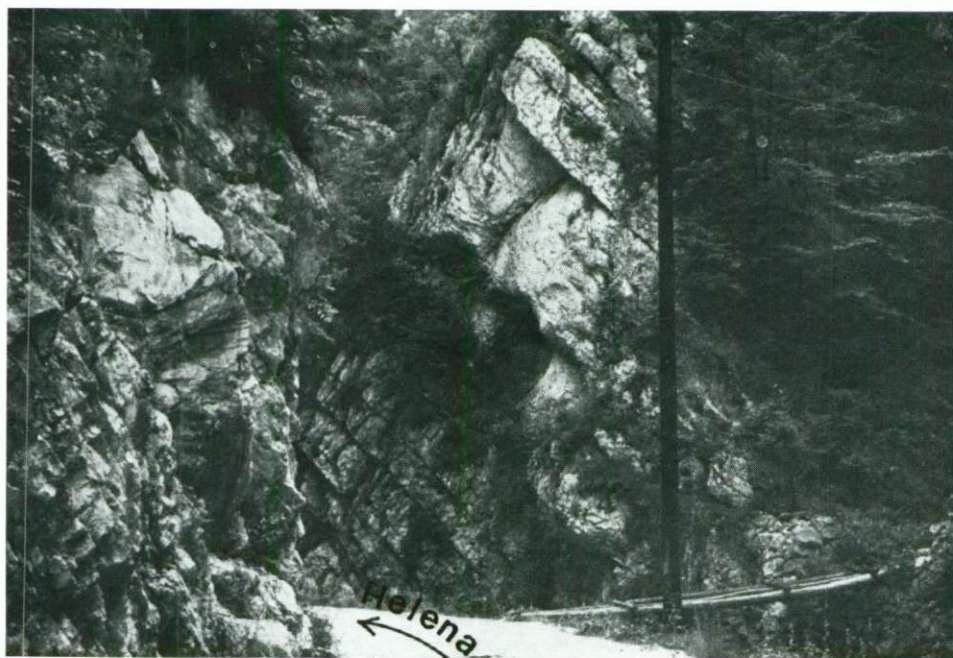
Nad apnenčevim oolitom sledi tretji skrilavec. Za razliko od drugega skrilavca, ki se pogosto iverasto kroji, se tretji kolje v zelo tanke lističe. Tudi ta vsebuje precej karbonatne komponente. Debel je 14 do 16 m in više ostro meji na rjavi apnenec, ki je že verjetno tuvalske starosti (sl. 9).

Podobne so razmere tudi v spodnjem delu soteske, kjer se tretji skrilavec s krovinskimi in talninskimi plastmi po pravilu V ujame v njeno dno in pobočja ter tako preide na zahodno stran soteske. Nekoliko več pozornosti v paleontološkem pomenu je vredna le finolistasta meter debela plast približno štiri metre pod zgornjo mejo tretjega skrilavca, ker vsebuje številne zelo drobne odlomke lupin mehkužcev.

Nad tretjim skrilavcem leži sivi in svetlo rjavi plastoviti in ploščasti apnenec (sl. 10). Lapornih vložkov je v tem delu karnijskih plasti manj kot v plasteh med prvim in drugim skrilavcem. Po približno 40 do 60 m meji apnenec nad tretjim skrilavcem na sivi in rjavkasti bituminozni dolomit noriške stopnje.



Sl. 9. Profil C—D skozi tretji skrilavec
 Fig. 9. Cross section through the third shale



Sl. 10. Ploščasti in plastoviti apnenec nad tretjim skrilavcem
 Fig. 10. Plate-like and bedded limestone overlying in the third shale

Paleontološki del

Classis GASTROPODA Cuvier 1797

Ordo **Caenogastropoda** Cox 1959Familia *Zygopleuridae* Wenz 1938Genus *Hypsipleura* Koken 1892*Hypsipleura* cf. *cathedralis* Koken 1892

Sl. 11

cf. 1961 *Hypsipleura cathedralis* Koken, Wenz, str. 387, sl. 927.

Material: Bočno stisnjen primerek v kamenini. Ob ustju in na apikalnem delu je odlomljen.

Opis: Vitek polž z rahlo nagnjenimi šivi. Značilna so številna radialna rebra. Ob zgornjem šivu zavojev so rebra močnejša kot na drugih delih. Na enem zavoju je okoli 10 do 12 reber, ki na najmlajših zavojih postanejo zelo šibka. Sklepam, da je bilo ustje sifonostomno, vendar na primerku ni ohranjeno.

Primerjava: Primerek se delno ujema z že opisano vrsto *H. cathedralis*, vendar zaradi poškodovanosti ni mogoče natančno določiti vrste.

Dimenzije: apikalni kot 14° , višina hišice 13,5 mm, širina zadnjega zavoja 4,5 mm.



Sl. 11 — Fig. 11

Hypsipleura cf. *cathedralis* Koken
Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

The first shale of the Mežica mine
6 ×

Stratigrafska razširjenost: *H. cathedralis*, ki je opisanemu primerku najbolj podobna, se pojavlja v rabeljskem skrilavcu, sam rod pa je pogosten tudi v srednjetriadnih plasteh. Primerek sem našel v prvem julijskem skrilavcu mežiškega rudnika.

Familia Coelostylinidae

Genus *Coelostylina* Kittl 1894

Coelostylina sp.

Sl. 12 in 13

Material: 38 bolj ali manj dobro ohranjenih hišic. Vse imajo poškodovana ustja.

Opis: Poprečna višina konvolutne hišice znaša pri odraslih osebkih 8 mm in nikdar ne preseže 10 mm. Hišica je konična s konveksnimi zavoji, potekajočimi v levo. Zadnji zavoj je v primerjavi z drugimi zelo širok. Ovalno ustje je holostomno. Popek je majhen in delno zalizan s kalusom, vendar s strani še dobro viden. Na kolumeli ni opaziti posebnih grbin. Vključno z embrionalnimi zavoji sestoji hišica iz šestih zavojev. Na zgornjem delu zavojev poteka tik ob šivu rahel grebenček, ki postane izrazitejši na najmlajšem zavoju ob ustju. Dva šibkejša grebena, ki sta tesno skupaj, obdajata zunanjo stran popka in prehajata v zunanjo ustno. Prirastnice so opazne le na najmlajšem zavoju, kjer so sorazmerno močne.

Vrste zaradi poškodovanosti ustja pri vseh hišicah nisem mogel z gotovostjo določiti. Morfološko se najdeni primerki najbolj približujejo vrsti *C. rotundata*, visoki 2 cm, manj pa vrsti *C. trochiformis*, ki po velikosti sicer ustreza, ima pa nekoliko šibkejši najmlajši zavoj.

Dimenzije: apikalni kot 59°, višina hišice pri sedmih primerkih: 6,7 mm, 6,8 mm, 8,3 mm, 8,5 mm, 7,5 mm, 7,2 mm, 6,8 mm.



Sl. 12 — Fig. 12

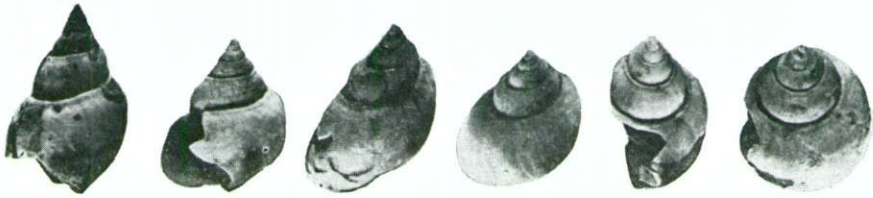
Coelostylina sp.

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

The first shale of the Mežica mine

7 X

Stratigrafska razširjenost: Koken (1897, 7) uvršča *C. trochiformis* v karnijsko stopnjo. Našel jo je v skrilavcu Feuerkogela. Nekatere vrste pa so bile razširjene tudi v drugih triadnih dobah. V prvem julijskem skrilavcu je rod *Coelostylina* med vsemi drugimi fosili najštevilnejši.



Sl. 13 — Fig. 13

Coelostylina sp.

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

The first shale of the Mežica mine

3 ×

Classis BIVALVIA Linne 1758

Subclassis PALAEOTAXODONTA Korobkov 1954

Ordo **Nuculoida** Dall 1889Familia *Nuculanidae* Adams & Adams 1858Genus *Nuculana* Link 1807*Nuculana* cf. *tirolensis* (Wöhrmann)

Sl. 14, 15; tabela 1

cf. 1895 *Leda tirolensis* Wöhrmann, Bittner, str. 152, tab. 18, sl. 21—23.

Material: Šest v celoti ohranjenih zaprtih lupin, ena leva lupina z naravno preparirano notranjo stranjo in s sklepom ter en odprti primerek z obema lupinama in vidno notranjostjo.

Opis: Lupine so majhne; največje ne presegajo 1 cm dolžine. So ovalne in bolj dolge kot visoke, vrh je pomaknjen naprej. Sklep je taksodonten, v sredini prelomljen. Sklepna ploskev se v sredini izklini, proti sprednjemu in zadnjemu delu dorzalne strani se razširi. V sprednjem delu sklepa je 7 do 9 zobcev, v zadnjem pa 13 do 15. Odtis zunanjega ligamenta je dolg in sega skoraj do konca obeh lupin. Sprednji rob je enakomerno ukrivljen, zadnji pa nekoliko



Sl. 14 — Fig. 14

Nuculana cf. *tirolensis* (Wöhrmann)

Notranjost leve lupine s sklepom

Left interior with the hinge line and beak

6 ×

ostreje. Na površju lupine so zelo goste in fine koncentrične prirastnice, druge skulpturiranosti na površju ni.

Primerjava: Primerki iz mežiškega rudnika morfološko najbolj ustrezajo vrsti *Leda tirolensis*, ki jo je Bittner opisal iz severnih Tirolov (St. Cassian). Zaradi pomanjkljivo ohranjene notranje strani in poškodovanosti sklepov sem vrsto označil kot *Nuculana cf. tirolensis*.

Stratigrafska razširjenost: Bittner je opisal vrsto *Leda tirolensis* iz carditskega skrivilavca severne Tirolske (Issberg bei Hall), ki spada v julijsko podstopnjo. Enako stari so tudi mežiški primerki, vendar se nahajajo le v prvem skrivilavcu, v drugem in tretjem pa jih ni več.



Sl. 15 — Fig. 15

Nuculana cf. tirolensis (Wöhrmann)
Prvi skrivilavec v mežiškem rudniku
The first shale of the Mežica mine
4 ×

Tabela 1. Mere (v mm) primerkov vrste *Nuculana cf. tirolensis* (Wöhrmann)

Table 1. Measurements (in mm) for six specimens of *Nuculana cf. tirolensis* (Wöhrmann) from Mežica

| Primerek Specimen | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| višina height | 5.4 | 5.3 | 4.7 | 4.5 | 4.1 | 4.3 |
| dolžina length | 7.5 | 6.8 | 6.1 | 6.0 | 5.3 | 5.8 |
| debelina thickness | 4.0 | 3.2 | 3.7 | 3.4 | 2.7 | 3.1 |

Subclassis PTERINOMORPHIA Beurlen 1944

Ordo **Pterioida** Newell 1965

Familia **Bakevellidae** King 1850

Genus *Gervilleia* (*Cultriopsis*) Cossmann 1904

Gervilleia (*Cultriopsis*) *angusta* Münster 1836

Sl. 16

1895 *Gervilleia angusta* Goldfuss, Bittner, str. 85, tab. 9, sl. 7—10, 12, 16, 18.

1901 *Gervilleia angusta* Goldfuss, Bittner, str. 32, tab. 4, sl. 18.

1969 *Gervilleia* (*Cultriopsis*) *angusta* Münster, Moore, str. N 308, sl. C 41/3.



Sl. 16 — Fig. 16

Gervillia (Cultriopsis) angusta Münster

Apnenčev oolite v talnini tretjega skrilavca ob Helenskem potoku
Limestone oolite underlying the third shale along the Helena brook
1.7 ×

M a t e r i a l : En fragment desne lupine in dva fragmenta levih lupin; poleg fragmenta leve lupine je viden tudi odtis drugih delov lupine.

O p i s : Lupina je zelo ozka in podolgovata. Ventralni rob je skoraj raven, na srednjem delu se rahlo usloči navzgor. Vrh je neizrazit in malo dvignjen nad sprednji del sklepnega robu. Sklep je disodonten z redkimi vboklinicami, ki potekajo poševno na zunanji sklepni rob, sklepna ploskev se od vrha proti zadnjemu delu enakomerno oži. Na dorzalni strani lupine je ušesce, ki se konča na robu sklepne ploskve. Od vrha proti zadnjemu delu lupine poteka bliže ventralnemu robu precej izrazit greben.

P r i m e r j a v a : Ker so vsi primerki poškodovani, ne navajam dimenzij, vendar sem lahko na podlagi posameznih fragmentov treh različnih primerkov zanesljivo določil vrsto *Gervillia (Cultriopsis) angusta*. Morfološko se fragmenti lupin iz Helenskega potoka ujemajo z obema Bittnerjevima opisoma.

S t r a t i g r a f s k a r a z š i r j e n o s t : Bittner je določil vrsto *G. angusta* iz julijskih plasti St. Cassiana in Madžarske, kjer navaja, da nastopa v laporju skupaj z vrsto *Cornucardia hornigii* (Bittner). V Helenskem potoku sem našel vrsto *G. angusta* na meji apnenčevega oolita, tik pod tretjim skrilavcem, to je 6 do 7 m nad plastjo z vrsto *C. hornigii*.

O p o m b a : Na notranji strani večjega fragmenta leve lupine so se pritrdile štiri majhne sesilne školjke in se delno izvihale prek njenih odlomljenih robov. To dokazuje, da so bili naši primerki že na tedanjem morskem dnu fragmenti in se niso poškodovali kasneje pri fosilizaciji. Sesilnih školjk zaradi pomanjkanja literature nisem mogel določiti.

Genus *Hoernesia* Laube 1866*Hoernesia sturi* (Wöhrman) 1889

Sl. 17, tabela 2

1895 *Hoernesia sturi* Wöhrmann, Bittner, str. 84, tab. 10, sl. 1—4.

Material: V celoti ohranjen in izlužen primerek iz prvega skrilačca in tri slabše ohranjena kamena jedra z bolj ali manj poškodovano lupino iz drugega skrilačca.

Opis: Obe lupini se med seboj močno razlikujeta. Leva je precej izbočena z izrazitim naprej pomaknjenim vrhom, desna lupina pa rahlo vbočena na zadnjem, nekoliko močnejše na sprednjem delu, kjer se prilagodi sprednjemu ušescu leve lupine. Sklep je disodonten, njegov rob pa raven z izrazitima ušescema. Sprednje ušesce loči od vrha leve lupine zaobljena brazda, ki poteka izpred vrha proti sprednji ventralni strani lupine. Zadnje ušesce je manjše, plosko in se zgoraj končuje ob sklepnem robu, medtem ko se sprednje, podobno kot sam vrh, nadaljuje nad sklepnim rob in šele nato upogne nazaj k njemu. Ventralni rob je polkrožen, zadnji pa skoraj raven in se pod zadnjim ušescem le malo upogne proti sprednjemu delu. Na površju leve lupine so, razen na ušescih, opazna rebra, ki se skladno z zunanjo obliko razhajajo od vrha proti

Sl. 17 — Fig. 17

Hoernesia sturi (Wöhrmann)

Leva lupina iz prvega skrilačca v mežiškem rudniku

The left valve taken from the first shale of the Mežica mine

4 ×

Tabela 2. Mere (v mm) primerkov vrste *Hoernesia sturi* (Wöhrmann)Table 2. Measurements (in mm) for three specimens of *Hoernesia sturi* (Wöhrmann) from Mežica

| | primerk iz 1. skrilačca | primerka iz 2. skrilačca | |
|---------------------------------|----------------------------|-----------------------------|------|
| dolžina lupine shell length | 12,2 | 23,4 | 12 |
| višina lupine shell height | 11,4 | 20,0 | 10,4 |
| sprednje ušesce anterior ear | 4,4 | 9,0 | 3,8 |
| zadnje ušesce posterior ear | 6,4 | 11,5 | 4,9 |

ventralnemu in zadnjemu robu. Rebra so med seboj enaka, tu in tam pa se vmes pojavi posamezno tanjše rebro. Prečno na rebra potekajo prirastnice, ki so najbolj izrazite na sprednjem ušescu. Desna lupina ni skulpturirana, slabo vidne so tudi prirastnice. Ima dva šibkejša zaobljena grebena, ki se širita od sklepnege roba pod vrhom proti ventralni strani lupine.

Primerjava: Vsi mežiški primerki se ujemajo z Bittnerjevim opisom vrste *H. sturi* iz Bleiberga (dolžina bleiberškega primerka je 7,8 mm).

Stratigrafska razširjenost: Bittner je opisal vrsto *H. sturi* iz carditskega skrilavca v Bleibergu, ki je julijske starosti. Enako stari so tudi primerki iz Mežice; zanje lahko z gotovostjo trdim, da se pojavljajo le v prvem in drugem skrilavcu, v tretjem pa jih ni več.

Familia Ostreidae Rafinesque 1815

Lopha sp.

Sl. 18

Material: Močno deformirana fragmentarno ohranjena lupina odraslega osebk.

Opis: Lupina je podolgovata z več kot devetimi visokimi, vijugastimi in ostrimi rebri. Na spodnjem delu se eno od reber dihotomno cepi; podobno ce-



Sl. 18 — Fig. 18

Lopha sp.

Apnenčev oolit v talnini tretjega skrilavca ob Helenskem potoku

Limestone oolite underlying the third shale along the Helena brook

3 ×

pitev je opaziti tudi ob vrhu, kjer se rebra zgostijo in stanjšajo. Ob vrhu je lupina močnejše izbočena, zadnji rob je verjetno raven ali le malo upognjen.

Stratigrafski položaj: Primerek je iz zgornjega dela apnenčevega oolita tik pod tretjim skrilavcem. Nastopa skupaj s številnimi krinoidi in vrstama *Gervillia angusta* ter *Myophoria inaequicostata*, ki dokazujeta julijsko starost plasti.

Subclassis PALAEOHETERODONTA Newell 1965

Ordo **Trigonioida** Dall 1889

Familia *Myophoridae* Bronn 1849

Genus *Myophoria* Bronn & Alberti 1834

Myophoria inaequicostata Klipstein

Sl. 19

1895 *Myophoria inaequicostata* Klipstein, *Bit t n e r*, str. 94, tab. 11, sl. 1—14.

M a t e r i a l: V celoti ohranjen vrh desne lupine z zgornjim robom. Zadnji rob je odlomljen, sprednji in ventralni sta v kamenini.

O p i s: Vrh je oster, zavrt navzdol in pomaknjen pred središčno črto. Zgornji zadnji rob, ki poteka nekoliko pod vrhom, je skoraj horizontalen in



Sl. 19 — Fig. 19

Myophoria inaequicostata Klipstein

Fragment desne lupine iz apnenčevega oolita v talnini tretjega skrilavca ob Helenskem potoku

Fragment of a broken right valve taken from the limestone oolite underlying the third shale along the Helena brook

5 X

nosi različno brazdo zunanjega ligamenta. Od vrha proti ventralnemu delu se širijo različno močna radialna rebra. Zadnje rebro je nizko in široko, predzadnje, ki leži višje, je od vseh najmočnejše. Med njima je tudi največji presedeček. Sorazmerno izrazita so tudi naslednja štiri rebra. Sledi jih še štirinajst, ki pa so čedalje šibkejša, manjšajo se tudi njihove medsebojne razdalje. Močne prirastnice, ki potekajo koncentrično, se prilagajajo skulpturiranosti lupine, med zadnjim rebrom in ligamentno brazdo pa se ostro obrnejo proti vrhu.

Stratigrafska razširjenost: Bittner je našel vrsto *M. inaequicostata* v karnijskih plasteh v okolici Rablja in St. Cassiana ter v carditskem skrilačcu Berg-Angerla. V Helenskem potoku pri Mežici se ta vrsta pojavlja v apnenčevem oolitu tik pod tretjim julijskim skrilačcem skupaj z vrsto *Gervillia angusta*.

Subclassis HETERODONTA Neumayr 1884

Ordo **Veneroida** Adams & Adams 1856

Familia Dicerocardiidae Kutassy 1934

Genus *Cornucardia* Koken 1913

Cornucardia hornigii (Bittner) 1901

Sl. 20, tabela 3

1901 *Craspedodon* n. gen. *hornigii* n. sp., Bittner, str. 8, tab. 1, sl. 1—9.

1969 *Cornucardia hornigii* Bittner, Moore, str. N 660, sl. E 136/4.

Material: Kamena jedra štirih levih in dveh desnih lupin ter odlično ohranjeno jedro cele školjke.

Opis: Kamena jedra so srednje velika, ovalna in nekoliko bolj visoka kot dolga. Zobna ploskev (heterodontna) ni na nobenem primerku ohranjena, vendar se dá sklepati, da je bila precej masivna in z močnimi zobci. Vrh kamenega jedra je dvignjen nad osnovo in zavrt v začetnem delu naprej, v zadnjem pa nazaj in nekoliko vstran od simetrijske ravnine. Zavojna os tvori kot 45° do 50° s simetrijsko ravnino in 10° do 20° s horizontalno ravnino. V preseku je kameno jedro srčasto, vrhova sta razmaknjena. Ob zadnjem robu poteka plitva brazda, ki se prične na notranji strani vrha in konča na zadnjem delu ventralnega roba. Presek jedra skozi simetrijsko ravnino se močno približuje krogu, ki predstavlja stikališče obeh lupin.



Sl. 20 — Fig. 20

Cornucardia hornigii (Bittner)

Kameno jedro iz plasti (50 cm) pod tretjim apnenčevim oolitom. Profil C—D ob Helenskem potoku.

Naravna velikost

Cast taken from the layer (50 cm) underlying the third limestone oolite. Cross section along the Helena brook.

Natural size

Stratigrafska razširjenost: Vrsto *C. hornigii* so našli doslej v zgornjetriadnih plasteh Severnih in Južnih apneniških Alp ter na Madžarskem. Primerki, ki jih je opisal Bittner, so iz Bakonjskega gozda. V Helenskem potoku nastopa ta vrsta v 50 cm debeli plasti sivega apnenca tik pod apnenčevim oolitom tretjega skrilarca (v plasti ni druge julijske makrofavne).

Tabela 3. Mere (v mm) primerkov vrste *Cornucardia hornigii* (Bittner) ter primerjava s primerki po Bittnerju in Mooru

Table 3. Measurements (in mm) of *Cornucardia hornigii* (Bittner) from Helenski potok at Mežica and specimens identified by Bittner (1901) and Moore (1969)

| | Helenski p. kameno jedro cast | Bittner (1901) | | Moore (1969) |
|-----------------------|-------------------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|
| | | lev. lupina left valve | des. lupina right valve | des. lupina right valve |
| višina height | 29.2 | 63 | 65 | 31.5 |
| dolžina length | 27.9 | - | 57 | 28 |
| debelina thickness | 30 | 70 | - | - |

Familia *Myophoricardiidae* Chaven & Vokes 1967
Genus *Myophoricardium* Wöhrmann 1889

Myophoricardium lineatum Wöhrmann 1889

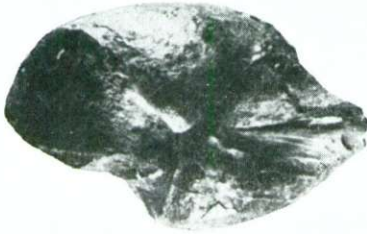
Sl. 21, tabela 4

- 1889 *Myophoricardium lineatum* n. sp., Wöhrmann, str. 227, tab. 10, sl. 10—14.
1895 *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann, Bittner, str. 117, tab. 13, sl. 18—22.
1966 *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann, Allasinaz, str. 707, tab. 55, sl. 4—11.

Material: V celoti ohranjen primerek z nekoliko premaknjenima lupinama ob simetrijski ravnini in kameno jedro desne lupine v prikamenini.

Opis: Lupina je visoka, trapezoidna do triangularna in močno konveksna. Vrh je oster in močno zavrt ter premaknjen pred središčno črto. Lunula je podolgovata, srčasta in ostro omejena od soseščine. Od vrha proti zadnjemu ventralnemu delu se razteza skoraj raven oster greben. Zadnji rob poteka pod večjim kotom kot greben in postane v zgornjem delu, ko zavije proti vrhu, skoraj horizontalen. Tudi spodnji rob je v zgornjem delu poševen in raven, v prehodnem delu z ventralnim pa se oba robova polkrožno stikata. Ventralni rob je rahlo konveksen vse do meje z grebenom, kjer se mu pod ostrim kotom priključi zadnji rob. Po lupini potekajo koncentrične prirastnice.

Stratigrafska razširjenost: Nekateri menijo, da se pojavlja *M. lineatum* od cordevolske do julijske podstopnje. A. Allasinaz (1966, 780) jo je uvrstil v julijsko podstopnjo. Bittner jo je omenil iz julijskega skrilavca v Bleibergu ter iz nekaterih severnoalpskih krajev. V prvem julijskem skrilavcu v mežiškem rudniku nastopajo fosilni ostanki vrste *M. lineatum* praviloma skupaj v večjem številu.



Sl. 21 — Fig. 21

Myophoricardium lineatum Wöhrmann

Dorzalna stran. Dobro ohranjen primerek z
nekoliko premaknjenima lupinama
Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

Dorsal view. Well preserved specimen showing
slightly shifted valves taken from the
first shale of the Mežica mine

3.5 ×

Tabela 4. Mere (v mm) primerkov vrste *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann in primerjava z Bittnerjevimi podatkiTable 4. Comparative measurements (in mm) of *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann from Mežica and Bleiberg (Bittner, 1895)

| | Mežica | | Bleiberg (Bittner, 1895) |
|-----------------------|----------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| | des. lupina right valve | cel. primerek complete specimen | |
| dolžina length | 9.6 | 13.3 | 18.5 |
| višina height | 8.2 | 12.8 | 16 |
| debelina thickness | - | 8.8 | 10 |

Classis CEPHALOPODA Leach 1817

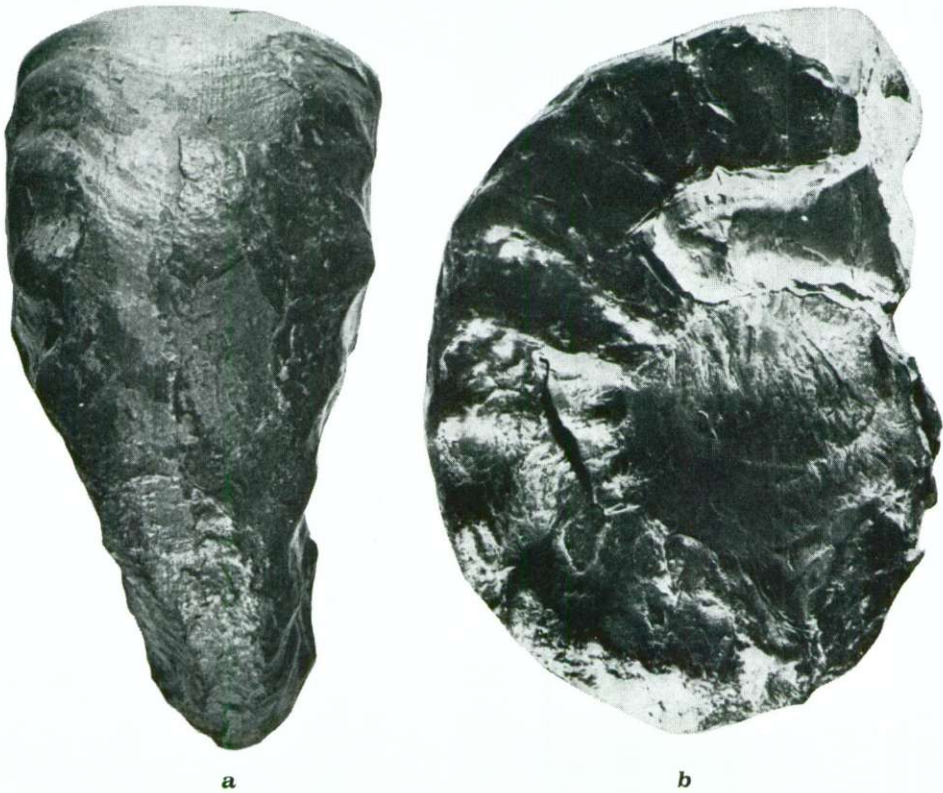
Superordo **Nautiloidea** Agassiz 1847Ordo **Nautilida** Agassiz 1847Familia **Tainoceratidae** Hyatt 1883Genus **Pleuronautilus** Mojsisovics 1884*Pleuronautilus gaudryi* Mojsisovics

Sl. 22, tabela 5

1901 *Pleuronautilus gaudryi* Mojsisovics, Mojsisovics, str. 242, tab. 9, sl. 5.

Material: Kameno jedro, z delno ohranjeno lupino; starejši zavoji so bočno stisnjeni, zelo dobro pa je ohranjen najmlajši zavoj, ki ima vse potrebne elemente za natančno določitev.

Opis: Hišica je rahlo konvolutna s široko ventralno ploskvijo ki se enakomerno oži od mlajših kamric proti starejšim. Oblika ustja je pravokotna in se že nekoliko približuje kvadratni, marginalni in umbilikalni del pa sta enakomerno zaokrožena. Umbilikalni del je tako poškodovan, da se ne dá ugotoviti perforacije. Skulpturiranost lupine je zelo izrazita za navtilide. Od dorzalne proti ventralni strani zavojev potekajo rebra, ki se na obeh straneh končujejo z vozli. Dorzalni vozle je šibkejši in je na zgornji meji umbilikalnega polja,



Sl. 22 — Fig. 22

Pleuromutilus gaudryi Mojsisovics

a) ventralna stran, b) pogled s strani
Prvi julijski skrilaec v mežiškem rudniku
Naravna velikost

a) ventral view, b) lateral view
The first shale of the Mežica mine
Natural size

Tabela 5. Mere (v mm) primerka vrste *Pleuonautilus gaudryi* Mojsisovics in primerjava z Mojsisovicsevimi podatki

Table 5. Comparative measurements (in mm) of *Pleuonautilus gaudryi* Mojsisovics from Mežica and Röthelstein (Mojsisovics, 1901)

| | Mežica | Röthelstein (Mojsisovics, 1901) |
|--|--------|------------------------------------|
| premer hišice shell diameter | 97 | 109 |
| višina zadnjega zavoja last whorl height | 38 | 46 |
| širina zadnjega zavoja last whorl width | 48 | 53 |
| širina popka umbilicus width | - | 35.5 |
| popkova perforacija umbilical perforation | - | 11 |

ventralni pa močnejši in izrazito izstopa na meji med marginalnim in ventralnim delom. Zgornji vozal se ne dviga nad ventralni del, temveč je nekaj milimetrov pod njim. Rebra potekajo v konkavni liniji proti zgornjemu vozlu, ga za nekaj milimetrov preidejo, zavijejo nazaj in se zgubijo v ventralni ploskvi zavoja. Čim bolj se oddaljujejo od ustja, tem izrazitejši so podaljški reber prek zgornjega vozla, dokler se končno levo in desno v rahlem, nazaj upognjenem loku ne združita. Na površju lupine so opazne izredno šibke podolžne in prečne linije, ki tvorijo nekakšno mrežo. Podolžne so šibkejše, komaj opazne in nimajo odločilne vloge pri določevanju navtilidov. Pomembnejše so prečne; med njimi se na vsakih 6,5 mm (merjeno na ventralni strani najmlajšega zavoja), pojavljajo močnejše brazde, široke do 0,8 mm.

Primerjava in dimenzije v mm: Mojsisovics je opisal primerke iz Röthelsteina in navedel tudi dimenzije. Po vseh strukturnih elementih se opisani navtilid povsem ujema z Mojsisovicsevimi. Nekoliko odstopajo le razmerja posameznih dimenzij, kar pa je zaradi močne deformacije mežiškega primerka povsem razumljivo. Zanesljive so le dimenzije najmlajšega zavoja.

Stratigrafska razširjenost: Mojsisovics je omenil vrsto *P. gaudryi* iz skrilavca julijske podstopnje skupaj z amonitom *Trachyceras austriacum* v spodnjem delu cone *T. aenoides*. Mežiški primerek je iz prvega skrilavca julijske podstopnje in dokazuje njene najstarejše plasti.

Superordo Ammonoidea Zittel 1884

Subordo Ceratitina Hyatt 1884

Familia Carnitidae Arthaber 1911

Genus Carnites Mojsisovics 1879

Carnites floridus (Wulfen) 1793

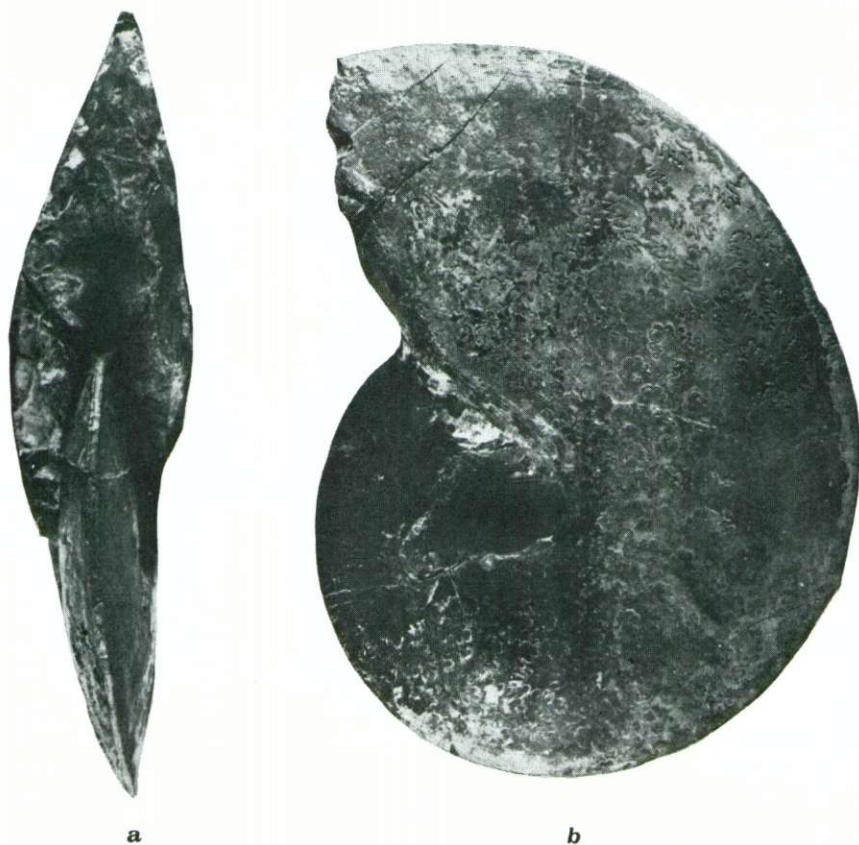
Sl. 23, 24, 25; tabela 6

- 1873 *Pinakoceras floridum* Wulfen sp., Mojsisovics, str. 58, tab. 22, sl. 15—16, tab. 25.
- 1882 *Carnites floridus* Wulfen, Mojsisovics, str. 228, tab. 50, sl. 5—8, tab. 51, sl. 1—8.
- 1957 *Carnites floridus* Wulfen, Moore, str. L 157, sl. 188/5.

Material: Deset odraslih in šest juvenilnih primerkov ter več odlomkov. Vsi so sorazmerno dobro ohranjeni, juvenilni primerki pa največkrat močno piritizirani. Lupina je ohranjena le pri redkih, običajno je odstranjena od kamenega jedra, zato je lobna linija skoraj pri vseh zelo razločna.

Opis: Oblika hišice se je v različnih starostih amonita močno spreminjala. V juvenilnem stadiju, ko hišica še ni presegla premera okoli 10 mm, je eksterna stran zadnjega zavoja široko zaobljena, po sredini pa poteka šibek greben, ki ga spremljata na vsaki strani po ena plitva brazda. Lobna linija je v tem stadiju enostavna z nazobčanimi lobusi, sedla pa so gladka. Navadno se vidijo štirje lobusi. Hišica juvenilnih primerkov je konvolutna. Ko se amonit stara, torej preseže premer približno 10 mm, postaja hišica vse bolj involutna, greben z dvema brazdama pa je močnejše razvit. Skulpturiranost lupine, ki je pri juvenilnih primerkih še precej izrazita v obliki radialnih reber, se prične reducirati, dokler ne ostanejo od nje le maloštevilna kratka in skoraj neopazna srpasta rebrca. Pri odraslih osebkih postane hišica diskasta. Nekateri manjši primerki imajo močno povišan zadnji zavoj, kot smo ga vajeni pri navtilidih. S staranjem se bolj razčleni tudi lobna linija. Tanke in goste prirastnice so opazne le pri primerkih z ohranjeno lupino. Od ventralnega roba do sredine zavoja so usločene v rahlem loku nazaj, pred umbilikalnim delom pa se v nekoliko šibkejšem loku zopet obrnejo proti starejšemu delu hišice.

Stratigrafska razširjenost: Vrsta *C. floridus* je znana doslej iz številnih severnoalpskih nahajališč in Karavank. Najbolj znano nahajališče je prav gotovo Bleiberg na Koroškem, kjer se nahajajo amoniti v julijskem skrilavcu, vendar sem mnenja, da mežiška nahajališča po pestrosti oblik in številu primerkov ne zaostajajo za njim. V Mežici nastopa *C. floridus* samo v prvem julijskem skrilavcu v 5 do 15 cm debeli plasti približno 9 m nad apnenčevim oolitom. Mojsisovics je omenil to vrsto tudi iz belega in rdečega hallstattskega apnenca. *C. floridus* spada v cono *Trachyceras aonoides* in je v prvem skrilavcu najpogostejši amonit.



Sl. 23 — Fig. 23

Carnites floridus (Wulfen)

Kameno jedro z razločno vidno lobno linijo

a) pogled proti ustju, b) pogled s strani

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

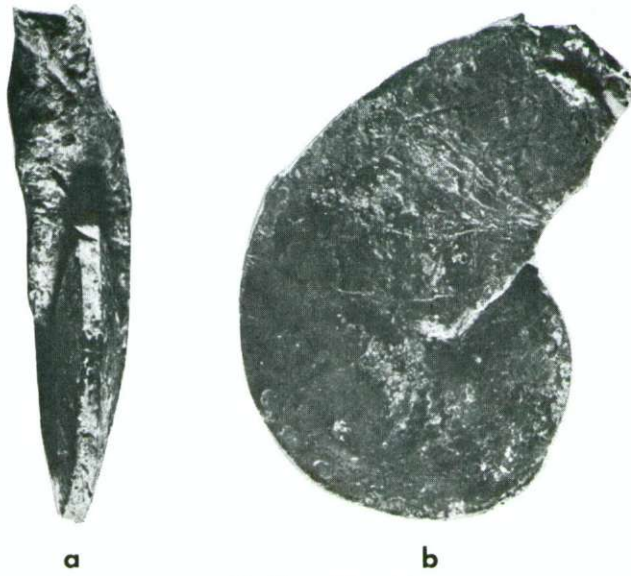
Naravna velikost

Cast showing distinct lobe line

a) apertural view, b) lateral view

Taken from the first shale of the Mežica mine

Natural size



Sl. 24 — Fig. 24

Carnites floridus (Wulfen)

Kameno jedro juvenilnega primerka z močno podaljšanim zadnjim zavojem

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

Cast of a juvenile specimen with the elongated last whorl
Taken from the first shale of Mežica mine

2 ×

Tabela 6. Mere (v mm) primerkov vrste *Carnites floridus* (Wulfen) in primerjava z Mojsisovicsevimi podatki

Table 6. Statistical comparison of ten specimens of *Carnites floridus* (Wulfen) with the specimens recorded after Mojsisovics (1882). All measurements in millimeters

| primerek št. | Rudnik Mežica | | | | | | | | | | Mojsisovics (1882) | | | |
|------------------------|---------------|-----|-----|------|-----|-----|-----|------|------|------|--------------------|-----|-----|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| premer hišice | 99 | 101 | 41 | 92 | 30 | 147 | 120 | 98 | 78 | 21 | 134 | 122 | 11 | 5 |
| višina zadnjega zavoja | 60 | 62 | 26 | 63 | 20 | 83 | 69 | 58 | 46 | 11,5 | 70 | 70 | 6 | 2 |
| širina zadnjega zavoja | 23 | 24 | 10 | 26,7 | 6,6 | 31 | 24 | 23,5 | 21,5 | 5,5 | 32 | 25 | 3,5 | 2,5 |
| premer popka | 3,8 | 4,5 | 2,6 | - | 2 | 8 | 5 | 4,5 | 4,3 | 1,5 | 5 | 4,5 | 2 | 1,5 |

Explanation of table 6

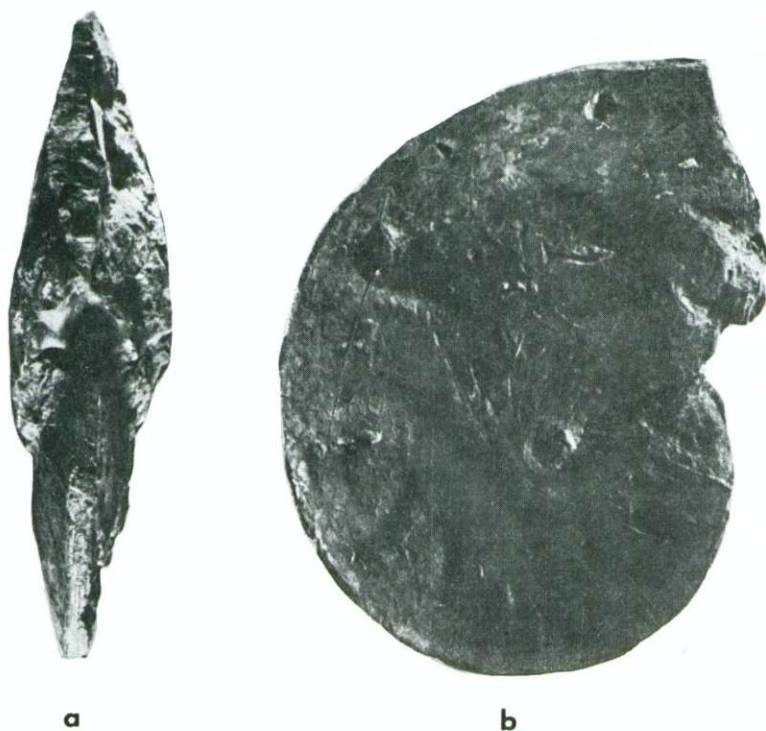
primerek — specimen

premer hišice — shell diameter

višina zadnjega zavoja — last whorl height

širina zadnjega zavoja — last whorl width

premer popka — umbilicus width



Sl. 25 — Fig. 25

Carnites floridus (Wulfen)

Kameno jedro z rahlo vidnimi srpastimi rebri

a) pogled proti ustju, b) pogled s strani

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

Cast with slightly seen sickle-shaped ribs

a) apertural view, b) lateral view

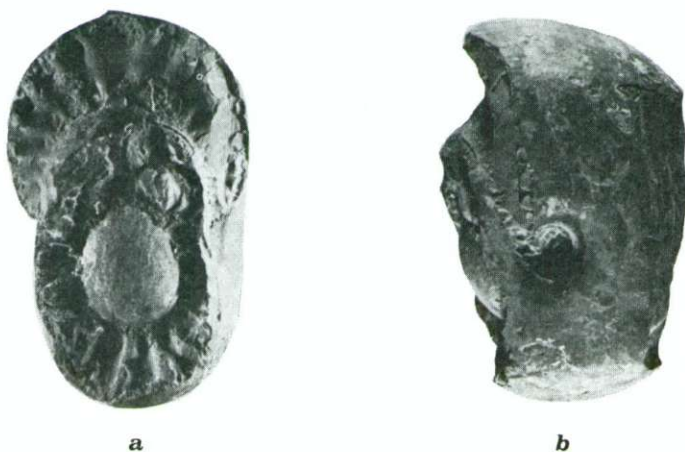
The first shale of the Mežica mine

2 ×

Familia *Arcestidae* Mojsisovics 1875Genus *Arcestes* Suess 1865*Arcestes gaytani* (Klipstein) 1845

Sl. 26, tabela 7

1873 *Arcestes gaytani* Klipstein sp., Mojsisovics, str. 100, tab. 58, sl. 1—3.1875 *Amm. (Arcestes) gaytani* Klipstein, Hauer, str. 302, sl. 156—166.**Material:** Kameno jedro z odlomljenim sprednjim in zadnjim delom zunanjega zavoja.**Opis:** Kameno jedro je gladko in tudi lupina ni skulpturirana. Hišica je bila involutna z majhnim popkom. Bivalni del zavoja je v bližini ustja zelo



Sl. 26 — Fig. 26

Arcestes gaytani (Klipstein)

Kameno jedro z odlomljenim sprednjim in zadnjim delom
zunanjega zavoja

a) pogled proti ustju, b) pogled s strani

Prvi skrilavec v mežiškem rudniku

Naravna velikost

Cast with broken anterior and posterior parts of the last whorl

a) apertural view, b) lateral view

The first shale of the Mežica mine

Natural size

Tabela 7. Mere (v mm) primerka vrste *Arcestes gaytani*
(Klipstein) in primerjava z Mojsisovicsevimi podatki

Table 7. Comparative measurements (in mm) of *Arcestes gaytani* (Klipstein) from Mežica and specimen determined by Mojsisovics (1873)

| | Mežica | Mojsisovics (1873) |
|---|--------|-----------------------|
| premer hišice shell diameter | 51 | 88 |
| višina zadnjega zavoja last whorl height | 27 | 45 |
| širina zadnjega zavoja last whorl width | 23,3 | 50 |
| širina popka umbilicus width | 5 | 11 |

nizek in kot plašč obdaja starejši zavoj. Ventralna stran je pravilno polkrožna, v umbilikalni coni pa hitreje zavije proti dorzalnemu delu. Lobna linija je razgaljena na nekaj delih kamenega jedra in se ujema z Mojsisovicsevimi opisom.

Primerjalni podatki kažejo, da se razmerja dimenzij ujemajo z Mojsisovicsevimi primerkom. Morfološko pa ima *A. gaytani* tako značilno oblikovano hišico, da ga le težko zamenjamo z drugimi predstavniki rodu *Arcestes*.

Arcestes sp.

Sl. 27

Material: Kameno jedro adultnega osebka s poškodovanim lateralnim dnom zadnjega zavoja.



O p i s : Kameno jedro kaže, da je bila hišica involutna z majhnim popkom in gladkim površjem. Cel zadnji zavoj in morda še pol naslednjega, ki je pripadal bivalni kamrici, ima zelo majhen povišek, lateralno proti umbilikalnemu delu pa se stanjša le na nekaj milimetrov. Popek je majhen, pravilno okrogel in na kamenem jedru razločno viden. Pod lateralnim delom zadnjega zavoja je površje drugega zavoja preprejeno z gostimi radialnimi in vijugastimi razami. S podobnimi strukturami je bilo morda preprejeno površje celotne hišice. Lobna linija amonitnega tipa, ki je zelo gosto nazobčana, je podobna kot pri predstavnikih rodu *Arcestes*.

Dimenzije : premer hišice 185 mm, višina zadnjega zavoja 93 mm, približna širina zadnjega zavoja od 60 do 70 mm, premer popka 10 mm.

Stratigrafski položaj : Samo v prvem julijskem skrilačcu.

Familia *Joannitidae* Mojsisovics 1882

Genus *Joannites* Mojsisovics 1879

Joannites cymbiformis (Wulfen) 1793

Sl. 28, tabela 8

1873 *Arcestes cymbiformis* Wulfen sp., Mojsisovics, str. 85, tab. 61, sl. 1, 5, tab. 62, sl. 1, tab. 63, sl. 1, tab. 65.

1957 *Joannites cymbiformis* Wulfen, Moore, str. L 178.

Material : Kameno jedro z ohranjeno lupino na eni strani, spredaj pod ustjem nekoliko poškodovano.

O p i s : Primerek je juvenilen; o tem pričajo dimenzije jedra in odprt popek (pri odraslih živalih ga je zapiral kalus). Ima sorazmerno visoko ustje, ki ga tudi ločuje od rodu *Arcestes*. Na močno involutnem kamenem jedru vidimo štiri zažetke, ki so sledovi letvic na notranji strani lupine (varices), površje lupine pa je gladko. Ventralni del zavoja je polkrožno obokan in brez grebena. Razgledana lobna linija kaže, da je amonitna; ukrivljena je med internim in ekster-nim delom naprej, v ekster-nem pa nazaj proti starejšim kamricam, kar ustreza vrsti *J. cymbiformis*.

Razmerja dimenzij se dobro ujemajo, prav tako pa ustrezajo Mojsisovicsevemu opisu tudi vse morfološke značilnosti mežiškega primerka.

Stratigrafska razširjenost : Mojsisovics je opisal več primerkov vrste *J. cymbiformis* iz karnijske stopnje. V skrilačcu Röthelsteina nastopajo skupaj z vrsto *Lobites ellipticus* in *Trachyceras austriacum*, v Roschbergu pa v skrilačcu vodilnega conekega amonita *Trachyceras aonoides*. Omenil jih je še iz rabeljskega skrilačca Severnih in Južnih apneniških Alp. V Sloveniji, razen v okolici Mežice, ne poznamo drugih nahajališč te vrste. Tu se nahaja v prvem skrilačcu skupaj z amonitom *Carnites floridus*. Po Mojsisovicsevemu (1893, 820) sega vrsta *J. cymbiformis* tudi v cono *Trachyceras aon.*

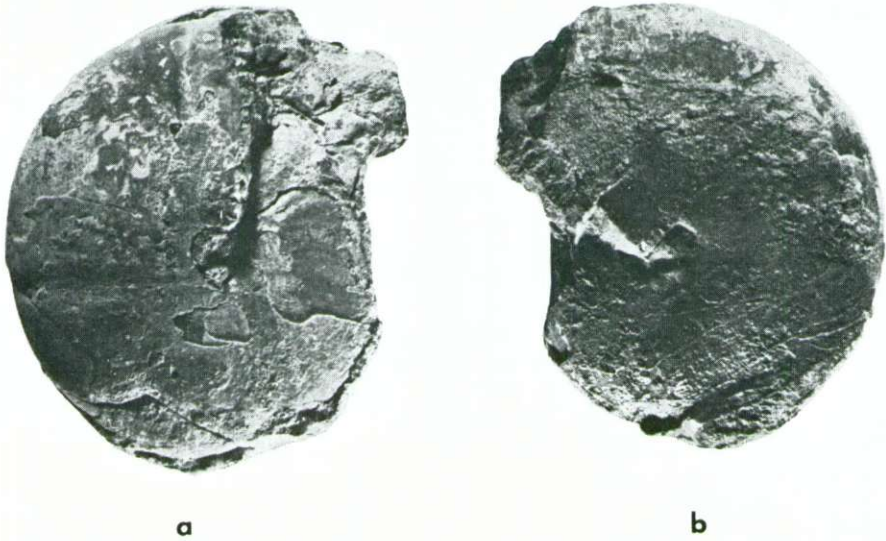
Sl. 27 — Fig. 27

Arcestes sp.

Kameno jedro iz prvega skrilačca v mežiškem rudniku

Cast taken from the first shale of the Mežica mine

0.75 X



Sl. 28 — Fig. 28

Joannites cymbiformis (Wulfen)

Kameno jedro iz prvega skrilavca v mežiškem rudniku
 Pogled s strani a) brez lupine, b) z ohranjeno lupino
 Naravna velikost

Cast taken from the first shale of the Mežica mine
 Lateral view a) without shell, b) shell preserved
 Natural size

Tabela 8. Mere (v mm) primerka vrste *Joannites cymbiformis* (Wulfen) in primerjava z Mojsisovicsevimi podatki

Table 8. Comparative measurements (in mm) of *Joannites cymbiformis* (Wulfen) and specimen determined by Mojsisovics (1873)

| | Mežica | Mojsisovics (1873) |
|--|--------|-----------------------|
| premer hišice shell diameter | 55 | 91 |
| višina zadnjega zavoja last whorl height | 28 | 46 |
| debelina zadnjega zavoja last whorl thickness | 26.7 | 44 |
| širina popka umbilicus width | 5.2 | 8 |

Familia *Megaphyllitidae* Mojsisovics 1896
Genus *Megaphyllites* Mojsisovics 1879

Megaphyllites jarbas Münster
Sl. 29, tabela 9

1882 *Megaphyllites jarbas* Münster, Mojsisovics, str. 193, tab. 53, sl. 7, 8.
1957 *Megaphyllites jarbas* Münster, Moore, str. L 179, sl. 210/4.

Material: Nepoškodovano kameno jedro manjšega primerka z razločno vidno lobno linijo.

Opis: Hišica je bila involutna. Ventralna stran zavojev je enakomerno polkrožno zaobljena in brez grebena. Zavoji se od ustja, ki je sorazmerno visoko, enakomerno ožijo proti starejšemu delu. Lobna linija je ceratitna z gladkimi sedli, ki so proti vratu zožena, in z nazobčanimi lobusi. Od ventralne strani proti dorzalni se lobusi in sedla naglo manjšajo. Na opisanem primerku sem naštel do popka deset lobusov, drugi trije ali štirje pa so izredno majhni in jih ni videti.

Mojsisovicsev primerek je precej večji od mežiškega, ki je bil ob smrti še v juvenilnem stadiju. Razmerja posameznih dimenzij se bolj ali manj ujemajo, lobna linija pa dokončno potrjuje pripadnost vrsti *M. jarbas*.

Sl. 29 — Fig. 29

Megaphyllites jarbas (Münster)

Kameno jedro iz prvega skrilavca v mežiškem rudniku

a) pogled proti ustju, b) pogled s strani

Cast taken from the first shale of the Mežica mine

a) apertural view, b) lateral view

1.7 ×

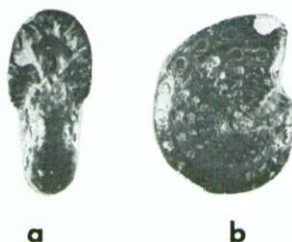


Tabela 9. Mere (v mm) primerka vrste *Megaphyllites jarbas* (Münster) in primerjava z Mojsisovicsevimi podatki

Table 9. Comparative measurements (in mm) of *Megaphyllites jarbas* (Münster) from Mežica and specimen determined by Mojsisovics (1882)

| | Mežica | Mojsisovics (1882) |
|---|--------|-----------------------|
| premer hišice shell diameter | 11.1 | 42 |
| višina zadnjega zavoja last whorl height | 6.1 | 25 |
| širina zadnjega zavoja last whorl width | 5.2 | 15 |
| širina popka umbilicus width | 0.5 | - |

Stratigrafska razširjenost: Mojsisovics (1893, 820) je trdil, da se pojavlja *M. jarbas* v conah *Trachyceras aonoides* in *T. aon*, podobno kot vrsta *Joannites cymbiformis*. Našel jih je v skrilavcu Raschberga, Röthelsteina in Bleiberga (povsod v coni *Trachyceras aonoides*) ter v laporju St. Cassiana. Omenil je tudi nahajališča z Balkana (povsod v coni *Trachyceras aon*). V Mežici se najde vrsta *M. jarbas* poleg številnih drugih amonitov samo v prvem julijskem skrilavcu.

Sklep

Biostratigrafske raziskave v okolici Mežice in v mežiškem rudniku so dale nekaj novih spoznanj o julijskih plasteh; prvič je bila sistematično obdelana tudi njihova makrofavna.

Določil sem 109 primerkov, ki pripadajo trem razredom in 13 družinam. V oklepaju je poleg imena število najdenih primerkov.

- Hypsipleura cf. cathedralis* Koken (1)
- Coelostylina* sp. (38)
- Nuculana cf. tirolensis* (Wöhrmann) (8)
- Gervillia (Cultriopsis) angusta* Münster (3)
- Hoernesia sturi* (Wöhrmann) (4)
- Lopha* sp. (1)
- Myophoria inaequicostata* Klipstein (1)
- Myophoricardium lineatum* Wöhrmann (2)
- Cornucardia hornigii* (Bittner) (7)
- Pleuromutilus gaudryi* Mojsisovics (1)
- Carnites floridus* (Wulfen) (16)
- Arcestes gaytani* (Klipstein) (1)
- Arcestes* sp. (1)
- Joannites cymbiformis* (Wulfen) (1)
- Megaphyllites jarbas* (Münster) (1)

Drugi fosili so ostali nedoločeni, ker so slabo ohranjeni. Zaradi pomanjkanja literature nisem uspel določiti ribjih vretenc in ostankov iglokožcev.

Že pri opisovanju stratigrafske razširjenosti posameznih vrst sem navedel nekatera tuja nahajališča in kamenine, v katerih nastopajo. Ti podatki so že stari in so se v zadnjih letih z napredujočimi paleontološkimi raziskavami prav gotovo spremenili. Vse cefalopodne vrste razen *Arcestes gaytani* in *Pleuromutilus gaudryi* so našli tudi v julijskem skrilavcu Bleiberga, žal pa avtorji ne navajajo, v katerem horizontu. Tudi iz hallstattskega apnenca poznamo številne skupne vrste. Školjčna favna je podobna kot v okolici St. Cassiana, Bleiberga, Rablja in v Bakonyskem gozdu ter v severnih Tirolah, z Lombardijo pa jo družijo le vrsta *Myophoricardium lineatum*.

Za vse tri julijske skrilavce se je v Mežici udomačilo ime carditski skrilavec po vrsti *Cardita guembelli*. Ime ne ustreza, ker se ta vrsta v omenjenih plasteh ne pojavlja ali pa je zelo redka. Verjetno gre za zamenjavo z drobnimi rebratimi spiriferinami, pogostimi v talnini drugega in tretjega skrilavca. Mislim, da bi bilo bolj prav, če bi jih preimenovali v julijski skrilavec po julijski makrofavni.

Že dalj časa se postavlja vprašanje meje med srednjo in zgornjo triado. Mikropaleontološke raziskave tako imenovanega wettersteinskega apnenca pod prvim skrilavcem niso dale željenih rezultatov, ker ni fosilov, ali pa so zelo močno prekristalizirani in zato nedoločljivi.

Bolj razločna je meja med cordevolsko in julijsko podstopnjo. V prvem skrilavcu se pojavijo amoniti, ki so jih v številnih znanih nahajališčih zgornje-triadne makrofavne našli skupaj z vrsto *Trachyceras aonoides*. Le-ta je vodilni fosil za julijsko podstopnjo. V cono *Trachyceras aon segata* od vseh nabranih primerkov le vrsti *Joannites cymbiformis* in *Megaphyllites jarbas*. Večina mežiških amonitov se je pojavila že v začetku julijske podstopnje; o tem pričajo skupne najdbe z vrsto *Trachyceras austriacum*, ki je predstavnik spodnjega dela cone *Trachyceras aonoides* (Mojsisovics, 1893, 810). Čeprav cordevolska mikrofavna v raziskanih profilih še ni dokazana, lahko meja glede na te določitve ostane tik pod talnino prvega skrilavca.

Drugi skrilavec je mnogo bolj siromašen s fosili: vanj seže iz prvega skrilavca le vrsta *Hoernesia sturi*. V talnini tretjega skrilavca se makrofavna močno spremeni. Zastopane so štiri značilne julijske vrste: *Cornucardia hornigii*, *Mypophoria inaequicostata*, *Gervillia (Cultriopsis) angusta* in *Lopha* sp. V doslej znanih nahajališčih sta vrsti *C. hornigii* in *G. (C.) angusta* v isti plasti. V našem primeru pa leži *G. (C.) angusta* približno šest metrov nad vrsto *C. hornigii*, ki predstavlja monofavno v plasti, debeli 50 cm.

Na koncu naj podamo še sliko o razdelitvi julijskih plasti v okolici Mežice. Spodnji del julijskih plasti tvori prvi skrilavec z bogato školjčno in amonitno favno, med katero je najpogostnejši *Carnites floridus*. V srednji julijski podstopnji je drugi skrilavec z vrsto *Hoernesia sturi*, zgornji del julijske podstopnje pa se prične z vrsto *Cornucardia hornigii* in se konča s tretjim skrilavcem. Tuvalskih plasti nad tretjim skrilavcem kljub številnim zbruskom ni bilo mogoče dokazati, vendar lahko po konkordantni legi plasti med tretjim skrilavcem in noriškim dolomitom sklepamo, da sedimentacija v tem času ni bila prekinjena.

S tem pa še niso končane biostratigrfske raziskave karnijskih plasti v okolici Mežice. V nadaljevanju bi bilo treba napraviti še več mikropaleontoloških analiz in dokončno dokazati vse meje. Tudi paleontološke raziskave bi se morale razširiti, saj bi le s sistematičnim nabiranjem makrofosilov skozi več let lahko dobili celovito predstavo o življenju v zgornjetriadnem morju na mežiškem prostoru.

Literatura

- Allasinaz, A. 1866, Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici), 18. La Fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio). Riv. Ital. Paleont. Strat., 72, 3, 609—753, 16 tab., Milano.
- Bittner, A. 1895, Lamellibranchiaten der Alpinen Trias, Theil 1: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abh. Geol. R.-A., 18, 1, 236 str., 24 tab., Wien.
- Bittner, A. 1901, Lamellibranchiaten aus der Trias Bakonyer Waldes. Res. Wiss. Erforsch. Balatonsees, 1, 1, 107 str., 9 tab., Wien.
- Hauer, F. 1875, Die Geologie. A. Hölder Verlag, 681 str., 658 sl., Wien.
- Koken, E. 1897, Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abh. Geol. R.-A., 4, 112 str., Wien.
- Mojsisovics, E. 1873, Das Gebirge um Hallstatt. Abh. Geol. R.-A., 4, 1, 174 str., 32 tab., Wien.

- Mojsisovics, E. 1882, Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. Geol. R.-A., 10, 322 str., 94 tab., Wien.
- Mojsisovics, E. 1893, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R.-A., 2, 1, 335 str., Wien.
- Mojsisovics, E. 1902, Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R.-A., 4, 1, 256 str., 23 tab., Wien.
- Moore, R. C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press, New York.
- L Mollusca 4, XXII + 490 str., 558 sl., 1957;
- N Mollusca 6, 1—2, XXXVIII + 952 str., 6168 sl., 1966.
- Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. Geologija 16, 379—388, Ljubljana.
- Štrucl, I. 1961, Geološke značilnosti mežiškega rudišča s posebnim ozirom na kategorizacijo rudnih zalog. Geologija 6, 251—278, Ljubljana.
- Štrucl, I. 1962, Rezultati najnovejših geoloških raziskav v širši okolici mežiškega rudišča. Geologija 7, 43—53, Ljubljana.
- Štrucl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5—18, Ljubljana.
- Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), Wien.
- Wenz, W. 1961, Gastropoda (Handbuch der Paläozoologie). Gebrüder Borntraeger, 6, 2, 241—480, sl. 427—1235, Berlin.
- Wöhrmann, S. 1889, Die Fauna der sogenannten Cardita und Raibler Schichten in der Nordtiroler und Bayerischen Alpen. Jb. Geol. R.-A., 39, 1—2, 181—258, tab. 5—10, Wien.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija 3, 24—80, Ljubljana.

UDK 593.12:551.782(497.12)=863

Tortonika in sarmatska mikrofavna v zahodnem delu Slovenskih goric

Tortonian and Sarmatian microfauna from the Western Slovenske Gorice hills

Lija Rijavec

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Tortonika plasti vsebujejo tri foraminiferne združbe. Značilni predstavniki spodnjertortonske združbe sta *Uvigerina macrocarinata* in *Uvigerina grilli*, ki ju spremljajo zastopniki družin nodosariid in eouvigerinid. V srednjertortonski združbi so poleg vrst *Uvigerina venusta* in *Uvigerina cf. pygmaea* foraminifere s peščenimi hišicami. Zgornjertortonska združba pa sestoji iz značilne vrste *Uvigerina venusta liesingensis* in predstavnikov rodov *Bolivina*, *Bulimina*, *Hanzawaia* in *Heterolepa*.

Tudi v sarmatskih plasteh so tri foraminiferne združbe, in sicer dve v spodnjem delu in ena v srednjem delu. Prvo predstavljajo *Elphidium reginum* in *Cibicides badenensis* v spremstvu drugih elfidijskih vrst, *Ammonia beccarii* in *Cytheridea hungarica*. Druga združba obsega *Elphidium hauerinum*, poleg oblik *Elphidium antoninum*, *Elphidium josephinum*, *Articulina sarmatica* in *Haplocytheridea dacica dacica*. Značilen predstavnik tretje združbe pa je *Protelphidium subgranosum*, ki ga spremljata *Protelphidium tuberculatum* in *Elphidium flexuosum grilli*.

Tortonika plasti so razdeljene na pet biocon, sarmatske pa na tri biocone.

Abstract

The succession of the Tortonian-Sarmatian strata of the Western Slovenske Gorice hills is ascertained by foraminifers. Six assemblages have been distinguished, three from the Tortonian and three from the Sarmatian beds. The characteristic representatives of the Lower Tortonian assemblage are *Uvigerina macrocarinata* and *Uvigerina grilli* accompanied by some forms from the two families Nodosariidae and Eouvigerinidae. In the Middle Tortonian series *Uvigerina venusta venusta* and *Uvigerina cf. pygmaea* are associated with some foraminifers marked by arenaceous tests. The Upper Tortonian series is characterized by *Uvigerina venusta liesingensis* and the representatives of the genera *Bolivina*, *Bulimina*, *Hanzawaia*, and *Heterolepa*. From the Lower Sarmatian sequence two assemblages have been recognized. In the first one *Elphidium reginum* and *Cibicides badenensis* occur associated with some other elphidiums, *Ammonia beccarii*, and *Cytheridea hungarica*. The second one comprises *Elphidium hauerinum* beside *Elphidium antoninum*, *Elphidium josephinum*, *Articulina sarmatica*, and *Haplocytheridea dacica da-*

cica. Finally the Middle Sarmatian assemblage is represented by *Protelphidium subgranosum* accompanied by *Protelphidium tuberculatum* and *Elphidium flexuosum grilli*. The vertical distribution of different *Uvigerina* species indicates five Tortonian biozones and that: *U. macrocarinata*, *U. grilli*, *U. venusta venusta*, *U. cf. pygmaea*, and *U. venusta liesingensis*. The three Middle Sarmatian biozones have been determined by *Cibicides badenensis*, *Elphidium hauerinum*, and *Protelphidium subgranosum*.

Uvod

V zahodnem delu Slovenskih goric prevladujejo tortonske in sarmatske usedline. Njihova podlaga sestoji iz metamornih kamenin in erozijskih ostan- kov mezozojskih sedimentnih kamenin. Litostratigrafsko je bilo zaporedje terciarnih plasti že prej razčlenjeno, predvsem takrat, ko so raziskovali nafto- nosne miocenske formacije. Za nadrobno korelacijo z drugimi terciarnimi ob- močji pa je potrebna tudi biostratigrafska horizontacija. Tortonska makrofavna je v zahodnih Slovenskih goricah zelo siromašna in ne pride v poštev za hori- zontiranje plasti. Bogatejša pa je mikrofavna, zlasti številne so foraminifere. Zato sem se odločila nabrati večje število površinskih vzorcev in določiti mikro- favno. Na območju Šentilj—Jurovski dol, Ščavnica, Lenart, Negova—Radgona, velikem okrog 75 km², sem vzela 490 vzorcev. Mikrofavno je vsebovalo 274 vzorcev, makrofavno pa samo šest vzorcev. Med mikrofavno so prevladovale tortonske foraminifere, manj je bilo sarmatskih ostrakodov. S pomočjo uvigerin sem razdelila tortonske plasti na pet biocon, sarmatske pa na tri biocone delno po foraminiferah delno po ostrakodih.

Delo sta finančno podprla Geološki zavod v Ljubljani in Raziskovalna skup- nost Slovenije, obema ustanovama gre moja topla zahvala. Posebno pa se zahva- ljujem prof. dr. Vandi Kochansky-Devidé, redni profesorici zagrebške univerze, ki je kot mentor spremljala moje delo od izbire naloge do njene rešitve na višini magistrskega dela.

Pregled dosedanjih raziskovanj

Prve foraminifere v miocenskih plasteh Slovenskih goric je določil A. Reuss (1850, cit. po F. Rolleju, 1855, 353—354), ki je raziskal glinasti lapor v talnini litotamnijskega apnenca pri Šentilju. R. Jaeger (1914, 123 do 141) je vzorčeval foraminiferni lapor zahodno in južno od Šentilja. Na podlagi foraminifer je določil globokomorske sedimente, nadrobneje pa miocenskih plasti ni razčlenil. I. Meznerics (1936, 118) je raziskala foraminifere iz usedlin pri Polički vasi, Poličkem vrhu in Jareninskem dvoru. L. Rijavec (1970, 275—286) je s pomočjo foraminifer razčlenila helvetske, tortonske in sar- matske plasti. O. Spajić & L. Rijavec (1973, 183—189) sta razdelili spodnjesarmatske, tj. volinske usedline na podlagi makrofavne in mikrofavne na dve bioconi:

2. *Elphidium hauerinum-Ervilia*

1. *Cibicides badenensis* ali *Elphidium reginum-Rissoa* in *Hydrobia*

L. Rijavec (1976, 53—82) je definirala biostratigrafske cone miocenskih plasti v Slovenskih goricah in jih primerjala z bioconami v okolici Gnasa in v Dunajski kotlini. Tortonske plasti je razdelila na tri biocone: *Praeorbulina* in

Orbulina suturalis, *Spiroplectammia carinata* ali biocona peščenih hišic in *Bolivina dilatata*. Biocona *Ammonia beccarii* značilna za Gnas in Dunajsko kotlino je v Slovenskih goricah erodirana. V sarmatskih plasteh je določila vse tri biocone *Elphidium reginum* ali *Cibicides badenensis*, *Elphidium hauerinum* in *Protelphidium subgranosum*.

Opis določenih vrst

Opisala nisem vseh najdenih oblik, temveč samo stratigrafsko pomembne; to so vrste rodov *Heterostegina*, *Globorotalia*, *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Orbulina*, *Uvigerina*, *Elphidium*, *Protelphidium* in *Cibicides*. Med heterosteginami sem našla obliko, ki je verjetno nova, vendar sem jo zaradi pomanjkanja materiala določila zaenkrat kot *Heterostegina* sp.

Favno sem razdelila na štiri skupine: 1. velike foraminifere, 2. male foraminifere (planktične in bentične), 3. ostrakoda in 4. spremljevalna favna.

1. velike foraminifere

Na več krajih zahodnega dela Slovenskih goric sem našla od velikih foraminifer rod *Heterostegina*, ki je vezan na facies apnenega peščenjaka, litotamnjskega apnenca, laporastega apnenca in apnenega laporja.

Rod *Heterostegina* d'Orbigny 1826 *Heterostegina costata costata* d'Orbigny

Tabla 1, desna slika

- 1846 *Heterostegina costata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 212, tab. 12, sl. 15—17.
1954 *Heterostegina costata costata* d'Orbigny — Papp & Küpper, str. 116, tekst. tab. 3, sl. 8—10.
1959 *Heterostegina costata* d'Orbigny — Pavlovsky, str. 32.

Podvrsta *Heterostegina costata costata* d'Orbigny je zelo pogostna v laporastem apnencu in apnenem laporju pri Srebotju vzhodno od Šentilja. Po obliki popolnoma ustreza opisu in sliki, ki sta ju objavila A. Papp & K. Küpper (1954). To podvrsto sem našla v bioconi *Uvigerina venusta venusta* v spodnjem delu srednjega tordona, ki ustreza bioconi peščenih hišic v Dunajski kotlini (R. Grill, 1941; A. Papp & K. Turnovsky, 1953).

Heterostegina ex gr. *costata* d'Orbigny

V laporastem litotamnjskem apnencu pri Srebotju sem našla nekaj primerkov te vrste, vendar so tako slabo ohranjeni, da podvrste nisem mogla določiti. Ornamentacija in zgradba hišice pa potrjujeta, da najdena oblika pripada tej vrsti, ki se nahaja v isti bioconi kot nominalna podvrsta.

Heterostegina granulata *granulata* Papp & Küpper

1954 *Heterostegina granulata granulata* Papp & Küpper — Papp & Küpper, str. 122, tab. 22, sl. 1–5.

Apneni peščenjak pri Berlogi zahodno od Šentilja vsebuje mnogo heterostegin, dobro ohranjenih v prerezih. Določila sem vrsto *Heterostegina granulata granulata*. Primerki kažejo na filogenetsko razvojno stopnjo, značilno za zgornjo lagenidno cono. Na primerkih se je lepo ohranila ornamentacija, pomembna za to podvrsto.

Na omenjenem peščenjaku leži lapor z bogato foraminiferno združbo z uviğerinami. Po njih sem določila biocono *Uvigerina grilli*, kar potrjuje Pappovo mišljenje o starosti plasti.

Heterostegina sp.

Tabla 1, leva slika

Laporasti apnenec pri Srebotju vsebuje med drugim tudi obliko, ki je večja kot druge heterostegine in ima en zavoj več. Na sliki (tabla 1, leva slika) so dobro vidni protokonh, devterokonh, primarna in sekundarna septa ter zavoj. Sekundarna septa kažejo na evolucijo vrste *Heterostegina costata*; zato sklepam na više specializirano vrsto, ki je zaenkrat nisem mogla določiti. Gre verjetno za novo vrsto, vendar je treba za njeno določitev zbrati več primerkov.

Tabela 1. Stratigradska razširjenost heterosteginskih vrst in podvrst v zahodnih Slovenskih goricah

Table 1. Stratigraphic distribution of *Heterostegina* species and subspecies recovered from Western Slovenske Gorice

| Biocona Biozone | | <i>Heterostegina costata</i> costata d'Orbigny | <i>Heterostegina ex gr.</i> costata d'Orbigny | <i>Heterostegina granulata</i> <i>granulata</i> Papp & Küpper | <i>Heterostegina</i> sp. |
|--------------------|---------------------------------------|---|--|---|-----------------------------|
| Torton - Tortonian | <i>Uvigerina venusta liesingensis</i> | | | | |
| | <i>Uvigerina cf. pygmaea</i> | | | | |
| | <i>Uvigerina venusta venusta</i> | | | | |
| | <i>Uvigerina grilli</i> | | | | |
| | <i>Uvigerina macrocarinata</i> | | | | |

Rod *Heterostegina* je pomemben za razčlenjevanje tortonskih plasti zahodnega dela Slovenskih goric. Vertikalno razširjenost heterosteginskih vrst kaže tabela 1.

A. Papp & K. Küpper sta določila heterostegine zgornjega terciarja iz različnih nahajališč Evrope. Našla sta več novih podvrst in sestavila tabelo o stratigrafski razširjenosti posameznih podvrst. Slovenskogoriške oblike se časovno ujemajo s podvrstami drugih evropskih najdišč. Kaže pa, da drugod med podvrstami, znanimi doslej, ni oblike, ki sem jo označila s *Heterostegina* sp.

Heterostegine hrvaških najdišč je obdelala M. Pavlovsky (1959) in od tortonskih oblik določila vrsto *Heterostegina costata* d'Orbigny, ki se šteje v biocono *Spiroplectammina carinata*, oziroma v biocono *Uvigerina venusta venusta* in *Uvigerina* cf. *pygmaea* v zahodnem delu Slovenskih goric.

Heterostegine so tudi pomemben indikator okolja; kažejo na plitvo obrežno morje in toplo klimo.

2. male foraminifere

Planktične oblike

S pomočjo planktičnih foraminifer sem razmejila tortonske in helvetske plasti. Za razčlenitev tortona pa ne pridejo v poštev, ker so siromašne z vrstami, na drugi strani pa imajo nekatere precejšnjo vertikalno razširjenost. To velja za naše območje. H. M. Bolli (1966, cit. po J. A. Postuma, 1971) je na podlagi planktičnih foraminifer, in sicer po globorotalijah in v najnižjem delu po preorbolini, horizontaliral tortonske plasti.

Tudi W. Blow je leta 1969 (cit. po J. A. Postuma, 1971) s pomočjo oblik *Globorotalia*, *Globigerina*, *Globigerinoides* in *Orbulina* razdelil tortonske plasti.

Rod *Globorotalia* Cushman 1927

Globorotalia fohsi barisanensis (Le Roy)

Tabla 2, sl. 1

1963 *Globorotalia fohsi barisanensis* (Le Roy) — Papp, str. 239, tab. 2, sl. 8—11.

Vrsta *Globorotalia barisanensis* Le Roy je bila najprej določena na Trinidadu. Med našimi primerki le redki ustrezajo Pappovemu opisu, ki je imel primerjalni material s Trinidada (A. Papp, 1963).

V zahodnem delu Slovenskih goric je *Globorotalia fohsi barisanensis* omejena na cono *Uvigerina macrocarinata* in na najnižji del cone *Uvigerina grilli*.

Globorotalia mayeri Cushman & Ellisor ssp. indet.

Tabla 2, sl. 2

1963 *Globorotalia mayeri* ssp. Cushman & Ellisor — Papp, str. 238, tab. 2, sl. 7.

Ta oblika ima v zadnjem zavojju šest kamric in se zelo razlikuje od prejšnje podvrste. V primerjavi s Pappovimi primerki nisem ugotovila bistvenih razlik.

To vrsto sem določila samo v bioconi *Uvigerina grilli* in v spodnjem delu biocone *Uvigerina venusta venusta*. Po A. Pappu (1963) je razširjena samo v spodnji lagenidni coni, ki ustreza bioconi *Uvigerina macrocarinata* v Slovenskih goricah.

Rod *Globigerina* d'Orbigny 1826

Globigerina bulloides d'Orbigny

Tabla 2, sl. 3

1846 *Globigerina bulloides* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 163, tab. 9, sl. 4—6.

1963 *Globigerina bulloides* d'Orbigny — Papp, str. 234.

Opis in slike d'Orbignyjevih primerkov se ujemajo z našimi. Vrsta stratigrafsko ni pomembna, ker se nahaja v vseh tortonskih bioconah.

Rod *Globigerinoides* Cushman 1927

Globigerinoides trilobus (Reuss)

Tabla 2, sl. 4

1963 *Globigerinoides trilobus* (Reuss) — Papp, str. 241, tab. 3, sl. 1 in 2.

Ta vrsta ni značilna, ker se pojavi že v predtortonskih plasteh, v tortonskih pa se najde skoraj v vseh bioconah razen v bioconi *Uvigerina venusta liesingensis*. Opis in slika Pappovih primerkov se ujemata z našimi oblikami.

Rod *Orbulina* d'Orbigny 1839

Orbulina bilobata (d'Orbigny)

Tabla 2, sl. 5

1846 *Globigerina bilobata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 164, tab. 9, sl. 11—14.

1963 *Orbulina bilobata* (d'Orbigny) — Papp, str. 246, tab. 3, sl. 14 in 15.

Hišica ima pri večini primerkov po dve kamrici, le pri nekaterih se vidijo tudi starejše kamrice. Sekundarne odprtine so dobro vidne. Pri primerkih z dvema vidnima kamricama so odprtine nametane brez reda. Te oblike imajo navadno več odprtin. Vrsta je redka: najde se skupaj s foraminifero *Orbulina suturalis* Brönnimann v bioconi *Uvigerina grilli*, še redkejša je v coni *Uvigerina venusta venusta*.

Orbulina suturalis Brönnimann

Tabla 2, sl. 6

1963 *Orbulina suturalis* Brönnimann — Papp, str. 245, tab. 3, sl. 8 in 9.

Orbulina suturalis ima veliko kroglasto hišico, ki delno prekriva starejše kamrice. Sekundarne odprtine so lepo vidne na živih starejših kamric.

Na podlagi te vrste sem ločila tortonske plasti od helvetskih. Zgornji helvet (karpatij) in spodnji torton (badenij) sta si namreč po združbi foraminifer precej podobna; razlikujeta se prav po orbulinah in še po uvigerinah. Na območju Paratetide so ponekod našli v spodnjem delu spodnjega tortona vrsto *Praeorbulina glomerata*, oziroma *Orbulina glomerata* (Blow). Po W. Blowu (1956) je to prehodna oblika med vrstama *Globigerinoides bisphaericus* (Todd) in *Orbulina suturalis* Brönnimann. Prehodne oblike pri nas nistem našla.

Orbulina suturalis Brönnimann se najde v vseh tortonskih conah razen biocone *Uvigerina venusta liesingensis*. Številna je v bioconi *Uvigerina grilli* pa tudi v bioconi *Uvigerina cf. pygmaea*.

Po Nortonovi klasifikaciji so planktične foraminifere razširjene v globokih morjih (cit. po Pokorny, 1958, 125—127). Po R. W. Waltonu (1964) so zelo številne v globini 70 m do 185 m. Od planktičnih foraminifer se najdejo v Jadranskem morju rodovi *Globigerina*, *Globigerinoides* in *Orbulina*. Ti so vezani izključno na večje globine Jadranskega morja (S. Alfrevič, 1976). Pri otoku Mali Obručan in Borovik (Kornati) sta našla K. Drobne & F. Cimerman (1976) planktične foraminifere v globini 0—70 m. Prisotni so rodovi *Globigerina*, *Globigerinoides* in *Orbulina*. Iz njunega diagrama se vidi, da planktične vrste naraščajo z globino morja. V Piranskem zalivu sta dobila F. Cimerman & K. Drobne (neobjavljeno poročilo) vrsti *Globigerina* sp. in *Orbulina universa* d'Orbigny v globini 14 m in 18,50 m.

Tabela 2. Stratigrafska razširjenost planktičnih foraminifer v zahodnih Slovenskih goricah

Tbble 2. Stratigraphic distribution of planktic foraminifers in Western Slovene Gorice

| Bioconas Biozone | | <i>Globorotalia fohsi</i> <i>barisanensis</i> (Le Roy) | <i>Globorotalia</i> <i>mayeri</i> Cushman & <i>Ellisor</i> ssp. indet. | <i>Globigerina</i> <i>bulloides</i> d'Orbigny | <i>Globigerinoides</i> <i>trilobus</i> (Reuss) | <i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny) | <i>Orbulina suturalis</i> Brönnimann |
|-----------------------|---|--|--|---|---|---|---|
| Torton - Tortonian | <i>Uvigerina</i> <i>venusta liesingensis</i> | | | | | | |
| | <i>Uvigerina</i> <i>cf. pygmaea</i> | | | | | | |
| | <i>Uvigerina</i> <i>venusta venusta</i> | | | | | | |
| | <i>Uvigerina</i> <i>grilli</i> | | | | | | |
| | <i>Uvigerina</i> <i>macrocarinata</i> | | | | | | |

Biostratigrafska razširjenost planktičnih vrst in podvrst se ujema s podatki znanih avtorjev, ki so raziskovali planktične foraminifere. Razširjenost planktičnih foraminifer v zahodnih Slovenskih gorica kaže tabela 2.

Bentične oblike

Za tortonske in sarmatske plasti zahodnih Slovenskih goric so značilni naslednji rodovi bentičnih foraminifer: *Uvigerina*, *Elphidium*, *Protelphidium* in *Cibicides*. Rod *Uvigerina* ter nekatere vrste rodov *Elphidium* in *Cibicides* so živeli v tortonskem morju, ki je vsebovalo dovolj soli za njihov obstoj. Rod *Protelphidium* in nekatere vrste rodov *Elphidium* in *Cibicides* so tipični predstavniki brakičnega sarmatskega morja.

Uvigerine imajo majhno vertikalno razširjenost in so zelo uporabne za poimenovanje biocon v tortonu. Sarmatske biocone so dobile ime po nekaterih vrstah rodov *Elphidium* in *Protelphidium*.

Rod: *Uvigerina* d'Orbigny 1826

A. Papp & K. Turnovsky (1953) sta razdelila uvigerine na štiri skupine. V zahodnih Slovenskih gorica sta prisotni skupini *Uvigerina macrocarinata* in *Uvigerina semiornata*.

1. skupina *Uvigerina macrocarinata*

Uvigerina macrocarinata Papp & Turnovsky

Tabla 2, sl. 7

1953 *Uvigerina macrocarinata* n. sp. — Papp & Turnovsky, str. 123, tab. 5, odd. B, sl. 1—3.

Hišica je majhna; dolžina naših primerkov je 0,40 do 0,68 mm, širina pa 0,28 do 0,45 mm. Sestoji iz sedmih kamric. Prečni prerez je okrogel. Začetne kamrice se slabo ločijo med seboj, posebno pri nekaterih primerkih. Šivi so jasni le v zadnjem delu hišice. Kamrice so okrašene s precej močnimi rebri, razen zadnje kamrice. Na naših primerkih se redko vidi vrat z ustjem.

Opisana vrsta po A. Pappu & K. Turnovskem (1953) popolnoma ustreza našim primerkom. Vrsta je zelo značilna, ker ima majhno vertikalno razširjenost in se nahaja v apnenem laporju. Po njej je dobila prva tortonska biocona svoje ime. Vrsta prehaja še v najnižji del druge tortonske biocone, imenovane *Uvigerina grilli*.

Uvigerina grilli Schmid

Tabla 2, sl. 8

1953 *Uvigerina* cf. *acuminata* Hosijs — Papp & Turnovsky, str. 124, tab. 5, sl. 4—6.

1963 *Uvigerina acuminata* Hosijs — Papp, str. 250, tab. 4, sl. 11—15.

1971 *Uvigerina grilli* n. sp. — Schmid, str. 46, tab. 1, sl. 1, 2.

Hišica je srednje velika, dolga 0,65 mm, široka 0,30 mm z okroglim prečnim prerezom. Sestoji iz šestih do sedmih kamric. Šivi so slabo vidni. Kamrice imajo značilna rebra, ki so pri začetnih kamricah podaljšana v večje bodice. Na zadnji kamrici so rebra slabo izražena ali pa manjkajo. Ustje je na srednje dolgem vratu in je na koncu nekoliko razširjeno.

Pri nas je foraminifera *Uvigerina grilli* zelo pogosta v laporju, odtod tudi ime druge tortonske biocone. Njena značilnost je v tem, da ima majhno vertikalno razširjenost. Vrsta prehaja v spodnji del naslednje biocone, imenovane *Uvigerina venusta venusta*.

Uvigerina venusta venusta Franzenau

Tabla 2, sl. 9

1953 *Uvigerina venusta venusta* Franzenau — Papp & Turnovsky, str. 125, tab. 5, odd. B, sl. 7, 8, 13.

1963 *Uvigerina venusta* Franzenau — Papp, str. 250, tab. 4, sl. 16—20.

Hišica je precej velika in sestoji iz 11 kamric. Njena dolžina variira od 0,55 do 0,75 mm, širina pa od 0,30 do 0,40 mm. Prečni prerez je okroglast. Šivi so precej poglobljeni. Kamrice so okrašene s podolžnimi rebri po celi hišici. Ustje je terminalno na precej kratkem vratu.

V Dunajski kotlini se pojavi ta vrsta šele v spodnji coni peščenih hišic ali v coni s *Spiroplectamina carinata* (R. Grill, 1941, 1943). A. Papp & K. Turnovsky (1953) navajata tudi prehodno obliko k vrsti *Uvigerina aculeata*. Takšno obliko sem našla skupaj z *Uvigerina venusta venusta* Franzenau v laporju zahodnih Slovenskih goric. Na sliki (tab. 2, sl. 10) so starejše kamrice okrašene s podolžnimi rebri, medtem ko so mlajše posejane z bodicami.

Foraminifera *Uvigerina venusta venusta* Franzenau je značilna; prvič se pojavi v tretji istoimenski tortonski bioconi in seže do konca morskega razvoja tortona.

Uvigerina venusta liesingensis Toula

Tabla 2, sl. 11

1953 *Uvigerina venusta liesingensis* Toula — Papp & Turnovsky, str. 126, tab. 5, odd. B, sl. 11, 12.

1963 *Uvigerina venusta liesingensis* Toula — Papp, str. 250, tab. 4, sl. 21—25.

Hišica je precej velika, dolžina variira od 0,70 do 1,00 mm, širina pa od 0,35 do 0,45 mm. Sestoji iz 10 do 15 kamric. Prečni prerez je ovalen. Šivi so močno poglobljeni. Kamrice so okrašene s podolžnimi rebri po celi hišici. Ustje se nahaja na srednje dolgem vratu in je nekoliko razširjeno.

Vrsta se prvič pojavi v bioconi *Uvigerina cf. pygmaea*, ki ustreza zgornjemu delu cone peščenih hišic v Dunajski kotlini. Vrsta je mnogoštevilna v naslednji bioconi *Uvigerina venusta liesingensis*, ki je po njej imenovana.

Uvigerina cf. pygmaea d'Orbigny

Tabla 2, sl. 12

- 1826 *Uvigerina pygmaea* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 269, tab. 12, sl. 8—9 (Catalogue of Foraminifera).
 1953 *Uvigerina cf. pygmaea* d'Orbigny — Papp & Turnovsky, str. 127, tab. 5, odd. B, sl. 9—10.

Hišica je sorazmerno majhna in sestoji iz 9 do 11 kamric. Njena dolžina je 0,57 do 0,70 mm, širina pa 0,25 do 0,30 mm. Nekateri primerki so zelo vitki. Zadnji dve kamrici sta posejani nepravilno s kratkimi bodicami, ostale pa imajo longitudinalna rebra. Ustje je terminalno, na precej dolgem vratu in malo razširjeno.

Vrsta je zelo značilna zaradi majhne vertikalne razširjenosti. Nahaja se samo v četrti tortonski bioconi, ki ustreza zgornjemu delu cone peščenih hišic v Dunajski kotlini. Ta biocona je dobila ime po tej karakteristični vrsti.

Uvigerina aculeata aculeata d'Orbigny

Tabla 2, sl. 13

- 1846 *Uvigerina aculeata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 191, tab. 11, sl. 27, 28.
 1953 *Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny — Papp & Turnovsky, str. 127, tab. 5, odd. A, sl. 12.

Hišica je srednje velika, sestavljena iz 8 do 10 kamric. Dolžina variira od 0,65 do 0,75 mm, širina pa od 0,25 do 0,30 mm. Je valjasta in nepravilno posejana s kratkimi bodicami. Šivi so pri nekaterih oblikah slabo vidni, ker jih prekrivajo bodice. Na precej visokem vratu je ustje, ki se na koncu lijakasto razširi.

Vrsta je značilna za biocono *Uvigerina grilli*, kjer je številno zastopana. Redki primerki se nahajajo tudi v bioconi *Uvigerina venusta venusta*.

2. skupina *Uvigerina semiornata semiornata**Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny

Tabla 2, sl. 14

- 1846 *Uvigerina semiornata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 189, tab. 11, sl. 23—24.
 1951 *Uvigerina urnula* var. *semiornata* d'Orbigny — Marks, str. 62.
 1953 *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny — Papp & Turnovsky, str. 128, tab. 5, odd. C, sl. 1, 3, 7.

Hišica je srednje velika, dolga 0,70 do 0,95 mm in široka 0,27 do 0,43 mm. Sestoji iz 8 do 10 triserialno razvrščenih, močno konveksnih kamric, ki so ločene ena od druge z globokimi šivi. Kamrice so okrašene s številnimi finimi podolžnimi rebri, ki segajo približno do polovice zadnje kamrice. Pri nekaterih primerkih je zadnja kamrica gladka. Na precej visokem vratu je ustje, ki se na koncu lijakasto razširi.

Naše oblike delno ustrezajo opisu in sliki po A. Pappu & K. Turnovskem (1953). Razlika obstoji v velikosti; naši primerki so večji, kar kaže na ugodne ekološke pogoje.

Vrsta nastopa v vseh bioconah razen biocone *Uvigerina venusta liesingensis*. Zaradi velike vertikalne razširjenosti ni značilna za biostratigrafijo. V filogenetskem pogledu je zelo pomembna; iz nje so se razvile mnoge podvrste, ki imajo večjo vlogo v biostratigrafiji srednjertortonskih plasti.

Uvigerina semiornata urnula d'Orbigny

Tabla 2, sl. 15

- 1846 *Uvigerina urnula* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 189, tab. 11, sl. 21, 22.
 1951 *Uvigerina urnula* d'Orbigny — Marks, str. 62.
 1953 *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny — Papp & Turnovsky, str. 129, tab. 5, odd. C, sl. 2, 6.

Hišica je srednje velika, dolžina variira od 0,70 do 0,80 mm, širina pa od 0,25 do 0,30 mm. Sestoji iz 10 kamric, ki so ločene med seboj z globokimi šivi. Kamrice so okrašene s podolžnimi rebri in segajo nekako do polovice hišice.

Ta podvrsta se nahaja v laporju biocone *Uvigerina venusta venusta* in *Uvigerina cf. pygmaea*.

Uvigerina semiornata brunnensis Karrer

- 1953 *Uvigerina semiornata brunnensis* Karrer — Papp & Turnovsky, str. 130, tab. 5, odd. C, sl. 8.

Hišica je precej velika, dolga je 1,00 mm, široka pa okoli 0,30 mm. Sestoji iz 10 kamric, ki so okrašene s podolžnimi rebri razen zadnje kamrice. Na srednje dolgem vratu je ustje, ki se na koncu lijakasto razširi.

Podvrsto sem našla v glinastem laporju biocone *Uvigerina venusta venusta* in *Uvigerina cf. pygmaea*.

Uvigerina pygmoides Papp & Turnovsky

Tabla 2, sl. 16

- 1846 *Uvigerina pygmaea* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 190, tab. 11, sl. 25—26.
 1951 *Uvigerina venusta* Franzenau — Marks, str. 62.
 1953 *Uvigerina pygmoides* n. sp. — Papp & Turnovsky, str. 131, tab. 5, odd. C, sl. 4.

Hišica je dolga 0,90 do 1,00 mm in široka 0,45 mm. Sestoji iz 10 kamric, ki se končajo spodaj in zgoraj bolj koničasto. Kamrice so ornamentirane s številnimi finimi podolžnimi rebri prav do ustja. Vrat je navadno kratek in širok.

V zahodnih Slovenskih goricah sem našla vrsto v laporju, ki je bolj apnen in pripada bioconi *Uvigerina grilli* in *Uvigerina venusta venusta*. Enaka razširjenost se kaže v Dunajski kotlini, kjer se nahaja v redkih primerkih še v spodnjem delu naslednje biocone *Uvigerina cf. pygmaea* ali v zgornjem delu cone peščenih hišic.

Tabela 3. Stratigrafska razširjenost uvigerinskih vrst in podvrst v zahodnih Slovenskih goricah

Table 3. Stratigraphic distribution of *Uvigerina* species and subspecies in Western Slovenske Gorice

| Bioconna Biozone | | <i>Uvigerina macrocarinata</i> Papp & Turnovsky | <i>Uvigerina grilli</i> Schmid | <i>Uvigerina venusta venusta</i> Franzenau | <i>Uvigerina venusta liesingensis</i> Toulia | <i>Uvigerina</i> cf. <i>pygmaea</i> d'Orbigny | <i>Uvigerina aculeata aculeata</i> d'Orbigny | <i>Uvigerina semiornata semiornata</i> d'Orbigny | <i>Uvigerina semiornata urnula</i> d'Orbigny | <i>Uvigerina semiornata brunneensis</i> Karrer | <i>Uvigerina pygmaeoides</i> Papp & Turnovsky |
|--------------------|---------------------------------------|--|--------------------------------|--|--|---|--|--|--|--|--|
| Torton - Tortonian | <i>Uvigerina venusta liesingensis</i> | | | | | | | | | | |
| | <i>Uvigerina</i> cf. <i>pygmaea</i> | | | | | | | | | | |
| | <i>Uvigerina venusta venusta</i> | | | | | | | | | | |
| | <i>Uvigerina grilli</i> | | | | | | | | | | |
| | <i>Uvigerina macrocarinata</i> | | | | | | | | | | |

Vertikalno razširjenost uvigerinskih vrst kaže tabela 3.

V Dunajski kotlini sta helvetske in tortonske uvigerine detajlno obdelala A. Papp & K. Turnovsky (1953). Določila sta tri nove tortonske vrste. V tabeli sta prikazala vertikalno razširjenost uvigerin in njihov stratigrafski pomen v conah in podconah. Veliko teh uvigerin sem našla tudi v zahodnih Slovenskih goricah. Primerjava je pokazala v glavnem enako razširjenost.

Uvigerine so zelo značilne pri detajlnem coniranju tortonskih sedimentov. Z njihovo pomočjo sem določila 5 biocon. Raziskave so pokazale, da so ugodnejše za coniranje kot pa planktične foraminifere. Vse uvigerine kažejo na morski razvoj plasti. Najbolj pogoste so v laporju, ki je mestoma glinast, peščen ali apnen. Po Nortonovi klasifikaciji so uvigerine prisotne od cone B do D, tj. globina morja od 9 do 5510 m in pri temperaturi vode 2 do 24 °C.

Rod: *Elphidium* de Montfort 1808

Rod *Elphidium* je številno zastopan v zahodnih Slovenskih goricah tako po individuih kot po vrstah. Pri obdelavi posameznih vrst sem rabila delo A. Pappa (1963), ki je sistematično obdelal rod *Elphidium* in ga razdelil na naslednje skupine:

1. skupina primitivnih elfidijev
2. skupina *Elphidium crispum*
3. skupina *Elphidium ungeri*
4. skupina zelo skulpturiranih elfidijev

Na ozemlju zahodnih Slovenskih goric pridejo v poštev 1., 2 in 4. skupina.

1. skupina primitivnih elfidijev

Elphidium obtusum (d'Orbigny)

- 1846 *Polystomella obtusa* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 123, tab. 6, sl. 5, 6.
 1963 *Elphidium obtusum* (d'Orbigny) — Papp, str. 261, tab. 9, sl. 4.

Naša oblika ustreza opisu in sliki po A. d'Orbignyju iz leta 1846. Prav tako se ujema z opisom in s fotografijo A. Pappovega (1963) primerka. Vrsta je zelo redka v glinastem laporju prve sarmatske biocone.

Elphidium antoninum (d'Orbigny)

Tabla 3, sl. 1

- 1846 *Polystomella antonina* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 128, tab. 6, sl. 17 in 18.
 1939 *Elphidium antoninum* (d'Orbigny) — Cushman, str. 43, tab. 11, sl. 14.
 1963 *Elphidium antoninum* (d'Orbigny) — Papp, str. 262, tab. 10, sl. 3—5.

Hišica je srednje velika, včasih malo stisnjena. Od zunaj se vidi 11 kamric. Nekateri primerki so malo izbočeni na umbilikalni strani. Šivi so jasni, malo vtisnjeni. Stene so fino perforirane. Septalni mostovi so dobro vidni. Ustje na bazi zadnje kamrice je dobro vidno.

Opisana vrsta se razlikuje od d'Orbignyjeve po velikosti. Naši primerki so znatno večji, njihov premer znaša 0,35 do 0,45 mm, po d'Orbignyju pa 0,25 mm. P. Marks (1951) je opisal obliko iz Dunajske kotline ob priliki revizije miocenskih foraminifer in navedel premer 0,35 mm.

Vrsto sem našla pri Benediktu v glinastem laporju druge sarmatske biocone, ki pripada spodnjemu sarmatu, tj. volinu.

Elphidium hauerinum (d'Orbigny)

Tabla 3, sl. 2

- 1846 *Polystomella hauerina* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 122, tab. 6, sl. 1, 2.
 1939 *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) — Cushman, str. 42, tab. 11, sl. 9.
 1951 *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) — Marks, str. 52.
 1963 *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) — Papp, str. 262, tab. 10, sl. 6.

Hišica je sorazmerno majhna, periferija je široko zaokrožena, umbilikalni del pa vtisnjen. Sestoji iz 9 kamric, ki so jasno izražene, malo nabrekle. Ustje sestoji iz številnih malih odprtih na bazi sprednje ustne strani.

Vrsto *Elphidium antoninum* je očitno težko ločiti od vrste *Elphidium hauerinum*. To se vidi iz nekaterih del R. Grilla (1943), kjer avtor to obliko označuje kot *Elphidium hauerinum-antoninum*. Vrsta je zelo značilna, ker ima majhno vertikalno razširjenost. R. Grill (1941) je dal po njej ime drugi sarmatski bioconi. Pri nas je ta vrsta bolj redka in se nahaja skupaj z vrsto *Elphidium antoninum* v glinastopeščenem laporju pri Benediktu.

2. skupina *Elphidium crispum*

Elphidium crispum (Linné)

Tabla 3, sl. 3

- 1846 *Polystomella crista* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 125, tab. 6, sl. 9—14.
 1939 *Elphidium crispum* (Linné) — Cushman, str. 50, tab. 13, sl. 17—21.
 1951 *Elphidium crispum* (Linné) — Marks, str. 51.
 1963 *Elphidium crispum* (Linné) — Papp, str. 264, tab. 7, sl. 2; tab. 8, sl. 1—5; tab. 9, sl. 1—2.

Naše oblike popolnoma ustrezajo opisom in slikam A. d'Orbignyja (1846), J. A. Cushmana (1939), P. Marksa (1951) in A. Pappa (1963). Vrsto *Elphidium crispum* sem našla v vseh tortonskih bioconah v maloštevilnih primerkih v glinastem, apnenem in peščenem laporju.

3. skupina *Elphidium ungeri*

V zahodnem delu Slovenskih gorik predstavniki te skupine niso zanesljivo določeni. Nekatere oblike so podobne vrsti *Elphidium ungeri*; ker so primerki slabo ohranjeni, niso prišli v poštev za determiniranje.

4. skupina zelo skulpturiranih elfidijev

V to, zadnjo skupino je A. Papp prištel veliko elfidijskih vrst; nekatere sem našla tudi na raziskanem območju. Med temi so: *Elphidium fichtelianum fichtelianum* (d'Orbigny), *E. flexuosum grilli* Papp, *E. aculeatum aculeatum* (d'Orbigny), *E. josephinum* (d'Orbigny) in *Elphidium reginum* (d'Orbigny).

Elphidium fichtelianum fichtelianum (d'Orbigny)

Tabla 3, sl. 4

- 1846 *Polystomella fichtelliana* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 125, tab. 6, sl. 7, 8.
 1939 *Elphidium fichtellianum* (d'Orbigny) — Cushman, str. 42, tab. 11, sl. 12.
 1951 *Elphidium fichtelianum* (d'Orbigny) — Marks, str. 52, tab. 6, sl. 12.
 1963 *Elphidium fichtelianum fichtelianum* (d'Orbigny) — Papp, str. 268, tab. 11, sl. 1, 2.

Vrsta *Elphidium fichtelianum fichtelianum* iz zahodnih Slovenskih gorik ustreza opisom in slikam starejših avtorjev, ki so raziskovali Dunajsko kotlino. Vrsta ni značilna. Javlja se redko v laporju spodnjertonskih in srednjertonskih biocon.

Elphidium sp.

Tabla 3, sl. 5

Naša oblika *Elphidium* sp. je precej podobna vrsti *Elphidium flexuosum grilli* Papp. Razlikuje se od te oblike po neizrazitem gredlju in po popku, zato sem jo označila samo kot *Elphidium* sp.

Pri nas ta oblika ni značilna, ker nastopa v vseh sarmatskih bioconah. V Dunajski kotlini se nahaja že v zgornjem tortonu, tj. v bioconi *Ammonia beccarii*, ki je razvita brakično.

Elphidium aculeatum aculeatum (d'Orbigny)

1846 *Polystomella aculeata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 131, tab. 6, sl. 27 in 28.

1939 *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny) — Cushman, str. 44, tab. 11, sl. 16.

1951 *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny) — Marks, str. 50, tab. 6, sl. 11 a, b.

1963 *Elphidium aculeatum aculeatum* (d'Orbigny) — Papp, str. 274, tab. 11, sl. 7.

Podvrsto *Elphidium aculeatum aculeatum* (d'Orbigny) sem našla pri Malni v prvi sarmatski bioconi, pri Polici pa v tretji. Naši primerki se dobro ujemajo s primerki iz Dunajske kotline. Podvrsta je značilna zato, ker se nahaja samo v sarmatu.

Elphidium josephinum (d'Orbigny)

1846 *Polystomella josephina* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 130, tab. 6, sl. 25, 26.

1939 *Elphidium josephinum* (d'Orbigny) — Cushman, str. 43, tab. 11, sl. 15.

1963 *Elphidium josephinum* (d'Orbigny) — Papp, str. 274, tab. 11, sl. 6.

Foraminifera *Elphidium josephinum* je precej podobna podvrsti *Elphidium aculeatum aculeatum* (d'Orbigny), vendar ima močnejša rebra in je večja. Pri obeh se rebra podaljšajo v bodice.

Foraminifero *Elphidium josephinum* (d'Orbigny) sem našla v laporju na Benedičkem vrhu in v Bačkovi. Lapor pripada drugi sarmatski bioconi.

Elphidium reginum (d'Orbigny)

Tabla 3, sl. 6

1846 *Polystomella regina* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 129, tab. 6, sl. 23, 24.

1951 *Elphidium reginum* (d'Orbigny) — Marks, str. 53.

1963 *Elphidium reginum* (d'Orbigny) — Papp, str. 275, tab. 11, sl. 8.

Hišica je precej velika, nekoliko stisnjena in sestoji iz 11 do 20 kamric. Za to vrsto so značilne dolge bodice. Nekateri primerki jih imajo 3, nekateri 5. Stene so gladke in fino perforirane. Sivi so jasno izraženi in zaviti. Na primerkih se dobro vidijo septalni mostovi. Ustje sestoji iz številnih majhnih odprtin, ki se nahajajo v bazi na sprednji ustni strani. Premer 0,30 do 1,25 mm, debelina 0,15 do 0,40 mm.

Vrsto so opisali A. d'Orbigny (1846), P. Marks (1951) in A. Papp (1963). Naši primerki se ujemajo z njihovimi opisi. Vrsta ima majhno vertikalno razširjenost. Prav zato je R. Grill (1941) po njej poimenoval prvo sarmatsko biocono. V zahodnih Slovenskih goricah je foraminifera *Elphidium reginum* redka, razen pri Zenjaku, kjer zamenja foraminifero *Cibicides badenensis*. Nahaja se v laporju prve sarmatske biocone, v višje ležečem laporju vrste nisem našla.

Rod: *Protelphidium* Haynes 1956

Protelphidium subgranosum (Egger)

Tabla 3, sl. 7

- 1846 *Nonionina granosa* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 110, tab. 5, sl. 19, 20.
 1857 *Nonionina subgranosa* Egger — Egger, str. 299, tab. 14, sl. 16—18
 (Catalogue of Foraminifera).
 1958 *Porosonion subgranosum* (Egger) — Putrya, str. 135 (Catalogue of
 Foraminifera).
 1974 *Protelphidium ex gr. granosum* (d'Orbigny, 1826) — Brestenska,
 str. 263, tab. 8, sl. 4.

Hišica je planspiralna in skoraj involutna. Periferija je nekoliko sploščena in zaokrožena. Na zunaj sestoji iz 8 do 11 kamric. Stene so gladke, perforirane in zrnate strukture. Šivi so jasni, malo vtisnjeni in nekoliko ukrivljeni. Umbilikalni del je zapolnjen s sekundarnim materialom. Ustje je interiomarginalno in ekvatorialno. Premer: 0,30 do 0,55 mm, debelina 0,10 do 0,20 mm.

Foraminifero *Protelphidium subgranosum* je treba detajlno preučiti, ker ne vemo, ali gre za vrsto *Nonionina granosa*, opisano po A. d'Orbignyju, ali pa za vrsto *Nonionina subgranosa*, opisano po J. G. Eggeru (1857). Po slikah sklepam, da gre tu za dve vrsti, oziroma podvrsti. Za sedaj sem zadržala ime *Protelphidium subgranosum* (Egger). Pri nas je ta oblika zelo značilna, ker se pojavi prvič v tretji sarmatski bioconi, ki pripada besarabu. Do enakih rezultatov so prišli tudi nekateri drugi raziskovalci v centralni Paratetidi. R. Grill (1941) je dal po foraminiferi *Nonion granosum* ime tretji sarmatski bioconi.

Vrsta *Protelphidium subgranosum* (Egger) je številna v glinastem laporju besarabskih usedlin v zahodnih Slovenskih goricah.

Protelphidium tuberculatum (d'Orbigny)

- 1846 *Nonionina tuberculata* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 108, tab. 5, sl. 13—14.
 1964 *Protelphidium tuberculatum* (d'Orbigny) — Loeblich & Tappan,
 str. C 640, tab. 512, sl. 2—4.

Hišica je planspiralna in involutna. Na zunaj sestoji iz 10 kamric. Stene so fino perforirane. Šivi so jasni, malo vtisnjeni in nekoliko ukrivljeni. Umbilikalni del je zapolnjen s sekundarnim materialom. Ustje je majhno, interiomarginalno. Premer: 0,45 do 0,50 mm, debelina 0,23 do 0,25 mm.

Vertikalno razširjenost rodov *Elphidium* in *Protelphidium* kaže tabela 4. Iz tabele je vidno, da je največji del elfidijev zastopan v brakičnih sarmatskih sedimentih. V morskih tortonskih plasteh sem našla samo *Elphidium crispum* (Linné) in *Elphidium fichtelianum fichtelianum* (d'Orbigny).

Elfidiji in protelfidiji so po R. D. Nortonu (cit. po Pokorny, 1958, 125) prebivalci cone A, tj. litorala do globine 9 m pri temperaturi vode 21 do 31° C.

Novejše raziskave recentnih foraminifer v Jadranskem morju so pokazale, da živijo vrste *Elphidium crispum* (Linné) in *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny) še danes v globini 1 m do 40 m. Pri ustju Dragonje so elfidiji najbolj pogosti v globini enega do dveh metrov, kjer je zaradi pritoka sladke vode okolje brakično (F. Cimerman & K. Drobne, 1977).

Rod: *Cibicides* Montfort 1808

Nekatere vrste roda *Cibicides* so značilne za biostratigrafijo zgornjetortonskih in spodnjesarmatskih usedlin. Najbolj pomemben je *Cibicides badenensis* (d'Orbigny), ki je številen v prvi sarmatski bioconi. V tortonskih plasteh se nahaja pogosto *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob).

Cibicides badenensis (d'Orbigny)

Tabla 3, sl. 8

- 1846 *Anomalina badenensis* d'Orbigny — d'Orbigny, str. 171, tab. 10, sl. 1—3.
 1967 *Anomalinoides dividens* Luczkowska — Luczkowska, str. 238, text. sl. 6—7.
 1968 *Cibicides badenensis* (d'Orbigny) — Šikić, str. 122.
 1974 *Anomalinoides badenensis* (d'Orbigny) — Brestenska, str. 267, tab. 9, sl. 1—6.

Hišica je trohospiralna, evolutna. Sestoji iz sedmih ali več kamric. Stene so fino perforirane. Šivi so jasni in nekoliko vtisnjeni. Ustje je interiomarginalno, obdano z majhno ustnico. Premer: 0,50 do 0,70 mm, debelina 0,20 do 0,35 mm.

V literaturi je vrsta opisana pod različnimi imeni. Roda *Cibicides* in *Anomalinoides* sta si zelo podobna; zato ju je težko ločiti. Poleg tega so naši primerki slabo ohranjeni ali pa zapolnjeni z materialom, ki ga je težko odstraniti. Na sestanku delovne skupine za Paratetido v Smolenicah leta 1973 sta dobili E. Luczkowska in L. S. Pishvanova nalogo da revidirata vrsto *Cibicides badenensis*, oziroma *Anomalinoides badenensis* ali *Anomalinoides dividens*.

V svojem delu uporabljam ime *Cibicides badenensis* (d'Orbigny), ki se najbolj pogosto uporablja. Foraminifero sem našla v vzorcih glinastega in peščenega laporja pri Malni, Ledineku in Žerjavcih.

3. ostrakodi

Pomembne ostrakodne vrste se pojavijo šele v sarmatskih usedlinah. V zahodnih Slovenskih goricah prideta v poštev *Cytheridea hungarica* Zalanyi in *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas). Našla sem še nekaj drugih oblik, ki pa nimajo večjega biostratigrafskega pomena.

Rod: *Cytheridea* Bosquet 1852

Cytheridea hungarica Zálányi

Tabla 3, sl. 9

- 1943 *Cytheridea* aff. *muelleri* Münster — Grill, str. 39, tab. 6, sl. 4.
 1960 *Cytheridea hungarica* Zálányi — Kollmann, str. 150, 151, tab. 1, sl. 1 a—c, tab. 6, sl. 17, 18, tab. 8, sl. 1—9.
 1974 *Cytheridea hungarica* Zálányi — Cernajšek, str. 470, tab. 2, sl. 1, 2.

Vrsta je opisana pod več imeni. Naši primerki ustrezajo opisu in slikam po K. Kollmannu (1960 a). Vrsto sem našla v prvi sarmatski bioconi, imenovani *Cibicides badenensis* ali *Elphidium reginum*. Zaradi majhne vertikalne razširjenosti je zelo značilna. Nahaja se v glinastem in peščenem laporju pri Dražen vrhu, Malni, Žitencah in v apnenoglinastem laporju pri Sp. Porčiču in južno od Zenjaka. Tu se javlja skupaj s foraminifero *Elphidium reginum* (d'Orbigny), najbolj pogosto pa spremlja foraminifero *Cibicides badenensis* (d'Orbigny).

Rod: *Haplocytheridea* Stephenson 1936

Haplocytheridea dacica dacica (Héjjas)

Tabla 3, sl. 10

- 1960 *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas) — Kollmann, str. 140, tab. 2, sl. 3 a—c, tab. 9, sl. 7—17.
 1974 *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas) — Cernajšek, str. 472, 473.

Vrsta je bila opisana pod različnimi imeni. Opis in slika ustrezata našim primerkom. *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas) se pojavi v drugi sarmatski bioconi in se nadaljuje v tretjo. Vrsto sem našla v peščenem in glinastem laporju. Ta vrsta se javlja v neogenskih usedlinah Avstrije že v zgornjihelvetških, spodnjertortonskih, spodnjesarmatskih usedlinah in v spodnjem delu srednjesarmatskega profila skupaj s foraminifero *Protelphidium subgranosum* (Egger). Zanimivo je, da nastopa v avstrijskem delu Štajerske kotline jugozahodno od Gnasa v usedlinah enake starosti kot pri nas.

Na podlagi te vrste so dokazane spodnjesarmatske in srednjesarmatske plasti. O. Spajič (1972, neobjavljeno delo, 1973) je po makrofavni določila enako starost plasti.

4. spremljevalna favna

Na raziskanem območju je spremljevalna foraminiferna favna zelo bogata z vrstami. Vendar vzorci navadno ne vsebujejo značilnih vrst, zato je treba upoštevati celotno združbo, ki ima prav tako velik biostratigrafski pomen. Od spremljevalne favne se pogosto nahajajo v vzorcih pomembne oblike, npr. Lagenidae. Po njih je dal R. Grill (1941) ime spodnji in zgornji lagenidni coni. Po novejši sistematiki (Loeblich & Tappan, 1964) ne obstaja več družina Lagenidae. Večina teh oblik pripada sedaj družinam Nodosariidae in Eouvierinidae. Nekateri rodovi, oziroma vrste so primerne za definiranje tortonskih con (R. Grill, 1941).

Biostratigrafski pomen imajo tudi foraminifere s peščeno hišico. V Dunajski kotlini so tako številne, da je dobila srednjertortonska biocona po njih svoje ime. V enako starih plasteh srednjega tortona sem našla v zahodnih Slovenskih gorica naslednje foraminiferne vrste s peščeno hišico: *Bathysiphon filiformis* Sars, *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Haplophragmoides* sp., *Spiroplectammia carinata* (d'Orbigny), *Textularia* sp., *Bigenerina* sp., *Martinottiella communis* (d'Orbigny) in *Pavonitina styriaca* Schubert (tabla 3, sl. 11 do 15).

Od naštetih vrst se nekatere pojavijo prvič v določenih bioconah, npr. *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Haplophragmoides* sp., *Bigenerina* sp. in *Pavonitina styriaca* Schubert. Posebno zadnja je ozko vezana na biocono *Uvigerina* cf. *pygmaea* in *Uvigerina venusta liesingensis*.

Foraminifere iz družin *Nodosariidae* in *Eouvigerinidae* so številno zastopane z rodovi in vrstami v laporasto-glinastem faciesu spodnjega tortona ali v bioconi *Uvigerina macrocarinata* in *Uvigerina grilli*.

Na raziskanem območju sem našla v peščenem laporju številno foraminiferno združbo: *Nodosaria bacillum* DeFrance, *Nodosaria longiscata* d'Orbigny, *Fronicularia pancicana* Pavlovič, *Lenticulina ariminensis* (d'Orbigny), *Lenticulina calcar* (Linné), *Lenticulina cassis* (Fichtel & Moll), *Lenticulina cultrata* (Montfort), *Lenticulina echinata* (d'Orbigny), *Lenticulina orbicularis* (d'Orbigny), *Marginulina hirsuta* d'Orbigny, *Marginulinopsis pedum* (d'Orbigny), *Planularia* sp., *Vaginulina* cf. *badenensis* d'Orbigny, *Lingulina costata* d'Orbigny. V glavnem nastopajo te oblike v spodnjertortonskih plasteh, medtem ko so v srednjem tortonu redke. Plasti z bogato foraminiferno favno so zelo tipične in se lahko ločijo od mlajših tortonskih biocon (tabla 3, sl. 16 in tabla 4, sl. 1 do 8).

Od drugih foraminifer so pogostne *Articulina sarmatica* Karrer, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Bolivina dilatata* Reuss, *Siphonodosaria adolphina* (d'Orbigny), *S. elegans* (d'Orbigny), *S. pauperata* (d'Orbigny), *S. verneuillii* (d'Orbigny), *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Bulimina pupoides* d'Orbigny, *Valvulinaria complanata* (d'Orbigny), *Asterigerina planorbis* d'Orbigny, *Ammonia beccarii* (Linné), *Amphistegina hauerina* d'Orbigny, *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek), *Chillostomella* sp., *Allomorphina trigona* Reuss, *Pullenia bulloides* d'Orbigny, *Anomalina* sp., *Caucasina lalova* Venglinskij, *Melonis soldanii* (d'Orbigny) in *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny) (tabla 4, sl. 9 do 16).

Med pomembnimi vrstami so *Articulina sarmatica* Karrer, *Bolivina dilatata* Reuss, *Ammonia beccarii* (Linné), *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Anomalina* sp., *Caucasina lalova* Venglinskij in *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny).

Prva, *Articulina sarmatica* Karrer se pojavi v drugi sarmatski bioconi in kaže na brakični razvoj volinskih plasti. Druga je zelo pogosta v zgornjem tortonu in spremlja pomembno foraminiferno *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou. Po njej sklepam na morsko sedimentacijo. Tretja, *Ammonia beccarii* (Linné) je znana iz tortonskih in sarmatskih usedlin. V tortonu nastopa posamično, posebno številna in majhne rasti je v sarmatu, kar kaže na zmanjšano slanost, oziroma na brakično vodo. *Planulina wuellerstorfi* (Schwager) in *Anomalina* sp. sta prisotni v starejših tortonskih plasteh, posebno *Planulina*, ki nastopa skupaj z vrsto *Uvigerina macrocarinata* Papp & Turnovsky. Obe sta tipični

predstavnici morskega okolja. Foraminiferi *Caucasina lalova* Venglinskij in *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny) sem našla v srednje in zgornjetortonskih plasteh.

Sklep

Po pomembnosti mikrofavne za stratigrafsko horizontiranje sem razdelila mikrofavno na štiri skupine: velike foraminifere, 2. male foraminifere (planktične in bentične), 3. ostrakoda in 4. spremljevalna favna.

Od velikih foraminifer sem določila rod *Heterostegina*, ki je zastopan z vrstami in podvrstami *Heterostegina costata costata* d'Orbigny, *H. ex gr. costata* d'Orbigny in *H. granulata testa granulata* Papp & Küpper. Našla sem še eno obliko, ki sem jo označila kot *Heterostegina* sp.; očitno gre za novo vrsto.

Male foraminifere so zelo značilne za biostratigrafijo tortonskih in sarmatskih usedlin v zahodnem delu Slovenskih goric. S pomočjo planktičnih foraminifer sem razmejila tortonske plasti od helvetskih. Za nadrobnejšo razčlenitev ne pridejo v poštev, ker so maloštevilne in brez značilnih oblik. Od planktičnih foraminifer sem določila rodove *Globorotalia*, *Globigerina*, *Globigerinoides* in *Orbulina*, razširjene v bioconah *Uvigerina macrocarinata*, *Uvigerina grilli*, *Uvigerina venusta venusta*, *Uvigerina* cf. *pygmaea* in *Uvigerina venusta liesingensis*. Bentične foraminifere so prisotne s številnimi rodovi v tortonskih in sarmatskih usedlinah. Najbolj značilni so rodovi *Uvigerina*, *Elphidium*, *Protelphidium* in *Cibicides*.

Za biostratigrafijo je posebno značilen rod *Protelphidium* z vrstama *Protelphidium subgranosum* (Egger) in *P. tuberculatum* (d'Orbigny). Rod *Elphidium* je zastopan v vseh tortonskih in sarmatskih bioconah, rod *Protelphidium* pa samo v zgornjem delu sarmatske biocone *Elphidium hauerinum* in biocone *Protelphidium subgranosum*. Rod *Cibicides* je zastopan z zelo značilno vrsto *Cibicides badenensis* (d'Orbigny). Po njej je dobila svoje ime prva sarmatska biocona.

Za biostratigrafijo sarmatskih plasti so pomembni tudi ostrakodi. V poštev prideta dve vrsti, in sicer *Cytheridea hungarica* Zálányi in *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas).

Foraminiferna favna je na raziskanem območju zelo bogata z vrstami. Določila sem 78 vrst.

Prvič so v Sloveniji najdene *Fronicularia pancicana* Pavlović, *Caucasina lalova* Venglinskij in verjetno nova oblika *Heterostegina* sp.

Na podlagi uvigerinskih vrst in podvrst sem razdelila tortonske plasti na pet biocon:

5. *Uvigerina venusta liesingensis*
4. *Uvigerina* cf. *pygmaea*
3. *Uvigerina venusta venusta*
2. *Uvigerina grilli*
1. *Uvigerina macrocarinata*

Sarmat sem horizontirala na tri biocone:

3. *Protelphidium subgranosum*
2. *Elphidium hauerinum*
1. *Cibicides badenensis* ali *Elphidium reginum*

Značilne so tudi foraminifere iz družine Nodosariidae in Eouvigerinidae. Pomembne so že foraminifere s peščenimi hišicami, zlasti *Pavonitina styriaca* Schubert. Pri horizontaciji so bile uporabne tudi naslednje oblike: *Articulina sarmatica* Karrer, *Bolivina dilatata* Reuss, *Ammonia beccarii* (Linné), *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Anomalina* sp., *Caucasina lalova* Venglinskij in *Hoe-glundina elegans* (d'Orbigny).

Literatura

- Alfirević, S. 1976, Contribution à la connaissance de la distribution des foraminifères dans les sédiments du large de l'Adriatique. XXV^e Congrès-Assemblée plénière de la C. I. E. S. M., Split.
- Blow, W. H. 1956, Origine and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny. *Micropaleontology* 2/1, 57—70, New York.
- Brestenska, E. (1974), Die Foraminiferen des Sarmatien s. str. Sarmatien. *Slowakische Akad. Wiss.*, 4, 243—293, Bratislava.
- Cernajsek, T. 1974, Die Ostracodenfaunen der Sarmatischen Schichten in Österreich. Sarmatien. *Slowakische Akad. Wiss.*, 4, 458—491, Bratislava.
- Cushman, J. A. 1939, A Monograph of the foraminiferal Family Nonionidae. Professional Paper 191. U. S. Geol. Surv., 1—100, Washington.
- Drobne, K. & Cimerman, F. 1976, Thanatocénose des foraminifères de la falaise extérieure des îles de Mali Obručan et de Borovik (Kornates, Dalmatie centrale) XXV^e Congrès-Assemblée plénière de la C. I. E. S. M., Split.
- Ellis, B. F. & Messina, A. E. 1940—1977, 1—30, supplements, Catalogue of Foraminifera. American Museum of Natural History, New York.
- Grill, R. 1941, Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. Öl und Kohle, 37, 595—602, Berlin.
- Grill, R. 1943, Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. R. A. Bodenforschung*. Zweigst., Wien, 6, 33—44, Wien.
- Jaeger, R. 1914, Foraminiferen aus den Miozänablagerungen der Windischen Büheln in Steiermark. *Verh. Geol. R. A.*, 5, 123—141, Wien.
- Kollmann, K. 1960, Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. *Mitt. Geol. Ges.*, 51, 89—195, Wien.
- Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H. 1964, Protista 2; Sarcodina; chiefly »Thecamoebians« and Foraminiferida. — In: Moore, R. C. (Ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, C, XXXI + 900, 653. sl. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press.
- Luczkowska, E. 1957, Some new species of Foraminifera from the Miocene of Poland. *Rocz. Tow. Geol.*, 37, 233—241, Krakov.
- Marks, P. 1951, A Revision of the Smaller Foraminifera from the Miocene of the Vienna Basin. *Contr. Cushman Fdn.*, 2/2, 33—73, Washington.
- Meznerics, I. 1936, Die Schlierbildungen des Mittelsteierischen Beckens. *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, 73, 118—140, Graz.
- d'Orbigny, A. 1846, Foraminifères fossiles du Bassin tertiaire de Vienne (Autriche). *Gide & Comp.*, 1—303, Paris.
- Papp, A. 1963, Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges.*, 56/1, 225—317, Wien.
- Papp, A. & Küpper, K. 1954, The Genus *Heterostegina* in the Upper Tertiary of Europe. *Contr. Cushman Fdn. Foram. Res.*, 5/3, 108—127, Bridgewater, Massachusetts.
- Papp, A. & Turnovsky, K. 1953, Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. *Jb. Geol. R. A.*, 96/1, 117—142, Wien.
- Pavlovsky, M. 1959, O heterosteginama i njihovim nalazištima u Hrvatskoj. *Geol. vjesn.*, 12, 23—36, Zagreb.
- Pokorny, V. 1958, Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. *Veb. Deutsch. Verl. Wiss.*, 1, 1—580, Berlin.
- Postuma, J. A. 1971, *Manual of planctonic Foraminifera*. Elsevier publishing company, 1—420, Amsterdam.

Rijavec, L. 1970, Stratigrafija terciarnih plasti severno od Maribora. VII Kongres geologa Jugoslavije, 275—286, Zagreb.

Rijavec, L. 1976, Biostratigrafija miocena v Slovenskih goricah. *Geologija*, 19, 53—82, Ljubljana.

Rolle, F. 1855, Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostrakoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. *Jb. Geol. R. A.*, 6, 351—354, Wien.

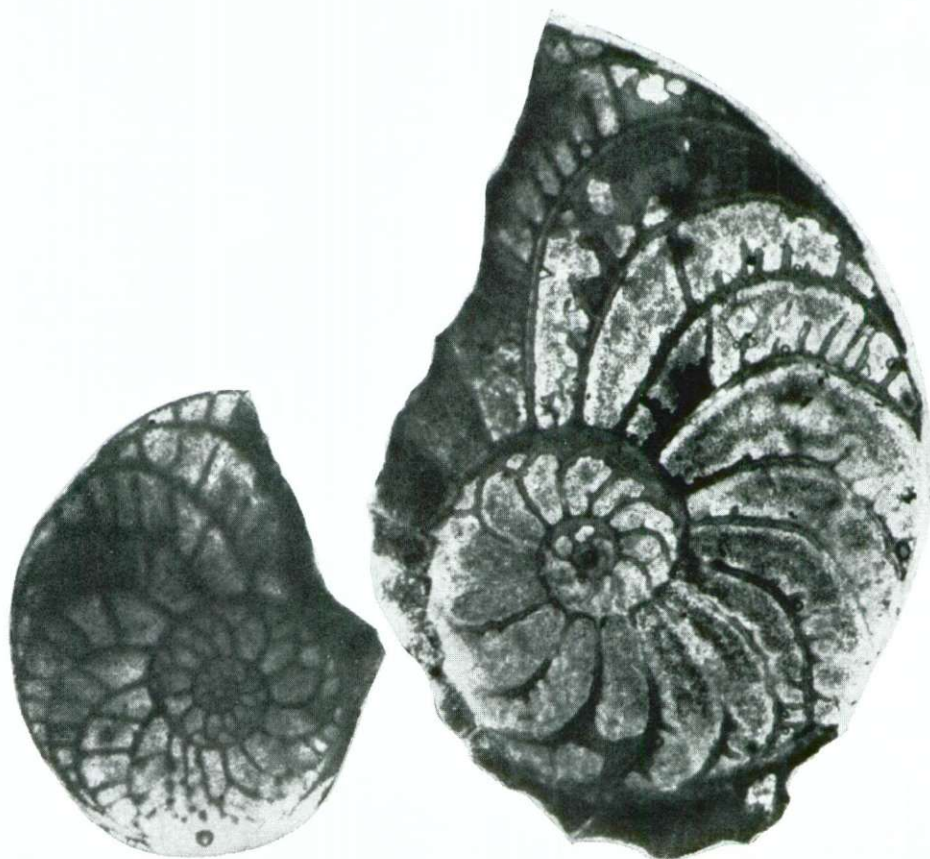
Schmid, M. 1971, Eine neue Uvigerina aus der oberen Lagenidenzone (Badenien) des Wiener Beckens (Foraminifera, Uvigerinidae). *Verh. Geol. B. A.*, 1, 43—46, Wien.

Spajić, O. & Rijavec, L. 1973, Stratigrafija gornjeg miocena severoistočno od Maribora. *Geol. anali Balk. pol.*, 38, 183—189, Beograd.

Šikić, L. 1968, Stratigrafija miocena sjeveroistočnog dijela Medvednice na osnovu fauna foraminifera. *Geol. vjesn.*, 21, 213—228, Zagreb.

Walton, R. W. 1964, Recent Foraminiferal Ecology and Paleocology. In: Imbrie, J. & Newel, D. N. (Ed.): *Approaches to Paleocology*, John Wiley & Sons, Inc., 151—237, New York, London, Sydney.

Tabla 1 — Plate 1



Heterostegina sp.

Heterostegina costata costata d'Orbigny

Tabla 2 — Plate 2

- 1 *Globorotalia johsi barisanensis* (Le Roy) 150 ×
- 2 *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor ssp. 80 ×
- 3 *Globigerina bulloides* d'Orbigny 68 ×
- 4 *Globigerinoides trilobus* (Reuss) 60 ×
- 5 *Orbulina bilobata* d'Orbigny 55 ×
- 6 *Orbulina suturalis* Brönnimann 52 ×
- 7 *Uvigerina macrocarinata* Papp & Turnovsky 46 ×
- 8 *Uvigerina grilli* Schmid 60 ×
- 9 *Uvigerina venusta venusta* Franzenau 57 ×
- 10 *Uvigerina venusta* Franzenau 56 ×
prehodna oblika k *Uvigerina aculeata* d'Orbigny
- 11 *Uvigerina venusta liesingensis* Toulou 32 ×
- 12 *Uvigerina* cf. *pygmaea* d'Orbigny 65 ×
- 13 *Uvigerina aculeata aculeata* d'Orbigny 54 ×
- 14 *Uvigerina semiornata semiornata* d'Orbigny 54 ×
- 15 *Uvigerina semiornata urnula* d'Orbigny 52 ×
- 16 *Uvigerina pygmoides* Papp & Turnovsky 40 ×

Tabla 2 — Plate 2

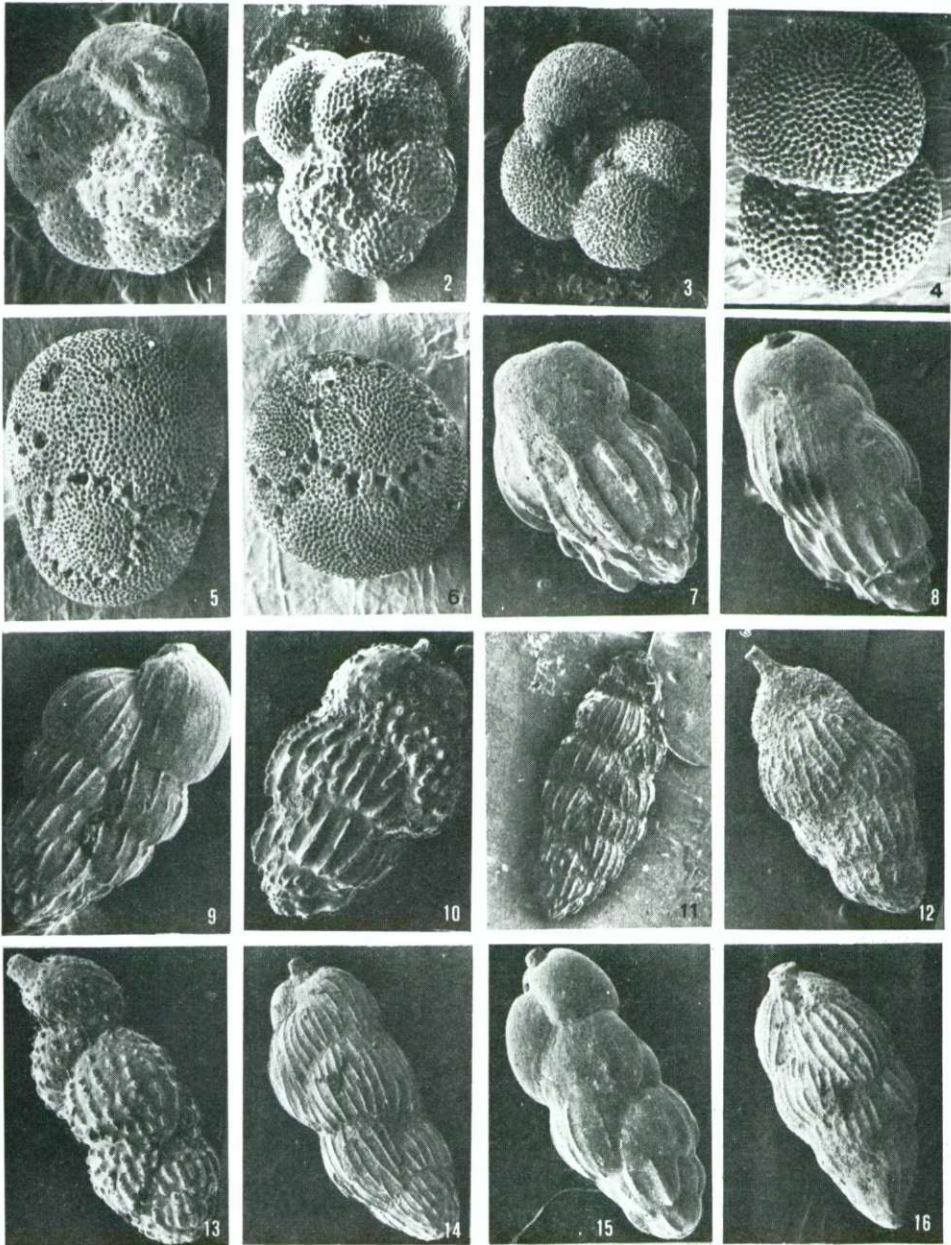


Tabla 3 — Plate 3

- 1 *Elphidium antoninum* (d'Orbigny) 63 ×
- 2 *Elphidium hauerinum* (d'Orbigny) 100 ×
- 3 *Elphidium crispum* (Linné) 24 ×
- 4 *Elphidium fichtelianum fichtelianum* (d'Orbigny) 40 ×
- 5 *Elphidium* sp. 58 ×
- 6 *Elphidium reginum* (d'Orbigny) 25 ×
- 7 *Protelphidium subgranosum* (Egger)
- 8 *Cibicides badenensis* (d'Orbigny) 55 ×
- 9 *Cytheridea hungarica* Zálányi 30 ×
- 10 *Haplocytheridea dacica dacica* (Héjjas) 50 ×
- 11 *Bathysiphon filiformis* Sars 13 ×
- 12 *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny) 15 ×
- 13 *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny) 28 ×
- 14 *Martinottiella communis* (d'Orbigny) 30 ×
- 15 *Pavonitina styriaca* Schubert 21 ×
- 16 *Nodosaria bacillum* DeFrance 12 ×

Tabla 3 — Plate 3

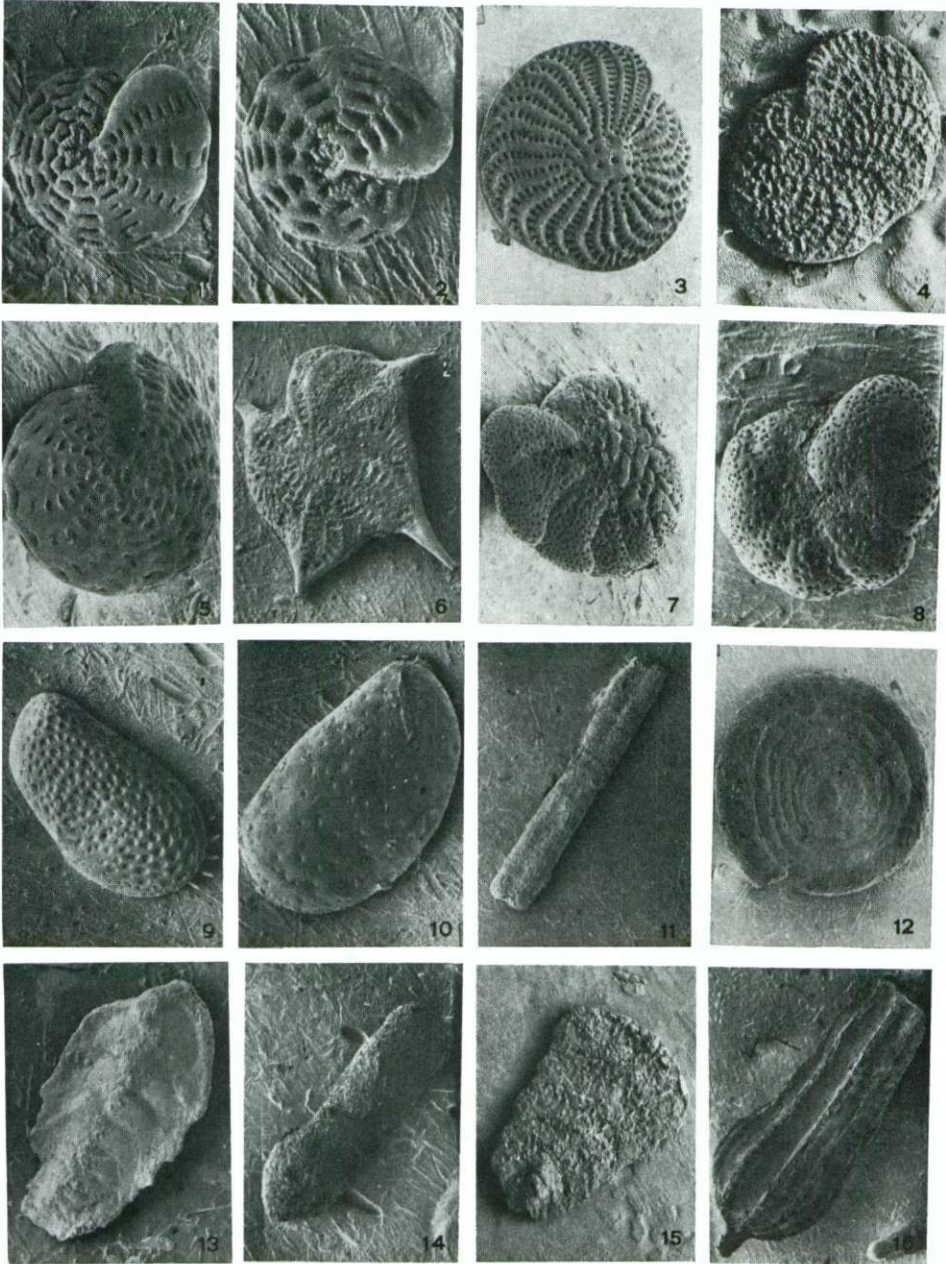
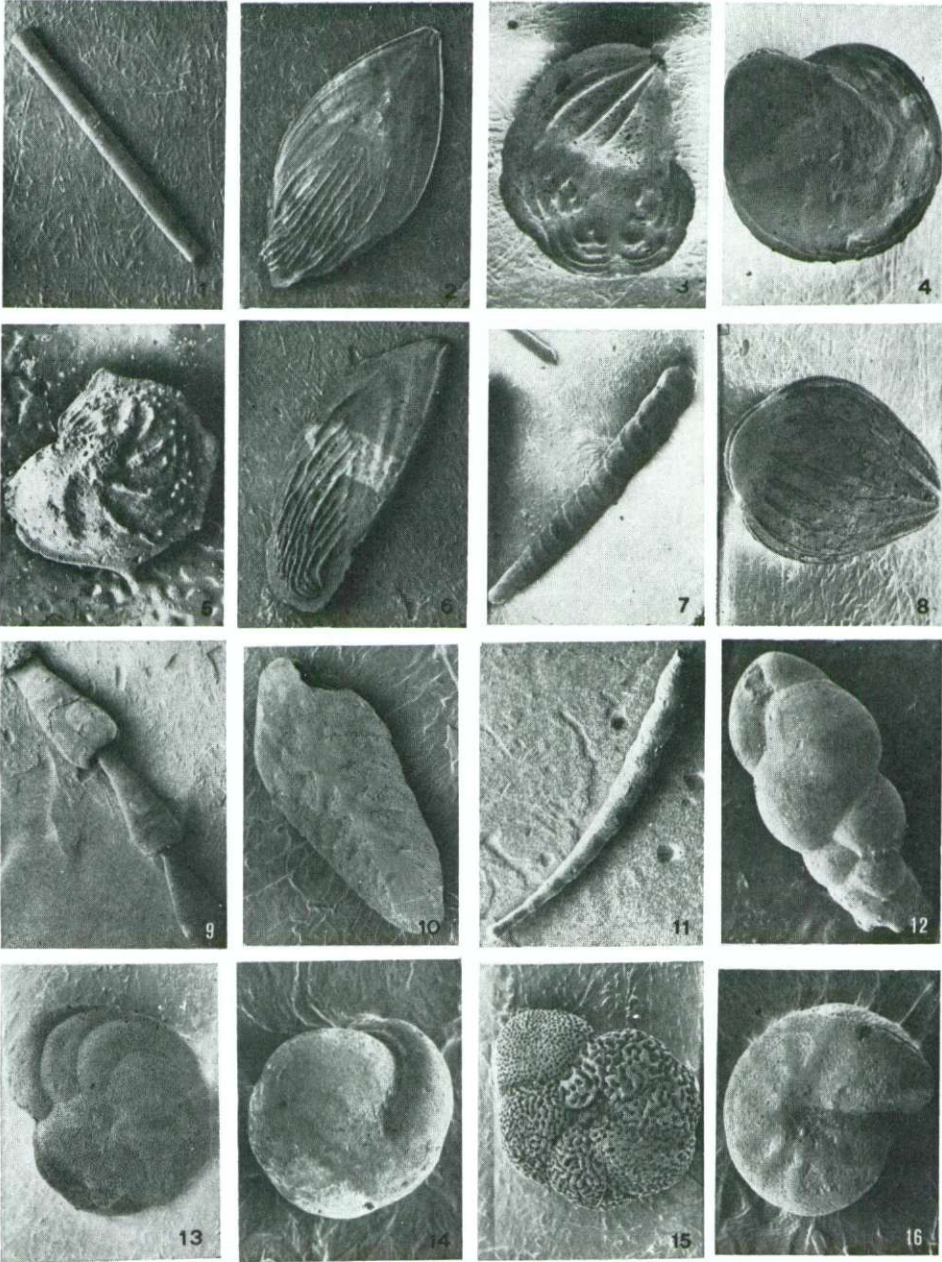


Tabla 4 — Plate 4

- 1 *Nodosaria longiscata* d'Orbigny 16 ×
- 2 *Frondicularia pancicana* Pavlović 11 ×
- 3 *Lenticulina ariminensis* (d'Orbigny) 20 ×
- 4 *Lenticulina* cf. *cultrata* (Montfort) 20 ×
- 5 *Lenticulina echinata* (d'Orbigny) 20 ×
- 6 *Planularia* sp.
- 7 *Vaginulina* cf. *badenensis* d'Orbigny 9 ×
- 8 *Lingulina costata* 18 ×
- 9 *Articulina sarmatica* Karrer 37 ×
- 10 *Bolivina dilatata* Reuss 53 ×
- 11 *Siphonodosaria elegans* (d'Orbigny) 23 ×
- 12 *Bulimina elongata* d'Orbigny 58 ×
- 13 *Planulina wuellerstorfi* (Schwager) 21 ×
- 14 *Pullenia bulloides* (d'Orbigny) 70 ×
- 15 *Anomalina* sp. 23 ×
- 16 *Melonis soldanii* (d'Orbigny) 64 ×

Tabla 4 — Plate 4



UDK 551.761/763(497.12)=863

Stratigrafija Bohinjske doline

The stratigraphic sequence of the Bohinj Valley

Tomaž Budkovič

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Stratigrafsko zaporedje Bohinjske doline med Bohinjsko Bistrico in Bohinjskim jezerom je bilo na novo razčlenjeno. Doslej je bil dokaj dobro definiran spodnji del profila, ki obsega zgornjetriadne in spodnjejurske plasti, ter zgornji, oligocenski del usedlin. Vmesni del pa so doslej uvrščali na mejo lias-dogger. Po vrsti *Clypeina jurassica* je bil sedaj del teh skladov uvrščen v zgornjo juro, del pa v kredo na podlagi foraminiferne združbe in litološke sestave.

Abstract

The Upper Triassic and Lower Jurassic beds of the Bohinj Valley have already been well defined. Likewise the uppermost part of the geologic section has been properly assigned to Oligocene. Unsolved remained, however, the question of the stratigraphic position of the intermediate deposits. Unfortunately they have been considered to be of transitional Liassic-Doggerian character. Now the writer succeeded in finding a sufficient fossil evidence of their age. *Clypeina jurassica* from their lower part points to the Upper Jurassic series, whereas a foraminiferal assemblage found in their upper part is characteristic of the Lower Cretaceous rock unit.

Uvod

Raziskovano ozemlje se nahaja v osrednjem delu Bohinja. Obsega grebena Rudnice in Šavnice, zgornjo Bohinjsko dolino ter južni rob Pokljuške planote od vrha Studor do vasi Jereka.

Izhodišče za raziskave mi je bilo delo F. Härtla (1920), ki je zbral podatke starejših avtorjev in jih dopolnil po svojih opazovanjih. Na podlagi številne makrofavne je razlikoval zgornjetriadne in spodnjejurske sedimente. Problematična je ostala uvrstitev skladovnice laporja, peščenjaka, konglomerata in apnenca z rožencem, ki jo je postavil na mejo lias-dogger. To zaporedje sem zaradi njegove nejasne uvrstitve posebej preučil. Pri kartiranju sem skušal sestaviti čim bolj popolno zaporedje litostratigrafskih enot, kar pa je bilo težko zaradi tektonike in poraščenosti ozemlja (sl. 1 in 2).

Triada

Zgornja triada. Vrhova Rudnice in Studorja ter spodnji del Šavnice sestojeta iz zgornjetriadnega apnenca z roženci ter iz plastovitega in grebenskega apnenca. Enake plasti se raztezajo na južnem robu poključke planote približno na črti planin Poljana—Konjska dolina—Zajamniki.

Spodnji del zgornjetriadnih usedlin tvori plastoviti sivi apnenec z rožencem. V njem sem našel ostanke dazikladacej in foraminifero *Involutina gaschei* (Koehn-Zaninetti & Brönnimann), ki dokazuje zgornjetriadno starost.

Na njem sledi najprej približno 10 m debela plast rdečega masivnega mikritnega apnenca brez fosilov in nato plastoviti dachsteinski biopelsparitni apnenec, ki ponekod lateralno prehaja v grebenski biolititni apnenec. V tem apnencu je v bitenjskem kamnolomu F. Härtel določil noriško amonitno in brahiopodno favno. Od mikrofavne pa sem sedaj v plastovitem apnencu našel foraminiferi *Nodosaria* sp. in *Involutina* sp. ter kodiaceje.

Prehod biomikrita prek biopelsparita v biolitit v zaporedju zgornjetriadnega apnenca kaže na dviganje sedimentacijskega bazena, oziroma na zmanjšanje globine morja.

Jura

Spodnji in srednji lias. V porečju Ribnice, ki se zajeda v poključko planoto, je lepo viden postopen prehod zgornjetriadnega plastovitega apnenca v spodnjejurski plastoviti apnenec. Podrobno prehoda nisem preučeval, ampak sem privzel dva metra debelo plast laporja kot približno ločnico med sistemoma.

Jurski sistem se prične z apnencem hierlaškega faciesa, ki nastopa v plasteh, debelih več kot dva metra. Apnenec je ponekod rumenkast ali sivkast in se dobro lomi; včasih so ga rabili za gradbeni kamen. Sestoji iz drobcev organogenega materiala — iglic iglokožcev, brahiopodnih in školjčnih lupin ter polžjih in amonitnih hišic. Na območju Korit vsebuje spodnji del te skladovnice tudi vložke sivega in črnega biomikrita s hišicami juvenilnih amonitov. V višjih delih biosparit lateralno prehaja v oosparit.

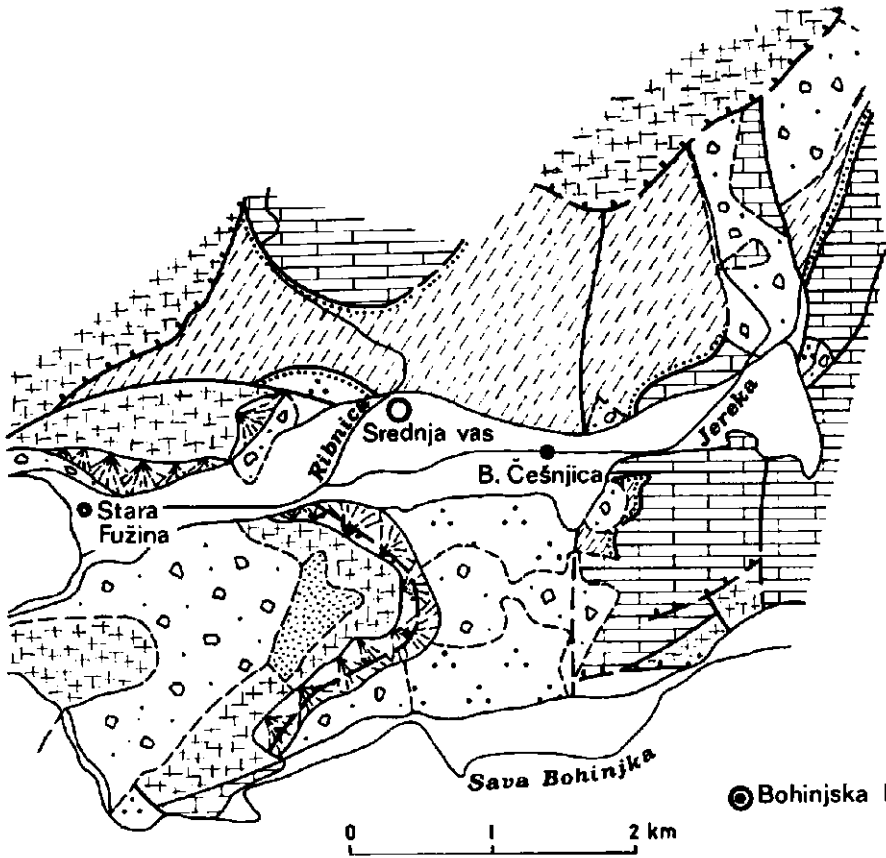
V oobiosparitu na območju Šavnice sem našel foraminifero *Involutina liasica* Jones, ki dokazuje spodnjejursko starost spodnjega dela tega apnenca. V zgornjem delu hierlaškega apnenca je F. Härtel določil brahiopodno, amonitno, školjčno in ribjo favno srednjega liasa. Zato uvrščamo apnenec hierlaškega faciesa v spodnji in srednji lias.











Hierlaški apnenec je nastajal v plitvem šelfnem morju, kjer skoraj ni bilo dotoka terigenega materiala. Po obilici organskega materiala in po oolitih sodeč je morala biti klima v tem obdobju topla.

Dogger in malm. Na hierlaškem apnencu leži erozijsko diskordantno ponekod bazalni konglomerat, v dolini rečice Ribnice so v apneni osnovi bloki roženca veliki do pet metrov. Na bazalnih plasteh leži 20 m rdečega laporastega apnenca, ki je laminiran. Nato se v debelini 75 m menjavajo konglomerat, peščenjak, lapor in apnenec. Drobnozrnati peščenjak je laminiran. V apnencu in peščenja-

Sl. 1. Geološka karta osrednjega Bohinja

Fig. 1. Geologic map of the Middle Bohinj Valley



- 
Aluvij, pobočni grušč
Alluvium, talus slope
- 
Morene
Moraine
- 
Oligocenski lapor in peščenjak
Oligocene marl and sandstone
- 
Kredni flišni peščenjak in lapor
Cretaceous flysch sandstone and marl
- 
Zgornjejurski konglomerat, peščenjak, lapor in apnenc z roženci
Upper Jurassic conglomerate, sandstone, marl, and limestone including chert
- 
Spodnjejurski hierlaški apnenc
Lower Jurassic Hierlatz limestone
- 
Zgornjetriadni plastoviti in grebenski apnenc
Upper Triassic bedded and reef limestone
- 
Erozijska diskordanca
Erosional unconformity
- 
Prelom
Fault
- 
Nariv
Overthrust

ku se začno pojavljati pole roženca. Zbruski laporja in apnenca vsebujejo veliko radiolarijskih hišic, ponekod nakopičenih v radiolarit, ki prehaja v roženec.

Konglomerat sestoji v glavnem iz prodnikov oosparita, biomikrita z radiolarijami in roženca. Redki so laporasti prodniki, impregnirani z glavkonitom, in keratofirski prodniki. Vezivo je kalcedonovo. Ob potoku Jereka se spodnje, večji del klastične usedline, končajo s plastjo apnenega peščenjaka, debelo pet metrov. Nad klastičnimi usedlinami prevladuje karbonatni razvoj biomikrita z radiolarijskimi hišicami in s polami roženca. Redkejšje so plasti apnenega peščenjaka; v njem sem našel algo *Clypeina jurassica* Favre, ki dokazuje zgornjema malsko starost plasti v karbonatnem razvoju. Makrofosilov nisem našel, opazil pa sem sledove vrtnanja in lazenja. Karbonatno-roženčeva sedimentacija se je nadaljevala vse do krede.

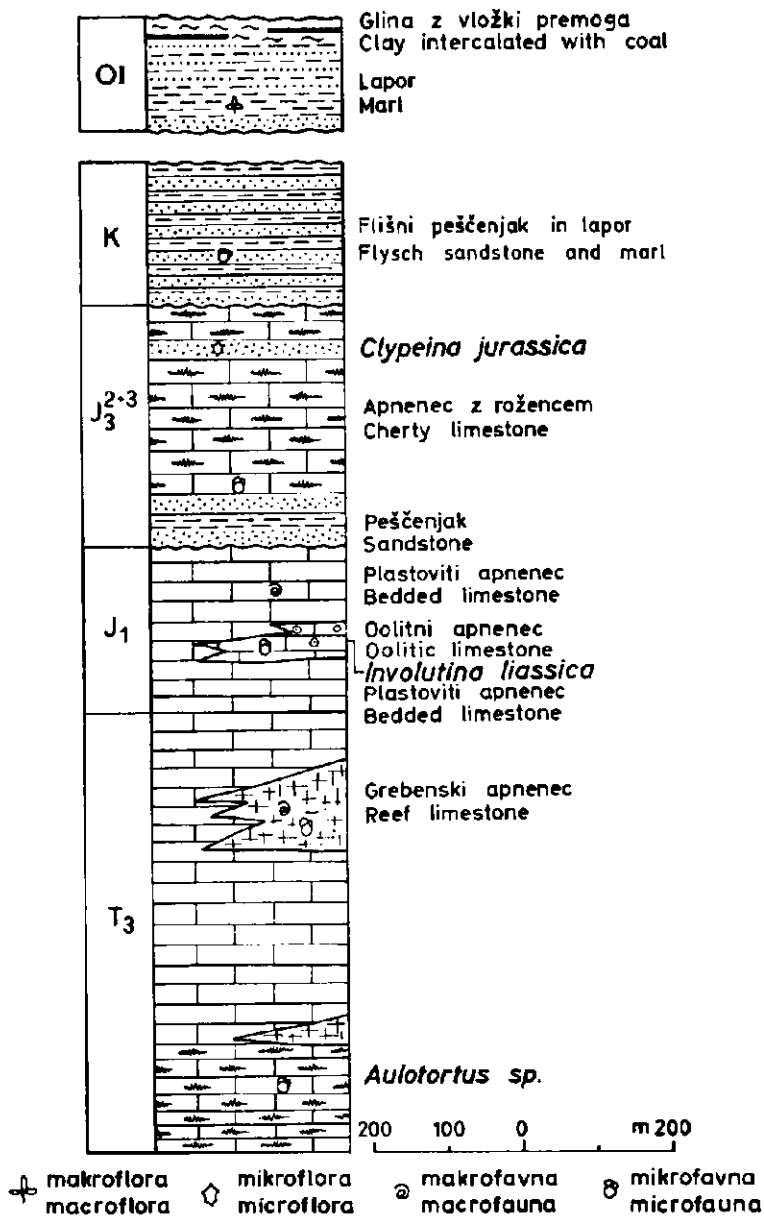
Konglomerat, peščenjak, lapor in apnenec z roženci so nastajali v globljem morju. Po H. E. Reinecku in I. B. Singhu (1973) se v recentnem okolju useda radiolarijsko blato v globini 4000 do 8000 m (R. Brinkmann, 1975). V klastičnem delu sedimentacije je moral biti močan dotok klastitov s kopnega in plitvega dela morja. Kasneje se je v dobi karbonatne sedimentacije dotok klastičnega materiala bistveno zmanjšal. Alga *Clypeina jurassica* Favre, ki sem jo našel v teh peščenjakih, je živela v plitvem morju in je bila v te plasti prinesena.

Stratigrafsko sem skladovnico konglomerata, peščenjaka, laporja in apnenca z roženci uvrstil v malm. Možno je, da spodnji del sega še v dogger.

Po francoskih podatkih (M. Cousin, 1973) se na območju Baške grape nahajajo skladi apnene breče, apnenega peščenjaka in apnenega konglomerata, ki se menjavajo s plastmi tankoploščastega apnenca z roženci in radiolarita. Kosi v klastitih sestojijo iz doggerskih do kimeridgijskih kamenin. Sedimentacija je zelo podobna kot v Bohinju. Avtor članka uvršča skladovnico v kimeridgijski spodnji titonij.

Kreda

V Bohinju doslej kredni skladi še niso bili znani. Prej so sklade, ki sem jih označil kot kredne, geologi uvrščali v juro, in sicer na mejo lias-dogger. Skladovnica kredne starosti leži na območju Senožet in v dveh ozkih pasovih pod naravnima robovoma Rudnice in Šavnice ter severno in severovzhodno od vasi Studor. Gre za fliš, ki leži erozijsko diskordantno na zaporedju konglomerata, peščenjaka, laporja in apnenca z roženci. Bazalni sedimenti so povsem nesortirani in slabo sortirani. Nastali so verjetno pri podmorskem plazenju. Sestava klastov je zelo pestra. Najdemo kose apnenca, roženca in celo laporja. Premer posameznih kosov znaša do pol metra. Na bazalnih usedlinah leže značilni turbiditni sedimenti. V njih opazujemo plastovitost s postopno zrnastostjo, tokovnice ter križno in vzporedno laminacijo. Debelina peščenjaka se giblje od enega centimetra do 1,6 metra. Laporne plasti so debele nekaj centimetrov do 0,7 metra. Peščenjak je temno rjav in sivkasto zelen. Kremenova zrna prevladujejo nad karbonatnimi. V manjših količinah imamo še klorit, rogovačo, glavkonit in plagioklaze ter železove hidrokside. Vezivo je karbonatno. Turbiditni tip sedimentacije kaže na hitro odlaganje v labilni, orogeni coni. Zaradi orogenih premikanj so se s kontinentalnih robov sprožili plazovi nakopičenega materiala in se razvili v turbiditne tokove velikih hitrosti in razsežnosti.



Sl. 2. Stratigrafsko zaporedje osrednjega Bohinja
 Fig. 2. Columnar section of the Middle Bohinj Valley

S pomočjo tokovnic sem skušal določiti smer transporta. Tokovnice kažejo na transport od severozahoda proti jugovzhodu, kar se ujema s sliko, ki so jo podali D. Kuščer, K. Grad, A. Nosan in B. Ogorelec (1974) v svojem članku o geoloških raziskavah soške doline med Bovcem in Kobaridom.

Flišne skladovnice se mi ni posrežilo točno stratigrafsko opredeliti, ker nisem našel vodilnih fosilov. V zbruskih peščenjaka sem našel male foraminifere, ki

pa jih nisem mogel določiti. Zato sklepam na starost plasti samo po nekaterih posrednih znakih. Na vzhodnem delu Senožet sem našel v tanki konglomeratni plasti prodnike rdečega mikritnega apnenca s pelagično tintinino *Calptonella alpina* Lorenz, ki je značilna za zgornji malm. Zato je sediment mlajši od jure, kamor smo ga prej uvrščali. V zbruskih peščenjaka z južnega robu Senožet sem našel foraminifere družin Textulariidae, Miliolidae, Globigerinidae in druge.

Povzetek

Pri kartiranju za diplomsko nalogo sem skušal razčleniti in stratigrafsko uvrstiti predvsem sklade, ki so jih prejšnji avtorji šteli v jurski sistem na mejo lias-dogger, za kar pa ni bilo paleontoloških dokazov.

Jurske sklade sem razdelil na dve skladovnici:

1. skladovnica apnenca hierlaškega faciesa. V spodnjem delu sem našel foraminifero *Involutina liassica* Jones iz spodnjega liasa. V zgornjem delu je F. Härtel določil brahiopodno, amonitno, školjčno in drugo mikrofavno srednjega liasa. Med zgornjetriadnimi in jurskimi skladi je kontinuiran prehod.

2. skladovnica konglomerata, peščenjaka, laporja in apnenca z roženci. Spodnji del tvori laporasti apnenec. Nad njim se menjavajo apnenec, lapor, peščenjak in konglomerat. V laporju in apnencu so ponekod nakopičene radiolarijske hišice, ki prehajajo v roženčeve pole. Nad tem menjavanjem prevladuje apnenec z rožencem ter vmesnimi plastmi apnenega peščenjaka, v katerem sem našel algo *Clypeina jurassica* Favre, ki dokazuje, da je zgornji apneni del skladovnice vsaj zgornjemalmske starosti. Skladovnica leži na prejšnji erozijsko diskordantno. Zgornji del plasti, ki so jih dosednji avtorji uvrščali v jurski sistem na mejo lias-dogger, sestoji iz krednih turbiditnih sedimentov. Leži erozijsko diskordantno na prejšnji. V laporju in peščenjaku sem našel foraminifere družin Textulariidae, Miliolidae, Globigerinidae in druge. Smer paleotransporta je bila s severozahoda proti jugovzhodu, torej enaka kot v bovškem kotlu. Skladovnico sem uvrstil v kredno.

Na zgornjetriadnem apnencu na območju Rudnice leže oligocenski sedimenti. Med zgornjetriadnim apnencem in oligocenskimi usedlinami je erozijska diskordanca.

Literatura

- Brinkmann, R. 1975, Abriß der Geologie, Erster Band: Allgemeine Geologie, 11. Auflage, neubearbeitet von Werner Zeil, S. 91. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Budkovič, T. 1974, Jurske plasti severnega dela Bohinjske doline. Diplomaska naloga pri FNT univerze v Ljubljani.
- Cousin, M. 1973, Le sillon slovène: les formations triassiques, jurassiques et néocomiennes au Nord—Est de Tolmin (Slovénie occidentale, Alpes méridionales) et leurs affinités dinariques. Bull. Soc. Géol. France, Tome 15, No 3—4, 326—339, Paris.
- Grimšičar, A. 1961, O geoloških razmerah med Bohinjem in Triglavskimi jezeri. Geologija 7, 283—284, Ljubljana.
- Härtel, F. 1920, Stratigraphische und Tektonische Notizen über das Wocheiner-Juragebiet. Verh. Geol. R. A. 8-9, 134—153, Wien.
- Huang, W. T. 1967, Petrologija. Savremena administracija, Beograd.
- Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974, Geološke raziskave Soške doline med Bovcem in Kobaridom. Geologija 17, 425—476, Ljubljana.
- Ramovš, A. & Rebek, R. 1970, Razvoj jurskih skladov med Mežico in Slovenj Gradcem. Geologija 13, 105—111, Ljubljana.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1973, Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

UDK 552.4+552.333:551.761.2(497.12)=863

Zeleni skrilavci Kranjske rebri Greenschists from Kranjska Reber

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Nizkometamorfne kamenine Kranjske rebri izhajajo iz vulkanskih kamenin spilitno-keratofirske asociacije in iz fino-zrnatih sedimentov. Pogoji metamorfoze teh kamenin ustrezajo začetnemu delu faciesa zelenega skrilavca, to je subfaciesu s kremenom, albitom, muskovitom in kloritom. Kritična minerala, ki nastopata v raznih mineralnih asociacijah, sta stilpnomelan in tremolit. Če drži srednjetriadna starost kamenin Kranjske rebri, kažeta na alpidsko metamorfozo.

Abstract

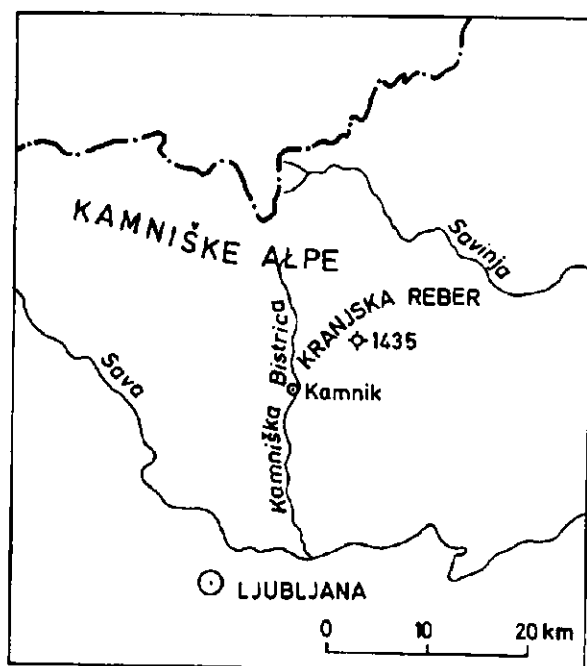
The low grade metamorphic rocks of Kranjska Reber Mt. have been derived from volcanic rocks of spilit-keratophyre association and some sedimentary rocks. The metamorphism took place under the P, T environment corresponding to the very beginning of the greenschist facies, that is to the quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies. Critical minerals occurring in different associations are stilpnomelane and tremolite. They indicate Alpine metamorphism, if the rock sequence as supposed by geologists is of Middle Triassic age.

Uvod

Vulkanske in sedimentne kamenine Kranjske rebri smo imeli že do sedaj za šibko metamorfne. Natančneje pa stopnja metamorfoze ni bila določena. Kamenine smo označevali kot različke spilitno-keratofirske asociacije, filit in filitu podoben skrilavec. Na podlagi ponovno določenih mineralnih asociacij in strukture jih sedaj v skladu z razčlenitvijo regionalno metamorfnih kamenin uvrščamo v najnižjo stopnjo zelenega skrilavca. V različkih s Kranjske rebri so namreč poleg kremenca, nizkotemperaturnega albita, bele sljude in klorita splošno razširjeni epidot, tremolit in stilpnomelan.

Dosedanja dela

Širše območje Kranjske rebri so geologi pogosto raziskovali (sl. 1), saj vključuje koristno surovino ilit, ki ga komercialno imenujejo kaolin. F. Teller (1896) je na geološki karti Železna Kapla in Kokra kamenine Kranjske



Sl. 1 Položajna skica Kranjske rebri

Fig. 1 Location map of Kranjska Reber Mt.

rebri štel k sericitnim skrilavcem in gnajsom neznane starosti. V pregledu triadnega vulkanskega delovanja v Sloveniji je povzel I. Rakovec (1946, str. 164) po A. Winklerju, da je bilo območje današnje Kranjske rebri v triadni dobi kopno, ki se je raztezalo proti zahodu na območje Blegoša.

Pozneje so geologi uvrstili ista območja v srednjo triado, ki je za Slovenijo pomembna zaradi vulkanizma. V neposredni bližini Kranjske rebri so v triadnem apnencu vulkanske kamenine ob Kokri vnesene tudi na Tellerjevi geološki karti (1896). V kratkem pregledu magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije je predpostavil J. Duhovnik (1956) wengensko starost kamenin Kranjske rebri in Blegoša ter jih imenoval tufe, delno interstratificirane med apnenci z lateralnimi prehodi v sericitni skrilavec.

Vzorci za sedanje petrološke raziskave so nabrali pri kartiranju L. Ferjančič, J. Štern, L. Placer in U. Premru.

Splošni podatki o nizkometamorfnih spremembah

Visokotemperaturni vulkanski minerali ob geosinklinalnem ugrezanju niso več obstojni pri veliki količini vode, nizki temperaturi in pri zelo različnih pritiskih. Novi, nizkotemperaturni minerali nadomestijo vtrošnike in osnovo vulkanskih kamenin ter zapolnijo tanke žilice in geode. Spremembe so intenzivne, stalne in vedno iste vrste. Usmerjeni pritiski pa povzročajo skrilavost in delno zabrišejo prvotne strukture kamenin. Strukturno in mineralno pa niso

spremenjene le predornine, temveč tudi spremljajoči tufi in sedimenti, kar kaže na regionalno vrsto sprememb. Nizko stopnjo metamorfoze v geosinklinalah je prvi vrednotil D. S. Coombs (1961). Za začetek metamorfoze in za njene nadaljnje stopnje so značilne kamenine, ki imajo določeno kemično in mineralno sestavo. Nizkometamorfne reakcije potekajo predvsem v kameninah, bogatih s kalcijem, aluminijem in z vodo. To so mafične vulkanske kamenine, zlasti hialoklastiti v geosinklinalah. Kjer takšnih kamenin ni, mineraloško ne moremo določiti nizkometamorfni stopenj. Kamenine, ki sestojijo samo iz kremen + klorita + ilita, ostanejo v diagenezi nespremenjene in se ne spremenijo med zelo nizko in nizko metamorfozo; rastejo le njihova zrna in ilit rekristalizira postopno v beli sljudi: muskovit in fengit. Mineralna asociacija kremen + muskovit + klorit rekristalizira v novo asociacijo šele ob pogojih, značilnih za začetek almandinovo-amfibolitnega faciesa. Prav tako sta obstojna pri nizki metamorfozi apnenec in čisti dolomit, le da sta rekristalizirana.

Splošne spremembe kamenin pri začetni stopnji metamorfoze so albitizacija, kloritizacija in kalcitizacija. Na ta način spremenjen bazalt imenujemo spilit. V njem je prvotni bazični plagioklaz nadomeščen z nizkotemperaturnim albitom, ne da bi se pri tem mafična narava kamenine spremenila. Za metamorfozo zelo nizke stopnje pa so značilne mineralne asociacije zeolitnega faciesa (D. S. Coombs v: G. C. Amstutz, 1974). Sledi nizka metamorfoza s faciesom zelenega skrilavca. Mafični zeleni skrilavci vsebujejo na tej stopnji klinozoisit + aktinolit + klorit + albit. Kamenine Kranjske rebri so dosegle to stopnjo metamorfoze.

Geologija in petrologija Kranjske rebri

Kranjska reber sestoji večidel iz metavulkanskih kamenin, ki dosežejo debelino več sto metrov. Nastajale so v srednjetriadnem geosinklinalnem območju Alp. V alpidski orogenezi so prišle v večje globine. Zaradi spremenjenih P-T pogojev so se vulkanske kamenine ustrezno šibko metamorfozirale. Danes predstavlja Kranjska reber samostojen blok. Njegova talnina ni odkrita. Prav tako nima neposredne krovline. Med vulkanskimi kameninami do sedaj niso bile najdene karbonatne fosilonosne plasti. Po sestavljenem profilu (U. Premru, 1974) so bile lateralno v talnini jarka določene anizične plasti. Razvite so na Veliki planini in Konjščici v karbonatnem šelfnem faciesu z algami. Krovlini vulkanskih kamenin pa ustrezata sparitni apnenec in dolomit; s fosili so določene cordevolska podstopnja ter karnijska, noriška in retska stopnja na Menini planini, Rogatu in Lepenatki.

Na celotnem prostoru ladinskih vulkanskih kamenin v Sloveniji opazujemo razlike v stopnji sprememb. Metamorfna rekristalizacija in kataklaza niso regionalno enako intenzivno izražene. Pri ustreznem kemizmu kameninskih različkov bomo morda v njih še našli minerale, značilne za zelo nizko stopnjo metamorfoze, ki je na Kranjski rebri že presežena.

Nizkometamorfne kamenine Kranjske rebri obsegajo kremenov keratofir in porfir, spilitizirani diabaz, pogosto ustrezni metatuf in metatufit. Mešane šibkometamorfne vulkanske in sedimentne kamenine označujemo tudi kot psevdoziljski skrilavec in peščenjak. Skrilave kamenine imajo filitni videz.

Kameninski različki se bočno in vertikalno hitro zmenjujejo že na razdalji enega metra ali nekaj deset metrov.

Prvotna struktura kamenin je delno ohranjena. Zato opazujemo ponekod na felzičnih mikrokristalnih lavinah različnih fluidalnost; menjavajo se lamine nekoliko različne sestave in zrnivosti. Ponekod je še ohranjena usmerjena lega vtrošnikov. V mafičnih različkih je fluidalnost poudarjena z razpotegnjenimi mandlji.

Transverzalna skrilavost je povečini mnogo bolj izrazita kot prvotna fluidalna struktura v metalavah in laminacija v metasedimentih. Glede na prvotno strukturo poteka pod majhnim kotom. Skrilave kamenine so pogosto fino nabrane (tabla 1, sl. 1 in 2). Na ploskvah skrilavosti je lineacija precej dobro izražena. Na prežaganih kosih in v zbruskih je videti, kako so se lamine trgale (tabla 1, sl. 3). Kompaktnjše kamenine, predvsem felzični različki, so se pod pritiskom ponekod drobile — brečizirale.

Metamorfná kristalizacija v začetnem delu faciesa zelenega skrilavca, ki jo spremljata skrilavost in kataklaza, je močno zabrisala prvotne strukture kamenin. Zato je kamenine Kranjske rebri možno zanesljivo ločiti na mafične in felzične, teže pa je določiti ustrezne tufe in lave.

Značilne metamorfne mineralne faze v kameninah Kranjske rebri

Kamenine Kranjske rebri štejemo po stopnji metamorfoze v začetni del faciesa zelenega skrilavca. Vzrok za to uvrstitev je poleg skrilavosti in filitnega videza različkov splošna razširjenost mineralne parageneze metamafitov: albit + aktinolit/tremolit + klorit + zoisit/klinozoisit/epidot. Kot primes v njih so kremen, bele sljude, kalcit, neprosojni minerali in stilpnomelan.

Kljub izraziti skrilavosti in mineralnim spremembam je v metamafitih ponekod še ohranjena porfirska, ofitska in intersertalna struktura. Metamafite uvrščamo k spilitom: zanje je značilen nizkotemperaturni albit, ki nastopa kot letvice v osnovi ali kot kristal-vtrošnik. Osem plagioklazov, zmerjenih na Fedorovi mizici, vsebuje 3,7% an in ima kot $2V = +86^\circ$, -89° in -89° . Plagioklaz je moten zaradi finih vključkov sericita in klorita.

Medtem ko v pregledanih vzorcih prvotni visokotemperaturni plagioklaz ni ohranjen, še zasledimo po kakšen drobec avgita in izjemoma celo magmatsko korodirane kristale tega minerala, velike do treh milimetrov. Brez analizatorja so rahlo rdečkasto rjavi, kar ustreza titanavgitu. Njegov dvolom $Ng-Np = 0,0296$ in kot $2V = +44^\circ$ (A. Hinterlechner, 1959). Obod večjih kristalov avgita je tremolitiziran.

Prvotni mafični mineral pa je v glavnem kloritiziran. Klorit se nahaja v osnovi mafičnih in felzičnih kameninskih različkov. Povečini je rahlo svetlo zeleno pleohroičen. Po razliki v pleohroizmu in velikosti dvoloma, redkeje po raznih anomalnih interferenčnih barvah, bi sklepali na razne vrste kloritov. Podatki difraktogramov kažejo vedno na Fe-klorit.

Značilna mineralna faza metamafitov je skoraj brezbarvni do rahlo zelenkasti tremolit. Kristalizira v tankih iglicah, oziroma vlaknih, ki rastejo pogosto brez reda prek vseh mineralov osnove (tabla 2, sl. 1). Neorientirana in sferoidna rast iglic tremolita dokazuje njegovo potektonsko kristalizacijo. Igljasti tremolit opazujemo v agregatih klorita, ki tvori psevdomorfoze po prvotnem

avgitu. Tam raste predvsem po obodu prvotnega vtrošnika iz klorita. Tremolit zapolnjuje tudi drobne geode in žilice. Iglice so velike nekaj desetink milimetra, dosežejo pa tudi en milimeter. V nekaterih kloritnih skrilavcih je bil tremolit določen zaradi fine zrnivosti šele rentgensko. Preiskava z rentgenskimi žarki kaže na tremolit, oziroma grammatit (W. E. Tröger, 1967, 2. del str. 441). Zaradi majhnega uklona $9,8 \text{ \AA}$ mu dobro ustreza F-tremolit (ASTM kartice v: SPDD for Minerals, 1974).

Stalna bistvena ali akcesorna primes mafičnih različkov je epidot. Povečini je prisoten v osnovi kot drobna zrna ali v nepravilnih agregatih (tabla 2, sl. 1). Večja zrna zapolnjujejo predvsem žile. Epidot je izrazito rumenkast, mestoma precej moten. Felzični magmatski različki vsebujejo posamezna zrna optično anomalnega zoisita.

Minerali felzičnih metavulkanskih različkov so zastopani s kremenom, nizkotemperaturnim albitom, intermediarnim mikroklinom, muskovitom-sericitom, kloritom in stilpnomelanom.

Kremen se nahaja povečini v finoizrnatni osnovi. Posamezna zrna, ki jih lahko vrednotimo kot bivše vtrošnike kremenca, so lečasto razpotegnjena in kataklazirana.

Plagioklaz je nizkotemperaturni dvojčični albit, podoben tistemu v metadiabazu. Nastopa v samostojnih zrnih in kot agregat, ki je psevdomorfoziral prvotni K-glinenec. Meritev plagioklaza na Fedorovi mizici na 21 zrnih daje povprečno sestavo 3 % an. Kot 2 V pa ima povprečno vrednost $+88^\circ$, merjeno prav tako na 21 zrnih (ekstremna $+80^\circ$ in -87°).

Muskovit-sericit je v preparatih zelo finoizrnat in le redko doseže 0,1 mm. Večji lističi so razviti v tufskih različkih. Na difraktogramih lahko primerjamo uklon pri 10 \AA z uklonom $4,26 \text{ \AA}$ kremenca, kar je dokaz zelo dobre kristalizacije bele sljude. Treba pa bo še rešiti verjetno prisotnost muskovita, oziroma fengita. Oba sta možni mineralni fazi pri nizkometamornih pogojih. Mafični različki vsebujejo le malo sericita, ki daje šibek nepravilen bazalni odboj. Tak sericit je verjetno nastal pri preperevanju.

Intermediarni mikroklin je glavna primes jedrih različkov svetlih alkalnih lav ali morda pelitskega tufa na Kališkem plazu. Kemična analiza z 10 % K_2O se sklada s tem podatkom (A. Hinterlechner, 1959). Kristalov mikroklina s tipično mrežo pa nismo našli.

Felzični magmatski različki vsebujejo posamezne prvotne vtrošnike biotita, ki je povečini magmatsko korodiran, kloritiziran in vsebuje tudi neprosojna zrna. Meri nekaj desetink mm. Ponekod ga nadomešča agregat stilpnomelana.

Nekateri felzični različki vsebujejo veliko drobnega potektonskega rdečkastega »biotita«. S kristalizacijo velike količine biotita pa je najnižja cona zelenega skrilavca že prekoračena. Dosežena je biotitna cona. Ta cona se nam je zdela problematična. Zato smo rentgensko analizirali nekaj različkov, ki so vsebovali finoizrnatni rdečkasti sljudnati mineral. Pokazalo se je, da gre za stilpnomelan. V sledovih in tudi kot bistveno primes najdemo stilpnomelan v mafičnih, a predvsem v felzičnih metamornih različkih. Ponekod ga je prek 10 %, zato lahko govorimo o stilpnomelanovem skrilavcu.

Stilpnomelanova sestava in struktura sta komplicirani, kar se vidi tudi po različnih formulah, podanih v literaturi (W. E. Tröger, 1967, str. 554, H. Strunz, 1977, str. 442). Stilpnomelan je psevdoheksagonalen in pleo-

hroičen. Zato je pod mikroskopom podoben biotitu. V preiskanih vzorcih je v smeri N_x rumenkast, v smeri N_y in N_z pa je rjavo in rdečkasto rjavo pleohroičen. Gre torej za ferri-stilpnomelan. Njegovi lističi so pogosto limonitizirani. Redki vzorci pa verjetno vsebujejo zelenkasti ferro-različek. Opazovali smo enakomerno razporejene in tudi križajoče se luske stilpnomelana, pogosto pa lističaste in radialne potektonske agregate v osnovi (tabla 2, sl. 2). V felzičnih metavulkanskih kameninah nastopa stilpnomelan v žilicah (tabla 2, sl. 3), in kot psevdomorfoza po prvotnem K-glinencu skupaj z agregatom albita (tabla 1, sl. 2). Prevladujejo lističi, veliki 0,1 do 0,2 mm, delno pa so ali finejši ali večji.

Zanesljivo določimo stilpnomelan le rentgensko. Na difraktogramu so njegovi značilni ukloni pri 12,07—12,18 Å, 4,04 Å in 3,03 Å (J. W. Gruner, v: W. E. Tröger, 1967, str. 554). Po prvem najmočnejšem odboju z intenziteto 100 se stilpnomelan loči od biotita in klorita.

Pogoji kristalizacije stilpnomelana

Stilpnomelan je v Alpah indeksni mineral za nizko stopnjo metamorfoze. Ker se optično težko loči od biotita, je bil sorazmerno pozno odkrit. V zadnjih dvajsetih letih so bile njegove mineralne parageneze natančno raziskane. Te ugotovitve je glede alpidsko metamorfoziranega granita in njegovega plašča na območju Mont Blanca povzel in dopolnil J. F. Rauer (1969). V pravem zelenem skrilavcu münchberškega gnajsa so ga določili tudi F. Rost et al. (1969). V nekoliko bolj metamorfozirani biotitni coni stilpnomelan ni več obstojen poleg muskovita. V kameninah, ki ne vsebujejo fengita, pa je v spodnjem delu biotitne cone asociacija stilpnomelan + biotit še možna. To fazno razmerje je v raznih nizkometamorfnih kameninah opisal E. H. Brown (1971). M. Frey et al. (1973) so našli stilpnomelan tudi v krednih in terciarnih zelo nizkometamorfnih skladih v švicarskih Alpah. Stilpnomelan je nastal tam iz glavkonita, pogosto v združbi z biotitom in riebeckitom ob ekstremno visokem pritisku.

Pogoj za kristalizacijo stilpnomelana v nizki stopnji metamorfoze je kemično precej omejen: železo mora prevladovati nad magnezijem, istočasno pa je $Al \approx (Na + K + Ca)$. Če je aluminija več, kristalizira kloritoid. Prisotnost stilpnomelana izključuje prisotnost pirofilita. Različen kemizem z možnimi mineralnimi asociacijami je podal H. G. F. Winkler (1967) na diagramu ACF in A'FK. Mineralna asociacija stilpnomelana z epidotom + kloritom + tremolitom kaže na metamafite; asociacija stilpnomelana z albitom + mikroklinom + muskovitom pa na felzične izhodne kamenine. Za rast stilpnomelana sta dala potrebno količino Fe_2O_3 ter MgO biotit in klorit, medtem ko je dal K-glinenc K_2O , del Al_2O_3 in SiO_2 (J. F. Rauer, 1969).

Mineralne asociacije v začetnem delu faciesa zelenega skrilavca v geosinklinalah potekajo pri temperaturi okrog 400 °C in pritiskih do 5 kbar (H. G. F. Winkler, 1976, str. 193). Ta pritisk bi pomenil globino prek 15 km. Vendar v našem primeru ne gre za tako globino. Poleg vpliva regionalne dinamične metamorfoze kažejo namreč kamenine Kranjske rebri dodaten vpliv strižne napetosti, ki se je uveljavila v določeni dislokacijski coni brez znatnega dviga temperature. Posledica teh napetosti so pretrgane lamine.

Zaradi regionalne tektonike so nastale fine razpoke. V njih so se pretakale snovi, potrebne za rast ustreznih mineralnih metamorfnih asociacij. Kljub močnemu pritisku, ki se odraža v naših vzorcih megaskopsko in mikroskopsko, je velik del tremolita in zlasti stilpnomelan potektonski. Zato sklepamo, da je ob njuni kristalizaciji največji usmerjeni pritisk že popustil. F. Rost et al. (1969) so sklepali, da kristalizira potektonski stilpnomelan v asociaciji s potektonskim kloritom in tremolitom pri temperaturi 300 do 400 °C in pritisku, manjšem od 1,2 kbar, kar ustreza največ globini 4 do 5 km.

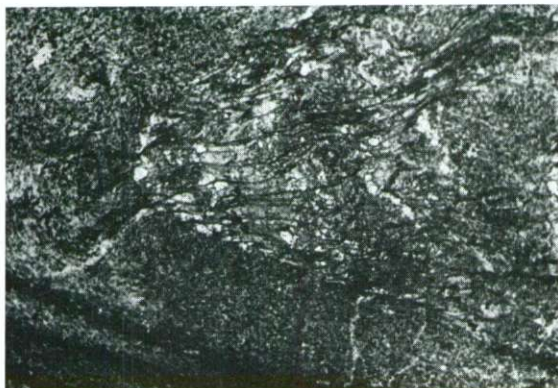
Sklep

Metamorfne kamenine Kranjske rebri predstavljajo začetni del faciesa zelenega skrilavca, to je muskovitno-kloritni subfacies. Pogosto vsebujejo tremolit in stilpnomelan. Če drži stratigrafska interpretacija o njihovi srednjetriadni starosti, potem kaže mineralna asociacija s stilpnomelanom in tremolitom na alpidsko metamorfozo.

Literatura

- Amstutz, G. C. 1974, *Spilites and Spilitic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- Berry, L. G. 1974, Editor, *Selected Powder Diffraction Data for Minerals*. First Ed. Published by the Joint Committee on Powder Diffraction Standards, p. 166.
- Brown, E. H. 1971, Phase Relations of Biotite and Stilpnomelane in the Greenschist Facies. *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 31, No. 4, p. 275—299.
- Coombs, D. S. 1961, Some Recent Work on the Lower Grades of Metamorphism. *The Australian Jour. of Sc.*, Vol. 24, No. 5, p. 203—215.
- Duhovnik, J. 1956, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, Predavanja in poročila, Ljubljana, p. 23—26.
- Frey, M., Hunziker, J. C., Roggwiler, P., Schindler, C. 1973, Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contr. Mineral. and Petrol.* Vol. 39, No. 3, p. 185—218.
- Häberle, H. 1969, Die Stilpnomelan-Mineralien und ihr Vorkommen in Österreich. *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.* Bd. 13, p. 85—110.
- Hinterlechner, A. 1959, Ladinske kamenine in hidrotermalne spremembe črnega glinastega skrilavca v okolici Črne pri Kamniku. Spilitizirani diabazi v vzhodni Sloveniji. *Geologija* 5, Ljubljana, p. 129—163.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. *Geologija* 17, Ljubljana, p. 261—297.
- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. *Geografski vestnik*, 18, 1—4, Ljubljana, str. 139—170.
- Raumer, J. F. v. 1969, Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 21, No. 3, p. 257—271.
- Rost, F., Stettner, G. 1969, Über Stilpnomelan in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse. *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 24, No. 1, p. 66—75.
- Strunz, H. 1977, *Mineralogische Tabellen*. 6. Aufl. Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig.
- Teller, F. 1896, *Geologische Spezialkarte Eisenkappel und Kanker*. Verl. der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien.
- Tröger, W. E. 1967, *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 2, Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Winkler, H. G. F. 1967, *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 2. Aufl., Springer-Verl., Berlin.
- Winkler, H. G. F. 1976, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Fourth Ed., Springer-Verl., Berlin.

Tabla 1 — Plate 1



Sl. 1 — Fig. 1

Keratofirski metatufit. Vidna je nabrana struktura in prečna skrivalavost. Ohranjena je prvotna laminacija.

Vzorec 20124/2, nikola navzkrižna, 8 ×

Keratophyre metatuffite. Microfolds and transverse schistosity are seen. Primary lamination is preserved.

Sample 20124/2, nicols crossed, 8 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Keratofirski metatuf z jasno transverzalno skrivalavostjo. Prvotni K-glinenec je deformiran in nadomeščen z agregatom albita in stilpnomelana.

Vzorec 42/33384, z enim nikolom, 33 ×

Keratophyre metatuff showing well preserved primary lamination. Original K-feldspar is deformed and replaced by low-temperature albite and stilpnomelane.

Sample 42/33384, without crossed nicols, 33 ×



Sl. 3 — Fig. 3

Keratofirski metatuf. Natrgane in nabrane lamine.

Vzorec 20234/2, povečava 2 ×

Keratophyre metatuff. Broken and microfolded laminae.

Sample 20234/2, 2 ×

Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 — Fig. 1

Albitiziran in tremolitiziran diabaz. Potektonske radialne iglice tremolita in malo epidota v albitno-kloritni osnovi.

Vzorec 20031/3A, z enim nikolom, povečava 33 ×

Albitized and tremolitized diabase. Late crystallization of radiated tremolite. Some epidote in albite-chlorite matrix.

Sample 20031/3A, without crossed nicols, 33 ×



Sl. 2 — Fig. 2

Keratofirski metatufit. Potektonska kristalizacija stilpnomelana, prečno na laminacijo.

Vzorec 20127/5, z enim nikolom, 25 ×

Keratophyre metatuffite. Late crystallization of stilpnomelane, crosscutting the lamination.

Sample 20127/5, without crossed nicols, 25 ×



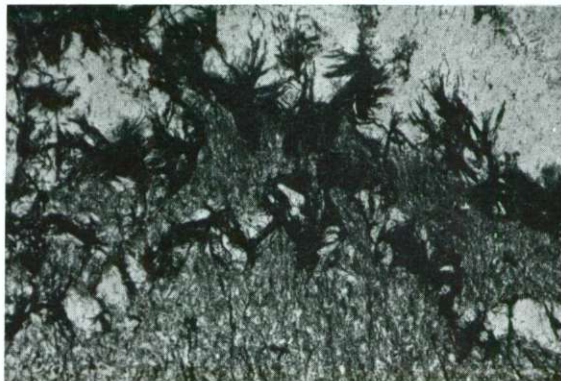
Sl. 3 — Fig. 3

Keratofirski metatuf. Žilica, zapolnjena s kremenom in potektonskim žarkovitim stilpnomelanom. Prečna skrilavost.

Vzorec 19849/1, z enim nikolom, 30 ×

Keratophyre metatuff. Veinlet filled by quartz and radiated stilpnomelane. Transverse schistosity.

Sample 19849/1, without crossed nicols, 30 ×



UDK 553.3/4(635)=20

The massive sulphides and magnetite deposits of northern Ethiopia

Milan Hamrla

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Abstract

The massive sulphides of northern Ethiopia occur within the Upper Precambrian eugeosynclinal sequence locally known as the Tsaliyet and Tambien Groups belonging to the Red Sea Proterozoic basin. The geotectonic history of the basin is interpreted as a cratonised island arc. The age of the sequence is in the order of 1,000 Myr. The early sodic extrusive-intrusive rocks were followed by peralkaline granitoides. The primary mineralisations originated in submarine conditions by volcanic exhalative-sedimentary processes. Sulphide and oxide iron facies coexist, both on a regional as well as on a microscopic scale. Later hydrothermal episodes affected the deposits and rearranged and enriched the ore minerals. The altered enclosing rocks display greenschist facies metamorphism, whereas the ore minerals and ore texture seem to be little affected. The massive sulphide deposits fit well with the Pb-Zn-Cu-Ag proterozoic type, with zinc and copper strongly prevailing over lead, the metal tenors variable and generally very low.

Kratka vsebina

Masivni sulfidi so v severni Etiopiji vezani na eugeosinklinalne kamenine zgornjega predkambrija, in sicer na spodnji del zaporedja, ki ga v debelini več kilometrov predstavljata lokalno poimenovani grupi Tsaliyet in Tambien. Skupaj s še mlajšimi predkambrijskimi kameninami gradita rdečemorski proterozojski bazen, ki obsega današnjo severovzhodno Afriko in Arabijo. Po izvoru vulkanogene in sedimentogene metamorfne kamenine ne presegajo zelenega faciesa. Po izotopskih podatkih je starost zaporedja okrog 1000 milijonov let. Geotektonsko zgodovino severne Etiopije in bližnjega Sudana je mogoče tolmačiti kot kratoniziran predkambrijski otočni lok.

Severna Etiopija pripada metalogenetski provinci s stratiformnimi rudišči pirita, barvnih kovin, magnetita in zlata. Primarna orudjenja so nastala v povezavi z geosinklinalnim magmatizmom v obliki izlivov lav na morskem dnu in intruzij v nastalo skladovnico. Zgodnje magmatske kamenine so natrijske in kažejo značilnosti spilitsko-keratofirske skupine. Poznejše granitne intruzije pa so po sestavi peralkalne.

Od znatnega števila doslej znanih rudnih nahajališč jih je bilo le malo nadrobno raziskanih v globino. Orudjenja so nastala na morskem dnu pri čemer so rudni minerali precipitirali iz rudonosnih raztopin, ki so uhajale iz razpok, ter se plastovito nakopičile izmenoma med sedimenti in razlitimi lavami. Obseg posameznih nahajališč je v splošnem relativno

majhen. Za rudne parageneze je značilno, da skupaj nastopajo oksidni in sulfidni železovi minerali. Za nastanek obeh faciesov je bila merodajnejša sestava raztopin kot sedimentacijsko okolje. Zveza s poznejšim plutonizmom pa je bila hidrotermalna rejuvenacija prvotnih rudnih mineralov. Pri tem je prišlo do nadomeščanja, premeščanja in obogatitve mineralnih komponent tako v prvotno sedimentiranih rudnih telesih kot v bližnjih strukturnih prepustnih conah. Na ta način so nastale tudi zlato-nosne kremenove žile, ki so jih v Eritreji do nedavnega rudarsko odkopavali.

Izvor rudnih komponent je po vsej verjetnosti magmatski. Za žveplo pa so izotopske preiskave pokazale poleg magmatskega še organogeni morski izvor. Iz tega sklepamo, da so bile v rudonosnih raztopinah udeležene tudi konatne vode.

Vpliv regionalne metamorfoze na masivne sulfide je bil majhen. Po Hutchinsonovi klasifikaciji ustrezajo rudišča proterozojskemu tipu sestave Pb-Zn-Cu-Ag, pri čemer količini cinka in bakra daleč prevladujeta nad svincom. Vsebnosti kovin so zelo nizke in nestalne, posebnost pa je lokalno znatna količina magnetita. Zlato in srebro sta prisotna. Ekonomsko pomembne vsebnosti kovin je mogoče pričakovati le tam, kjer je primarna ruda obogatena zaradi cementacije.

INTRODUCTION

The northern part of Ethiopia is a distinct metallogenetic province characterised by the occurrences of pyritic base metal sulphides, iron oxides and auriferous quartz reefs. Pyritic base metal concentrations have been revealed in the Asmara area and on the plateau, in the Eritrean lowlands and in Tigre Province. The mineralisations appear in the Precambrian eugeosynclinal metamorphic sequence as gossans or massive magnetite bodies, ferruginous cherts and sulphidic disseminations, displaying mainly elongated lens-like shapes cut by numerous veins of white quartz. Their basically syngenetic stratiform features are well evident.

World-wide studies of ores of volcanic-sedimentary affiliation have made much progress during the last two decades, and a large number of papers have appeared. The present article may contribute to this subject. The author was involved in investigations of Ethiopia's ore deposits intermittently since 1962 when employed with the Ethiopian Government; the presented data refer mainly to the pre-1973 period. As regards detailed exploration, little systematic research has been done in northern Ethiopia, access to the field being limited. Regional information is scarce and especially lacking in petrological, geochemical and structural data of the vast region. Regarding the mineralisations, the present conclusions center on five or six more or less explored deposits, the rest of the localities being known mainly from author's reconnaissance work or other cited sources. This paper summarises the gathered information and points to the variety of problems awaiting solution.

Field mapping, core logging, sampling and microscopic examination of rocks and ores have been done by the author who completed also the drafting work. Chemical analyses were performed in the Chemical Laboratory of the Ministry of Mines in Addis Ababa, mainly by S. Kandare. The permission of the Ministry of Mines, to publish this paper and the linguistic help by Dr. John Walsh are gratefully acknowledged.

REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

The area referred to in this paper, shown in Figure 1, comprises the extreme southern part of Eritrea Province and the extreme north of Tigre Province.

Knowledge of the regional geology of this part of Ethiopia is still sketchy. Some systematic work has been initiated in Tigre by different authors, but no comprehensive regional mapping has yet been done in Eritrea. The older information such as G. Dainelli (1943), G. Merla and E. Minucci (1938) and others was compiled by P. Mohr (1962) and adapted in the recent Geological Map of Ethiopia (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975). Hunting Geology and Geophysics in 1971—1972 carried out an airborne geophysical survey of parts of northern Ethiopia and produced a photogeological interpretation map at 1:50,000 scale. Most information, however, resulted from geological investigations of ore deposits and occurrences. A geological sketch-map of the area has been compiled from the available data and is shown in Figure 2.

The Tigre-Eritrean plateau is composed basically of steeply dipping Precambrian metamorphic rocks, intruded by a variety of granitoids. This basement is unconformably overlain by erosional remnants of Paleozoic and Mesozoic sediments, in places covered by the erosional remnants of flood basalts of the Trap Series and intruded by swarms of doleritic dykes. The flows have been dated at 25—19 Myr (P. W. Jones, 1976) and even 36 Myr (G. F. Brown, 1970). The youngest magmatics are late Tertiary alkaline trachytic and phonolitic plugs, most typically developed in the Adua and Senafe areas. The volcanic activity has been continuous to recent times.

The oxidic and sulphidic massive mineral occurrences are intercalated within the Precambrian sequence at numerous localities, and there are probably many more localities still to be found. The mineralisations are closely associated with the Precambrian environment, which is represented by a heterogeneous succession of volcanic and sedimentary rocks, exhibiting a uniform greenschist facies metamorphism. The low metamorphic grade is, in general, the quartz-albite-chlorite-sericite subfacies of the greenschist facies.

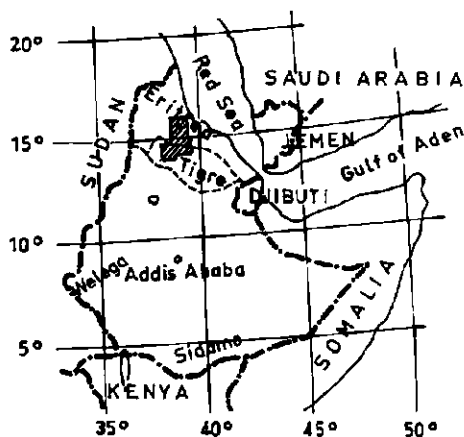


Fig. 1. Location map of the area examined

REFERENCE

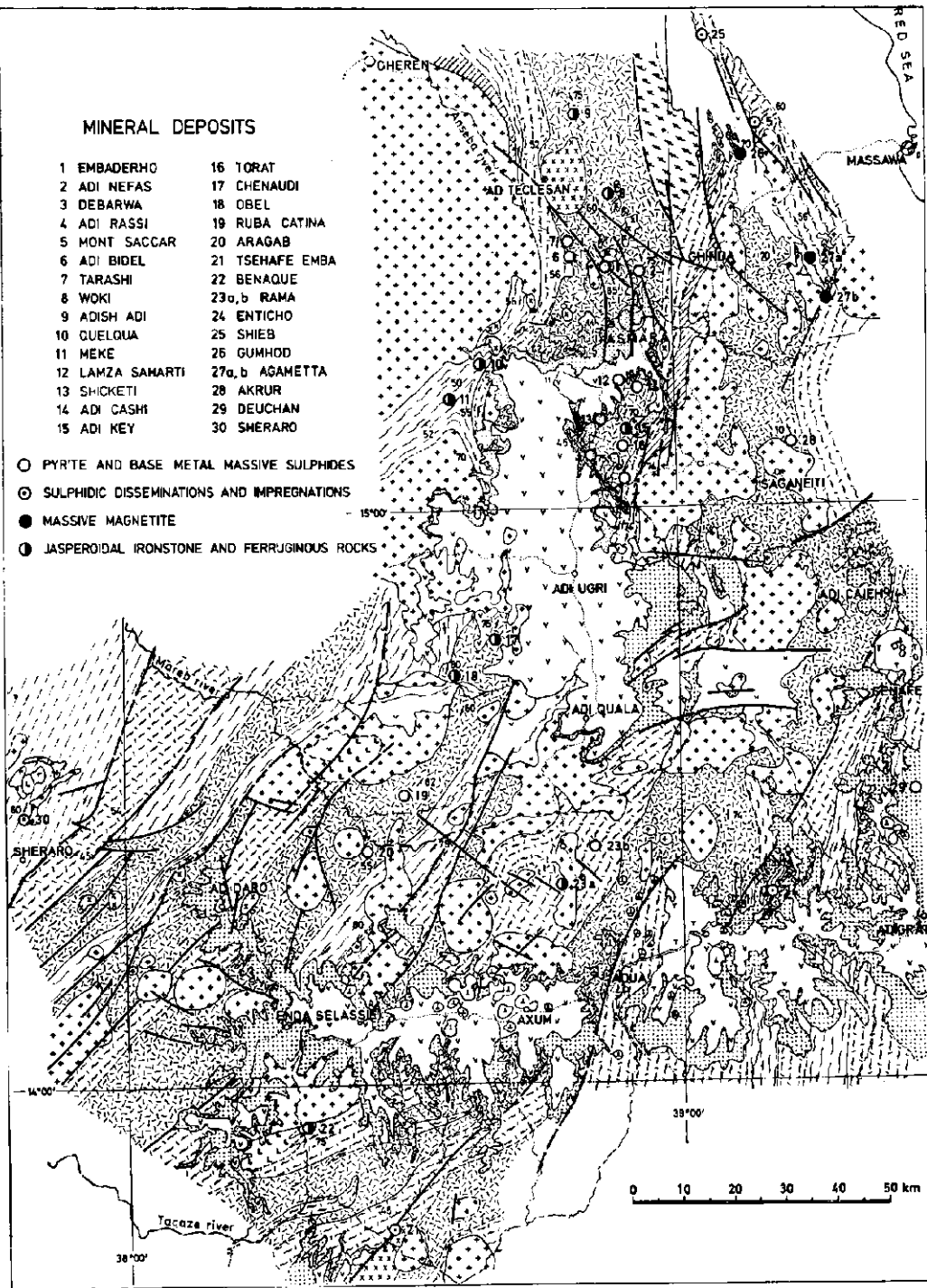
| | | |
|---------------------------------|--|---|
| LOWER PRECAMBRIAN ? | | GRANITIC-GNEISSIC MIGMATITE, AMPHIBOLITE |
| UPPER PRECAMBRIAN | | MASSIVE METAVOLCANICS: INTERMEDIATE AND FELSIC LAVAS; TUFFS, PYROCLASTICS AND AGGLOMERATES; SCHIST, SLATE, FERRUGINOUS CHERT, GRAYWACKE |
| TSALIET GROUP | | SCHISTOSE METAVOLCANICS: VOLCANOGENIC GREENSCHIST, SLATE, PHYLLITE, QUARTZITE, GRAYWACKE; INTERBEDDED LAVAS AND AGGLOMERATES, LOCALLY MINOR LIMESTONE |
| TAMBIEN GROUP | | METASEDIMENTS: SHALE, SLATE, ARGILLITE, GRAPHITIC PHYLLITE, QUARTZITE, GRAYWACKE, LIMESTONE, MINOR CONGLOMERATE |
| SHERARO FORMATION | | SCHIST, PHYLLITE, SANDSTONE, CONGLOMERATE |
| | | HORNFELS (SILICIFIED CONTACT ROCKS) |
| PERMIAN, TRIASSIC - JURASSIC | | QUARTZ SANDSTONE, VARIEGATED SANDSTONE, SILTSTONE, SHALE, GLACIAL TILLITES (EAST OF ADUA) |
| TERTIARY | | |
| TRAP SERIES | | VOLCANICS: BASALT WITH MINOR TUFFS AND CLAYS |
| | | TRACHYTIC VOLCANICS; PHONOLITIC PLUGS |
| | | LATERITE: MOTTLED KAOLINISED AND FERRUGINOUS ROCKS |
| INTRUSIVES | | |
| | | GRANITE, GRANODIORITE, PORPHYRITIC GRANITE |
| | | QUARTZ DIORITE, DIORITE |
| | | GABBRIOC ROCKS. ALKALINE SYENITES |
| RECENT | | |
| | | VALLEY ALLUVIUM |
| | | STRIKE AND DIP OF FOLIATION |
| | | FAULT, DOTTED WHERE INFERRED |
| | | MAIN ROAD AND SETTLEMENT |
| | | MAJOR RIVER |
| | | MINERAL DEPOSIT |

Fig. 2. Geological sketch-map of the Asmara-Axum area, showing the occurrences of massive sulphides. Compiled from various sources

MINERAL DEPOSITS

- | | |
|------------------|-----------------|
| 1 EMBADERHO | 16 TORAT |
| 2 ADI NEFAS | 17 CHENAUDI |
| 3 DEBARWA | 18 OBEL |
| 4 ADI RASSI | 19 RUBA CATINA |
| 5 MONT SACCAR | 20 ARAGAB |
| 6 ADI BIDEL | 21 TSEHAFA EMBA |
| 7 TARASHI | 22 BENAQUE |
| 8 WOKI | 23a, b RAMA |
| 9 ADISH ADI | 24 ENTICHO |
| 10 GUELQUA | 25 SHIEB |
| 11 MEKE | 26 GUMHOD |
| 12 LAMZA SAMARTI | 27a, b AGAMETTA |
| 13 SHICKETI | 28 AKRUR |
| 14 ADI CASHI | 29 DEUCHAN |
| 15 ADI KEY | 30 SHERARO |

- PYRITE AND BASE METAL MASSIVE SULPHIDES
- ⊙ SULPHIDIC DISSEMINATIONS AND IMPREGNATIONS
- MASSIVE MAGNETITE
- ⊙ JASPEROIDAL IRONSTONE AND FERRUGINOUS ROCKS



The rocks were affected by regional metamorphism and only locally by thermal metamorphism. Porphyroblastic textures and recrystallisations are evident.

The Upper Precambrian volcanic-sedimentary sequence originated as a eugeosynclinal accumulation, with felsic magmatics intruded and extruded in more stages during its evolution. The complex was folded and faulted under east-west directed stress, the regional trend of foliation submeridional, the dips variable but near-vertical. The intensely folded sequence may be manifest in the repetition of certain lithologies occurring in alternating parallel belts and zones.

After extensive Paleozoic peneplanation, the Permian continental sedimentation produced sandstones and tillites associated with clays, corresponding to the Dwyka Series of South and East Africa (R. M. Shackleton and K. Lomax, 1974). Mesozoic marine sedimentation followed, the beds largely removed by pre-Trapean (late Cretaceous-early Tertiary) peneplanation, which levelled both Precambrian and younger rocks. It caused extensive surface alteration, the peneplain being evident as a conspicuous horizontal plane of ferruginous-lateritic crust, usually marked by the presence of resistant Paleozoic-Mesozoic sandstones. Tertiary Trap basalts spread on the peneplain, the preserved thickness of the basaltic cappings being not more than several hundred metres.

Lithology

In terms of the division of the Ethiopian Precambrian, the majority of the rocks in northern Ethiopia belong to the Upper Complex, which forms a thick inhomogeneous succession of different lithologies of volcanic and sedimentary origin, and is subdivided into the lower Tsaliet Group and the upper Tambien Group.

Certain rocks are suspected to belong to the Lower Complex: the foliated granodiorites below the metavolcanics in the Enticho area, the amphibolites and biotite granite on the Buri Peninsula southeast of Massawa, and the granitic-gneissic migmatized rocks in the coastal region northeast of Asmara (G. Merla et al., 1973). Similar older rocks also form small outcrops in the Danakil area (J. Brinkmann and M. Kürsten, 1970).

Upper Precambrian volcanic-sedimentary rocks. The Tsaliet Group comprises mostly volcanic rocks of varied character: basic, intermediate and felsic extrusives are interbedded with pyroclastics ranging from coarse agglomerates to fine tuffaceous mudstones and siltstones, with minor interbeds of argillaceous and arenaceous sedimentary rocks such as shales, quartzites, greywackes, in places biohermal limestone and subordinated conglomerate. The strongly chloritised massive and schistose volcanoclastics appear as chlorite-sericite schist, micaceous and augen schist, quartzitic and sericitic greenschist, exhibiting frequently a greywacke affinity. The massive varieties are strongly epidotised, the original texture and mineralogy obliterated; such rocks may have been originally mafic or lithic pyroclastics. The rocks are intimately interbedded with considerable vertical and lateral variations.

The Tsaliet Group is about 1,500 metres thick in Central Tigre (M. Beyth, 1972), its thickness increasing northwards to an estimated order of several thousands of metres in Eritrea. The volcanogenesis is evident; practically the

Table 1 Chemical composition of some extrusive rocks (per cent)

| Locality | Sample No. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S | H ₂ O ⁻ | H ₂ O ⁺ | Total |
|-----------|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------------------------------|-------------------------------|--------|
| Embaderho | 1 | 66.00 | 0.30 | 17.70 | 1.73 | 0.84 | 0.03 | 1.44 | 5.67 | 3.82 | 0.51 | 0.17 | 0.19 | 0.23 | 2.09 | 100.72 |
| | 2 | 71.10 | 0.18 | 15.10 | 0.97 | 2.08 | 0.04 | 0.98 | 2.15 | 5.12 | 0.53 | 0.15 | 0.02 | 0.15 | 1.21 | 99.78 |
| | 3 | 66.90 | 0.30 | 17.20 | 1.67 | 0.71 | 0.03 | 1.38 | 5.70 | 3.85 | 0.63 | 0.17 | 0.19 | 0.18 | 2.05 | 100.96 |
| Adi Nefas | 4 | 73.60 | 0.05 | 15.46 | 0.56 | 0.06 | 0.21 | 1.50 | 5.43 | 1.37 | | | | | 2.14 | 100.38 |
| | 5 | 64.08 | | 18.58 | 1.64 | 0.06 | 1.24 | 3.99 | 2.50 | 2.00 | | | | 0.09 | 5.78 | 99.96 |
| Adi Rassi | 6 | 59.27 | | 18.05 | 5.43 | 0.15 | 4.07 | 5.39 | 4.70 | 0.70 | | | | 0.12 | 2.23 | 100.11 |
| | 7 | 49.38 | | 15.84 | 18.85 | 0.24 | 3.43 | 2.98 | 2.95 | 0.80 | | | | 0.50 | 4.98 | 99.95 |
| Marahano | 8 | 78.83 | | 10.79 | 2.35 | 1.16 | | 0.33 | 0.19 | 5.61 | 0.88 | tr | | | 0.67 | 100.81 |
| Hamasien | 9 | 54.21 | 0.52 | 15.11 | 3.94 | 5.25 | | 6.42 | 8.19 | 3.96 | 1.91 | 0.14 | | | 1.28 | 100.93 |

Provenance of samples:

- No. 1 Embaderho. Porphyrite; drillhole EMB 1/70, depth 85.50 m
 No. 2 Embaderho. Quartz keratophyre; EMB 1/70, depth 224.15 m
 No. 3 Embaderho. Quartz porphyrite; EMB 1/70, depth 310.50 m
 No. 4 Adi Nefas. Quartz keratophyre; drillhole AN 5 A/68, depth 76.40 m
 No. 5 Adi Nefas. Altered dacite (andesite?); drillhole AN 5 A/68, depth 120.50 m
 No. 6 Adi Rassi. Porphyrite outcropping east of the North Hill
 No. 7 Adi Nefas. Spilitic magnetite andesite; drillhole AR B/1, depth 105 m
 Data from G. Dainelli (1943):
 No. 8 Marahano (about 10 km south of Asmara). Keratophyric quartz porphyry
 No. 9 Hamasien. Diorite porphyry

whole Group can be accounted for in terms of volcanic provenance. The succession is submarine though some coarse pyroclastics could also have originated subaerially.

The extrusives are recognisable as quartz porphyrites, keratophyres, andesites and more spilitic varieties, texturally massive and schistose, their sodic nature obvious microscopically and chemically. Porphyritic albite is ubiquitous with chlorite, epidote and calcite the alteration products of original mafic silicates. Silica is abundant, forming layers of chert and jasperoidal rocks. Intraformational breccia occurs in places, the clasts lithics and chert fragments, grading to greywacke, the matrix tuffaceous and siliceous. Interbedded mudstone proves subaqueous accumulation.

The extrusives spread as flows on the sea floor probably from fissure openings, together with ejected water-lain pyroclasts and tuffaceous products, some of which may have originated also through nuée ardente type of activity. A metamorphic change of the original lavas of various mineralogic nature to a spilitic-keratophyric assemblage must be assumed as a consequence of the deuteric-fumarolic alteration which will be discussed below. Whether or not there is any cyclicity in the composition of the extrusive layers is not known. P. F. Pagnacco (1969) noted in the area south of Asmara a change from felsic rock types in the west, to mafic types prevailing in the east. More magmatic cycles, starting with basic and terminating with more felsic magmas, could nevertheless be expected.

The chemical composition of the extrusive rocks examined is shown in Table 1. The extensive alteration, as reflected in the present whole-rock chemistry, makes classification difficult. Two analyses (Nos. 8, 9), obviously referring to the same rock types, have been added from G. Dainelli (1943).

The Tsaliet Group is overlain by the more sedimentogeneous Tambien Group, its thickness apparently of the order of several thousand metres. It consists of shale, slate and quartzite with interbeds of volcanogeneous rocks and dark limestone which merge into the former, making differentiation practically impossible. The younger Didikama, Sheraro and Mateos Formations overlie the former two Groups on the margins of the discussed area, either conformably or unconformably, and consist of limestone, dolomite, calcareous sandstone and finer marine sediments (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975).

Ultrabasic rocks and their metamorphic derivatives have not been encountered and do not, to the writer's knowledge, exist in the area discussed. Serpentinites exist in the Lower Barca valley in extreme northwest Eritrea (L. Usoni, 1952), and reportedly also in southwestern Eritrea (V. Kazmin and A. J. Warden, 1975).

For practical purposes, and as shown in Figure 2, the Upper Precambrian sequence can be roughly subdivided, on the regional scale, into three lithostratigraphic units: massive metavolcanics are prevailingly massive and schistose extrusives and pyroclastics with subordinated sedimentary rocks, schistose metavolcanics are prevailingly schistose bedded volcanogeneous sediments, and metasediments, on the top of the succession, have been derived mainly from argillaceous-arenaceous-calcareous sediments with very minor reworked volcanic material.

Sulphidic and oxidic ore deposits and occurrences, usually accompanied by quartz veins and skarn-type epidotised rocks, are intercalated within the Tsaliet and Tambien succession. Ferruginous chert and purple siliceous zones also occur in the upper sedimentary unit.

Intrusive rocks. A variety of felsic rock of apparently granitic-dioritic composition intrudes the Upper Precambrian sequence. No systematic petrological examinations and no differentiations on the regional scale have ever been done. The granitoid rocks show variations from foliated gneissose granite merging into surrounding schist, porphyritic granite and granodiorite to fine-grained microgranite, syenite and diorite, with subordinated gabbro in places. The form of the masses varies between huge irregular or elongated complexes with schistose rocks preserved as roof pendants only, and rounded circular masses of quite restricted dimensions.

The intrusive rocks cover more than half of the area referred to, as in other parts of the northeastern Africa and Arabia, where foliated gneissose granite has been considered "syntectonic", the others, especially minor, rounded or circular, clearly intrusive bosses "posttectonic". Such a simplified division seems inadequate since the intrusives obviously differ in composition, origin and age.

The greater part of the granitic rocks in northern Ethiopia have been identified with the Mareb Granite of the Central Tigre, which intrudes the Tsaliet and the Tambien Groups. The prevailing rock type is a leucocratic, pink, alkali potassic porphyritic granite, euhedral orthoclase and microcline perthite being the prevailing phenocrysts, and sodic plagioclase quite subordinate. The mafic minerals are biotite and hornblende. There are variations in texture and mineral composition within the intrusive bodies. Medium-grained granodiorite is widespread, with quartz and sodic plagioclase present in larger amounts. Quartz may be absent and the rocks grade to monzonite and syenite, the latter occurring as small isolated bosses. M. Beyth (1972) gives the following composition for the Mareb Granite:

| SiO_2 | Al_2O_3 | Na_2O | K_2O (per cent) |
|----------------|-------------------------|-----------------------|---------------------------------|
| 68.2-63.6 | 18.4-14.0 | 7.12-5.85 | 2.94-2.67 |

Some older data for various granites by G. Dainelli (1943) show the following composition (Table 2).

The rocks are peralkaline. C. R. Neary et al. (1976) stressed this feature as being typical of the "Younger granites" in Sudan.

Field evidence suggests that certain rather smaller masses, by their mineralogy, colour index and composition, are closer to diorite. Typical examples are the intrusive rocks northwest of Asmara in the Embaderho-Ad Teclesan area; these sodic granitoids correspond compositionally and mineralogically to porphyritic quartz keratophyre interlayered with massive ore in the Embaderho sulphide deposit.

The chemical composition of the Embaderho quartz diorite, together with two examples of dioritic rocks quoted by G. Dainelli (1943) is shown in Table 3 (Nos. 2, 3).

Table 2 Chemical composition of various granites (After G. Dainelli)

| Sample No. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 1 | 73.19 | - | 13.55 | 0.46 | - | 0.28 | 0.94 | 5.68 | 4.82 | tr | 0.40 |
| 2 | 73.96 | tr | 13.75 | 0.52 | 0.99 | 0.48 | 1.90 | 5.62 | 2.55 | 0.17 | 0.25 |
| 3 | 58.67 | tr | 17.68 | 2.21 | 3.85 | 3.28 | 4.82 | 5.86 | 3.27 | 0.57 | 0.49 |
| 4 | 74.36 | - | 13.56 | 0.67 | 1.19 | 0.29 | 0.89 | 4.51 | 4.93 | tr | 1.01 |

Provenance of samples:

No. 1 Adi Enfi (Decamerhe). Granite

No. 2 Fort Cheren. Granite

No. 3 Elabaret east of Cheren. Granite

No. 4 Coatit (Senafe-Saganeiti area). Quatzr diorite

Table 3 Chemical composition of dioritic rocks

| Sample No. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S | H ₂ O ⁺ |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-------------------------------|
| 1 | 69.00 | 0.18 | 15.30 | 1.68 | 0.59 | 0.03 | 0.91 | 5.23 | 3.83 | 0.53 | 0.15 | 0.04 | 2.55 |
| 2 | 58.67 | 0.19 | 16.21 | 4.17 | 3.54 | | 3.19 | 6.25 | 5.09 | 1.89 | 0.25 | | 1.29 |
| 3 | 51.04 | 0.72 | 17.81 | 3.75 | 6.17 | | 5.30 | 8.98 | 3.81 | 1.01 | 0.72 | | 1.48 |

Provenance of samples:

No. 1 Embaderho. Quartz diorite; drillhole EMB 4/70, depth 198.4 m

No. 2 Adi Berim (Coatit). Quartz diorite

No. 3 Brigantia (Cheren). Amphibole diorite

Although little can be said from one analysis, the composition of the Embaderho quartz diorite (No. 1) seems close to the composition of batholithic granites in Sudan, quoted by C. R. Neary et al. (1976). The rock is, however, extensively altered and difficult to classify.

Some smaller dioritic bosses occur adjoining the granite west and east of Asmara. P. F. Pagnacco (1969) mapped diorite in the Adi Daro area, C. R. Garland (1972) in the Adigrat area and R. M. Parsons (1965) on the eastern escarpment. M. Beyth (1972) observed dioritic stocks associated with the Mareb Granite in Tigre and named them Forstaga Diorite, the typical being a quartz-amphibole diorite with biotite and pyroxene, foliated in places and containing secondary minerals, its composition ranging as follows:

| SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | K ₂ O (per cent) |
|------------------|--------------------------------|---------|-----------------------------|
| 58.6-53.5 | 16.2-12.5 | 6.3-6.0 | 2.7-1.24 |

He stated, that diorite was intruded before the Mareb Granite. However, textural and compositional variations between granitic, granodioritic and dioritic rocks are common. Rocks of dioritic appearance, grading into granite, were noted on the margins of the Decamere granitic stock near Adi Rassi, near Dongolo Basso, in the Agametta area, south of Adi Quala, near Adi Daro, at Tsehafe Emba, north of Axum and elsewhere. Dioritic rocks apparently

originated by differentiation. However, not all the recognised diorites seem to be comagmatic.

Apart from peralkaline granite characterised by potash feldspar, there is, at least, an intrusive generation of dioritic rocks with abundant secondary minerals replacing virtually all primary mafic minerals. It is subalkaline, sodic, very low in potassium and ferrous iron, with rather high lime content. The petrochemical similarities with the porphyritic-keratophyric types of Tsaliet metavolcanics suggest a common origin, the rocks of the same magmatic episode probably formed by some sort of differentiation of original melts, emplaced partly as domes and partly extruded as flows on the sea floor.

Other rock types present in forms of smaller bosses, apparently differentiation products as well, are gabbros and syenites. The Gemahlo ring complex in the extreme west of the area has a gabbroic-syenitic core surrounded by porphyritic microgranite. Many similar rings, about 83 recognised so far, occur in the northeastern Sudan and appear to be of the "Younger granite" type, their actual age uncertain (J. R. Vail, 1971; 1973; J. C. Briden, 1973).

The thermometamorphic effects are hardly to be found on the contacts with intrusives; they emplaced apparently at shallow depths and were relatively poor in volatiles, producing only modest metamorphic aureoles.

Numerous aplitic and porphyritic dykes intersect all rock types in various directions, their age uncertain, apparently belonging to further stages of magmatism. The prevailing fine-grained leucocratic rocks are rich in feldspar and mostly strongly weathered (kaolinised) on the surface. Melanocratic meta-doleritic dykes occur in places.

Auriferous quartz veins. Following the planes of weakness along foliation, there are numerous auriferous quartz veins and reefs in Eritrea, the gold grades variable between 2 and 30 grammes per ton. Epidote, chlorite, carbonate and sericite are associated with scarce sulphides, copper stainings frequent. The veins are varied in length, width and depth, the largest up to several hundred metres long and several metres wide. They were extensively mined in Eritrea in the past (L. Usoni, 1952; D. Jelenc, 1966). The age of emplacement of auriferous reefs is uncertain.

Time relations and correlation

Regarding the ages of Precambrian rocks in Ethiopia, no systematic dating has been done. A correlation was attempted by V. Kazmin (1975), who originally ranged the Tsaliet Group within the 1,000–750 Myr interval, but considered later lowering it within the middle part of the Upper Proterozoic (1976).

The number of random radiometric age determinations of the Precambrian in Ethiopia is more than 50. The majority of ages in different rock types fall within to range of 550 ± 100 Myr, defining the Pan African thermo-tectonic episode or event (W. Q. Kennedy, 1964; H. M. E. Shürmann, 1964), and reflecting the Mozambiquan rejuvenation which is evident over the whole of East Africa.

Seven K/Ar determinations from northern Ethiopia and nine from southern Ethiopia gave isotopic ages older than 650 Myr, of which three Rb/Sr ages of

gneissose-granites fall within the range of 680 Myr, and one, for a metamorphic rock, gave an age of $1,030 \pm 40$ Myr (A. M. Chater, 1971). In western Ethiopia two K/Ar ages near 1,400 Myr were obtained on granitic rocks, and one age 794 ± 40 Myr for a "younger" dioritic rock intruding the former, its lithology variable and comprising also syenitic and gabbroic rocks (Metal Min. Ag. of Japan, 1974, unpublished report).

A summary of age determinations higher than 650 Myr is given in Table 4.

The scattered isotopic data of varied provenance and mainly by K/Ar method, with little reliable field geological information and even less complementary petrological, geochemical and structural studies, must be treated with caution. They nevertheless suggest that the basement might have originated much earlier than the discrepant Pan African 550 ± 100 Myr apparent ages indicate.

There has been much uncertainty about the ages of the granitoids in Sudan. The earlier Batholithic granite shows gradational assimilation boundaries, whereas the Younger granite appears in discrete bodies of variable lithologies intruding the earlier, and associated with comagmatic extrusives (I. R. Gass and C. R. Neary, 1970). The granite of the northeastern Sudan shows apparent Mozambiquan K/Ar age in the 630–420 Myr range (J. R. Vail and D. C. Rex, 1970; J. R. Vail, 1971). A. J. Whiteman (1971) reported a minimum 740 ± 80 Myr age for the Younger granite. B. J. Cavanagh (1974) gave, on Rb/Sr analyses, a 465 Myr age for the Younger granite, and for the Batholithic granite the order of 590 Myr, but for the extrusives 670 Myr. C. R. Neary et al. (1976) established that the Batholithic granite, together with the oldest phase of the Younger granite and volcanics as well, all carry an isotopic age of about 700 Myr and belong to the same magmatic cycle.

The age of emplacement of younger granite ring complexes was believed by J. R. Vail (1973) to be mainly Paleozoic. J. C. Briden (1973), however,

Table 4 Isotopic age determinations higher than 650 Myr

| Province | Number of determinations | (Minimum) age range Myr | Method | Rock types |
|----------|--------------------------|-------------------------|--------|--|
| Eritrea | 5 | 690–650 | K/Ar | granitoids; porphyrite |
| | 1 | 754 | " | pegmatite |
| | 1 | 976 | " | mica schist |
| Sidamo | 5 | around 650 | K/Ar | gneiss, pegmatite, granites, amphibolite |
| | 3 | 680 | Rb/Sr | gneisses |
| | 1 | 740 ± 15 | K/Ar | gneiss |
| | 1 | $1,030 \pm 40$ | Rb/Sr | phyllite |
| Walega | 2 | 1,400 | K/Ar | foliated granitoids |
| | 1 | 794 ± 40 | K/Ar | "younger" granite (diorite) |

gave the corresponding minimum age estimate of 750 ± 50 Myr by paleomagnetic reversal chronological study. There are at least three phases of younger granites in Sudan, the last two having ages of 500 Myr and 100 Myr (C. R. Neary et al., 1976).

For southern Egypt, M. Y. Meneisy (1972) reported a number of Rb/Sr ages in the range of 1,365—1,150 Myr, which might be "the age of the main Precambrian metamorphism". However, the ages of synorogenic plutonites in Egypt range between 1,000—800 Myr. Another widespread magmatic activity took place around 600 Myr, and a younger episode took place between 100—70 Myr.

In Saudi Arabia, according to G. F. Brown (1970), the major plutonic events seem, from mostly Rb/Sr determinations, to have occurred at about 1,000, 735—720, 670—660 Myr, the latest 570 Myr data reflecting the Pan African event. An extremely thick volcanic-sedimentary sequence is cut by intrusives of the 1,000 Myr epoch. Syntectonic gneissic rocks and intermediate massive, discordant calc-alkaline granites, comparable to synorogenic plutonites in Egypt, range in age from 1,000—710 Myr (G. F. Brown and R. O. Jackson, 1960). The discordant post-tectonic younger granites generally occur as circular batholiths. Intrusive felsic rocks of Mesozoic age were found as well (M. Gillman, 1968).

In light of these data, a tentative dating of the basement in northern Ethiopia can be attempted. The Tsaliet and the Tambien Groups are intruded by granitoids, and the field data suggest more stages of felsic intrusions. The petrochemical data, insufficient as they are, point to a similarity between some of the intrusives and the extrusives of the Tsaliet Group. It might be therefore possible that the oldest foliated granitoids such as quartz diorites, the early stages of later granitoids and the extrusives of the Tsaliet Group are comagmatic, representing the intrusive and extrusive phases of the same magmatic event, limited to a relatively short time interval. C. R. Neary et al. (1976) came to similar conclusion for the early magmatism in north-eastern Sudan.

If the isotopic ages around 1,000 Myr are "real" relict dates reflecting the earlier metamorphic events, then the Tsaliet succession would be at least 1,000 Myr old. How "real" two 1,400 Myr K/Ar ages for Welega granitoids are is not clear for the time being; they are better treated with caution. If the early intrusive magmatism was coeval with the eugeosynclinal volcanism, then the oldest granitoids might correspond to the synorogenic plutonism of 1,000—800 Myr age in Egypt and Saudi Arabia. This was a period of major tectonic activity in the Earth's geological history, accompanied by magmatism of regional proportions (H. P. Bott, 1971). The early magmatics probably originated from differentiated (ultramafic) mantle and possibly also, at least partially, by anatectic crustal melting. Later upsurges of the magma followed, the "younger" intrusive events indicated to have occurred at about 800—740 Myr and 690—650 Myr, possibly followed by the early Paleozoic and later Mesozoic-Tertiary plutonism, corresponding to the established phases in Sudan, Egypt and Saudi Arabia, the ages of the later plutonism bearing the regional Mozambiquan imprint.

The stratiform sulphide deposits apparently originated from the oldest magmatic cycle of 1,000 Myr range. Later episodes were involved in subsequent hydrothermal rearrangements. Massive base metal deposits of volcanogenic origin exist in Saudi Arabia in similar environment (Dr. Garnet, pers. comm.), as well as in southern Egypt (T. Ivanov et al., 1973).

M. Beyth (1972) and V. Kazmin (1975) attempted correlations of the Upper Precambrian formations with those of the adjacent countries. The absence of reliable chronological data and facial variations at widely separated localities make such attempts difficult. Nevertheless the Tsaliet Group was correlated with the Halaban Formation of Saudi Arabia and the Dokhan Formation of Egypt, and the Tambien Group with the Murdama Formation of Saudi Arabia. However the thickness of the geosynclinal volcanic-sedimentary sequence in Saudi Arabia is of the order of tens of kilometres (G. F. Brown, 1970), and something less in Egypt. The lower limit of the Halaban, set at about 1,000 Myr (A. H. Sabeth, 1972) might be, together with the Dokhan Formation, even older. The Tsaliet Group may therefore correspond to the lowest part of the Halaban Formation or even to the Baish greenstones underlying it, the corresponding element in Sudan the Nafirdeib Series (A. J. Whiteman, 1971; A. H. Sabeth, 1972).

Structural features

The available data on pre-Cretaceous (pre-Rift) tectonic in northern Ethiopia suggest that major orogenic deformations affected the region. The absence of systematic studies makes the interpretation of the early regional tectogeology difficult.

A dominant submeridional geological trend is obvious in the structural pattern of the Precambrian assemblage, swinging from the meridional direction in the Asmara area gradually westwards in central and western Tigre. The foliation and bedding are generally conformable. The rocks have been tightly folded, the axes of isoclinal folds trending in the same direction, the variable dips generally steep. C. R. Garland (1972, unpublished report) observed monoclines, open folds, also recumbent folds and thrusts in central Tigre, the axial planes of overturned folds dipping west and northwest. Tight isoclinal folding is clearly evident in western Tigre, the attitude of the beds steep. Vertical dips prevail also in the Asmara area where the folding is evident in the repetition of units. All the deformations were caused by east-west directed compression.

Major faulting, trending in the same directions, has been recognised, the fault planes either vertical or steeply inclined west. Low-angle thrust-faulting is suspected as well, paralleling the bedding and hence difficult to recognise. Such a structure is indicated in western Tigre, where the Sheraro Formation discordantly overlies the volcanic-sedimentary complex. These dislocations within the Precambrian sequence are considered to be mainly of early origin, forming arcuate lineaments more or less oblique to the trend of the eastern escarpment, which is associated with the post-Cretaceous rifting. The faulting, representing the main tectonic stage in the post-Paleozoic period, is associated with the formation of the Rift system. The uplifting of the plateau is confined

mainly to the proximity of the escarpment, the fault planes dipping steeply east, the displacements eastwards (P. Mohr, 1962). Younger faults on the plateau cut across the Precambrian lineaments either parallel to the Rift trend or obliquely to it, with minor lateral and vertical displacements. Rift tectonism was accompanied by basaltic eruptions, from the Trap Series covering the plateau to the recent volcanism, which is still active in the Afar today.

DESCRIPTION OF DEPOSITS AND OCCURRENCES

The known ore deposits and occurrences are shown in Figure 2. They appear as conspicuous elongated outcrops, conformable with the bedding of the enclosing rocks, but exhibit also irregular, breccious or fissure character, their size rather restricted in dimensions. Some of them have been more or less explored and the majority reconnoitred only. The main primary ore minerals in order of abundance are pyrite, sphalerite, chalcopyrite, pyrrhotite, magnetite, galena and some minor sulphides. Silver and gold are present and associated with the sulphides. The primary gradings are rather low; increased tenors have originated mainly in secondary enrichments.

Embaderho

The prospect is situated 10 km northwest of Asmara. It was explored during 1969—1971 by detailed mapping, soil geochemistry, some magnetic and electro-magnetic survey and deep drilling (7 holes totalling 1,363 m).

The "S" shaped gossan is about 1 km long and up to 100 m wide, conformable within the foliated rocks and dissected by longitudinal faults, as illustrated in Figure 3. Weathered quartz diorite outcrops to the east, and another smaller boss of granite porphyry merges into the adjacent schists to the west. The enclosing lithologies are massive epidotised volcanoclastic greenstone, tuffaceous greenschist, quartzose hornfels rock, chlorite schist, mica-sericite schist, pyritised quartzitic rock, all varying laterally and vertically, intimately interbedded with porphyritic-keratophyric layers and massive amphibole-chlorite cherty rocks. Numerous aplitic dykes and quartz veins are scattered in the area, the largest the 600 m long Medrizien quartz reef nearby, being mined for gold in the past, the grading 3 to 8 grammes per ton (L. Usoni, 1952). It is surrounded by hydrothermally affected sericitised and silicified rocks.

Beds of massive sulphides occur within the sequence. Drillhole EMB 1/70 (45°, 315.15 m) intersected 20 layers of massive ore, some several metres thick, and numerous beds, bands and zones of disseminated sulphides, together with more than 40 layers of porphyritic extrusives. Drillhole EMB 7/71 (45°, 114 m) intersected more than 30 m (true thickness) of massive pyritic ore, and other drillholes revealed abundant ore and extrusive layers as well. Drill sections are illustrated in Figure 4.

Petrography. The interlayered porphyritic rocks are prevailingly leucocratic fine- to medium-grained with low, slightly variable colour index, the textures felsophyric and felsitic. Quartz and feldspar occur as phenocrysts, the former

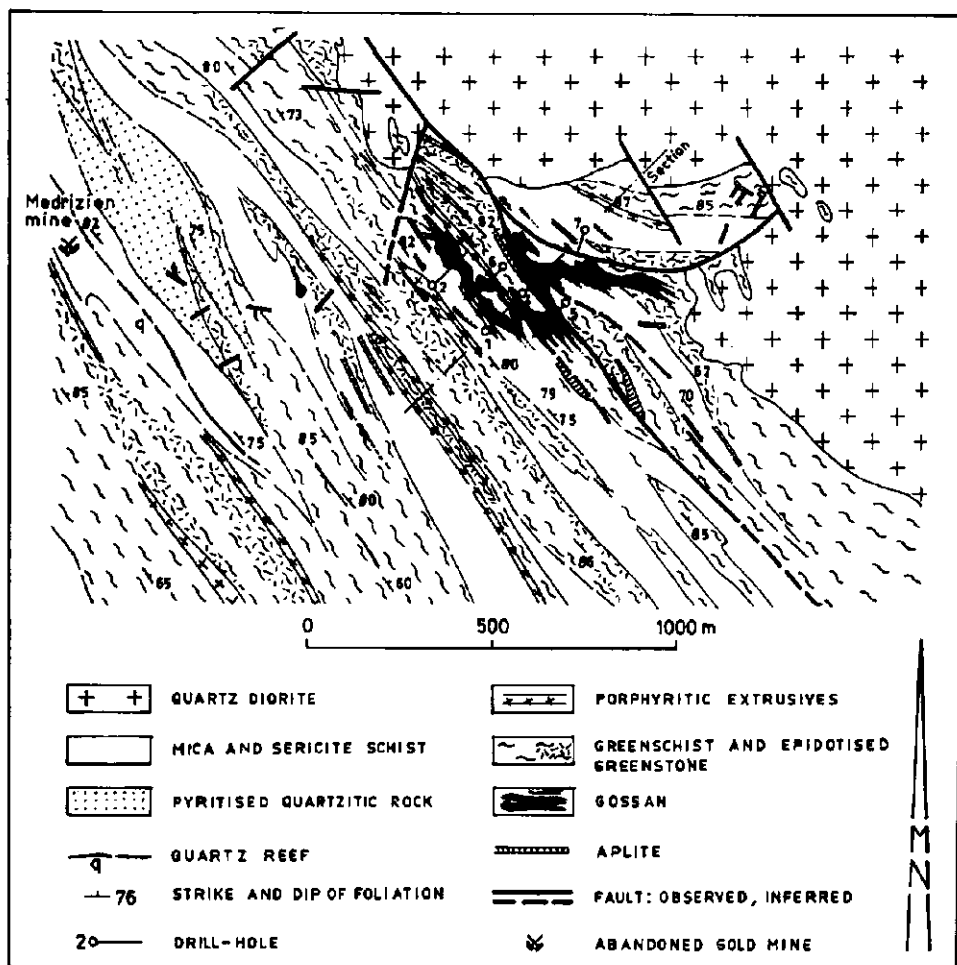


Fig. 3. Geological map of the Embaderho prospect

in bluish, corroded, rounded grains up to 5 mm in size, the latter smaller and strongly replaced by a turbid, opaque aggregate. Twin measurements normal to (010) indicate albite to albite-oligoclase. Remnants of hornblende are rare. There is white mica but no biotite, and chlorite and epidote are ubiquitous. Strong alteration has replaced the primary minerals by a fine-grained mosaic of chlorite, zoisite, sericite, epidote, calcite and quartz, all of them forming the microcrystalline matrix. Minor irregular sulphides are present as well.

The outcropping intrusive rock in the Embaderho area, though weathered, is similar in appearance. Encountered at depth in drillhole EMB 4/70, a gradual textural transition from porphyritic into hypidiomorphic granular massive rock was revealed, the mineralogy essentially the same as in the extrusive porphyritic layers. The strongly altered rocks can best be designated as quartz diorite.

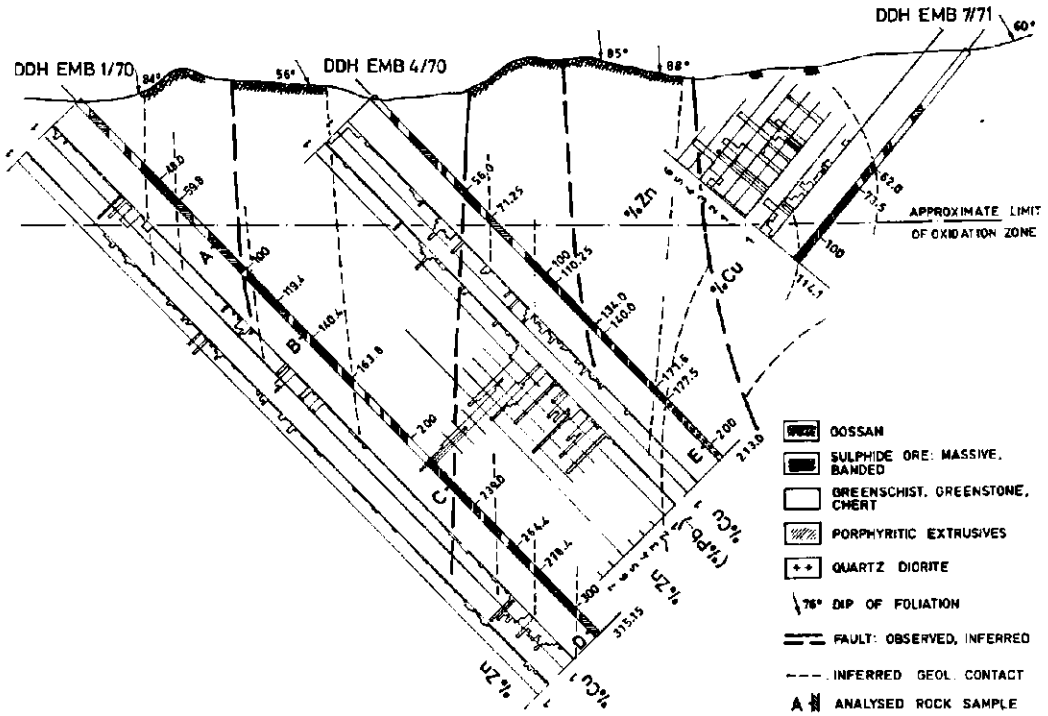


Fig. 4. Sections of drill-holes EMB 1/70, 4/70 and 7/71, and Cu, Zn tenors at Embaderho

The quantitative mineral composition of 4 samples of the Embaderho extrusives and one sample of quartz diorite is given in Table 5.

Compositional and chemical similarities (Tables 1, 3 and 5) suggest that the intrusive and the porphyritic rocks are comagmatic, derived from the same source and apparently coeval. These rocks have been extensively altered. To what extent the present composition — high alumina, magnesia and lime contents, low sum total of alkalis with sodium exceeding potassium nearly 7:1 and low ferrous iron — reflects that of the original magma, or if it is due to a later metasomatic redistribution of components, has not yet been sufficiently examined. The determinations of alkalis and earth alkalis on a number of rock samples, visually selected as altered to different degrees show, as Table 6 illustrates, that magnesium and calcium contents sharply increase with stronger alteration, whereas sodium seems to decrease and potassium remains unaffected.

A tentative conclusion can be made that the original early magma produced shallow domal intrusions under the depositional basin, at the same time erupting subaqueously on the sea floor forming alternating flows with sediments and stratiform sulphides. A close genetic link with the formation of the sulphides is implied via solutions to which, partially at least, the extensive rocks' alteration must be attributed. Whatever the origin of albite — either magmatic or due to soda metasomatism in the early stages of magma consolidation from earlier more calcic plagioclases — lime and magnesia must have been intro-

Table 5 Mineral composition of magmatic rocks at Embaderho

| Samples: | Porphyritic extrusives | | | | Quartz diorite |
|------------------------|------------------------|----|----|----|----------------|
| | A | B | C | D | E |
| Phenocrysts: Quartz | 5 | 2 | 8 | 7 | 15 |
| Feldspar (albite) | 35 | 35 | 30 | 30 | 35 |
| Hornblende | - | - | - | - | 2 |
| White mica (sericite) | 10 | 15 | 8 | 15 | 10 |
| Chlorite | 10 | 7 | 20 | 5 | 8 |
| Epidote and zoisite | 12 | 5 | 8 | 8 | 5 |
| Calcite | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 |
| Granular opaque matrix | 25 | 34 | 24 | 32 | 32 |

Samples are:

A Porphyrite; drillhole EMB 1/70, depth 85.5 m

B Quartz keratophyre; drillhole EMB 1/70, depth 136.2 m

C Mesocratic quartz keratophyre; EMB 1/70, depth 224.2 m

D Quartz porphyrite; drillhole EMB 1/70, depth 310.5 m

E Quartz diorite; drillhole EMB 4/70, depth 198.4 m

Table 6 Alkalies and earth alkalies in variously altered extrusives at Embaderho

| Drillhole | No. of samples | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Rock type |
|-----------|----------------|------|------|-------------------|------------------|---------------------------------------|
| EMB 4/70 | 5 | 1.02 | 4.15 | 4.34 | 0.69 | Quartz diorite, slightly altered |
| | 1 | 0.96 | 4.00 | 7.40 | 0.78 | Aphyric porphyrite, slightly altered |
| | 9 | 1.34 | 5.68 | 4.21 | 0.76 | Altered porphyrite |
| | 1 | 1.55 | 8.40 | 6.30 | 0.72 | Aphyric porphyrite, strongly altered |
| | 1 | 2.01 | 9.6 | 1.25 | 1.27 | Porphyrite, strongly altered |
| | 1 | 8.8 | 13.4 | 0.33 | 0.19 | Quartz keratophyre, extremely altered |
| | 2 | 1.1 | 3.03 | 6.25 | 0.61 | Contact of porphyrite with ore |

duced from an extraneous source by solutions, which apparently caused epidotisation, zoisitisation and carbonation of the original rock.

The same low-temperature hydrous mineralogy is observed also in the schistose members of the volcanic-sedimentary pile: chlorite, white mica, epidote-zoisite, tremolite-actinolite, talc, quartz and some albite and calcite are the essential constituents. Pyrite metacrysts (?) in these rocks are arranged in bands parallel to foliation, often corroded, fragmented and altered to secondary limonitic products surrounded by patches of chlorite and epidote. Biotite is completely absent in the schists as well, though there is phlogopite in certain parts of the rocks, usually associated with sulphides, and seemingly a secondary mineral.

Contacts of ore with greenschists are mainly gradational, with streaks of disseminated sulphides and magnetite in chlorite- and epidote-enriched schists, the rocks dense and cherty. Contacts of porphyritic flows with massive ore are sharp and marked by a narrow zone of fine-grained granoblastic of nematoblastic intergrowth of lime-bearing silicates, with abundant chlorite, sericite,

phlogopite and calcite. In ore, coarse crystalline pyrite marks the contact, with interstitial quartz and locally concentrated chalcopyrite.

Ore mineralogy. The mineral paragenesis of the Embaderho ore is rather simple. Pyrite is the most abundant sulphide mineral. At least three generations are present. The early euhedral pyrite in grains up to 15 mm in size is usually poeciloblastic and corroded. It apparently crystallised first, together with lime silicates and magnetite, and was replaced by other sulphides. Another generation forms irregular granular masses, clustering around larger grains and interbanded with younger sulphides (Fig. 5). The bulk of pyrite occurs as a globular aggregate of densely packed oval grains, with interstitial quartz, calcite and small amounts of other sulphides. There is also a microcrystalline gel-pyrite, occurring in irregular rounded forms of apparently colloform origin.

Magnetite forms individual euhedral crystals up to 10 mm in size; poecilitic inclusions of pyrite, and blebs of pyrrhotite and sphalerite are common (Fig. 6). The bulk of magnetite occurs as finegrained masses, usually associated with granular sulphides in narrow alternating bands. It is intimately associated with sulphides but much less abundant than pyrite.

Pyrrhotite, too, occurs in fine-grained porous form, mixed and interbanded with other sulphides (Fig. 7). Together with magnetite it is found in deeper parts of the sequence only, forming massive ore and in places prevailing over pyrite. Associated with coarse chalcopyrite it forms also distinct vein-like inclusions in massive ore.

Chalcopyrite seems to occur in at least three generations: as inclusions in the early euhedral pyrite and magnetite, as unoriented exsolution blebs in dark sphalerite associated with massive magnetite-pyrrhotite ore (Fig. 8), and as individual subhedral grains and interstitial fillings. It forms replacement rims around the early pyrite, and it is seen to grade into gel-pyrite.

Sphalerite is the most abundant base metal sulphide. It occurs in irregular grains and shows mutual boundaries with chalcopyrite. At least three generations are present. A dark brown xenomorphic variety is closely associated with granular magnetite and contains minute exsolution blebs of chalcopyrite. It is also poecilitic in the early pyrite and forms interstitial fillings in mosaic pyrite, replacing it. Another deep yellow resinous variety appears interstitial on higher levels, and in veins with quartz and other sulphides.

Galena is obviously a later constituent and is present in very minor amounts, mainly in globular pyrite ore, replacing pyrite. It is found also in bands of disseminated sulphides within the greenschist, and occurs associated with lime silicates and vein quartz as well.

Chalcopyrite and bornite occur occasionally at upper levels, both apparently of supergene origin.

Quartz is the main gangue mineral. Silicate gangue minerals epidote, tremolite-actinolite, chlorite, white mica and phlogopite occur in prismatic crystals and felted aggregates, usually idiomorphic against opaque minerals, or forming the matrix in which they are embedded. Crystalline calcite is abundant in places. Gypsum was also identified in banded ore, its hypogene or supergene nature unclear. Deep green chlorite and epidote occur with sulphides in vein quartz, and andradite is exceptionally present as well.

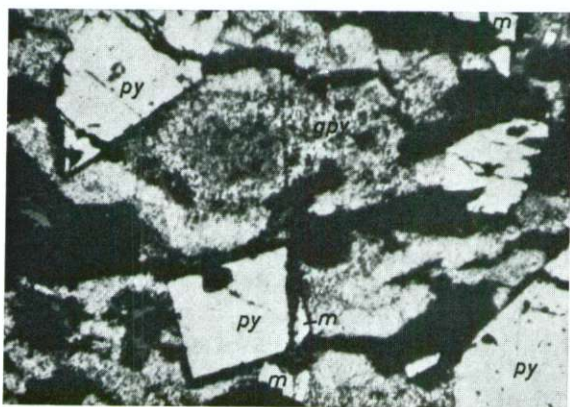


Fig. 5. Early euhedral pyrite surrounded by gel-pyrite. Spec. EMB 1/70; No. 15. $\times 150$

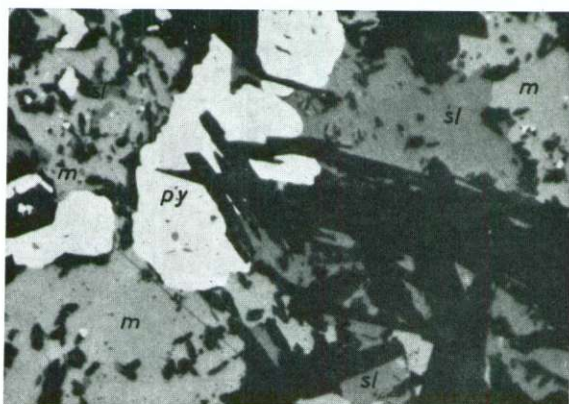


Fig. 6. Granular pyrite-magnetite-sphalerite ore, intergrown with lime-iron silicates. Spec. EMB 4/70; No. 59. $\times 150$

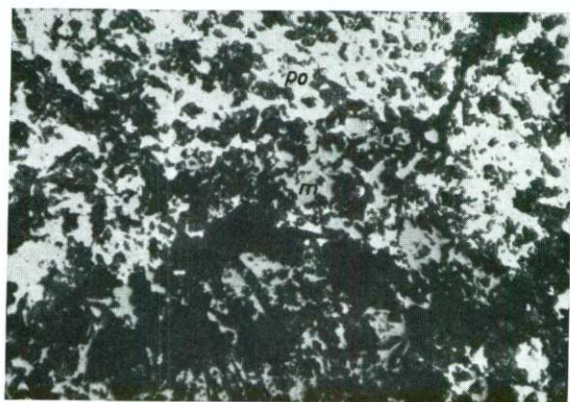


Fig. 7. Irregularly shaped texture of pyrrhotite-magnetite ore. Spec. EMB 1/70; No. 15. $\times 150$

Fig. 8. Magnetite-sphalerite ore with exsolved chalcopyrite in dark sphalerite. Spec. EMB 4/70; No. 66. X 150

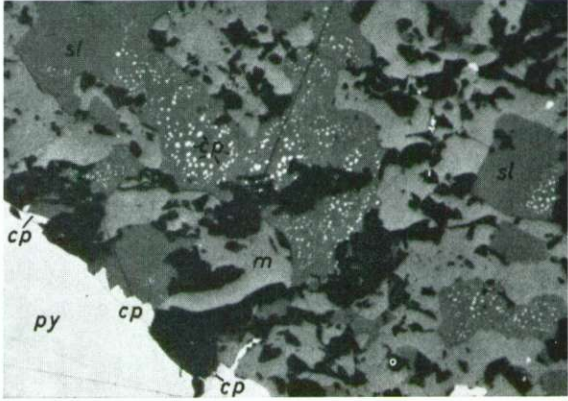


Fig. 9. Banded massive sulphide ore: pyrite, magnetite and tremolite-actinolite interbanding. Granular pyrite embedded in quartz at top. Spec. EMB 1/70; No. 87

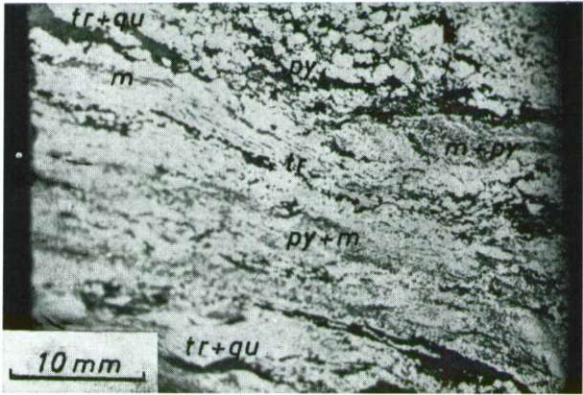
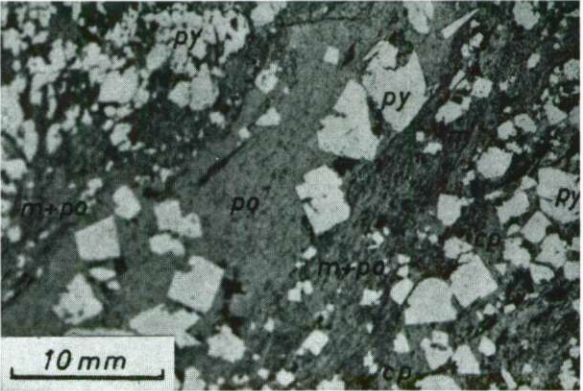


Fig. 10. "Porphyroblastic" ore: early subhedral pyrite surrounded locally by chalcopyrite, in a fine-grained, banded matrix of pyrrhotite and magnetite. Spec. EMB 1/70; No. 18



Texture, paragenesis and zoning. The ore is fine- to medium-grained, pre-vaillingly banded (Fig. 9) but also dense, even-grained massive, occasionally with larger grains ranging to 15 mm in diameter scattered in places. Very fine-grained masses with colloform-like texture are rare. »Porphyroblastic« texture (Fig. 10) is confined rather to lower levels, and mosaic-textured pyrite ore to upper ones.

The apparent mineral paragenetic sequence, as deduced from examinations of polished sections, indicates that the euhedral pyrite, magnetite and lime-iron silicates formed first. The flowage-textured magnetite and pyrrhotite followed, embedding the early minerals and interbanding with other components. Sphalerite, chalcopyrite, second generation pyrite and galena seem to be associated with the later surges of the mineralising fluids. The following succession is normally observed in banded ore:

Quartz, chlorite and lime-iron silicates
pyrite prevaillingly
magnetite and pyrrhotite
magnetite and pyrite.

The syngenetic zoning is expressed morphologically and mineralogically. In deeper parts of the deposit, closer to the dioritic dome, magnetite and pyrrhotite prevail, together with the early coarse-grained pyrite and lime-iron silicates, with pyrrhotite-chalcopyrite channels cutting across the ore mass. This portion obviously corresponds to "stringer ore" of D. F. Sangster (1972). Pyrrhotite decreases upwards whereas magnetite persists and pyrite prevails, the texture both banded and massive granular. The highest levels, thought to be most distant from the magmatic source, are composed of mosaic-textured ore of even-grained pyrite, the grain size about 1 mm, with interstitial quartz, calcite, chalcopyrite, yellow sphalerite and galena, with traces of magnetite and lime silicates but no pyrrhotite. Microcrystalline colloform gel-pyrite occurs only in the lowest levels, chalcopyrite and sphalerite on all levels and galena is associated mainly with the yellow sphalerite.

The zoning pattern may be simply explained by decreasing temperature of the ore-bearing solutions with the distance from the magmatic source. There were however more surges of fluids at variable temperatures, as evidenced morphologically and paragenetically. Swarms of quartz veins with pyrite, chlorite, chalcopyrite, calcite, epidote and even brown-pink garnet can be seen in the greenschist adjacent to ore, the features apparently channelways in which the solutions moved.

The composition of the ore can be seen from the assays of drill cores. The bulk composition encountered in some drillholes is shown as average values in Table 7, and in Figure 4, the expected average tenors in Table 12. There is no trend in metal contents and no correlation between pairs of metals. Gold has not been determined; it is low if there is a linear relationship with base metal values (J. Kalliokoski, 1965). Gold values up to 1.2 ppm have been detected in soil, the corresponding silver values up to 4 ppm, and molybdenum values up to 7 ppm.

The tonnage of the deposit is indicated in the order of several millions of tons of the ore mass.

Table 7 Metal contents of drill cores at Embaderho

| Ore layers Number | True thickness (m) | Cu (per cent) | Zn (per cent) | Pb | Cd | As (ppm) | Co | Ni | Ag (g/t) | Metal ratio Cu:Pb:Zn |
|---|--------------------------|---------------------|---------------------|-----|-----|-------------|-----|----|-------------|-------------------------|
| Drillhole EMB 1/70 | | | | | | | | | | |
| 11 | | | | | | | | | | |
| max. | 9.50 | 1.40 | 0.43 | 56 | 490 | 59 | 519 | 28 | 8 | |
| min. | 1.53 | 0.10 | 0.05 | 17 | 5 | 17 | 49 | 12 | 2 | |
| average | 5.07 | 0.77 | 0.23 | 31 | 66 | 39 | 230 | 22 | 4.7 | 250:1:74 |
| Drillhole EMB 4/70 | | | | | | | | | | |
| 10 | | | | | | | | | | |
| max. | 11.40 | 1.14 | 3.8 | 790 | ? | 58 | 515 | 90 | 14 | |
| min. | 0.96 | 0.01 | 0.11 | 6 | | 20 | 30 | 13 | 4 | |
| average | 3.84 | 0.39 | 1.81 | 135 | | 36 | 121 | 35 | 8 | 30:1:34 |
| Drillhole EMB 6/71 | | | | | | | | | | |
| 7 | | | | | | | | | | |
| max. | 5.16 | 0.64 | 6.55 | 121 | 196 | 73 | ? | ? | 32 | |
| min. | 1.42 | 0.04 | 2.11 | 76 | 9 | 14 | | | 4 | |
| average | 2.72 | 0.31 | 3.49 | 90 | 87 | 43 | | | 12 | 34:1:390 |
| Drillhole EMB 7/71 | | | | | | | | | | |
| 4 | | | | | | | | | | |
| max. | 12.85 | 0.76 | 3.84 | 158 | 124 | 65 | ? | ? | 17 | |
| min. | 1.32 | 0.25 | 1.77 | 28 | 36 | 23 | | | 11 | |
| average | 5.66 | 0.49 | 2.49 | 104 | 87 | 49 | | | 14 | 50:1:250 |
| Weighted mean composition of the ore mass | | 0.52 | 1.83 | 87 | 80 | | | | 10 | |

Adi Nefas

Situated 5 km north of Asmara, the prospect was explored between 1967 and 1971 by soil sampling, detailed mapping, electromagnetic and magnetic survey and deep drilling (9 holes totalling 953.9 m).

The deposit shows up as a 2 km long and up to 20 m wide dark siliceous gossan dipping 78° east, surrounded by, and petering out into schists. The country rock is an alternation of green chlorite schist, quartz-chlorite-sericite schist, massive greenstone, violet spotted schist, phyllite, mica schist and subordinated dark brown quartzite. Dyke-like porphyritic layers 3 to 15 m wide are aligned in the steeply dipping sequence. There are numerous quartz reefs in schist, some of them auriferous (L. Usoni, 1952). Figure 11 illustrates the deposit.

The magmatic rocks are white-green banded porphyritic types, with quartz and feldspar phenocrysts up to 7 mm in size. Feldspars are polysynthetic lamellar twins of slightly altered albite-oligoclase, and turbid anorthoclase, showing fine gridiron twinning, peripherally intergrown with quartz and calcite. Quartz phenocrysts are corroded. There is some white mica, little chlorite, the groundmass a microcrystalline aggregate of quartz, calcite, sericite and kaoli-

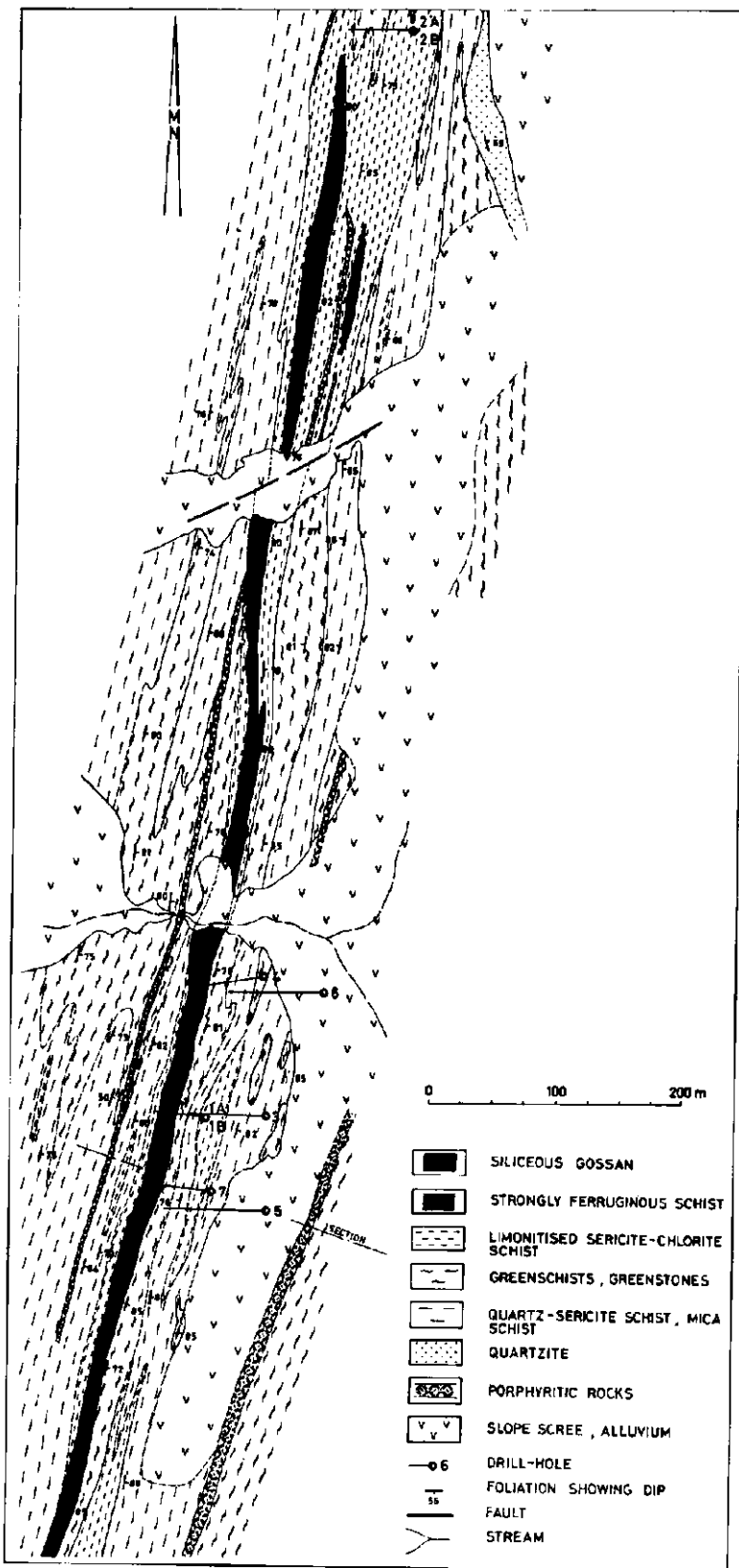


Fig. 11. Geological map of the Adi Nefas prospect

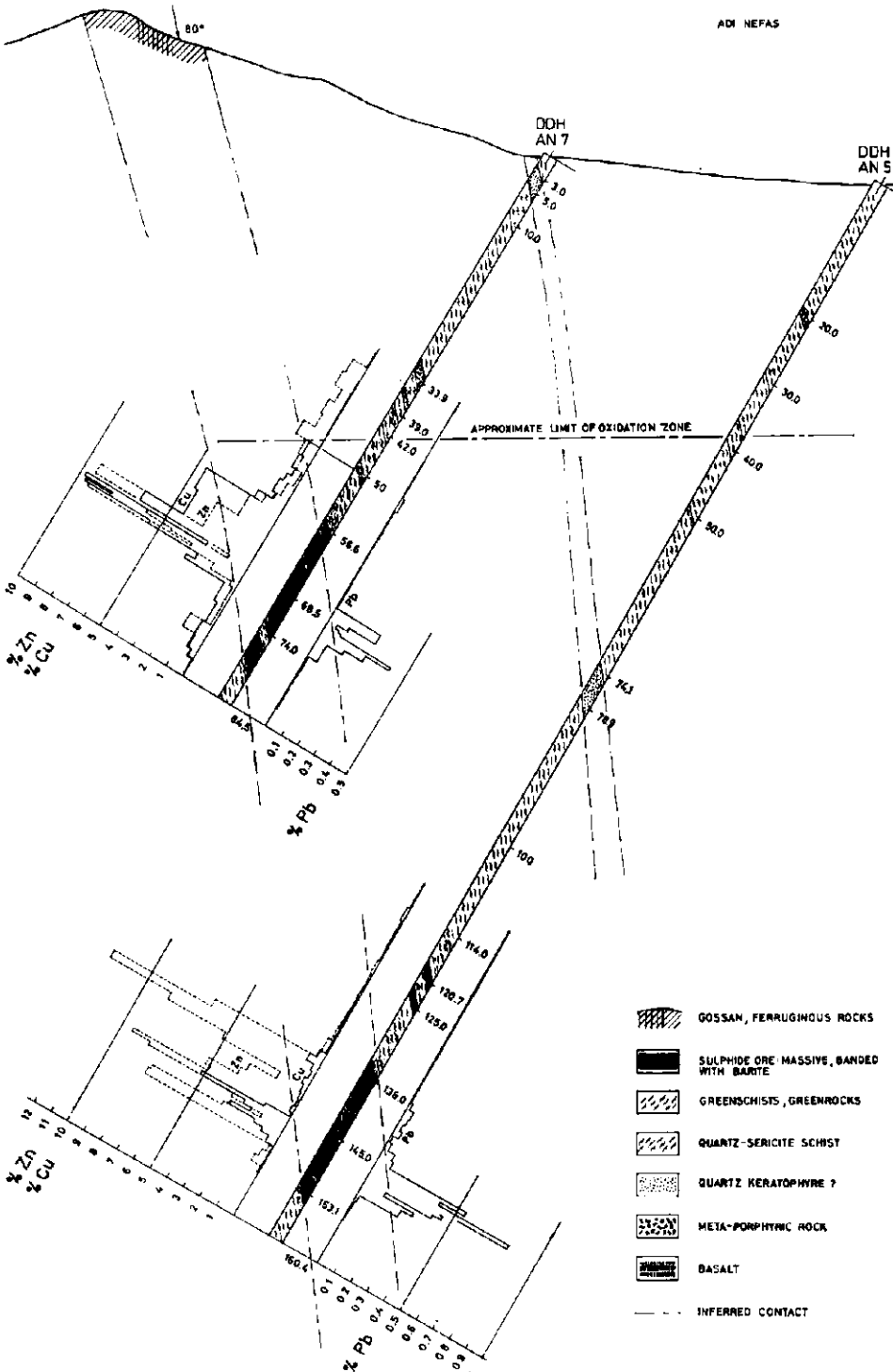


Fig. 12. Sections of drill-holes AN 5 and 7, and Cu, Zn, Pb tenors at Adi Nefas

Table 8 Mineral composition of magmatic rocks at Adi Nefas

| | Sample No. (see Table 1) | |
|---|--------------------------|----|
| | 4 | 5 |
| Phenocrysts: Quartz | 15 | 20 |
| Albite | 20 | 15 |
| Anorthoclase | 10 | 15 |
| Calcite | 3 | 6 |
| Matrix: sericite, quartz, calcite, kaolinite, chlorite | 52 | 44 |

nite. Calcite surrounding feldspars suggest alteration of initially more calcic plagioclase, and hence albite would be secondary. The sodic rock is comparable to quartz keratophyre. However field evidence on its syngenetic nature is not conclusive.

Another example of felsic, greenish gray medium-grained porphyritic rock is strongly altered and shows unclear feldspar phenocrysts, few quartz grains in a mass of epidote, chlorite and calcite. The original identity of the highly aluminous rock is obscured by alteration. It may have been originally dacite or andesite or even a tuff-lava. The chemical composition of both rock types is given in Table 1, and the average quantitative mineral composition in Table 8.

Drill intersections revealed massive, fine-grained, usually banded ore, composed alternately of pyrite, sphalerite and chalcopryite, with quartz and barite gangue. In places, sulphides are intimately interbanded with schists. A typical section is shown in Figure 12. Vein-like sulphide concentrations appear also as open space fillings, apparently originated through later hydrothermal rearrangements.

The mineralogy of the polymetal ore, as visible to the unaided eye on drill cores, is simple. The hypogene ore paragenesis and textural features, as developed from examinations of polished sections, can be summarised as follows. The prevailing pyrite is the oldest mineral, forming coarse-granular banded aggregates, the corroded grains rounded, with poecilitic chalcopryite and sphalerite (Fig. 13). The early pyrite is embedded in and strongly replaced by a younger sequence of sulphides; the atoll replacement texture is conspicuous. A fine-crystalline second generation pyrite replaces sphalerite and galena (Fig. 14).

Sphalerite strongly prevails quantitatively. It is a pale brown iron-poor variety, replacing pyrite marginally and centrally (Fig. 15). Chalcopryite occurs in irregularly shaped grains forming interstitial masses, replacing pyrite and filling cracks in sphalerite. Tennantite occurs in isolated larger grains and is marginally replaced by sphalerite. Minor galena appears in small grains, everywhere associated with tennantite, and is locally replaced by sphalerite; it can be found also in small inclusions in later pyrite (Fig. 16). Enargite is present in very small rare grains, and minor lamellar, apparently hypogene, chalcocite is embedded in sphalerite. Supergene chalcocite shows preferential marginal replacement of chalcopryite, sphalerite and galena but rarely of pyrite.

Fig. 13. Granular texture of ore with younger sulphides replacing the early pyrite. Spec. AN 6; No. 17. $\times 150$

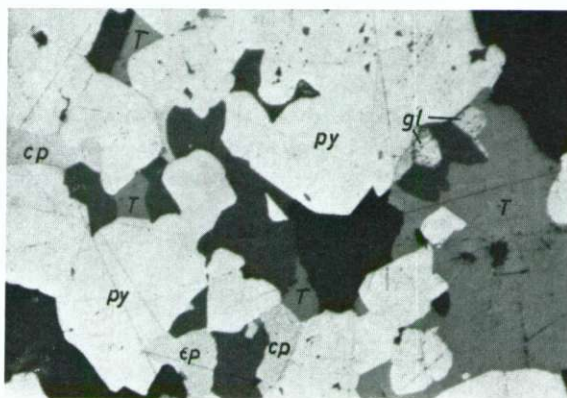


Fig. 14. Late-generation pyrite replacing galena and sphalerite; galena in turn replaced by sphalerite. Matrix is quartz (black). Spec. AN 5/71; No. 1. $\times 150$

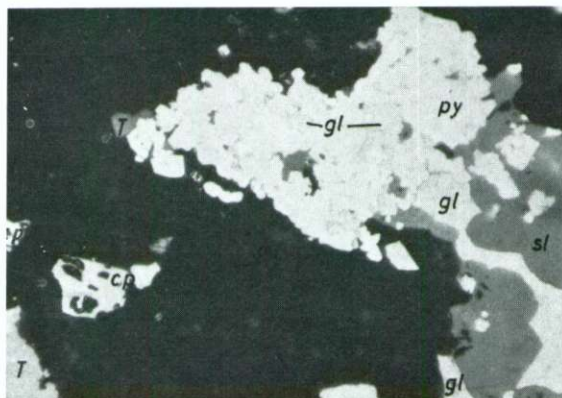
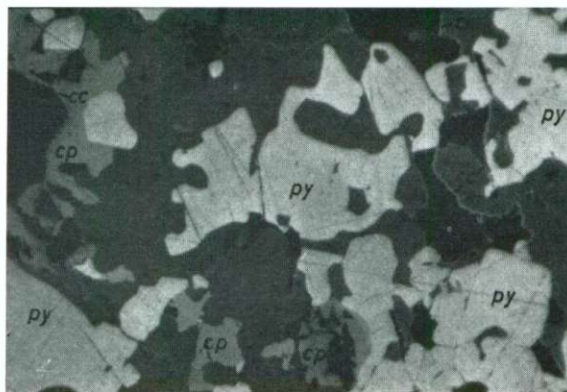


Fig. 15. Atoll-textured early pyrite, replaced by sphalerite and chalcocite, with rims of chalcocite. Spec. AN 7; No. 2. $\times 150$



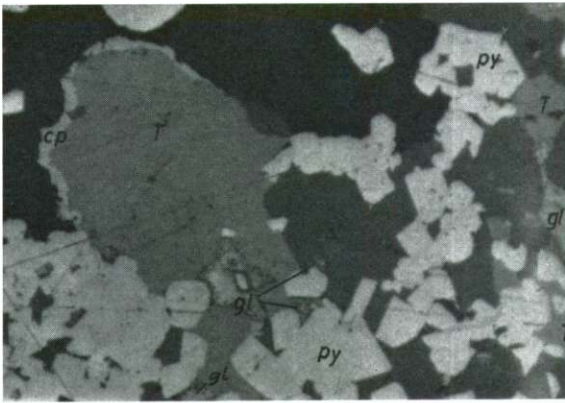


Fig. 16. Granular ore of second generation sulphides in quartz. Spec. AN 6; No. 16. $\times 150$

Table 9 Estimated ore grades of Adi Nefas ore

| | Cu | Zn | Pb | Cd | Co | Ni | As | Ag | Au |
|-------------------|------------|------|------|-------|-----|----|------|-------|-----|
| | (per cent) | | | (ppm) | | | | (g/t) | |
| Range from | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 180 | 60 | 10 | 380 | 45 | 0.8 |
| to | 9.3 | 30 | 6 | 1100 | 120 | 60 | 2030 | 350 | 7.4 |
| Estimated average | 1.5-2 | 7-10 | 0.8 | 300 | 80 | 35 | 500 | 100 | 2.3 |

Quartz is the prevailing gangue. Fine-crystalline barite is abundant especially in massive sphalerite-chalcopyrite ore. Minor calcite is present as well, accompanied by white mica and chlorite.

Galena, bornite, covellite and tenorite have been observed in some quartz reefs in the vicinity of gossan.

Gold and silver in Adi Nefas ore are probably associated with pyrite and tennantite respectively. There is no clear-cut correlation between precious and base metals.

Microscopic evidence indicates that the early sedimentary mineralisation was followed by hydrothermal rearrangements of ore minerals in apparently permeable, tectonically originated features; the superposition is evident in the locally oblique trend of the gossan with respect to the foliation.

The composition of ore is erratic and is shown for some metals in Figure 12. The ranges of metal contents, as determined on assayed split drill cores, and estimated average grades are shown in Tables 9 and 12.

Debarwa

The deposit is situated about 30 km southwest of Asmara. The unsuccessful drilling exploration of 1966—1968 (38 holes totalling 4,586 m) was resumed in 1971; together with detailed geological and geochemical surveys revealed the

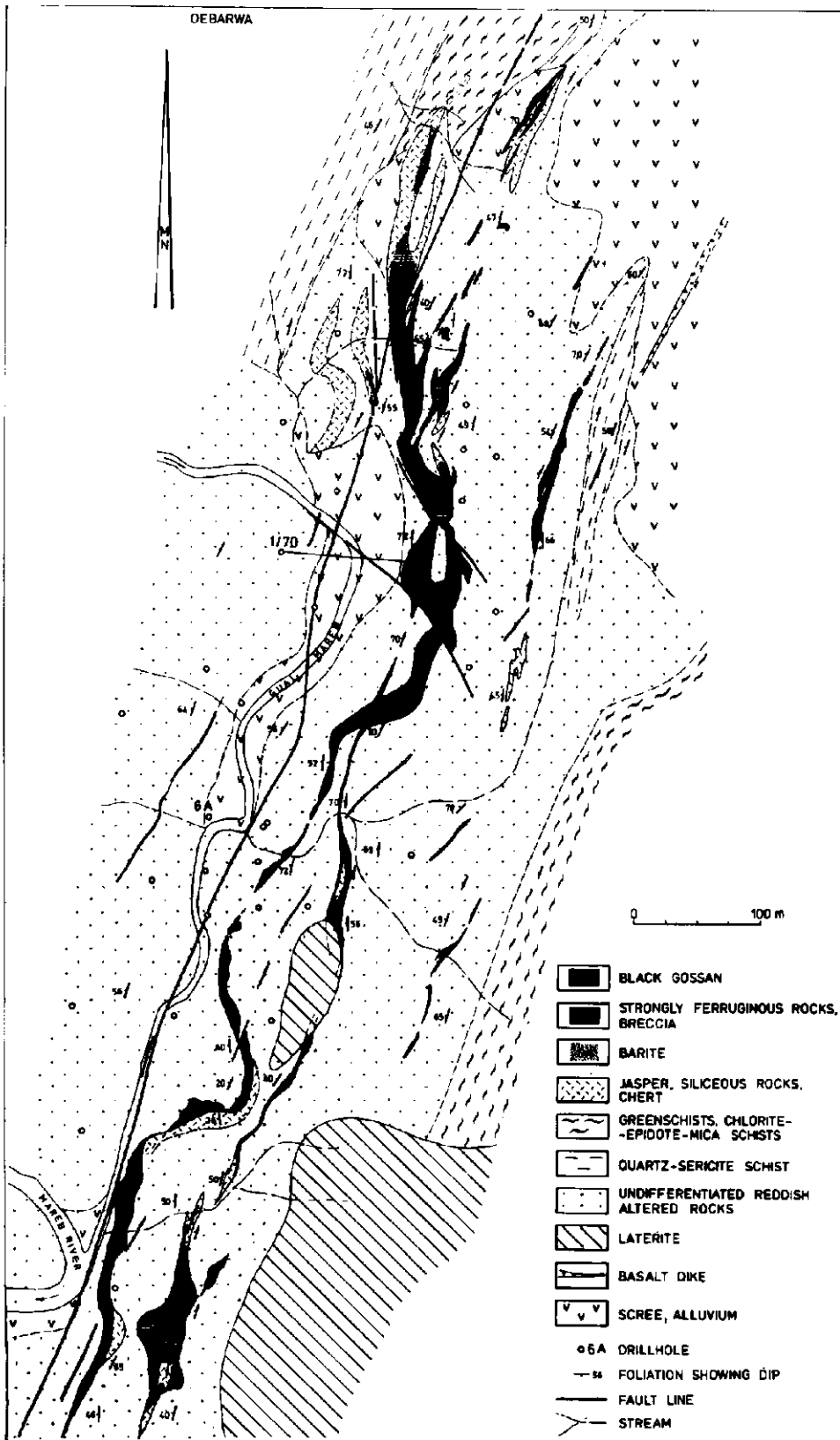


Fig. 17. Geological map of the Debarwa prospect

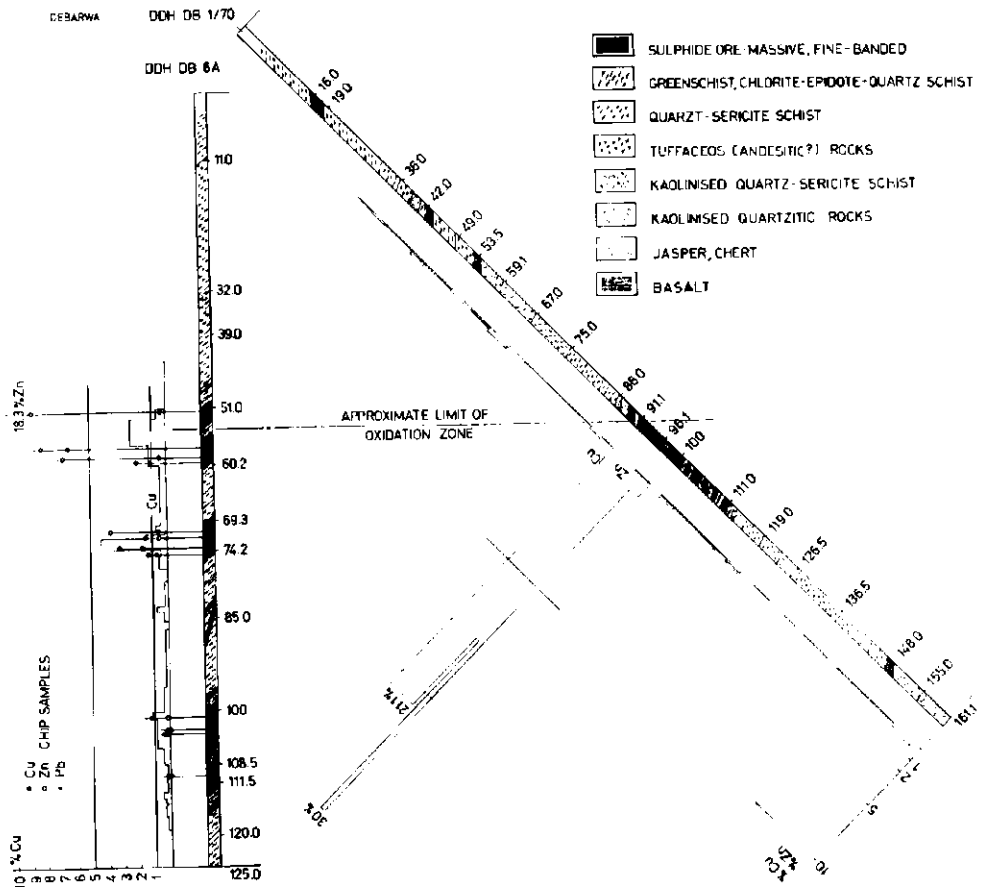


Fig. 18. Sections of drill-holes DB 1/70 and 6 A, and Cu, Zn, Pb tenors at Debarwa

prospect's economic potential. Nippon Mining Co. developed it during 1973—1974 and started mining.

Three mineralised zones are evident on the surface and a fourth has been disclosed by soil geochemistry, trending more or less parallel with the foliation of the extremely weathered schist, dipping west at a medium angle (Figs. 17 and 18). Gossan consists of black botryoidal limonite, ferruginous earthy masse, limonitic breccia and jasper and impure barite, the latter occurring centrally within outcrops or forming »veins« in gossan. The largest barite body is well over 100 m long and several metres thick. No malachite staining can be seen on the surface.

The prevailing rock types are quartz-sericite schist, sericite schist, chloritic greenschist and tuffaceous calc-epidote schist, and locally greywacke. Narrow beds of black shale and grey phyllite are intercalated. Some feldspathic porphyritic rocks were penetrated in drillholes, and interbedded layers of massive

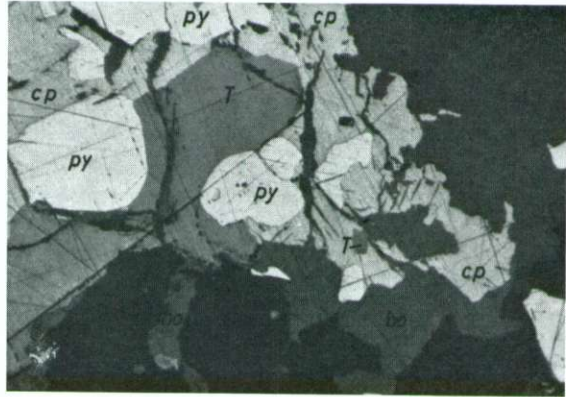


Fig. 19. Replacement texture of ore; black material is quartz. Spec. DB 6 A; No. 58 m. $\times 150$

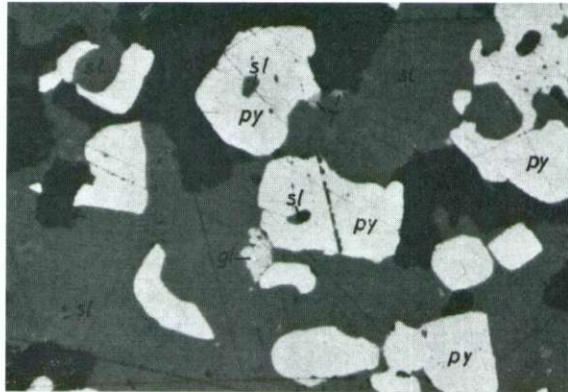


Fig. 20. Strongly corroded pyrite embedded in sphalerite and quartz (black). Spec. DB 3 A; No. 103.5 m. $\times 150$

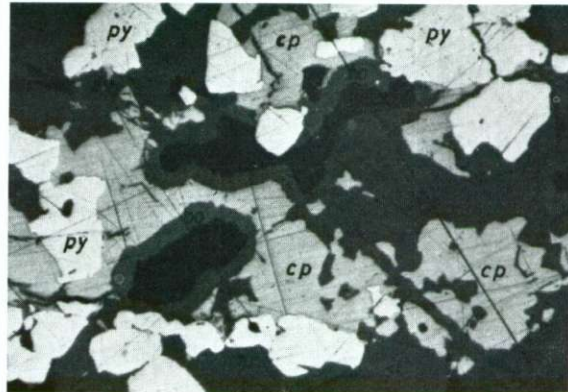


Fig. 21. Selective marginal replacement of younger sulphides by bornite. Spec. DB 6 A; No. 65 m. $\times 150$

greenish rocks probably originated from intermediate volcanic rocks. Siliceous rocks such as silicified schist, chert and jasper are abundant and usually surround the ore. Numerous near-vertical basaltic dykes, belonging to Trap Series volcanism, run slightly obliquely to the foliation, together with numerous barren quartz veins.

Mafic dykes, quartz veins and gossanous zones developed along the tectonic lines of weakness. Post-mineralisation faulting is evidenced by breccias, slickensides and shearing, the most prominent longitudinal fault following the Gual Mareb river valley.

Drilling revealed massive, bedded, fine- to medium-grained polymineral ore, fine disseminations in schists and vein-like sulphide concentrations, the total thickness of several mineralised zones being of the order of tens of metres. The schists near ore are frequently kaolinised. The ore control is stratigraphical and structural, the ore zones dipping apparently under different angles. Soil geochemistry confirmed the multi-stage character of mineralisation, with copper and zinc distribution patterns indicating contemporaneous precipitation of both metals, and the separate deposition of lead, controlled by transversal faults.

Polished sections of a number of random samples revealed hypogene mineral paragenesis similar to that of Adi Nefas. Pyrite is again the prevailing opaque mineral, the oldest in the paragenesis, surrounded by quartz and younger sulphides replacing it (Fig. 19). Its corroded grains are rounded and exhibit caries texture. A younger fine-grained generation of pyrite is also present.

Sphalerite is intimately associated with the younger paragenetic associates chalcopyrite, tennantite and enargite, all of them anhedral and replacing the early pyrite (Fig. 20). Chalcopyrite is replaced by sphalerite and bornite (Fig. 21). Tennantite appears in larger grains and shows mutual boundaries with sphalerite. Rare enargite occurs mainly in pyrite-sphalerite banded ore, marginally replacing the latter. A younger generation of tennantite appears along the rims of enargite, and was clearly derived from it. Galena is the latest sulphide, quantitatively negligible. It occurs also in small veinlets cutting through older sulphides.

Bornite replaces chalcopyrite marginally and along cracks. Together with chalcocite it replaces massive pyrite in the cementation zone, both minerals accounting for the very high copper grade up to 31 per cent (Fig. 22). The observed bornite-chalcocite lattice intergrowth suggests either an exsolution unmixing or a supergene replacement of bornite by chalcocite, the later option being more acceptable since the bulk of anisotropic bluish chalcocite is supergene. There are minor amounts of covellite and ferric hydrous products. An important cementation took place at Debarwa at a depth of about 50 to 60 m below the Gual Mareb valley.

Quartz is ubiquitous, and barite forms the essential part of the outcrops but does not extend to any great depth. Rare calcite is restricted to the oxidation zone.

Mutual replacement is evident in the multi-stage hypogene ore paragenesis, the younger minerals replacing the earlier ones, galena seemingly the latest. The following mineral groupings, possibly indicating the successive mineralisation stages, have been observed:

| | | | | |
|--------------------|--|-------------------------------------|---|--|
| 1 | 2 | 3 | 4 | Supergene minerals |
| quartz pyrite I | pyrite II tennantite I chalcocopyrite bornite enargite chalcocite | enargite tennantite II galena | quartz barite calcite pyrite III | chalcocite covellite limonite quartz? |

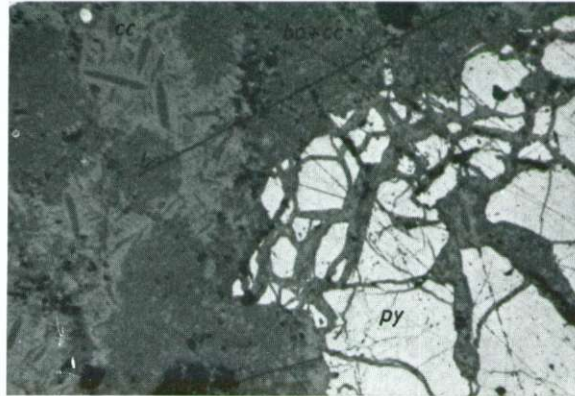


Fig. 22. Lamellar bornite-chalcocite intergrowth, both replacing shattered pyrite. Spec. DB 1/70; No. 4. $\times 150$

Table 10 Estimated ore grades of Debarwa ore

| | Cu (per cent) | Zn (per cent) | Pb (per cent) | Ag (g/t) | Au (g/t) |
|----------------------|------------------|------------------|------------------|-------------|-------------|
| Range from | 0.1 | 1 | 0.025 | tr | 0.2 |
| to | 31 | 25 | 1 | 3280 | 2.5 |
| Estimated average | 2.15 | 5 | 0.5 | 100 | 2 |

Several recognised ore types may be typical for certain parts of the deposit, the ore grades apparently broadly variable from place to place. They can be tentatively listed as follows:

- massive granular pyrite embedded in quartz matrix, with small amounts of base metals
- strongly disseminated pyrite in schists
- banded polymineral ore rich in copper and zinc
- cementation zone ore of any of the above types, enriched in supergene copper minerals but low in zinc.

The ore grades on assayed cores are extremely variable. The observed ranges in primary ore and an assumed average are given in Tables 10 and 12.

Nippon Mining Co. in 1973–1974 exploited ore grading 13.8 per cent copper (M. Hamrla, 1974). The tonnage potential of the deposit might be expected in the order of several millions tons of commercial ore.

Adi Rassi

The Adi Rassi deposit, which has been known since the 16th century, is situated 35 km south of Asmara. Italians explored it during 1938—1939. Renewed exploration in 1965—1966 involved detailed mapping and deep drilling (10 holes totalling 1,771 m). Geochemical soil survey was done later.

Confined to two small hills of altered ferruginous rocks modestly stained with malachite, the deposit occupies a zone about 450 m long and several tens of metres wide. Chlorite-quartz greenschist is the prevailing rock, grading to hornfels-like rock, interbedded with arenaceous schist, sericite schist and minor tuffaceous greywacke, the sequence striking submeridionally and dipping steeply west. Syngenetic porphyritic layers up to 40 m thick are intercalated. Massive epidotised spilitic rock west of the deposit may have been originally andesite or basalt. Geology of the deposit is shown in Figures 23 and 24.

Several magmatic rocks have been distinguished within the sequence.

a) A grey-green, intimately intercalated, mesocratic porphyrite has a normal porphyritic texture with phenocrysts of corroded quartz up to 15 mm in diameter, and albite-oligoclase double that size. The plagioclase is strongly replaced and pseudomorphed by an aggregate of clinozoisite, quartz and calcite. There are minor grains of pale-green amphibole. The matrix consists of lath-shaped feldspar, felty amphibole, minor quartz, calcite and opaque minerals. The mode of the rock is shown in Table 11.

The chemical composition, given in Table 1, shows a peraluminous, strongly sodic, potash-deficient rock derived from an intermediate (dioritic) magma.

b) A dyke-like leucocratic quartz porphyry is deeply weathered and usually malachite stained. Drillholes revealed a siliceous quartz keratophyre; a fine-grained leucocratic matrix containing phenocrysts of quartz and remnants of feldspars is totally replaced by a plumose aggregate of kaolinite.

c) Adjacent to porphyrite is a hornfels-like rock, its texture porphyritic, with rare albite phenocrysts less than 0.5 mm in size, occasional smaller quartz grains, and euhedral rhomboid calcite up to 1 mm in diameter disseminated with magnetite. The matrix is an aggregate of quartz, feldspar, chlorite, epidote, stilpnomelane and calcite. Disseminated pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and magnetite occur in the rock, the grain size under 0.05 mm (Fig. 25). The rock can be designated as spilitic. The chemical composition of an iron-rich sample is shown in Table 1 (sample No. 7).

d) Another fine-grained, totally altered, lamprophyric rock appears in a dyke obliquely cutting the top of the South Hill.

The deposit is of stockwork type, consisting of intermingled veins and veinlets of chalcopyrite, pyrite, quartz and calcite, the rocks brecciated and cemented with these minerals, the thickness of the elongated ore body being up to 50 m and averaging about 25 m. The dual nature of the deposit is obvious. Conformable bands of sulphides in schist and disseminations of pyrrhotite, magnetite and pyrite in spilitic layers are the early syngenetic constituents (Fig. 26). The bulk of sulphides occurs in veinlets and breccia, chalcopyrite being the prevailing base metal mineral. No sphalerite is visible, the values of zinc revealed by geochemical soil survey below 2,000 ppm and hence quantitatively unimportant. There is no galena either, the soil lead values being at background level.

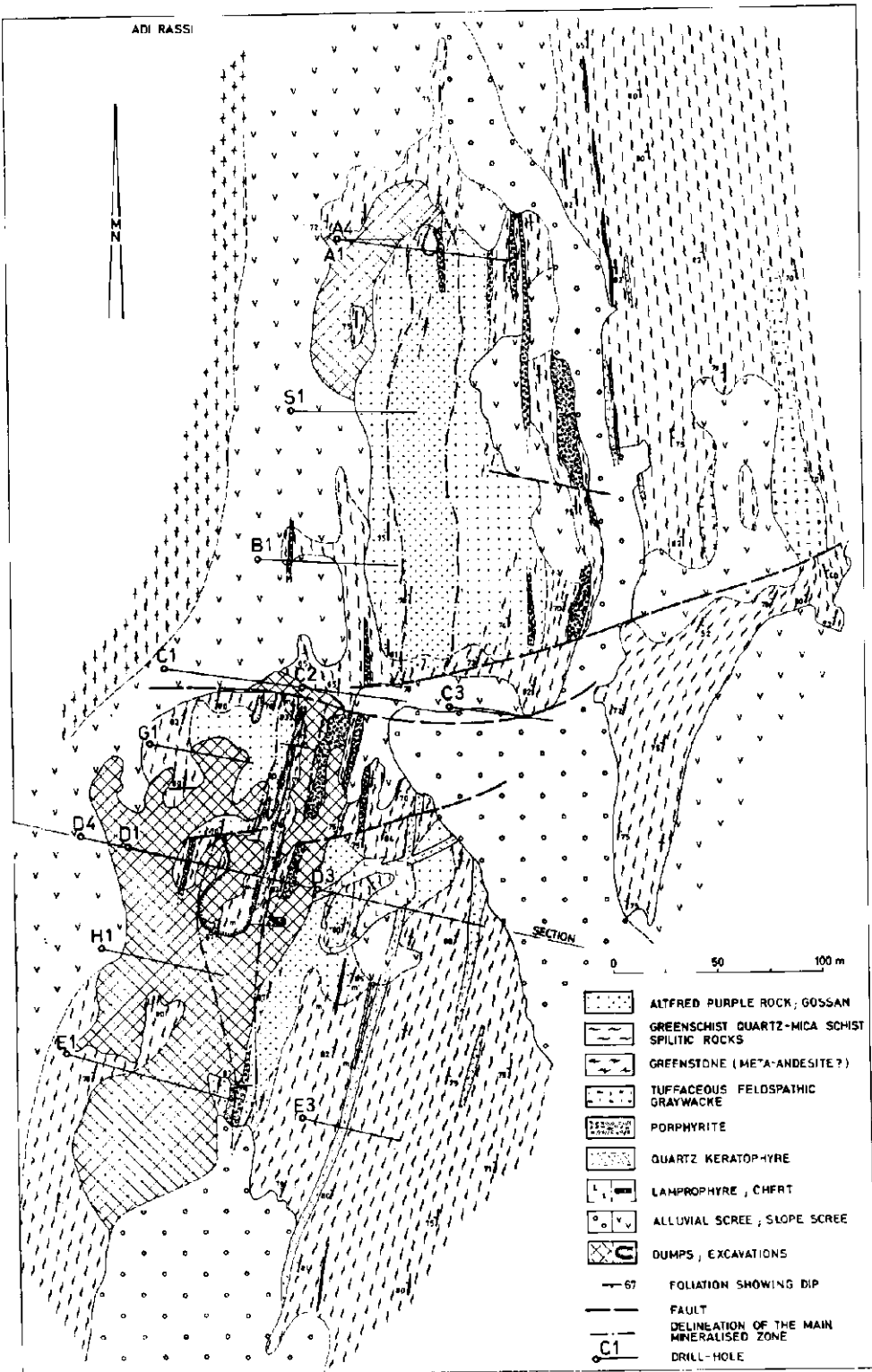


Fig. 23. Geological map of the Adi Rassi prospect

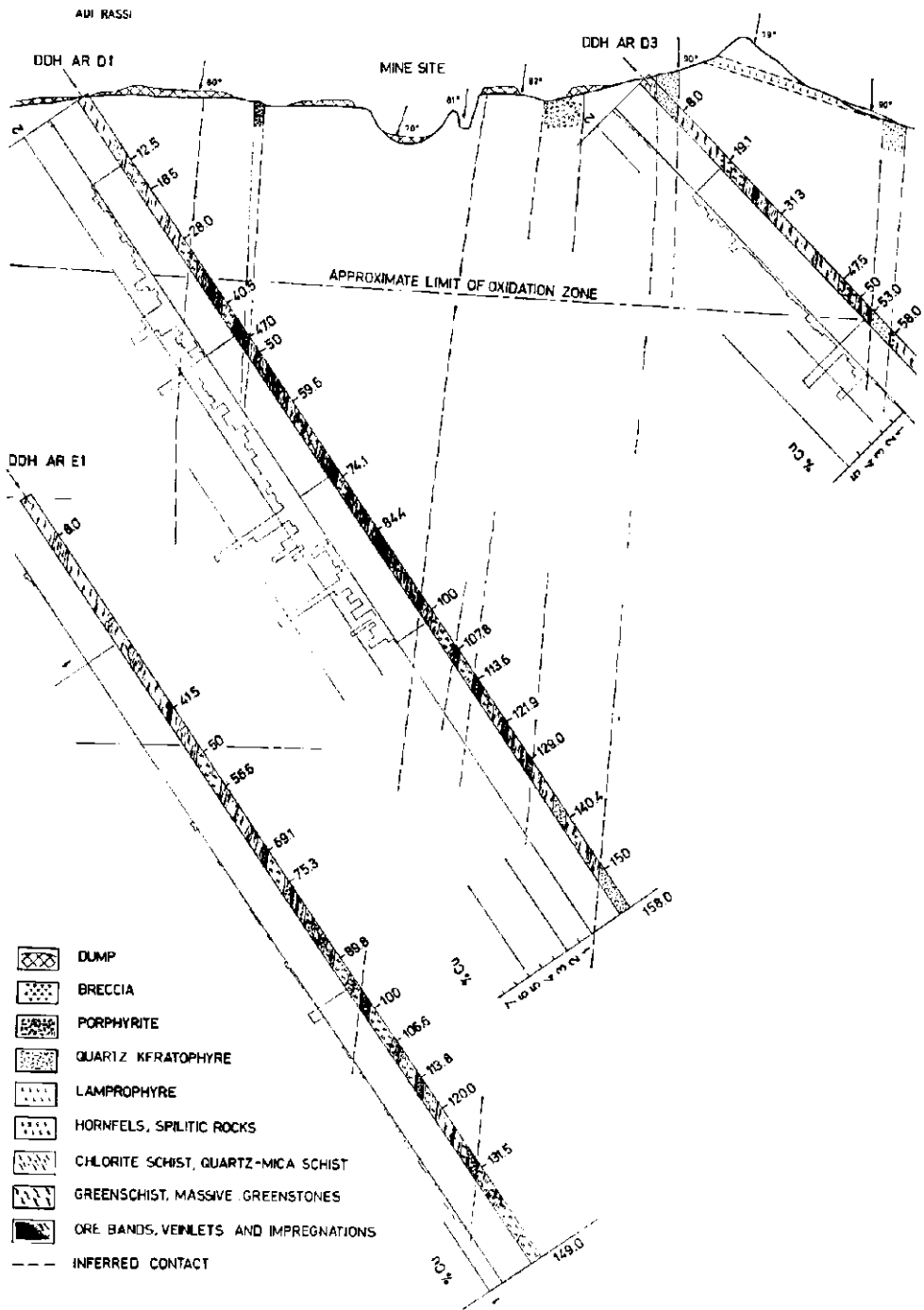


Fig. 24. Sections of drill-holes AR D1, D3 and E1, and Cu tenor at Adi Rassi

Fig. 25. "Submicroscopic" dispersion of chalcopyrite and magnetite in siliceous "hornfels". Spec. AR E1; No. 136. $\times 150$

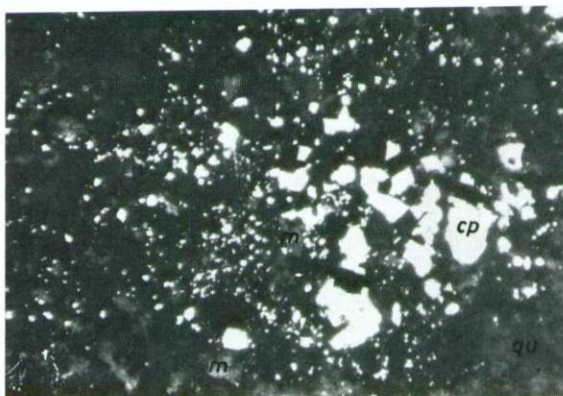


Fig. 26. Irregularly shaped pyrrhotite in siliceous rock. Spec. AR F; No. 134. $\times 150$



Note: Abbreviations used in photomicrographs:

py — pyrite, gpy — gel-pyrite, po — pyrrhotite, m — magnetite, cp — chalcopyrite, sl — sphalerite, gl — galena, T — tennantite, cc — chalcocite, bo — bornite, tr — lime-iron silicates, qu — quartz.

Table 11 Mineral composition of Adi Rassi porphyrite

| | Sample No. (see Table 1) |
|--|--------------------------|
| | 6 |
| Phenocrysts: Quartz | 8 |
| Albite-oligoclase | 15 |
| Amphibole | 7 |
| Clinozoisite | 20 |
| Matrix: all above minerals plus calcite and chlorite | 50 |

Two generations of quartz are discernible, and carbonate may be ankerite or even siderite locally. Spilitic rock types are always low in copper or devoid of it.

The stockwork mineralisation apparently developed in a permeable zone of tectonic fissuring. That it is a stringer type ore is improbable since it extends along the trend of the sequence and not perpendicular to it, and there are no layers of massive ore in which footwall such structures are found (D. F. S a n g - s t e r, 1972).

Adi Rassi is a copper deposit. Its relative metal contents may be roughly reflected in the composition of a sample of tailings dump of ore, which was milled for gold:

| Cu | Zn | Pb | Co | Ni | (ppm) |
|------|-----|----|----|----|-------|
| 4900 | 103 | 10 | 87 | 77 | |

The gold tenor of ore ranges between 0.06 and 2.14 g/t, averaging less than 1 g/t (L. U s o n i, 1952). Surface sampling showed less than 0.2 g/t and no correlation with copper. Silver was assayed in several core samples, ranging about 80 g/t. Two samples of chalcopyrite concentrate assayed less than 20 ppm molybdenum.

Mont Saccar

The deposit is situated about 20 km north of the Asmara—Massawa highway, at a point 45 km from Massawa. Detailed mapping and deep drilling (9 holes totalling 733 m) were carried out during 1964—1965.

The gently north dipping schistose sequence consists of low-grade calcite-sericite-chlorite schists and grey micaceous quartzites. Some schists appear talcose. Dark green lamprophyric dykes run in various directions. Rich malachite staining occurs in three zones from 50 to 100 m wide, the strongest concentration in narrow schistose layers less than 0.5 m thick assaying up to 8 per cent copper locally. There is no gossan. Quartz veins and inclusions are abundant and stained with copper and limonite. The plain to the west is covered by piedmont sand and gravel, and separated from the mineralised schist by a fault of Red Sea direction. The region belongs to the Red Sea portion of the Rift Valley graben and is a mobile one, marked by very young tectonic uplifting and sinking.

Drilling revealed continuous copper mineralisation in a more than 60 m thick and probably more than 1 km long schistose sequence, featuring impregnation with pyrite and chalcopyrite. Magnetite has been observed as well. Epidote, deep green chlorite and calcite are abundant. The shallow oxidation zone does not surpass 15 m, and there is no secondary enrichment.

The cores were assayed for copper only, the grade being variable between 0.2 and 0.8 per cent for sections about five metres thick, averaging about 0.4 per cent. The tenor is unreliable because of very low core recovery and might be substantially higher. Silver grades between 2 and 6 g/t, and gold about 0.1 g/t, both assayed on some individual samples. There is no direct correlation between copper and precious metals. Zinc and lead were not tested, both metals being apparently low. Molybdenum was found ranging 0.006 to 0.016 per cent, and vanadium 0.03 to 0.13 per cent in some random samples.

The dispersion of sulphides in schists is apparently syngenetic. Hydrothermal remobilisation and concentration of syngenetic copper is indicated in sulphide-enriched quartz veins and lenses. Quartz veins occurring in schists are mineralised, whereas those in the adjacent quartzites are barren of sulphides.

The absence of gossan and secondary enrichment can be explained by the recent tectonic mobility of the area, the radial movements continuously changing the groundwater level and the drainage system.

Adi Bidel

The Adi Bidel deposit is about 8 km northwest of Embaderho, in the same geological environment. It consists of a number of elongated bodies of mangiferous gossan dipping about 50° northeast, on both sides of steep slopes of the Mai Bella river valley. Elongated conformable layers within the schistose sequence are up to several hundred metres long and have a thickness of not more than 10 m or so.

The occurrence extends in the northwestern trend of the Embaderho deposit, and its gossan has been apparently derived from massive sulphidic ore, which can be expected at depth. Except for some mapping and sampling in 1973, no depth follow-up has taken place as yet.

Tarashi

Close to Adi Bidel and in its trend, in an environment dominated by greenschists with abundant porphyritic intercalations, a swarm of parallel lens-like bodies of gossan dipping 55° northeast occupies the Tarashi village area. The length of individual layers varies between a few metres and several hundred metres, the width no more than several metres. Gossan is prevailing dark, relatively soft mangiferous ironstone, in places well banded and siliceous, intermingled with white quartz, and has been apparently derived from sulphides. Ferruginous layers can be followed for several kilometres from the village to the northwest.

Woki

In the wider area of Woki village some 18 km north-northwest of Asmara, on a surface of about 5 × 5 km, there are numerous elongated bodies, lenses and narrow zones of gossanous ironstone emplaced conformably within a typical volcanogeneous sequence. The prevailing chlorite-sericite-epidote-quartz greenschist alternate with dense spilitic and porphyritic rocks in narrow interbeds, the whole complex trending meridionally and dipping 50–70° east. Minor dioritic bosses occur in the eastern part of the area. Six or seven gossaniferous zones have been recognised, the longest west of Mont Amusat about 3 km long, with individual bodies up to 300 m long and 10 m wide, the outcrops seemingly unrelated to rock type. An ore body several hundred metres long and about 10 m wide runs right through Woki village.

The banded ironstone is a siliceous rock containing magnetite, haematite and hydrated oxides of iron and manganese in varying proportions. In places it is dark, soft and very mangiferous with malachite staining, and in others is of

pure red jasper or jaspilite rich in epidote. Laterally, the outcrops grade over into ferruginous greenschist. White vein quartz is abundant, with sporadic magnetite and chalcocite, in places rich in epidote and limonite.

Some time ago the occurrences were considered as iron ore. Though iron content may locally reach 55 per cent or more, the average is far too low, and silica and sulphur too high to be useful as iron ore.

Adish Adi

About 15 km north-northwest from Woki, in the Adish Adi area, there are swarms of elongated lens-like jasperoidal rocks trending within the well foliated greenschist interbedded with layers of quartz porphyrite. The strongly siliceous reddish brown outcrops contain dispersed magnetite but little iron hydroxides. The zone extends reportedly farther northwest towards Maldie, known for its auriferous quartz veins (L. Usoni, 1952).

Quelqua and Meke

These localities are about 30 km west of Asmara. Phyllitic schist with intercalated black quartzite and graphitic schist prevail in the area, the beds dipping 60–70° southeast. Some narrow and persistent sills of porphyritic aplite trend in the sequence. At Quelqua lens-like bodies of reddish-black jasperoidal rocks with minor ochreous iron hydroxides are up to 50 m long and several metres wide and follow the foliation, lateral transition to phyllites being very conspicuous. Quartz veins intersect the outcrops.

About 8 km southwest, near the village of Meke, there is a ferruginous body at least 800 m long and more than 10 m wide within the schistose sequence, grading laterally into siliceous phyllite. The banded reddish ironstone contains magnetite and haematite.

Lamza Saharti

12 km south-southwest of Asmara, near Lamza Saharti village, a mineralised zone about 80 m wide crops out just under the volcanic cover. It consists of silicified ferruginous brecciated rock and intermittent smaller lenses of barite. The country rock is highly weathered kaolinised sericite schist and grey tuffaceous schist dipping 35–40° northwest. The mineralisation is similar to that of Debarwa; it occurs in its strike extension. No malachite is visible but copper and zinc were determined in samples of ferruginous rock.

Shicketi

Between Lamza Saharti and Debarwa, near the village of Shicketi, a mineralised zone more than 400 m long and about 25 m wide appears in the schistose weathered rock, dipping generally 50–70° northwest. It contains lens-like siliceous, ferruginous richly malachite stained rock, in places strongly limonitised and ochreous, with traces of sulphides still recognisable. The outcrops mark the extension of the nearby Debarwa deposit.

Adi Cashi, Adi Key and Torat

Paralleling the Debarwa zone and about 5 km to the east, the Adi Rassi zone is marked by minor sulphide occurrence and auriferous quartz veins. At its northern end near Adi Cashi, within a schistose sequence dipping 50–70° northwest, there are several elongated bodies of reddish limonitised jasperoidal rock accompanied by parallel quartz veins, the length of both of the order of several tens of metres. The mineralisation is surrounded by altered sericite schist. Sulphide seems not to be abundant, but gold is associated with vein quartz in this area.

At Adi Key, south of Adi Cashi, there are parallel quartz veins several hundred metres long, dipping 70° west. Together with similar quartz veins at Ad Doie and Adi Ferhe, they were worked for gold in the past. Near Derbetai large auriferous quartz veins and slight limonitisation occur within the greenschist, the rocks stained occasionally with malachite. Torat gold mine operated here in the past. Quartz veins occur adjacent to continuous layers of dark grey chert of apparent volcanogenic origin.

Chenaudi and Obel

Chenaudi village is about 17 km southwest of Adi Ugri. According to Nippon Mining Co. (pers. comm.) several lens-like outcrops of jasperoidal ferruginous gossan with scarce malachite staining can be followed for quite long distances within the meridionally trending greenschists, dipping steeply west.

In the drainage area of the river Obel 10 km southwest of Chenaudi, there are several elongated jasperoidal bodies with magnetite and occasional barite embedded in ferruginous schist, in places stained with malachite. The dimension of the largest body is reportedly more than 3 km. The volcanogeneous sequence contains abundant layers of porphyritic extrusives.

Ruba Catina

In the drainage area of the Catina river about 30 km southwest of Adi Quala, the volcanogeneous sequence is composed of schistose and massive greenschists, quartz-sericite schists and various extrusive layers, trending meridionally and dipping east. A large body of porphyritic granite extends to the northwest. Near Catina village several bodies of gossan up to 250 m long and several metres wide are aligned in the foliation of the epidotised greenschist. Gossan is pre-vaillingly dark and ferruginous, containing discontinuous patches of barite strongly stained with malachite and iron oxides. There are outcrops of ferruginous jasperoidal rock and abundant quartz veins. In general, the mineralisation resembles that of Debarwa, the adjacent rocks being strongly weathered and kaolinised. There are reportedly many other gossanous outcrops in the surrounding area.

Aragab

This prospect is about 15 km north-northwest of Selaclaca, just south of the Mareb river. Greenschist, sericite schist, quartzite and hornfelse form narrow zones, striking southeast and dipping vertically. A ferruginous belt more than

1 km long runs on both flanks of the Aragab river, containing narrow elongated bodies of limonitic gossan and numerous parallel quartz veins, surrounded by ochreous sericite schist. Malachite staining is abundant. Soil geochemistry shows a mineralisation pattern of base metals analogous to other explored localities.

Tsehafe Emba

This locality is situated close to the Takeze river about 45 km south of Enda Selassie in Tigre. Here, geochemical stream sediment survey indicated anomalous base metal values.

The prevailing rock types are greenschist, quartz-chlorite schist and greywacke with medium-grained grey marble interbedded in places. Coarse porphyritic and finer-grained leucocratic and mesocratic magmatic differentiates are abundant, the rocks intercalated conformably, folded and sheared together with the whole sequence. There are rocks of granodioritic appearance and aplitic offshoots.

Malachite staining occurs in schists but for the most part it is confined to quartz veins and stringers which are abundant but not persistent, proving hydrothermal activity in the area. Quartz is accompanied by epidote, chlorite, calcite, magnetite and remnants of sulphides, evident in limonitised inclusions. Chalcocite can also be seen in vein quartz. Weakly limonitised zones appear at the contacts between marble and schist. M. Ahmed (1974, unpublished report) found more malachite-stained mineralised zones in greenschist, the largest reportedly about 1 km long.

Benaque

In the Benaque area, about 20 km south of Enda Selassie, the country rocks are phyllite, quartzitic schist, graphitic schist and green quartzite, the sequence dipping 70–80° northwest. Ochreous ferruginous beds up to several hundred metres long and tens of metres wide are aligned within the sequence, the primary iron mineral being magnetite, probably detrital. There are no copper stains, no epidote and few quartz veins.

Rama

In the Rama area about 20 km south of Adi Quala, a number of elongated ferruginous outcrops occur within the greenschist sequence, the geological environment being reportedly similar to Ruba Catina area (Nippon Mining Co., pers. comm.).

Enticho

Ferruginous outcrops have been known for years about 7 km north of Enticho village, which is about 35 km northeast of Adua. The area is built up of greenschist, micaceous and phyllitic schists interbedded with green porphyritic derivatives, shale and mudstone intercalated with sandstone, bedded chert, dolomitic slate, grey marble and greywacke, the sequence showing gradations and interbedding over short distances and dipping generally 60–80° northwest.

The ferruginous zone is nearly 2 km long and up to 150 m wide. Several discontinuous lenses of limonitic gossan, the largest up to several hundred metres long and up to 20 m wide, occur in shale and phyllitic schist. The bodies are brecciated and arenaceous, cut by longitudinal dislocations. Malachite stainings are absent and base metal contents in soils are low. Gossan apparently originated from sulphides disseminated in schist and concentrated in dilatant zones.

Shieb

In the Shieb area, in the lowland about 60 km north-northeast of Asmara, strong malachite staining marks a 2 km long zone within the meridionally striking schist, the occurrence being similar to that of Mont Saccar as to the appearance and associated rocks (I. Solomon, pers. comm.).

Gumhod and Agametta

Massive iron ore occurrences appear in a submeridionally trending belt about 40 km east of Asmara in the lowlands. The geologic environment consists of chlorite-sericite-quartz greenschist and quartzite with calcareous interbeds, banded ferruginous quartzite and rare layers of epidotised extrusives. Lens-like bodies of schistose and massive magnetite ore, associated with jasperoidal rocks, alternate with and grade into greenschist, the zone extending intermittently over 40 km from Gumhod in the north to Agametta in the south (M. Hamrla, 1966). Magnetite ore lenses exist on different levels, their dimensions not more than a hundred metres in length and several metres in width, in places associated with epidote-garnet-amphibole-magnetite skarns. Massive magnetite ore crops out, assaying up to 69 per cent iron in bulk samples. Malachite staining is frequently associated with ferruginous rocks.

The ore consists of granoblastic martitised magnetite embedded in a quartz matrix, with admixtures of lamellar haematite, chlorite, mica, epidote and calcite. Minor sulphides are present, small chalcopyrite inclusions occurring within magnetite grains, their size very minute (M. Hamrla, 1966). Later generation quartz and sulphides are associated with skarns.

The intimate textural relationship of copper and iron proves that both metals are of the same origin, the quantitative ratio of sulphidic and oxidic species being strongly in favour of the latter in this area.

Akrur

This locality is about 9 km northeast of Saganeity and, according to an unpublished report of W. S. Atkins and Partners, consists of a stockwork of oxidised veinlets and stringers of limonite and malachite within a sequence of agglomerate, spilite and tuff, dipping gently east.

Deuchan

Two zones of barite with malachite staining, the larger about 400 m long, occur within schist along a small granitic boss about 20 km southeast of Senafe (Y. Urdea and W. R. Alemayehou, unpublished report).

Sheraro

The tuffaceous greenschist within the Sheraro ring complex dips about 60° east and belong to the discordant Sheraro Formation. Modest malachite staining occurs intermittently in a zone about 1 km long adjacent to the ring, and originated probably from sulphide impregnations in sheared zones. Limonite incrustated breccia, vein quartz with chalcocite and specularite occur in scattered float.

The ring itself is composed of a central gabbro core surrounded by alkaline rocks and a microgranite porphyry outer ring, the rocks apparently comagmatic differentiation products. Hydrothermal silicification affected the complex, the copper mineralisation being seemingly epigenetic.

Escarpment area

West of Alid volcano, in the bed of the Maeba torrent at the locality called Buia, large quantities of malachite-stained greenschist gravel can be seen, derived from cupriferous outcrops east of the Adi Caieh area. Similar copper-stained river gravel occurs in the Dandero torrent south of Buia. Copper shows have been reported also at Badda, and Sabba 30 km south of Enkafela; at the latter locality malachite stains chloritic schist interbedded with porphyrite (Y. Urdea and W. R. Alemayehou, unpublished report).

Summary

The ore deposits and occurrences described, though varied, are nevertheless mineralogically and morphologically identical, depending on the differences of syngenetic and epigenetic factors involved. The following field-types have been recognised:

- a) Stratiform massive pyrite layers with low to modest primary base metal contents;
- b) stratiform massive cherty sulphide concentrations with barite gangue, epigenetically enriched with base and precious metals;
- c) stockwork-type sulphide concentrations;
- d) stratabound disseminations, and possibly impregnations, in different rocks;
- e) cherty jasperoidal ironstones with sulphides and iron oxides, usually manganiferous and epidotised;
- f) lens-like concentrations of massive and schistose magnetite grading into jaspilites, with subordinated sulphides;
- g) skarn-type epidote-garnet-calcite concentrations of sulphides and iron oxides;
- h) vein quartz with dispersed auriferous sulphides.

The individual occurrences are rather small and spatially limited. They all show a tendency to occur in clusters and lineaments, the metal contents varying widely from place to place, and sulphide and oxide facies taking part in variable degrees.

The spatial (stratigraphic) correlation between various types, if any, is unknown.

DISCUSSION

Depositional environment

The structurally aligned Precambrian schistose and granitic rocks of northern Ethiopia belong to the Red Sea Proterozoic geosyncline, itself part of the Mozambiquan Belt, which extends to northeastern Africa and Arabia (R. M. Shackleton, 1964; J. R. Vail, 1964). The type of succession and its thickness prove the eugeosynclinal origin, the elongated structural pattern being indicative of an orogenic belt. It is debatable whether the Red Sea fold belt originated as one subsiding depositional basin or several discrete small basins, the opening and closing of which operated along the lines of the present plate tectonics mechanism (J. Sutton and J. V. Watson, 1974).

Since the plate tectonics concept is becoming more and more accepted in interpretation of the Precambrian tectonic regimes, a plate tectonics model can be envisaged for the evolutionary explanation of remote events in this area. The Upper Precambrian lithology of northern Ethiopia is also similar to the Precambrian greenschist suites containing massive sulphides worldwide; their petrochemical similarity with modern island arc environments, formed at the destructive margins of oceanic plates, is well known (A. H. Mitchell and H. G. Reading, 1971; F. J. Sawkins, 1972). The best example is the Japanese island arc with its numerous Kuroko-type stratiform sulphide deposits and vein type gold deposits. Although of Miocene age, the features of the Kuroko deposits and their geological environment are strikingly similar to the older environments in various parts of the world (P. Gilmour, 1971; D. F. Sangster, 1972; R. W. Hutchinson, 1973; N. A. Duke et al., 1974; S. Ishihara, 1974; D. Williams et al., 1975).

Conformable to the suggestion that the greenstone belts are remnants of Precambrian arc systems, the Upper Precambrian geology of northern Ethiopia can be interpreted through episodes of deposition in an eugeosynclinal basin marginal to an island arc system, and lithospheric subduction and deformation at the plate margins. The development of Benioff zones must be postulated, probably aligned with the present-day submeridionally trending ophiolitic zones in northern, western and southern Ethiopia (M. Hamrla, 1977), as well as in the neighbouring countries (C. R. Neary et al., 1976). They are shown in Figure 27. The stable „continental mass“, required for the compressive tectonic, might be evidenced in the Lower Complex rocks along the eastern escarpment, whereas the western equivalent is unknown.

A typical feature of an island arc system is contemporaneous extrusive and intrusive activity, and the trend of compositional change of erupted magmas from tholeiitic through calc-alkaline to alkaline varieties, with K₂O content increasing towards the concave side of arcs (A. H. Mitchell and H. G. Reading, 1971). Although the petrological and geochemical features of the early erupted magmas in northern Ethiopia are little known and the rocks are obliterated by hydrothermal metamorphism, the presence of early mafic, intermediate and felsic magmas of specific subalkaline, sodic nature seems indicative of an island arc magmatic evolution, with later intrusives becoming more felsic, potassic and calc-alkaline with a normal Na/K ratio.

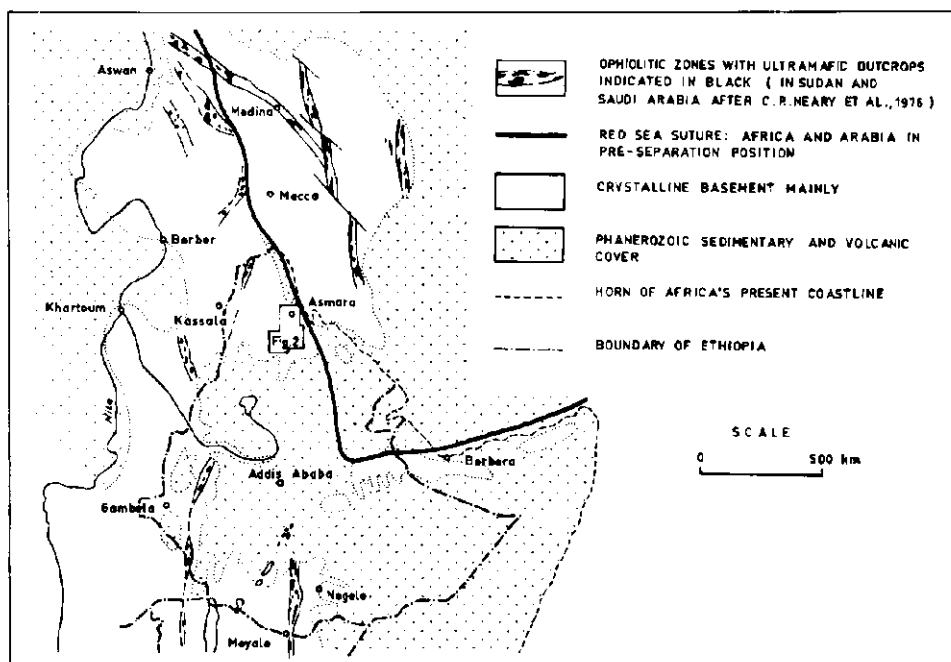


Fig. 27. Ophiolitic zones in Ethiopia and in adjacent countries

The evolution of Proterozoic geosynclines in Egypt, Saudi Arabia and Sudan has been similarly attributed to island arc environments, the subduction-generated volcanism and plutonism being coeval and comagmatic (C. R. Neary et al., 1976).

On the observation that modern island arcs persist in roughly the same places for long periods (A. H. Mitchell and H. C. Reading, 1971), a cratonisation of the Upper Precambrian island arc can be postulated, implying the migration of the subduction zone and formation of new crust through the gradual accumulation of volcanic, sedimentary and plutonic rocks. C. R. Neary et al. (1976) even presumed, on evidence from Saudi Arabia and Egypt, that more cratonised island arcs could have been brought together to form a new „continent“, which provided the source of sedimentary rocks prevailing in the later stages of infilling the subsiding basin.

Metallogenesis

Origin of ore. The mineralogical, structural, textural and paragenetic features of ores suggest their formation basically through two stages of hypogene processes: an original submarine syn-volcanic exhalative-sedimentary deposition of sulphidic and oxidic minerals, and subsequent hydrothermal remobilisation, rearrangement and enrichment of original accumulations, the latter processes probably associated with more episodes of orogeny and magmatism.

A syngenetic volcanic-sedimentary theory has been accepted as the formation concept of massive pyritic ore deposits in northern Ethiopia. The deposits formed apparently at the sea floor from magmatically generated metal-bearing emanations around fumarolic vents, to be covered in a short time by volcanogenic-sedimentary material, consolidated and subjected to metamorphism, and in turn affected by rejuvenating hydrothermal episodes. This second stage involves the ascending solutions generated or activated through the same magmatic activities and crustal tectonic, mobilising the new constituents from depth or remobilising the original „sedimentary“ constituents, concentrating them either within the primary deposits by replacement or in newly opened dilatant sites of increased permeability as vein-type concentrations. Shears, faults and fractures served as communication conduits and new loci of deposition, usually not very distant from the original accumulations. It was in fact one prolonged multi-stage hydrothermal event, its sequences overlapping, as evidenced for example at Debarwa. The time interval of these episodes probably extended from the later stages of the Precambrian submarine fumarolic activity to the Tertiary magmatism and tectonism.

Regarding the ore mineralogy, the coexistence of oxidic and sulphidic facies is a characteristic feature, both occurring in the same lineaments, in the same deposits and interbanded on a microscopic scale; pyrite, pyrrhotite and magnetite are so intimately interconnected that their primary origin is beyond doubt. The facies are temporal and spatial (stratigraphic) equivalents, their formation implying the existence of oxidising and reducing conditions at the depositional localities. In the regional context, such conditions could be plausibly expressed in terms of water depth and the proximity of shorelines, implying that iron oxide facies is confined to oxidising nearshore environments, and the sulphide facies to deep local troughs. This concept of depositional zones might explain the Gumhod-Agamenta magnetite belt in the lowlands. However, in other localities, as for example the Ruba Catina area, massive sulphide lenses and „iron formation“ occur close together, and the depositional environment concept cannot give a satisfactory explanation. The fluctuation of oxidising and reducing conditions is still less applicable to explain the presence of both facies in ore on a microscopic scale.

In this context, the recent Red Sea ore forming system, where a base metal deposit is in the making, will be recalled (E. T. Degens and D. A. Ross, 1969). A black fine-banded ooze of gel-like appearance is being precipitated from the submarine brines, consisting of base metal sulphides, oxidic iron and manganese minerals, barite and amorphous silica. The observed precipitation of the amorphous ferric hydroxide (limonite) in close association with iron sulphides is of the utmost importance. J. P. Hackett and J. G. Bischoff (1973) described magnetite coexisting with haematite, both minerals well crystallised diagenetically. The origin of the oxidic facies is interpreted by dehydration of the originally precipitated colloidal limonite to form goethite, and its subsequent dehydration to haematite which, in turn, by continuous supply of ferrous iron from the brine outlet, is transformed into magnetite.

The stability relations of pyrite, pyrrhotite and magnetite are thought to be largely controlled by the pH and Eh conditions of the local environment, the concentration of sulphur and other constituents. In general, low values of pH

and Eh favour the deposition of sulphides whereas high values promote oxide minerals. The three minerals are generally stable in very reducing conditions in an alkaline to neutral environment (R. M. Garells and C. L. Christ, 1965; K. B. Krauskopf, 1967). Since magnetite is stable only in an alkaline strongly reducing environment — the precipitation range of sulphides being somewhat broader, with pyrite forming even at slightly positive Eh ranges in either acid or weakly alkaline environments — such conditions must have prevailed during the formation of ore.

Variations in syngenetic as well as epigenetic mineralogy must then be seen in the variable nature of solutions, solubility of the components and in the changing physico-chemical conditions of the local environment. In syngenetic precipitation, certain components may have precipitated within or close to the outlets of the fumarolic vents, the others at a certain distance, laterally or vertically (temporally) from the outlets. This would explain the mineralogical zoning. Variable contents of sulphides, silica, manganese and barite may be explained in this way, the latter two, for example, forming rather marginal parts of the deposits (G. A n g e r, 1966; W. G w o z d z and W. K r e b s, 1977).

Extremely high grade copper concentrations, as at Debarwa for instance, resulted from supergene processes of cementation brought about by descending surface waters. According to present evidence, the supergene enrichment is developed very variedly, depending on the ground stability and movement of the groundwater levels.

The formation of auriferous quartz veins with minor amounts of sulphides seems to be best attributable to rejuvenating hydrothermal activity postdating the syn-volcanic sedimentary mineralisation. The hydrothermal fluids, probably released or activated by anatexic generation of magmas, may have leached gold and other metals plus silica from elsewhere, and transported them into permeable structural sites at different levels of the crust. Gold could have migrated, together with silica, as sol in colloidal solutions. The controlling factors of gold mineralisation are virtually unknown, the reefs seemingly concentrated in the sequence of massive metavolcanics, and hence probably early epigenetic in the main.

Solutions and possible mineralisation mechanism. The syngenetic mineralisations are interpreted to have occurred by means of a liquid phase, its fumarolic source a plausible explanation, and its nature and origin — juvenile, meteoric or connate — little known.

One could speculate that the material in volcanic emanations was in a colloidal dispersed state. Fine banding in the ores featuring sulphidic and oxidic minerals, apparent contraction or shrinkage cracks across the pyrite bands, the colloform textures of gel-pyrite and irregular masses of pyrrhotite and magnetite suggest gel deposition. Silica is abundant in all ore types; the colloidal phenomena in silica deposition are well known, and in submarine deposits it is a direct precipitate from silica gel. The Kuroko ores formed from colloidal siliceous fluids (C. F. Park and R. A. Mac Diarmid, 1970), and magnetite facies and other precipitates in the Red Sea brines formed from sols (E. T. Degens and D. A. Ross, 1969; J. P. Hackett and J. G. Bischoff, 1973).

In colloidal origin of the primary constituents, the metals were probably suspended in solutions as sulphide sols and ferric hydroxide sol. The colloidal

metal sulphides are negatively charged and so is the colloidal silica, whereas iron as ferric hydroxide sol is normally positively charged. Discharged through volcanic outlets at the sea bottom, the colloids precipitated possibly on contact with electrolytes of the seawater, or any other way, and as the flocculation of different components proceeded, a banded ore was produced as a chemical precipitate. However, the mechanism of colloidal transportation and deposition is complex and, according to K. B. Krauskopf (1967) little understood.

The hydrothermal solutions responsible for the following migration of ore components might have been diluted aqueous solutions, possibly alkaline brines derived from seawater as connate waters activated by dynamism and magmatism. The presence of seawater sulphate in the early, as well as in the later vein-type sulphides, has been indicated by a preliminary sulphur isotope study. The sea origin of solutions may explain also the possible source of calcium and magnesium involved in metasomatic alteration of the wall rocks, possibly sodium and barium as well. The alkaline nature of solutions might be supported by the ubiquitous presence of chlorite and sericite, whereas kaolinite, which would suggest acid solutions, is absent (K. B. Krauskopf, 1967).

Supposing that precipitation was caused by decreasing pressure and temperature and mixing with sulphide-rich solutions, chloride complexes might be considered as transporting mechanisms according to H. L. Barnes (1972), who nevertheless considers the origin of stratiform volcanic deposits "a solution-mixing process of problematic nature".

Temperature at formation. The intergrowth textures of the lime-iron silicates and the early opaque constituents suggest a simultaneous origin. A plausible interpretation would be the formation of the silicates from exhalatively supplied solutions carrying lime, magnesia and silica and readily entering into reaction. Since lime silicates form at temperatures of about 600 °C (C. F. Park and R. A. MacDiarmid, 1970), such temperatures are hardly likely to persist for long in a submarine environment. The silicates may therefore have formed at lower temperatures, as might be possible in the presence of mineralisers (A. Betektin, 1964).

Further temperature evidence is provided by the exsolution blebs of chalcopyrite in dark sphalerite, which originated by unmixing of solid solutions at temperatures below 350 °C (A. B. Edwards, 1954; C. F. Park and R. A. MacDiarmid, 1970). Consequently, the temperature of deposition from the sulphide bearing agency of that stage should have been higher than 350 °C.

On the other hand, the apparently colloform gel-pyrite, supposed to belong to a relatively later mineralisation stage, indicates a low-temperature low-pressure environment. The same holds for the yellow low-iron sphalerite found in higher, i.e. later, layers of massive pyrite ore as well as in veins. It has formed at relatively lower temperatures well below 300 °C (A. B. Edwards, 1954; C. F. Park and R. A. MacDiarmid, 1970). On the other hand, andradite in veins and skarn-type concentrations proves, at least locally, high temperature solutions.

The conclusion is likely that the initial temperature of ore formation would have been higher than 300 °C, decreasing gradually but fluctuating during subsequent surges of solutions.

Source of ore components. Regarding the generation of ore components, genetic association with the magmatic source can reasonably be assumed. An igneous source for the metals is a plausible explanation. The early magmatics show a marked deficiency of iron, which was apparently removed in some way from the magma, appearing in solutions from which ferroan minerals precipitated.

As to base metals, the average Cu:Pb:Zn ratios in ores show a strong prevalence of zinc and copper over lead (Table 12). The few available data on trace metals in rocks show the same though less sharp ratios:

| Cu : Pb : Zn | | | |
|--------------|---|----|--|
| 15 | 1 | 26 | Embaderho porphyritic rocks (average of 4 samples) |
| 4 | 1 | 12 | Embaderho quartz diorite |

The primary source of gold is probably to be looked for in mafic magmas of mantle origin (R. J. Tilling et al., 1973); it might have been originally concentrated in the sulphide phase derived from the melts and precipitated syngenetically, to be subsequently partly remobilised and reprecipitated.

The Co/Ni ratios for different ores are greater than unity and locally very high, suggestive of a volcanic origin. The highest ratio, about 30, was found in the Embaderho massive granular ore, and the relatively lowest values slightly above unity pertain to sulphidic disseminations in schists.

Consequently, a mantle origin may be reasonably assumed for the critical constituents of the deposits.

As for the provenance of sulphur, the isotopic evidence suggests that it originated partly magmatically and partly from the seawater sulphate.

Metamorphism

After deposition the sequence underwent metamorphism in the form of diagenesis, metasomatism and regional metamorphism.

Diagenesis involved the compaction of the loose sedimented ore material during which sulphides and de-watered iron hydroxides crystallised and silicates developed, the mineral components externally introduced by lime- and magnesia-rich solutions. Authigenic chlorite and sericite may have developed at this stage in argillaceous-tuffaceous sediments.

Igneous rocks have been strongly altered, their original nature obliterated by hydrothermal metamorphism, which changed felsic, intermediate and even mafic types into spilitic-keratophyric assemblage of chlorite-albite-epidote-actinolite-calcite minerals. The question arises as to whether the mineral changes in the early erupted rocks, both fissure extrusives and intrusives, could be attributed to autometamorphic (deuteric) changes through the agency of magmatic solutions, or by later hydrothermal solutions, or whether the changes were produced by regional metamorphism. The greenschist mineral assemblage, in both igneous and sedimentary rocks, is typical, though the origin of albite is not clear. The sodium content in the early magmatics seems to be a primary juvenile feature, and albitisation was probably due to internal rearrangements described by F. H. H a t c h et al. (1972) as deuteric albitisation.

It can reasonably be assumed that the magmatic metasomatism took place when the magma, extruded under submarine conditions, quickly solidified into a cryptocrystalline solid with a glassy crust, the entrapped volatiles being unable to escape, and permeating the rock and producing low-temperature low-pressure mineralogical and textural changes. At more or less the same time the rocks were affected by ore-bearing solutions which originated from the same magma. The alteration is strongest at contacts with ore, the silicate minerals of the ore assemblage involving the constitutional hydroxyl, direct evidence of the presence of water at their formation. The presence of calcite points to the addition of carbon dioxide to the system. If the ore-bearing solutions were colloidal and the particles flocculated by ions of seawater such as Mg^{++} , Ca^{++} or even Na^+ , they may have entered into the composition of the newly formed silicate minerals as well.

It is conceivable that low-grade regional metamorphism also contributed to the development of the greenschist mineral assemblage, the temperature-pressure field of the greenschist facies ranging from 200 to 450 or even 600° C and 1.5 to 9 kb, corresponding to 5 to 30 km burial depth (K. B. K r a u s k o p f, 1967; F. J. T u r n e r, 1968). Such ranges of thickness of originally accumulated rocks seem reasonable. Additional metamorphic changes could have been produced by solutions during late-stage hydrothermal events.

Metamorphic and extrusive assemblages similar to those of northern Ethiopia were examined by L. J. G. S c h e r m e r h o r n (1975) within the Iberian pyrite belt, where the spilitic extrusives are high in alumina, and albite of autometasomatic origin crystallised extratellurically.

It might be also noted that altered low-potassium porphyritic rhyo-dacitic rocks of the circum-Pacific orogenic belt are closely associated with Kuroko type mineralisations (S. I s h i h a r a, 1974). Such rock types are believed to be associated with particular geotectonic settings.

The effects of thermal metamorphism in northern Ethiopia are low-grade too, being evident in the development of discontinuous metamorphic aureoles on later intrusives, marked by modest baking, silicification and development of hornfels, hornblende schist and occasionally of amphibolite and fissile slate, and exceptionally also andalusite, cordierite and garnet schist.

The metamorphic effects in the opaque mineral assemblage are hard to recognise. All three main mineral species — pyrite, pyrrhotite and magnetite — are primary, and there is no evidence that one grew at the expense of another. However, the present granoblastic and „porphyroblastic“ textures (Fig. 10) are usually taken as a proof of metamorphic recrystallisation (J. K a l i o k o s k i, 1965; D. F. S a n g s t e r, 1972). Since the original banding in ore is well preserved, it would be difficult to assume that some minerals, like euhedral pyrite, would have been affected selectively by recrystallisation, by breakdown or by any other textural rearrangement, while others would have remained unaffected. In the present case, it is believed, the uneven grain size of ore minerals is rather due to overlapping crystallising events producing distinct and morphologically varied generations. Pyrrhotite, for one, never occurs in large individual crystals.

The regional metamorphism apparently affected the ore by slight recrystallisation only. The opaque minerals are all crystalline, their sizes variable from

very fine-grained gel-pyrite to irregularly-grained pyrrhotite and magnetite masses. In places the post-ore movements locally shattered and brecciated the ore minerals.

In the simultaneously crystallised intergrowth of lime silicates and opaque ore minerals, pyrite, magnetite and silicates are euhedral vis-a-vis quartz and calcite. The general order of crystallisation in massive ore seems to be: pyrite-magnetite-tremolite/actinolite-epidote-pyrrhotite-quartz-calcite, corresponding well to the normal crystalloblastic series in thermally metamorphosed rocks and is crystallisation from igneous melts (A. Harker, 1950; C. F. Park and R. A. MacDiarmid, 1970). Since in hydrothermal mineralisation quartz is usually the earliest mineral to form, a blastic growth might nevertheless be indicated in the ore paragenesis, unless the ores formed from colloidal solutions. In this case, according to K. B. Krauskopf (1967), the sequence might be completely irregular.

Classification

Several schemes have been prepared to classify the massive sulphide deposits. R. H. Sillitoe (1973) subdivided the Phanerozoic deposits according to geotectonic environment, P. Gilmour (1971) stressed the observable features, and R. W. Hutchinson (1973) applied the differences in metal contents, the associated rock types, tectonic environment and age as the classification basis.

Accordingly, the base metal sulphides of northern Ethiopia fit well into the Pb-Zn-Cu-Ag Proterozoic type of massive sulphides, associated with felsic to intermediate rocks of prevailing subaqueous volcanism related to coeval plutonism, the lens-like ore concentrations in schistose rocks near the volcanic rocks but not in themselves. Whether or not the extrusive rocks were originally calc-alkaline needs further study.

The estimated average ore grades in some relatively better known deposits are summarised in Table 12.

Table 12 Summary of estimated ore grades in examined deposits

| Deposit | Cu (per cent) | Zn (per cent) | Pb (per cent) | Ag (g/t) | Au (g/t) | Approx. metal ratios Cu : Pb : Zn |
|-------------|------------------|------------------|------------------|-------------|-------------|--------------------------------------|
| Embaderho | 0.52 | 1.83 | 0.009 | 10 | + | 51 : 1 : 200 |
| Adi Nefas | 1.75 | 8.5 | 0.8 | 100 | 2.3 | 2.2 : 1 : 11 |
| Debarwa | 2.15 | 5 | 0.5 | 100 | 2 | 4.5 : 1 : 10 |
| Adi Rassi | 1.2 | ND | ND | ? | 0.65 | |
| Mont Saccar | 0.5 | ND | ND | ? | 0.1 | |

ND not determined (but apparently very low)

? present in all probability

+ present

The metal ratios in stratiform ores show strong prevalence of zinc and copper over lead, the contents variable. Copper seems to prevail strongly in stockwork and dissemination mineralisation types. Magnetite forms massive concentrations in places and is locally present in appreciable amounts within the sulphide suites. Barite is present too, and though a primary mineral, it has evidently been relocated in the later vein-type stages. Its presence contradicts both C. A. Anderson's (1969) and P. Gilmour's (1971) notes that barite, and similarly gypsum, do not occur with the massive Precambrian sulphides.

CONCLUSIONS

The Upper Precambrian volcanic-sedimentary-intrusive environment of northern Ethiopia is analogous to the geological settings in the neighbouring countries, and could be interpreted in the context of a postulated island arc system, where gradual accumulation of volcanic, sedimentary and plutonic rocks produced new crust with continental characteristics. However, present information on the geotectonic history and magmatism is very modest, leaving the field wide open for all kinds of future investigations.

Northern Ethiopia belongs to a metallogenic province, in which the pyritic — base metal — magnetite and gold mineralisations originated coevally with their host rocks. The processes were associated with magmatism, which produced extrusive flows infilling the subsiding basin as well as intrusions into the eugeosynclinal sequence. The early magmatic rocks display the characteristics of a spilitic-keratophytic association, the high Na/K ratio apparently a distinctive original feature. Later felsic plutonic rocks are peralkaline, probably due to a larger proportion of crustal material in anatectic melts. The interpretations and conclusions, at this stage, are necessarily speculative.

The study of ore deposits, too, is in the very initial stage, and due to objective reasons could not be pursued systematically. So far, the investigations focussed on some larger accessible deposits where depth evidence has been obtained by drilling. The primary mineralisations took place in a submarine environment by co-operation of exhalative and sedimentary processes. The megatextures of the deposits and the microstructures of ores and rocks suggest that they formed syn-volcanically around volcanic outlets on or near the sea floor. The close coexistence of the oxide and sulphide iron facies, both on a regional as well as on a microscopic scale, is a characteristic feature. The factors controlling the precipitation of minerals, probably from colloidal solutions, were apparently associated more with their composition than with the depositional environment. Subsequent hydrothermal rejuvenation episodes affected the two-dimensional ore bodies and rearranged and enriched the syn-genetic constituents, the loci of redeposition also the newly opened dilatant sites featuring vein-like forms.

The source of ore constituents is believed to be mainly magmatic. However isotopic evidence suggests that part of the sulphur originated from seawater sulphate, indicating a marine origin for solutions (M. Hamrla, 1974).

The features exhibited by north Ethiopian deposits are in many respects analogous to world-wide pyritic base metal deposits of volcanogenic origin. The Canadian Precambrian deposits (D. F. Sangster, 1972), the Rio Tinto de-

posits in Spain (D. Williams et al., 1975; L. J. G. Schermerhorn, 1975), the Scandinavian deposits (G. Gehrish et al., 1975) and others show strong resemblances, and not least the Japanese Kuroko deposits, both volcanic and sedimentary in origin and syngenetic and epigenetic in nature (T. Matsumura and E. Horikoshi, 1970; S. Ishihara, 1974).

The Ethiopian deposits fit well with the Proterozoic Pb-Zn-Cu-Ag type of R. W. Hutchinson (1973), with zinc and copper values strongly prevailing over lead. The primary grading of base and precious metals is generally low by any mining standard. However, the subsequent rearrangements and concentrations, hypogene and supergene, can render particular deposits economically interesting propositions, despite the generally very small tonnage potentials. Recent successful mining development at Debarwa confirms this.

Further systematic studies will doubtlessly lead to significant scientific as well as practical conclusions not only in northern but also in western Ethiopia, where similar metallogenetic conditions have been indicated.

References

- Anderson, C. A. 1969, Massive sulfide deposits and volcanism. *Econ. Geol.*, vol. 64, p. 129—146.
- Arkin, Y., Beyth, M., Levitte, D., Temesgen, H., Tsegaye, H. 1971, Geological map Sheet ND 37—11 (Makele) and explanatory notes. Addis Ababa.
- Anger, G. 1966, Die genetischen Zusammenhänge zwischen Deutschen und Norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefelisotopen-Untersuchungen. Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Mineralischen Rohstoffe. Heft 3.
- Barnes, H. L. 1972, Deposition of hydrothermal ores. In: International Geol. Congress; 24th Session. Canada 1972. Section 10, Geochemistry. Montreal.
- Betektin, A. 1964, A course of mineralogy (english translation). Piece Publishers. Moskow.
- Beyth, M. 1972, The Geology of Central and Western Tigre. Thesis. Rheinische Friedrich-Wilhelm Universität. Bonn.
- Bott, H. P. 1971, The interior of the Earth. Edward Arnold Publ. Ltd. London.
- Briden, J. C. 1973, Paleomagnetic estimate of the age of the Saboloka complex, Sudan. 17th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Brinkmann, J. and Kürsten, M. 1970, Geologische Übersichtskarte der Danakil-Senke; 1:250,000. Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover.
- Brown, G. F. and Jackson, R. O. 1960, The Arabian Shield. Internat. Geol. Congress. Part IX., p. 69—77.
- Brown, G. F. 1970, Eastern margin of the Red Sea and the coastal structures of Saudi Arabia. *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A.* 267., p. 75—87.
- Cavanagh, B. J. 1974, An initial report on Rb/Sr geochronology of the Dunganab area of the Republic of Sudan. 18th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Dainelli, G. 1943, *Geologia dell'Africa Orientale*, vol. I, II, III. R. Acc. Italia. Roma.
- Degens, E. T. and Ross, D. A. 1969, Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea (A geochemical and geophysical account). Springer Verlag New York Inc.
- Duke, N. A. and Hutchinson, R. W. 1974, Geological relationship between massive sulfide bodies and ophiolitic volcanic rocks near York Harbour, Newfoundland. *Can. J. Earth Sciences*, vol. 11, p. 53—69.
- Edwards, A. B. 1954, Textures of the ore minerals and their significance. Melbourne. Australasian Inst. of Mining and Metallurgy.
- Garells, R. M. and Christ, C. L. 1965, Solutions, minerals and equilibria. Harper and Row. New York.
- Gass, I. R. and Neary, C. R. 1970, The Young Granites and associated rocks of North-east Sudan. 14th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.

- Gehrich, G., Mauchner, A., Nielsen, H. 1975, Sulfur-isotope and trace element analyses from the Sulitjelma ore bodies, northern Norway. *Mineralium Deposita* (Berl.) 10, p. 57—69.
- Gillmann, M. 1968, Primary results of a geological and geophysical reconnaissance of the Jizan coastal plain in Saudi Arabia. 2nd Reg. Tech. Symp. Soc. Petr. Eng. AIME. Dhahran.
- Gilmour, P. 1971, Strata-bound massive pyritic sulfide deposits — a review. *Econ. Geol.*, vol. 66, p. 1239—1244.
- Gwozdz, W. and Krebs, W. 1977, Manganese halo surrounding Meggen ore deposit, Germany. *Trans. Instn. Min. Metall.* (sect. B: Appl. earth Sci.), 86., p. 73—77.
- Hackett, J. P. and Bischoff, J. G. 1973, New data on stratigraphy, extent and geologic history of the Red Sea geothermal deposits. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 553—564.
- Hamrla, M. 1966, The iron and manganese ore deposits of Ethiopia. *Geologija*, book 9, p. 439—489. Ljubljana.
- Hamrla, M. 1974, Preliminary sulfur isotope investigations and origin of massive sulfides in Asmara area, Eritrea. *Geologija*, book 17, p. 399—413. Ljubljana.
- Hamrla, M. 1977, The Adola goldfield, Ethiopia: geology and genetic hypothesis. *Geologija*, book 20, p. 247—282. Ljubljana.
- Harker, A. 1950. *Metamorphism* (reprinted 1964). Meuthen & Co. London.
- Hatch, F. H., Wells, A. K. and Wells, M. K. 1972, *Petrology of the igneous rocks* (13th edition). Thomas Murby & Co. London.
- Hutchinson, R. W. 1973, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 1223—1247.
- Ishihara, S. (Editor), 1974, *Geology of Kuroko deposits*. The Soc. of Min. Geol. of Japan; Min. Geol. special issue, No. 6. Tokyo.
- Ivanov, T., Shalaby, I. M. and A. A. Hussein. 1963, Metallogenic characteristics of south-eastern desert of Egypt. *Annals of the Geol. Survey of Egypt*, vol. III, p. 139—166.
- Jelenc, D. 1966, Mineral occurrences of Ethiopia. Addis Ababa.
- Jones, P. W. 1976, Age of the lower flood basalts of the Ethiopian plateau. *Nature*, vol. 261, p. 567—569.
- Kaliokoski, J. 1965, Metamorphic features of North American massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, vol. 60, p. 485—505.
- Kazmin, V. 1975, The Precambrian of Ethiopia and some aspects of the geology of the Mozambiquan Belt. *Bull. Geophys. Obs.*, No. 15, p. 27—44.
- Kazmin, V. (summarised by Warden, A. J.). 1975, Explanation of the geological map of Ethiopia. Addis Ababa.
- Kennedy, W. Q. 1964, The structural differentiation of Africa in the Pan African (± 500 m.y.) tectonic episode. 8th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Krauskopf, K. B. 1967, *Introduction to geochemistry*. McGraw-Hill, Inc. New York.
- Matsukuma, T. and Horikoshi, E. 1970, Kuroko deposits in Japan: a review. In: *Volcanism and ore genesis*, edited by Tatsumi, t. Tokyo.
- Meneisy, M. Y. 1972, On the isotopic dating of the Egyptian basement rocks. *Annals of the Geol. Survey of Egypt*, vol. II, p. 103—109.
- Merla, G. and Minucci, E. 1938, *Missione geologica nel Tigrai*. Vol. 1. R. Acc. Italia. Roma.
- Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Segri, M., Tacconi, P. 1973, Geological map of Ethiopia and Somalia; 1:200,000. Consiglio nazionale delle ricerche. Italia.
- Mitchell, A. H. and Reading, H. G. 1971, Evolution of island arcs. *Jour. of Geol.*, v. 79, p. 253—284.
- Mohr, P. 1962, *Geology of Ethiopia*. Addis Ababa.
- Morton, W. H. 1975, The geology of Enticho, Tigre. *Bull. Gephys. Obs.*, No. 15, p. 1—25.
- Neary, C. R., Gass, I. R., Cavanagh, B. J. 1976, Granitic association of northeastern Sudan. *Geol. Soc. of America Bull.*, v. 87, p. 1501—1512.
- Park, C. F. and MacDiarmid, R. A. 1970, *Ore deposits* (2nd edition). San Francisco.

- Sangster, D. F. 1972, Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geol. Survey of Canada, paper 72—22. Ottawa.
- Sabeth, A. H. 1972, On the stratigraphy of the basement rocks in Egypt. *Annals of the Geol. Survey of Egypt*, vol. II, p. 79—102.
- Sawkins, F. J. 1972, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. *Jour. of Geol.*, v. 80, p. 377—397.
- Schermerhorn, L. J. G. 1975, Spillites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments. *Geol. Mijnb.*, vol. 54 (1), p. 23—35.
- Shackleton, R. M. 1964, A preliminary study of orogenic belts in eastern Africa. 8th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Shackleton, R. M. and Lomax, K. 1974, Paleomagnetic evidence for the Permian age of tillites in Ethiopia. 18th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Shürmann, H. M. E. 1964, Rejuvenation of Pre-Cambrian rocks under epirogenetical conditions during old Palaeozoic times in Africa. *Geol. Mijnb.*, vol. 43 e, p. 196—200.
- Sillitoe, R. H. 1973, Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 1321—1326.
- Sutton, J. and Watson, J. V. 1974, Tectonic evolution of continents in early Proterozoic times. *Nature*, vol. 247, p. 433—435.
- Tilling, R. J., Gottfried, D., Rowe, J. J. 1973, Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralisation. *Econ. Geol.*, vol. 68, p. 168—187.
- Turner, F. J. 1968, *Metamorphic petrology*. McGraw-Hill Book Co. New York.
- Usoni, I. 1952, *Risorse minerarie dell'Africa Orientale*. Roma.
- Vail, J. R. 1964, The Mozambique belt of eastern Africa. 8th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Vail, J. R. and Rex, D. C. 1970, Tectonic and geochronological studies in Sudan. 14th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Vail, J. R. 1971, Geological map compilation programme. Sudan Republic. 15th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Vail, J. R. 1973, Distribution of igneous ring complexes in Sudan and vicinity. 17th ann. Rep. res. Inst. afr. Geol., Univ. Leeds.
- Whiteman, A. J. 1971, *The geology of the Sudan Republic*. Clarendon Press. Oxford.
- Williams, D., Stanton, R. L., Rambaud, F. 1975, The Planes — San Antonio pyritic deposits of Rio Tinto, Spain: its nature, environment and genesis. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth Sci.)*, vol. 84, p. 73—122.

UDK 553.7+622.322(497.12)=863

Terciarni vodonosniki v Slovenskih goricah in na Goričkem

Tertiary aquifers in the Slovenske Gorice and Goričko hills

Ljubo Žlebnik

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Terciarnne laporaste in glinaste plasti severovzhodne Slovenije vsebujejo vodonosne peščene in prodnate vložke. Voda v teh vodonosnikih je pod pritiskom. Ponekod je mineralizirana, v večjih globinah pa ima tudi višjo temperaturo. V dolinah Drave in Mure ter delno Pesnice in Ščavnice so terciarne plasti prekrte s kvartarnimi prodnimi naplavinami, ki vsebujejo največje zaloge pitne vode na tem območju. Avtor se je omejil na opis terciarnih vodonosnikov, ki vsebujejo mineralno in termalno vodo. Izračunal je njihove najpomembnejše hidrogeološke parametre na podlagi poskusnega črpanja ter ocenil zaloge nekaterih nahajališč mineralne in termalne vode.

Abstract

The land between the Mura and Drava rivers is a morphologic region made up of the Tertiary marly and clayey deposits interbedded with water bearing sand and gravel. The water occurs under sufficient hydrostatic pressure to rise above the topographic surface. In some restricted areas the mineral matter content and free carbon dioxide give it a pleasant taste. The Quaternary aquifers occurring in the adjacent Mura and Drava level fields are under water table conditions. Areally they are the most extensive and widely available source of fresh water. Thermal water was tapped in some places from the deep-seated Tertiary beds, underlying the Quaternary deposits. It is interesting to note the difference between the Miocene and Pliocene aquifers, as their hydraulic mechanisms are concerned. The geological conditions are favourable for the Pliocene aquifers. Their hydraulic characteristics depend upon the uplifted Sobota block which is considered to be a recharge area; here, highly permeable Pliocene beds appear at the land surface, overlying the north-east plunging metamorphic basement. On the other hand, the Sobota uplift is a ground-water barrier that prevents the free recharge of the deep-seated Miocene aquifers in the Radgona and Ljutomer depressions.

The most important hydrogeologic parameters involved in the thermal and mineral aquifers were established from the pumping tests. The perennial yields and withdrawals have been estimated and the question of the amount of recharge and discharge is discussed. The quantities of mineral and thermal waters in storage of the country have been estimated.

Uvod

V severovzhodni Sloveniji so največje zaloge podzemeljskih voda v kvartarnih prodnih naplavinah vzdolž Drave in Mure. Zaradi močne vodoprepustnosti usedlin je izdatnost vodnjakov na tem območju velika. Prebivalci in industrija na Dravskem in Ptujskem polju ter v Pomurju se oskrbujejo z vodo večidel iz teh vodonosnih plasti.

Gričevnato ozemlje med Dravo in Muro in severno od Mure sestoji iz terciarnih lapornih in glinastih plasti z vmesnimi peščenimi in prodnimi usedlinami, ki vsebujejo vodo pod pritiskom. Voda v teh vodonosnikih je ponekod mineralizirana, v večjih globinah pa ima tudi višjo temperaturo.

Do 2. svetovne vojne so terciarne vodonosne plasti v manjši meri izkoriščali le v Radencih, kjer so letno nalili nekaj milijonov litrov mineralne vode. Po letu 1960 so začeli v Pomurju izkoriščati tudi termomineralne in termalne vode v miocenskih in pliocenskih peščenih usedlinah, na katere so naleteli pri iskanju nafte. Močno so po drugi svetovni vojni in pozneje v letu 1965 povečali izkoriščanje mineralne vode v Radencih. Raziskali so tudi nahajališča mineralne in termalne vode v Nuskovi na Goričkem, v Ščavniški dolini, v okolici Lenarta in pri Ptuju.

Pregleden geološki opis

Severovzhodna Slovenija je po svoji geografski legi in geološki zgradbi del obrobja Panonske kotline, in sicer murske in delno dravske udorine. Obe udorini sestavlja več jarkov z vmesnimi pragi. Dna jarkov in pragovi sestojijo iz metamorfni kamenin. Na haloško-ormoškem pragu in pri Kungoti so tudi mlajšepaleozojske in mezozojske plasti. Jarke in pragove so izoblikovali tektonski premiki, ki so se vrstili verjetno še pred oligocenom. Po podatkih Z. Vončina (1965) potekajo te geološke strukture od jugozahoda proti severovzhodu, prekrivane pa so z debelimi plastmi mlajšeterciarnih sedimentov in s kvartarnimi prodnimi naplavinami. Paleozojska in mezozojska podlaga je prelomljena s sistemom prelomov severozahod—jugovzhod in prečno na to smer, tako da gre za gradasto geološko zgradbo. Terciarnne plasti so zgrajene sorazmerno enostavno; v zahodnem in severozahodnem delu Slovenskih gor in Goričkega so povečini položno nagnjene proti jugovzhodu in vzhodu. Zato prihajajo na površje proti jugovzhodu vse mlajše in mlajše terciarne plasti, od starejšemiocenskih v najzahodnejšem delu, do pliocenskih pri Gradu, Ljutomeru in Ptuju (sl. 1). V Medjimurju, na Kogu in v Halozah so nagnjene terciarne plasti v obratni smeri, proti severozahodu in severu. Ob ljutomerskem prelomu, ki poteka po robu haloško-ormoškega praga, so terciarne plasti postavljene skoraj v navpično lego, delno pa so celo prevrnjene. Ob prelomih, ki sekajo celotno serijo terciarnih plasti vključno s pliocenskimi, so se tektonski premiki nadaljevali skozi ves terciar in celo v kvartarju, na kar kažejo rečne terase vzdolž Drave, Pesnice, Ščavnice in Mure. Na soboškem pragu se je izoblikovala stopničasta zgradba celotnega zaporedja terciarnih plasti, kar je posledica njegovega dviganja skozi ves terciar.

Pri raziskavah geološke zgradbe severovzhodne Slovenije so bile le v manjši meri uporabljene klasične geološke metode. Mnogo več podatkov so dala geofizikalna merjenja in globoko vrtanje. Terciarnne plasti so namreč povečini prekrivane

z glinasto preperino in so izdanki zelo redki. Rečne doline so v celoti prekrivane s prodnimi in glinastimi naplavinami; zato terciarnih plasti ni mogoče neposredno raziskovati s površinskim geološkim kartiranjem in z drugimi klasičnimi geološkimi metodami.

V dobršni meri so prispevale k razjasnitvi geološke zgradbe tega ozemlja raziskave nafte ter mineralnih in termalnih voda. V Prekmurju in Slovenskih gorica so bile izvedene obsežne gravimetrične, magnetometrične in seizmične raziskave in izvrtanih je bilo 44 globokih vrtin. Posebej na naftnem območju v Petišovcih in Dolini pa je bilo izvrtanih 118 globokih naftnih vrtin. Na nahajališčih mineralnih voda v Radencih, v dolinah Ščavnice in Pesnice ter v Nuskovi je bilo izvrtanih več kot 100 strukturnih vrtin, globokih 100 do 700 m. Vrtina pri Ptujju je globoka 1100 m. Po podatkih geofizikalnih raziskav, vrtin in v manjši meri tudi površinskega kartiranja je bila geološka zgradba Prekmurja in Slovenskih gorica nadrobneje razčlenjena. Na skrajnem severozahodnem robu Slovenskih gorica in Goriškega poteka prek Kungote, Cmureka in Rogaševca južnogradiščanski prag. Na njem so terciarne plasti debele manj kot 1000 m. Sestojajo pa iz miocenskega laporja ter vložkov peščenjaka in konglomerata, ponekod tudi litotamnjskega apnenca, oziroma peščenjaka.

Jugovzhodno od tega praga sledi plitva in ozka radgonska depresija, ki se razteza od Maribora prek Radgone proti severovzhodu. V njej so terciarne plasti debele 1000 do 2000 m. Prevladuje miocenski lapor s tanjšimi vložki peščenjaka in konglomerata. Po sredi depresije poteka prelom od jugozahoda proti severovzhodu kot podaljšek rabskega preloma.

Proti vzhodu potekata v smeri jugozahod—severovzhod dve važni strukturi, ki sestavljata večji del Slovenskih gorica in Prekmurja: široki soboški prag med Duplekom pri Mariboru in Mursko Soboto ter široka in globoka ljutomerska depresija med Slovensko Bistrico, Ptujem, Ljutomerom in Lendavo. Na soboškem pragu so terciarne plasti debele manj kot 1000 m. Prevladujejo pliocenske glinaste in peščene plasti, pod njimi leže ponekod v manjši debelini tudi miocenski lapor, peščenjak in konglomerat. Terciarne plasti in njihovo metamorfno podlago seka sistem prelomov v smeri jugozahod—severovzhod ter prečno na to smer. Plasti so ob prelomih premaknjene za 10 do 100 m, ob ljutomerskem prelomu pa gre za znatno večje vertikalne premike, saj v ljutomerski depresiji debelina terciarnih plasti ponekod presega 4000 metrov. Sestojajo zgoraj iz pliocenskega peska, peščenjaka, peščenega proda, glinice in laporja, katerih skupna debelina marsikje presega 1000 m. Pod njimi leži miocenski lapor z vložki peščenjaka in redko konglomerata. Depresija je z vzdolžnim ljutomerskim prelomom smeri SW—NE razdeljena na dva dela; v jugovzhodnem prevladujejo miocenske plasti, v severozahodnem pa pliocenske. Od prečnih prelomov NW—SE so trije posebej izraziti — po dolini Ščavnice, prek Ormoža in prek Ptujja (U. P r e m r u, 1976).

Hidrogeološki opis

Na južnogradiščanskem pragu, ki mu pripada skrajni severozahodni del Slovenskih gorica in Goriškega, so miocenske plasti povečini laporne in zelo tenke. Marsikje v globlji zarezanih grapah prihaja na površje metamorfna podlaga, pri Kungoti pa tudi apnenec in dolomit. Ker so terciarne plasti zelo

tenke, poleg tega pa večidel laporne, ni nikakih možnosti za akumuliranje podzemeljskih voda v njih. Pač pa je bil pri Nuskovi najden 10 do 25 m debel vodonosnik poroznega litotamnijskega peščenjaka z mineralno vodo. Le ta je zajeta z vrtinami Nu-4, Nu-7 in Nu-9. V vrtini Nu-3 je zajeta plast vodonosnega sarmatskega peska, ki je severno od vrtine v neposredni zvezi z litotamnijskim peščenjakom.

Plast litotamnijskega peščenjaka je nagnjena proti jugu in leži v globini 43 do 64 m. Sarmatski pesek, zajet v vrtini Nu-3, je v globini 126 m. Mineralna voda vsebuje precej plina CO₂; zato samostojno izteka iz vrtine.

Po podatkih meritev iz leta 1969 je največja možna skupna izdatnost vseh vrtin 7,4 l/s vendar pri tej količini zaradi neustreznega filtra vdira v vrtine pesek. Zato so vrtine dušene z ustreznimi šobami, njihova skupna izdatnost pa je tedaj 3,9 l/s.

Podrobnejše meritve izdatnosti vrtin v letih 1968 do 1971 so pokazale, da je količina vode v začetnem stadiju, nekako do enega meseca po zajetju, močno padala, pozneje pa vedno počasneje. Z nanašanjem podatkov izdatnosti vrtin po določenem času na diagram in s teoretičnim računom izdatnosti po določenem času po Jacob-Lohmanovi enačbi (G. P. Kruseman & N. A. De Ridder, 1970):

$$Q = \frac{4 \pi k.m.s}{2,3 \log \frac{2,25.k.m.t}{r^2}}$$

kjer je privzeto, da je depresija stalna, smo opazili, da se oba diagrama vsaj v začetnem delu dokaj dobro ujemata. Na ta način smo s približnim računom po zgoraj navedeni enačbi ekstrapolirali izdatnosti vrtin po enem letu in 10 letih. Račun kaže, da se izdatnost vrtin zmanjša po enem letu za 28 do 31 % od začetne količine. Kasnejša opazovanja so pokazala nekaj večje padce izdatnosti, kar pripisujemo medsebojnemu prekrivanju depresijskih lijakov vrtin in verjetno tudi prostorski omejenosti vodonosne plasti, tj. litotamnijskega peščenjaka. V računu po zgoraj omenjeni enačbi se namreč predpostavlja, da je vodonosna plast neomejena.

V radgonski depresiji, ki poteka od Maribora prek Radgone proti severovzhodu, so terciarne plasti debele 1000 do 2000 m. Prevladuje miocenski lapor s tanjšimi vložki peščenjaka in konglomerata. Z dosedanjimi raziskavami niso našli pomembne akumulacije vode, pač pa je pri Radkersburgu vrtina zadela v globini 270 m na tenek vodonosnik z mineralno vodo in CO₂ temperature 16 do 20° C ter majhne izdatnosti. V globoki vrtini so leta 1977 zadeli v globini 1900 m na paro in CO₂. Tudi pri Benediktu v Slovenskih goricah so v globini 90 m zadeli na tenko peščeno plast z mineralno vodo in CO₂. Kot kaže, so v večji globini tudi vodonosniki s termalno vodo in celo paro, vendar je njihova izdatnost zaradi majhne poroznosti in prepustnosti miocenskega peščenjaka in konglomerata majhna.

Soboški prag je bil med Duplekom pri Mariboru in Mursko Soboto doslej preiskan s številnimi vrtinami, ki so pokazale, da so tod terciarne plasti debele manj kot 1000 m. Temeljno gorstvo sestoji iz metamorfih skrilavcev. Naj navedem nekaj podatkov vrtin. V vrtini T-1 v Boračevi je skupna debelina pli-

ocenskih in miocenskih plasti 730 m; v vrtini V-42 Hrastje-Mota so bile prevrtane le pliocenske plasti, debele 500 m. Pod njimi leži gnajs. V vrtini SG-1 nastopajo pliocenske plasti, debele 395 m. V vrtini MS-1 v Črnelavcih pri Murski Soboti so terciarne plasti debele 791 m. V vrtinah MS-2 v Rakičanu in Mt-1 v Moravcih, ki ležita že na vzhodnem robu masiva, so terciarne plasti debele 1183, oziroma 1295 m. Sestoje povečini iz pliocenske glin in peska, delno tudi peščenjaka, v manjši debelini pa iz miocenskega laporja z vložki peščenjaka in konglomerata. Seizmične meritve in vrtine so pokazale, da je prag presekan z več prelomi jugozahod—severovzhod in prečno na to smer.

Na soboškem pragu so v poroznih plasteh peska in peščenjaka akumulirane v manjši globini mineralne vode s CO₂, v večji globini pa termomineralne vode s CO₂ in delno z ogljikovimi vodiki. Predvsem pliocenske plasti peska in peščenjaka so zaradi dokaj velike poroznosti (30—40%) in prepustnosti (k je do 9×10^{-6} m/s) dokaj ugodne za pridobivanje mineralne, v večji globini pa tudi termomineralne vode.

Mineralno vodo pridobivajo v Radencih že dobrih sto let. Prva leta so napolnili le nekaj 10 000 litrov vode, na začetku prve svetovne vojne okrog dva milijona litrov in pred drugo svetovno vojno okrog 10 milijonov litrov na leto. Intenzivnejša rast proizvodnje se je začela leta 1967, ko je Geološki zavod raziskal in zajel globlje ležeče in izdatnejše vodonosne plasti z mineralno vodo. Prvotna zajetja so bila namreč plitva; segala so največ 30 m globoko. Z zaje-manjem novih vodonosnih plasti v širši okolici Radenec je bilo omogočeno nadaljnje povečanje proizvodnje, ki je leta 1972 dosegla skoraj 240 milijonov litrov slatine in deita.

V Radencih se nahaja mineralna voda v pliocenskih in delno miocenskih peščenjakih na površini okrog 26 km². Vrelčno območje sega onstran meje do Zetinec. Peščene vodonosne plasti se menjavajo z neprepustnimi glinastimi in lapornimi plastmi. Debele so šest do 45 m, nagnjene so proti jugovzhodu pod kotom 5° do 10°. Plasti so ob štirih prelomih, ki potekajo od jugozahoda proti severovzhodu, premaknjene za 10 do 70 m. Zaradi tektonskih premikov so nekatere vodonosne plasti ob prelomih zaprte z neprepustnimi glinastimi plastmi, medtem ko so druge prišle v stik s stratigrafsko mlajšimi ali starejšimi vodonosnimi peščenimi plastmi.

Poizkusna črpanja v vrtinah in piezometrih, ki jih je v Radencih že prek 70, so pokazala, da so najizdatnejše pliocenske peščene vodonosne plasti. Niže ležeče panonske in sarmatske plasti vsebujejo le tanjše vložke vodonosnega peska, katerega izdatnost je zaradi manjše poroznosti in prepustnosti znatno manjša. Poleg tega ima ta voda manj ugodno kemično sestavo. Zato je v Radencih zajeta mineralna voda le v pliocenskih plasteh, ki segajo v Meleh do globine 65 m, v Radencih do 240 m in v Hrastju-Moti do okrog 400 m. Pliocenske plasti sestojijo iz menjavajočih se peščenih in glinastih usedlin. V Meleh je v pliocenskem zaporedju tri do pet peščenih plasti z mineralno vodo, debelih 6 do 25 m, v Radencih je sedem do devet plasti, debelih 7 do 45 m, in v Hrastju-Moti več kot 10 plasti, debelih 4 do 40 m. Zanimivo je, da se nahaja v Meleh in Hrastju-Moti ob stiku pliocenskih vodonosnih plasti s kvartarnim prodom nizko mineralizirana voda, ali pa sploh navadna voda, kar kaže na zvezo mineralnih vodonosnikov z vrhnjo podtalnico.

V Radencih pridobivajo mineralno vodo v glavnem z globokimi vodnjaki, le manjši del s starimi plitvimi zajetji. Skupna izdatnost vodnjakov in starih zajetij je okrog 30 l/s. Mineralna voda se delno sama izliva iz vodnjakov s pomočjo naravnega »gas lifta« (kjer je mineralna voda bogatejša s CO₂), delno pa jo črpajo. Izdatnost vodnjakov niha od 1,1 do 2,6 l/s pri znižanju gladin za 12 do 41,5 m. Izdatnost vodnjakov je odvisna predvsem od prepustnosti vodonosnih peščenih plasti in njihove debeline. Po podatkih poskusnega črpanja niha vrednost koeficienta prepustnosti od $2,5 \times 10^{-6}$ do 1×10^{-6} m/s, izjema je peščeni prod v Hrastju-Moti s 2×10^{-4} m/s. Koeficient elastične izdatnosti, ki pa ni povsem zanesljivo določen, je okrog 7×10^{-4} . Laboratorijsko določena poroznost peska je 35 do 40 %. Zaradi majhne vrednosti koeficienta elastične izdatnosti so tudi depresijski lijaki posameznih vodnjakov zelo veliki; njihov polmer je dosegel med poskusnim črpanjem že po prvem dnevu črpanja več kot 1 km. Iz tega sledi, da se na radenskem območju depresijski lijaki vodnjakov medsebojno prekrivajo, kar vpliva tudi na dinamično gladino vode v vodnjakih.

Vse hidrogeološke parametre vodonosnih horizontov v Radencih smo izračunali s predpostavko, da gre za enofazni fluid, tj. da je plin CO₂ povsem raztopljen v mineralni vodi. Meritve izdatnosti vode in plina v posameznih vodnjakih so pokazale, da niha vsebnost plina od 1 do 8 g/l vode. Ker leže zajete vodonosne plasti globlje od 100 m, sklepamo iz podatkov o topnosti plina CO₂ v odvisnosti od hidrostatskega pritiska, da je v vodonosni plasti ves plin raztopljen v vodi. Iz vode se prične ločiti šele višje v vodnem stebru vodnjaka, kjer se hidrostatski pritisk zmanjša.

Iz podatkov o debelini in poroznosti vodonosnih pliocenskih plasti smo računali tudi statične zaloge mineralne vode. Na doslej znanem vrelnem območju je okrog 900 milijonov m³ statičnih zalog mineralne vode, ki je pa seveda ni mogoče v celoti izkoristiti. Kolikšen del teh zalog je izkoristljiv in kakšno je napajanje vodonosnih horizontov z mineralno vodo, je seveda težko ali skoraj nemogoče zanesljivo oceniti. Jasno je, da se v določeni meri, četudi majhni, terciarni vodonosniki napajajo s površja in iz podtalnice. Na površje prihajajo v gorinah, v dolini Mure pa so v stiku s podtalno vodo. Na infiltracijo podtalnice v terciarne peščene plasti kažejo kemične analize vode iz vrtin. V določeni vodonosni peščeni plasti namreč pada mineralizacija vode z razdaljo do stika z vrhno podtalno vodo. Prodiranje podtalne vode v terciarne peščene plasti je zaradi majhnega koeficienta prepustnosti in majhnega hidravličnega strmca izredno počasno. V naravnih pogojih, tj. pred pričetkom izkoriščanja, ko je mineralna voda iztekala iz terciarnih vodonosnih plasti na površje, oziroma se je izlivala v podtalnico le po prelomih s pomočjo naravnega »gas lifta«, je bil hidravlični strmec izredno majhen. Vsekakor sklepamo, da se je v naravnih pogojih izlivalo proti površju le nekaj l/s mineralne vode; točnih podatkov o izdatnosti prvotnih izvirov mineralne vode pa seveda ni. Sedaj, ko se izkorišča okrog 30 l/s mineralne vode, je hidravlični strmec večji in je intenzivnejše tudi prodiranje podtalnice v terciarne vodonosne plasti. Ker pa je površina, skozi katero pronica podtalnica v vodonosne plasti, sorazmerno majhna, majhna pa je tudi njihova prepustnost, je gotovo, da z izkoriščanjem 30 l/s mineralne vode presegamo njeno naravno obnavljanje in izkoriščamo v veliki meri elastično vpeto vodo, h kateri je treba prišteti še dodatne količine vode, ki se izceja iz krovinskih in talninskih polprepustnih plasti. Pri oceni elastičnih zalog seve-

da ne smemo upoštevati samo doslej znanega vrelnega območja, ki obsega okrog 26 km², ampak večji del soboškega praga in ljutomerske depresije. Znano je namreč, da so razvite pliocenske peščene plasti zvezno skoraj na celotnem omenjenem ozemlju, kar seveda najmanj desetkrat presega površino vrelnega območja. Približna cenitev elastičnih zalog na vrelnem ozemlju v Radencih je pokazala, da bi pri poprečnem znižanju piezometrične gladine za 50 m le-te zadostovale le za dvoletno do triletno obratovanje. Piezometrične gladine so se na vrelnem območju, kot kažejo opazovanja, v zadnjih dveh letih dokaj ustalile, čeprav se je črpalo v zadnjih petih letih stalno okrog 30 l/s mineralne vode. Na podlagi tega smo tudi ocenili dinamične zaloge mineralne vode po izdatnosti vodnjakov pri ustaljeni piezometrični gladini, kar skupaj preseže 40 l/s mineralne vode. Pri takšni intenziteti črpanja je seveda možno, da bosta v nekaterih vodnjakih, ki so locirani v bližini stika terciarnega vodonosnega horizonta s podtalnico, mineralizacija in vsebnost CO₂ postopno padali in končno prešli v navadno vodo. Iz tega pa sledi, da ocenjene dinamične zaloge mineralne vode niso povsem realne, v resnici so manjše. V dinamičnih zalogah mineralne vode lahko namreč upoštevamo le mineralno vodo določene kemične sestave, ne pa navadne vode.

Razen v Radencih so že od nekdaj znani naravni izviri mineralne vode manjše izdatnosti v dolini Ščavnice. Hidrološke raziskave so leta 1977 pokazale, da se nahaja mineralna voda v pliocenskih, panonskih in sarmatskih peščenih plasteh. Peščene panonske in sarmatske plasti so debele 3 do 25 m. Laboratorijsko določena poroznost je okrog 44 % in laboratorijsko določen koeficient prepustnosti okrog 10⁻⁷ m/s, to je znatno manj kot v Radencih. Točnejših podatkov o vrednosti koeficienta prepustnosti še nimamo, ker ni bilo izvedeno poskusno črpanje. Po izdatnosti vrtin, s katerimi smo zajeli posamezne panonske in sarmatske vodonosne horizonte z mineralno vodo pa sklepamo, da je njihova prepustnost znatno manjša kot prepustnost pliocenskih plasti v Radencih. Vrtine namreč dajejo s samostojnim izlivom poprečno okrog 0,5 l/s mineralne vode. Te vrednosti se ujemajo s podatki, ki smo jih dobili v Radencih. Tudi tam je izdatnost panonskih in sarmatskih plasti znatno manjša kot izdatnost pliocenskih plasti. V dolini Ščavnice, razen v Očeslavcih, pliocenske plasti ne vsebujejo mineralne vode. Raziskave v Ščavnici še niso končane; zaenkrat smo preiskali panonske in sarmatske plasti le do globine 150 m.

Poleg mineralne vode, katere temperatura v Radencih v nekaterih globlje zajetih vodonosnih horizontih preseže 20 °C, so našli v večjih globinah tudi termomineralno vodo. V širši okolici Radenec je bila najdena voda s temperaturo 35 do 40 °C v globini 350 do 400 m, izdatnost peščenega vodonosnika pa je bila do 5 l/s. V Moravcih na obrobju soboškega masiva segajo te plasti le do globine približno 900 m in še niso bile preiskane. Vodo namreč sedaj izkoriščajo iz zgornjapanonskega (miocenskega), tako imenovanega petišovskega peščenjaka v globini 1115 do 1255 m; njegova izdatnost je do 10 l/s, temperatura vode pa okrog 70 °C. Ta peščenjak ima nekoliko manjšo poroznost kot pliocenski (okrog 18 do 25 %). V skladu s tem pa je tudi nekoliko manjša njegova prepustnost; po sedanjih podatkih niha v širokih mejah od 100 do 500 milidarcev, kar je enako vrednosti koeficienta prepustnosti $k = 7 \times 10^{-7}$ do $3,5 \times 10^{-6}$ m/s. Vrtina Mt-4, ki je bila izvrtana pri Mt-1 poševno, tako da je petišovski peščenjak zajet 700 m od nje, daje 3 l/s.

V tortonskih plasteh, kolikor so na soboškem pragu razvite (ponekod jih ni), prevladuje lapor, ponekod leži bazalni konglomerat neposredno na temeljnem gorstvu. Po podatkih laboratorijskih raziskav je njegova poroznost okrog 20 %. Termalna voda je bila doslej najdena le v miocenskem peščenjaku v vrtini MS-3 v Mlajtincih, vendar so možnosti za njeno akumuliranje tudi drugod. V vrtini MS-3 so v globini 1250 m z nastreljevanjem dobili termomineralno vodo s CO₂, temperaturo 60 °C in izdatnostjo 4 l/s.

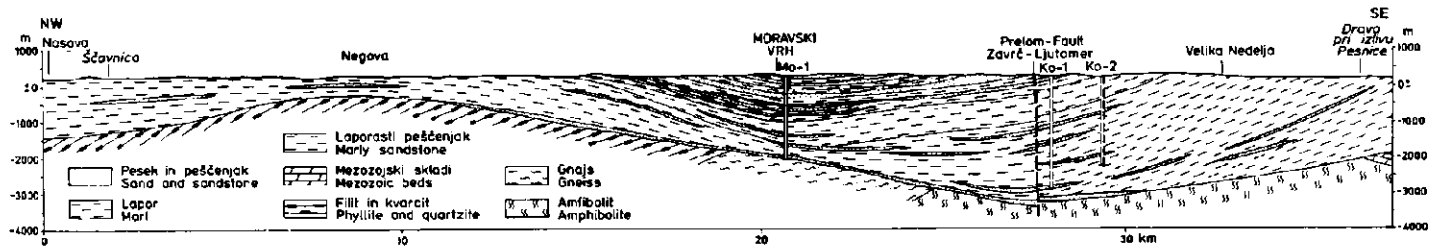
Soboški prag, posebno njegovo jugovzhodno obrobje, ima izredno važno vlogo v hidravličnem mehanizmu vodonosnikov s termalno vodo v naslednji tektonski enoti, ljutomerski depresiji. Na soboškem pragu namreč prihajajo na površje pliocenske plasti; zato je možno njihovo napajanje iz podtalnice Dravskega in Ptujkega polja. V Slovenskih goricah in na Goričkem se pliocenske plasti manj napajajo, ker jih prekriva kvartarna površinska glina.

Za globlje ležeče miocenske plasti, ki pridejo na površje na severozahodnem robu radgonske depresije, pa predstavlja soboški prag bariero, ob kateri so te plasti v večji ali manjši meri prekinjene, oziroma se močno stanjšajo. Zato se miocenske plasti na vzhodnem obrobju soboškega praga in v ljutomerski depresiji ne napajajo s površja in predstavljajo povečini zaprte vode.

Naslednja tektonska enota je globoka ljutomerska depresija, ki se razteza od Slovenske Bistrice prek Ptuja in Ljutomera proti Lendavi. Depresija je z vzdolžnim prelomom razdeljena v geološkem, posebno pa v hidrogeološkem pogledu na dva dela. Jugovzhodno od ljutomerskega preloma prevladuje miocenski lapor. V Prekmurju pa so zastopani tudi pliocenska glina, pesek in peščenjak. Miocenske plasti so na Ptujkem polju in ponekod v Slovenskih goricah postavljene skoraj v navpično lego in s tem zapirajo vodonosnike, ki so razviti v severozahodnem delu depresije. Miocenske plasti, ki so sicer v stiku s podtalnico Apaškega polja in obmurske ravnice na avstrijski strani, so prekinjene ob visoko dvignjenem soboškem pragu, ki sestoji iz metamorfnih kamenin, in zato praktično zaprte v ljutomerski depresiji. S tem je preprečeno napajanje s površja; voda, ki jo vsebujejo miocenske plasti, je vsaj delno, če ne v celoti, zaprta voda, ki je bila v dolgih geoloških obdobjih zaradi različnih procesov diageneze in drugih vplivov precej spremenjena. V globlje ležečih plasteh je slana.

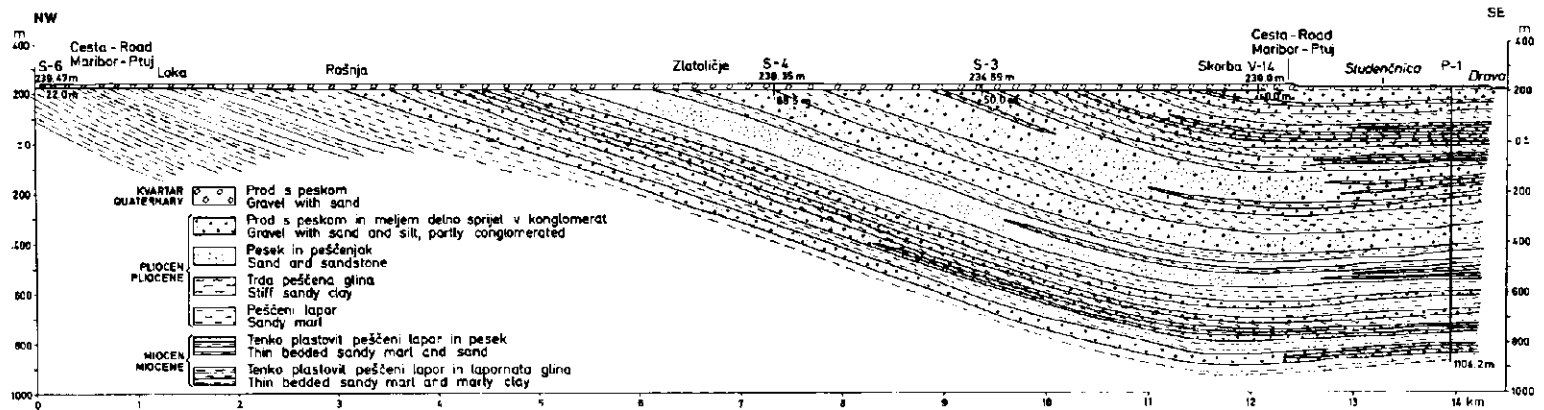
Zgoraj navedeni podatki kažejo, da so v ljutomerski depresiji posebno zanimive za pridobivanje termalne vode pliocenske porozne plasti, ker so dokaj debele, in segajo povečini prek 1000 m globoko. So tudi bolj prepustne in se vsaj do določene mere napajajo s površja. Geotermični gradient je v tej depresiji večji kot na soboškem pragu; v vrtini P-1 v Ptujju je 33 m/1 °C, v vrtini Mo-1 v Moravcih v Slovenskih goricah 25 m/1 °C, medtem ko je v Petišovcih po doslej znanih podatkih enak kot na soboškem pragu, tj. 18 m/1 °C.

V Ljutomerski depresiji je bila doslej zajeta termalna in termomineralna voda v vrtinah P-1 pri Ptujju, Mo-1 v Moravcih, Ve-1 v Banovcih in Pt-20 v Petišovcih. V vrtini P-1 v Ptujju je zajeta termalna voda s temperaturo 40 °C v pliocenskih prodnih plasteh v globini 895 do 1064 m (sl. 2). Vodonosne plasti so zajete s perforiranimi cevmi. Skupna debelina zajetih plasti je 59 m. Poroznost prodnih plasti je po laboratorijskih podatkih 33 %. Vrednost koeficienta prepustnosti k je po podatkih poizkusnega črpanja $2,8 \times 10^{-6}$ m/s, koeficienta elastične izdatnosti S pa 0,003. Piezometrična gladina vodonosnika je šest me-



Sl. 1. Shematski geološki presek Slovenskih goric

Fig. 1. Schematic cross-section of the Slovenske Gorice hills



Sl. 2. Shematski geološki presek Dravskega polja vzdolž desnega brega Drave

Fig. 2. Schematic section of the Drava field along the right bank of the Drava river

trov nad površjem terena. V višini ustja vrtine se preliva sedaj 1,1 l/s vode s temperaturo 33 °C, pri znižanju piezometrične gladine za 73 m je bilo s črpanjem dobljeno 10 l/s vode s temperaturo 40,9 °C. V vrtini Mo-1, (opuščena naftna vrtina) so bile zajete spodnjepliocenske (pontske) vodonosne peščene plasti v globini 845 do 1107 m s perforiranimi cevmi. Skupna debelina zajetih peščenih plasti je 109 m. Podatkov o poroznosti vodonosnih plasti ni. Po podatkih črpalnega poizkusa je bil izračunan koeficient prepustnosti $k = 1 \times 10^{-6}$ m/s. Piezometrična gladina vodonosnika je 3,45 m nad površjem terena. V višini ustja vrtine se preliva 0,6 do 0,7 l/s vode s temperaturo 30 °C. Pri znižanju piezometrične gladine za 51 m je bilo dobljeno 6 l/s termalne vode s temperaturo 42 °C. Voda ni mineralna in ne vsebuje prostega CO₂.

V vrtini Ve-1 je bila zajeta voda z nastreljevanjem v globini 1346 do 1365 m. Voda ima temperaturo okrog 65 °C in vsebuje tudi metan. Z znižanjem gladine za 50 m pridobivajo okrog 3 l/s termalne vode.

V vrtini Pt-20 je zajeta voda v pliocenskih peščenih plasteh v globini 817 do 822 m. S samostojnim izlivanjem izteka 1,5 l/s termalne vode, s črpanjem pa do 10 l/s vode s temperaturo 44 °C. Voda ne vsebuje plina CO₂.

V zvezi s pojavom nekaj 10 m debele plasti miocenskega litotamniškega peščenjaka na južnem robu soboškega praga pri Dupleku se poraja misel, da vsebuje ta plast v večji globini termalno vodo z visoko temperaturo. V okolici Ptuja ter v Slovenskih goricah je ta plast že prek 2000 m globoko, vendar ni povsem gotovo, če se neprekinjeno nadaljuje pod mlajšeterciarnimi plastmi. Raziskave tako globoko ležeče plasti pa bi bile tudi zelo drage.

Jugovzhodno od Ljutomerskega preloma je zajeta termalna, oziroma termomineralna voda le v Petišovcih in Vučkovcu. Terciarnne plasti so v tem delu Ljutomerske depresije nagnjene že proti severovzhodu, iz česar sklepamo, da se vodonosniki v teh plasteh lahko napajajo na obrobju haloško-ormoško-hohotskega praga, kjer vsaj pliocenske plasti pridejo na površje.

Nikakor pa ni povsem izključeno, da je termalna voda z zelo visoko temperaturo tudi v razpokanem apnencu in dolomitu temeljnega gorstva v južnem delu Ptujskega polja, vzhodno od Ljutomera in pri Lendavi. Te razpokane kamenine leže tod že zelo globoko, verjetno prek 4000 m. Možno je namreč, da cirkulira padavinska voda od kraja, kjer se pojavljajo na površju v jedru haloško-ormoško-hahotskega praga (Boč, Ravna gora) po številnih tektonsko zdrobljenih conah v veliko globino. Apnenec in dolomit se namreč iz jedra masiva nadaljujeta pod terciarnimi plastmi verjetno vse do Ljutomerskega preloma. Raziskave tega vodonosnika pa bi bile seveda zelo drage.

Izkoristljivost zalog termalnih in termomineralnih vod

Termalne vode v poroznih plasteh ni mogoče v celoti izkoristiti. Z navadnimi potopnimi črpalkami ni mogoče piezometrične gladine tako globoko znižati, da bi začeli neposredno izsuševati vodonosne plasti, ki leže v globini prek 500 m. Pritok vode v vrtino v takšnem primeru ni več odvisen od velikosti efektivne poroznosti, ampak od koeficienta elastične izdatnosti *S*. Poleg tega je vsekakor pomembna prevodnost vodonosnika *T*, ki je produkt debeline vodonosne plasti in koeficienta prepustnosti. Koeficient elastične izdatnosti označuje tisti del vode, ki se iztisne iz elementarne prizme vodonosnika pri določenem znižanju

pritiska na račun elastičnosti vode in deformabilnosti skeleta vodonosne plasti. Za primerjavo naj navedem, da podaja Bočever (M. Boreli, 1968) za peske vrednost efektivne poroznosti od $1,8 \times 10^{-1}$ (18 %) do $2,8 \times 10^{-1}$ (28 %), medtem ko je vrednost koeficienta elastične izdatnosti za peske od 2×10^{-3} do 2×10^{-4} , torej sto do tisočkrat manjša. Za trdne peščenjake pade ta vrednost do 1×10^{-6} .

Kot primer naj navedem, da bi dobili iz pliocenskih poroznih plasti, ki se razprostirajo po podatkih ing. Szaboja (1975) v severovzhodni Sloveniji na površini 1900 km^2 , po enačbi

$$\Delta V_{el} = S \times F \times s = 1,12 \times 10^{-3} \times 1,9 \times 10^9 \times 5,0 \times 10^4$$

približno $106,400.000 \text{ m}^3$ termalne vode

S = koeficient elastične izdatnosti

F = površina vodonosnika

s = znižanje piezometrične gladine.

V računu sem privzel, da je skupna debelina pliocenskih poroznih plasti (s poroznostjo 25 %) v globini pod 500 m okrog 100 m, nadalje sem predpostavil, da bi z mrežo vrtin dosegli regionalno znižanje piezometrične gladine povprečno za 50 m in da je vrednost koeficienta elastične izdatnosti $1,12 \times 10^{-3}$. Tega sem približno izračunal po enačbi (M. Boreli, 1968)

$$S = M\gamma \times n \left(\frac{1}{E_e} + \frac{1}{n \times E_{sq}} \right) =$$

$$= 1 \times 10^4 \times 0,25 \times 10^{-3} \times (0,5 \times 10^{-4} + 4,10^{-4}) = 1,12 \times 10^{-3}$$

Pripominjam, da so za zanesljivejši račun tega koeficienta potrebni podatki črpalnega poizkusa.

M = debelina vodonosne plasti (1.10^4 cm)

γ = specifična teža vode $1.10^{-3} \text{ kg/cm}^3$

n = poroznost (0,25)

E_e = 2.10^4 kg/cm^2 elastični modul vode

E_{sq} = 10^4 kg/cm^2 elastični modul skeleta vodonosne plasti.

V pojasnilo, kaj ta količina vode pomeni, naj navedem, da bi se ta voda izkoristila približno v 30 letih, če bi na celotni upoštevani površini (1900 km^2) črpali vodo iz pravilno razporejene mreže 20 vrtin s povprečno kapaciteto 6 l/s (večjo izdatnost je pričakovati samo v posameznih primerih), pri čemer bi piezometrično gladino kontinuirno zniževali, dokler ne bi po 30 letih padla na celotnem območju povprečno za 50 m. Pogoje je seveda, da se vodonosne plasti razprostirajo neprekinjeno na celotni površini, da se ne izklinjajo in da niso po prelomih razkosane v posamezne izolirane grude. Zgornji račun je zgolj orientacijski in v njem tudi nismo upoštevali delnega nadomeščanja rezerv elastično vpete vode zaradi napajanja s površja in izcejanja vode pri padcu pritiska iz krovinskih in talninskih polprepustnih plasti (L. Žlebnik, 1975).

Z večjim regionalnim znižanjem piezometrične gladine bi seveda dobili večje količine vode, ki pa ne bi bile premo sorazmerne z znižanjem, ampak

manjše. Vzrok temu je v zmanjšanju poroznosti vodonosnih plasti, ki je posledica zmanjšanja piezometričnega pritiska. Opozarjamo pa, da piezometrične gladine ne moremo v nedogled zniževati, kajti zmogljivost potopnih črpalk je omejena, razen tega pa črpalke z večjimi dviznimi višinami zahtevajo veliko več energije in večje premere vrtin.

Miocenske plasti vsebujejo na soboškem pragu in v ljutomerski depresiji pravzaprav le zaprto vodo, zato so praktično izkoristljive le zaloge elastično vpete vode, razen seveda v primeru, če bi znižali piezometrično gladino za 1000 ali več metrov. Zaloge elastično vpete termalne vode pa so precej manjše zaradi manjše vrednosti koeficienta elastične izdatnosti.

Opozoriti moramo še na drug problem, ki se lahko pojavi pri izkoriščanju termalnih voda. Soboški prag, kot tudi ljutomerska depresija sta po obstoječih podatkih preprežena s prelomi v dveh smereh, ki sta pravokotni ena na drugo. Ob prelomih so plasti, torej tudi vodonosniki, premaknjene in v posameznih primerih tudi prekinjene. Vodonosne plasti so torej razkosane v številne večje ali manjše bloke, v katerih so vodonosniki v odvisnosti od načina premikov bodisi popolnoma izolirani ali pa so hidravlično zvezani z ostalimi bloki. V primeru, da je zajeta termalna voda v majhnem izoliranem bloku, so seveda razpoložljive zaloge elastično vpete vode zaradi majhne površine bloka zelo majhne. V tem primeru bi vso razpoložljivo termalno vodo izkoristili že v sorazmerno kratkem času. Zato je treba pri zajemu termalnih voda že prej čim natančneje razjasniti geološko zgradbo v širši okolici določene lokacije.

Problemi nastanka mineralnih in termalnih vod ter plina CO₂

Omenili smo že, da so termomineralne vode v miocenskih poroznih plasteh na soboškem pragu nekoliko spremenjene reliktnne vode, tj. izvirajo iz nekdanjega panonskega morja. Na to kaže tudi precejšnja vsebnost soli v termomineralni vodi v Moravcih in Mlajtincih. V Moravcih v Slovenskih goricah in v Ptujju vsebujejo pliocenske porozne plasti (pesek-peščeni prod) navadno vodo tipa NaHCO₃. Morda je ta voda prav tako reliktna voda že sladkega panonskega jezera. Iz geološke zgradbe tega območja lahko tudi sklepamo, da je v času aktivnosti velikih prelomov na tem območju intenzivno cirkulirala voda skozi te plasti, tj. infiltrirala se je površinska voda skozi površinske golice, že ogreta voda pa je iztekala iz globoko ležečih poroznih pliocenskih plasti ob prelomih na površje. V dolgih obdobjih aktivnosti prelomov v mlajšem pliocenu je bila na ta način lahko reliktna voda iz posameznih vodonosnikov povsem izpodrinjena in nadomeščena z vodo s površja.

Posebno zanimivo je vprašanje nastanka mineralnih vod v terciarnih poroznih plasteh na soboškem pragu in v radgonski depresiji. Bistvena značilnost teh vod je, da pripadajo skupinam NaHCO₃, NaCaHCO₃ in CaHCO₃ in delno skupini NaHCO₃Cl in da vse vsebujejo večje ali manjše količine prostega CO₂. Na radenskem območju pripadajo vode skupini NaHCO₃ — delno NaCaHCO₃ in NaHCO₃Cl, v Nuskovi skupini CaHCO₃SO₄ in v Ščavnici CaHCO₃, delno CaNaHCO₃, redko skupini CaNaHCO₃Cl. Kemična sestava vod kaže, da sta na njihov nastanek vplivali do določene mere mineralna sestava porozne vodonosne plasti (na pr. v Nuskovi litotamnijski apnenec) in sestava prvotne vode iz panonskega jezera, ki je bila akumulirana v poroznih plasteh, v veliki meri

pa poznejši procesi — infiltracija vod s površja in nadomeščanje reliktnne vode v vodonosnih plasteh z vodo s površja. V Radencih, pa tudi v dolini Ščavnice, je v času intenzivnih tektonskih premikanj v pliocenu prišlo do močnih sprememb prvotne sladke vode iz panonskega jezera, ki se je bila akumulirala v poroznih pliocenskih plasteh. Ob številnih prelomih v smeri jugozahod-severovzhod je začela prodirati iz globlje ležečih panonskih in sarmatskih poroznih plasti poslana reliktna voda in se mešati s sladko vodo v pliocenskih poroznih plasteh. Prodiranje vode je omogočila poleg stalno se obnavljajočih premikov ob prelomih v bistveni meri tudi naravna sprostitvev raztopljenega CO₂, s katerim je bila prepojena voda v globljih poroznih plasteh. Plin CO₂ je vsekakor dotekal ob prelomih iz večjih globin, bodisi da je vulkanskega ali pa metamorfnege porekla. Najprej se je topil do zasičenosti v najgloblje ležečih poroznih miocenskih plasteh in je šele nato prodiral vzdolž prelomov, skupaj z vodo v višje ležeče pliocenske porozne plasti, kjer se je zopet topil v nezasičeni sladki vodi. Prodiranje in raztapljanje plina CO₂ je povzročilo nadaljnje spremembe vode v poroznih plasteh. Voda je postala agresivna in je topila minerale v samih poroznih vodonosnih plasteh. Na to kažejo na primer kaverne v litotamnijskem peščenjaku v Nuskovi, ki so verjetno nastale po delovanju agresivne mineralne vode. Pozneje, v kvartarju, ko se je tektonska aktivnost umirila, je prenehalo tudi prelivanje visoko mineralizirane vode, nasičene s CO₂, iz globokih miocenskih vodonosnih horizontov v višje ležeče pliocenske vodonosne plasti. Tedaj se je začel obraten proces, tj. infiltracija in prodiranje površinske vode v pliocenske vodonosnike ob istočasnem (verjetno ne posebno intenzivnem) izlivanju mineralne vode na površje s pomočjo naravne sprostitve plina iz pliocenskih vodonosnikov skozi posamezne prelome, aktivne v kvartarju, oziroma pod površjem v podtalnico.

Iz vsega tega sledi, da so vse mineralne in termalne vode v pliocenskih kot tudi miocenskih vodonosnih plasteh po poreklu stare vode, ki pa so zaradi kasnejših procesov v veliki meri spremenjene.

O poreklu plina CO₂ sta dve teoriji, po prvi je vulkanskega, po drugi metamorfnege porekla. Velik del avtorjev, posebno sovjetskih, se nagiba k mnenju, da je metamorfnege izvora, torej je nastal v samih plasteh zaradi povišane temperature in različnih kemičnih procesov. V Radencih je poskušal ta problem rešiti inštitut Jožef Štefan na podlagi analiz izotopov C in O v plinu CO₂. Po podatkih njihovih raziskav naj bi bil plin CO₂ nastal iz karbonatnih kamenin pri temperaturah od 50 do 120 °C. Zanimivo je da je predpostavljena temperatura nastanka plina CO₂ tem višja, iz čim globljih plasti je bil vzorec plina vzet; npr. temperatura nastanka plina CO₂ v vrtini T-1 iz globine 700 m naj bi bila prek 100 °C. Danes takih temperatur v teh globinah ni, zato tudi ni več možno nastajanje plina CO₂. Pač pa so bili verjetno taki pogoji v mlajšem pliocenu, ko so sorazmerno blizu Radenec (Klöh — 15 km daleč) delovali bazaltni vulkani in je bila geotermična stopnja v široki okolici vulkanov povsem drugačna. Tedaj so verjetno že v sorazmerno majhnih globinah nekaj 100 m temperature presežale 50 °C in je lahko nastajal plin iz panonskih sarmatskih laporjev ter se raztapljal in akumuliral v bližnjih poroznih vodonosnih plasteh. Ko je vulkanska aktivnost pred nekaj milijoni let prenehala, je nehal v plitveje ležečih terciarnih plasteh nastajati plin CO₂. Še vedno pa obstaja možnost, da nastaja plin CO₂ v globlje ležečih karbonatnih terciarnih plasteh in karbonatnih meta-

morfnih kameninah (v marmoru). Seveda so količine nastajajočega plina CO₂ omejene, prav tako je zaradi uporov pri prodiranju CO₂ navzgor omejen tudi pretok v više ležeče porozne terciarne plasti. Iz tega pa sledi, da so zaloge plina končne in omejene na tisto količino, ki je raztopljena in akumulirana v poroznih terciarnih plasteh ter na stalen dotok plina iz globine, ki je prav tako omejen. Prav lahko se zgodi, da v Radencih pri sedanjem intenzivnem črpanju mineralne vode in raztopljenega plina CO₂ že močno presegajo naravno dotekajoče količine plina iz globine ter izkoriščajo v glavnem zaloge raztopljenega plina v mineralni vodi. To pa nas navaja na misel, da bo začela v dogledni prihodnosti količina raztopljenega plina CO₂ v vodi padati in bo treba zato dobiti manjkajoče količine plina CO₂ z zajetjem globlje ležečih vodonosnikov z visoko mineralizirano vodo in velikimi količinami raztopljenega plina CO₂. Seveda so take rešitve lečasne. Veliko bolje bi bilo že sedaj racionalizirati črpanje mineralne vode in raztopljenega plina CO₂ ter proizvodnjo prilagoditi tako, da se ohrani naravno ravnotežje.

Literatura

Boreli, M. 1968, Podzemna voda u zoni aeracije tretirana jednačinama strujanja vode u nezasićenim sredinama. Seminar — Bilans podzemnih voda, Jugoslavenski komitet za medjunarodnu hidrološku deceniju, Beograd.

Boreli, M. 1968, Odredjivanje karakteristika vodonosnih slojeva probnim crpenjem u nestacionarnom režimu. Seminar — Bilans podzemnih voda, Jugoslavenski komitet za medjunarodnu hidrološku deceniju, Beograd.

Kruseman, G. P. & De Ridder, N. A. 1970, Analysis and evaluation of pumping test data, Wageningen, The Netherlands.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije, Geologija 19, Ljubljana.

Szabo, J. 1975, O termalnih vodah v Petišovcih in Banovcih. Radenski vestnik, Radenci.

Vončina, Z. 1965, Prikaz geotektonske rajonizacije Murske potoline, Nafta, letnik XVI, št. 1, Zagreb.

Žlebnik, L. 1975, Termalne in termomineralne vode v Prekmurju in Slovenskih goricah. Radenski vestnik, Radenci.

NOVE KNJIGE
BOOK REVIEWS

Anton Ramovš: Okamnelo življenje v jeseniškem prostoru. Izdal Tehniški muzej Železarne Jesenice 1978. Obseg 83 strani in tabela v prilogi. Format 14 × 20 cm.

Jeseniški prostor spada med tiste dele Slovenije, kjer je veliko fosilov. To velja predvsem za različnost živalskih in rastlinskih skupin, rodov in vrst, manj pa morda za število primerkov. Zato je posebej pohvalno, da je Tehniški muzej Železarne Jesenice razumel pomen teh najdb, čeprav fosili gotovo niso osnovni predmet njegovega dela. Vložil je znatna sredstva najprej v kartiranje karavanskega prostora, potem v nabiranje fosilov, pripravo bogate zbirke okamenin in končno v izdajo vodnika po zbirkah fosilov pod naslovom »Okamnelo življenje v jeseniškem prostoru«. Razumevanja za ta prizadevanja sta pokazala tudi Kulturna skupnost Jesenice in Izobraževalna skupnost Jesenice. Tako smo Slovenci, podobno kot Avstrijci, Švicarji, Nemci in drugi dobili opis in zbirko fosilov določenega prostora.

Zbirka fosilov in njihov opis sta nastala po večletnem vztrajnem iskanju okamenin v Karavankah in drugod. Zlasti v Karavankah je pri tem obilo sodeloval J o ž e B e d i č ; njegovo bogato paleontološko zbirko je Tehniški muzej na Jesenicah odkupil. Ta navdušeni amaterski zbiralec je bistveno prispeval k raznovrstnosti in bogatosti zbirke in mu zato vodnik posveča kar premajhno pozornost.

V prvem poglavju nove knjižice je kratek pregled dosedanjih paleontoloških raziskav tega območja. Slede podatki o objavljenih in drugih delih. Na kratko je opisano nastajanje okamenin in njihov pomen za razvojno zgodovino, za določevanje starosti plasti, za spoznavanje nekdanjih morij in kopnin na Zemlji in celo za raziskave mineralnih surovin.

Največji in najpomembnejši del knjižice obsega pregled in opis doslej znanih fosilov na jeseniškem prostoru. Koristna je priložena tabela s pregledom rastlinskih in živalskih skupin po geoloških dobah, posebej na jeseniškem prostoru. Opisane so najprej morske in kopenske rastline. Med morskimi so alge, medtem ko so med kopenskimi najzanimivejši številni ostanki iz zgornjekarbonskih plasti v Karavankah. Slede opisi živalskih skupin: praživali, morske gobe, korale, hidrozoji, mehkužci, trilobiti, brahiopodi, briozoji, krinoidi in morski ježki.

Knjižica je sicer v prvi vrsti zamišljena kot vodnik po zbirkah Tehniškega muzeja na Jesenicah. Vendar ta namen ni čisto dosežen, saj ni povezave opisov z eksponati v muzeju (ni označenih vitrin, inventarnih števil in podobno). Zato pa vsebuje knjižica vrsto podatkov, med katerimi so nekateri celo prvič objavljeni ali vsaj prvič zbrani na enem mestu. Kopenske rastline smo že omenili. Nadalje so naštet številne foraminifere, predvsem iz skupine fuzulinid. O najdbah morskih gob smo doslej bolj malo vedeli. Najdeni so bili

karbonski polži in školjke. Naj v tej zvezi omenimo, da je bila v 1. delu 21. knjige GEOLOGIJE objavljena zanimiva razprava o zgornjekarbonskih školjkah iz Javorniškega rovta, ki jih je določila K. A. Astafieva-Urbajtis. V Lepeni pa so bile s pomočjo polžev in školjk prvič dokazane brakične eocenske plasti v Karavankah. To favno je opisal v svojem diplomskem delu V. Mikuš. Karbonski trilobiti iz Karavank so med najštevilnejšimi doslej znanimi iz tega obdobja sploh. V Javorniškem rovtu so našli okrog 16 cm dolge bodice morskega ježka. Tako velikih ne poznajo pri nobeni doslej znani zgornjekarbonski vrsti.

Takšnih zanimivih in strokovno pomembnih podatkov je v knjižici A. Ramovša dolga vrsta. Že zato lahko publikacijo toplo pozdravimo. Poleg tega je to prva tovrstna poljudna paleontološka publikacija pri nas. Želeti bi bilo, da bi podobne paleontološke zbirke in spremljajoče knjižice pripravili tudi drugod v Sloveniji, kjer je mogoče dobiti tako ali še bolj številne okamenine kakor na jeseniškem prostoru.

Rajko Pavlovec

Karl Heinrich Hartge: Einführung in die Bodenphysik. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1978. ISBN 3-432-89681-6. Obseg: XVI + 364 strani, 142 slik in 16 tabel. Velikost 12 × 19 cm. Vežano v mehko plastiko, 24,80 DM.

Avtor želi s to knjigo izpolniti vrzel med področjem splošne fizike tal in področji posebnih fizikalnih metod za raziskavo tal. Kot splošno fizikalno metodo navaja pedologijo in jo primerja s fizikalnimi metodami mehanike tal, hidravlike, termike in fizikalne kemije tal. Poleg tega obravnava fizikalne pojave in spremembe na površju in pod površjem tal kot posledice kompleksnih fizikalnih, bioloških, kemičnih, ekoloških in časovnih vplivov, npr. erozije, obdelovanja, urejanja za potrebe življenja itd. Na sedanji stopnji vsestranskega razvoja naravoslovnih fizikalnih ved, kot zelo specializiranih, obenem pa medsebojno prepletениh, bi bila fizika tal kot kompleksna osnovna veda o pojavih na zemlji najbolj primerno izhodišče za vse naravoslovne, tehnične, biološke in druge obravnave tal. Tako usmerjena fizika tal ne bi puščala prostora za »luknje«, ki jih morajo po potrebi zapolnjevati posamezne razprave z relativno ozkih fizikalnih področij.

Vsebina knjige je razdeljena na dvanajst poglavij, ki obravnavajo zrnavost (1), strukturo kot statično in dinamično strukturno stabilnost (2), različne vplive med vodo in tlemi (3), hidrostatično podzemeljske vode (4), hidrodinamiko (5), zaloge vode v tleh (6), pline v tleh (7), termiko tal (8), rastlinje in fizikalne spremembe, ki iz njega izhajajo (9), erozijo (10), filtracijsko sposobnost tal (11) in napotke za literaturo (12).

Zrnavost je prikazana tabelarno s frakcijskimi mejami po DIN 4188. Osnova je Atterbergov sistem, kjer je frakcijska meja med glino in meljem označena z ekvivalentnim premerom zrna 2 μm . Ker so delci pogosto nepravilno in različno oblikovani, se za njihovo velikost vzame nadomestna vrednost pravilno oblikovanega delca — kroglice — ki se obnaša enako kakor delec, določen za preiskavo. Ta delec je torej kroglice enakovreden — ekvivalenten. Velikosti zrn so torej v tabeli podane z ekvivalentnimi premeri. Meje debelejših frakcij od 2 μm so določene tako, da se ta osnovna vrednost zaporedoma množi s faktor-

jem 10, za drobnejše pa deli z 10. Na ta način je območje velikosti od 0,2 do $2 \cdot 10^5$ razdeljeno na šest razredov: glina, melj, pesek, prod, kamniti kosi in kamniti bloki. Ti razredi so po sredini razdeljeni na podrazrede. Mejna vrednost med meljem in peskom je 1/16 mm, to je zaokroženo 63 μm . Analogno kot prej se za razmejitev debelejših frakcij ta vrednost množi z 10, za drobnejše pa deli z 10.

V tabelo so vnesene tudi metode za ločitev posameznih frakcij: usedanje po centrifugalnem pospešku za glino, usedanje po gravitacijskem ali zemeljskem pospešku za melj, za vse debelejšje frakcije pa sejanje. Pogostnost zrn določenih velikosti je za nekatere vrste tal podana v obliki porazdelitvene krivulje.

Podobno kot velikost zrn je obravnavana tudi velikost por. Toda v nasprotju s trdnimi delci por med njimi ni mogoče omejiti zaradi njihove raznovrstnosti in kontinuirnih zvez. Zato so podatki o velikosti por še bolj vezani na konvencionalne mere kot velikost trdnih delcev. Za ekvivalentni premer je tu privzet premer krožne kapilare, v kateri vlada pod meniskusom pri polnem kapilarnem dvigu enak pritisk kot v določeni pori v tleh. Ekvivalentni premer se izračuna iz hidrostaticnega pritiska, ki ustreza višini dviga.

Za prikaz porazdelitve napetosti v tleh so potrebni novi parametri, in sicer po principu glavnih napetosti s področja mehanike trdnih teles. Gre za to, da se zaradi usmerjenega pritiska na določeno telo njegova oblika spreminja in nastanejo v njem različne napetosti. Pri raziskavah tal se upoštevata dve glavni napetosti: vertikalna in horizontalna. Vertikalna komponenta ustreza teži določenega stebra tal; zato jo je lahko razložiti, ker ima veliko skupnega z znanim obnašanjem vode. Drugače pa je s horizontalno komponento. Medtem ko vertikalna glavna napetost takoj popusti, če se obtežba zmanjša — če npr. odstranimo del plasti — se horizontalna glavna napetost zmanjša le za majhen del. Ta komponenta pojema šele po razbremenitvi, ki jo dosežemo z razrahljanjem tal.

Sprememba zunanega pritiska, ki povzroči spremembo napetosti v tleh, ima za posledico tudi spremembo volumna. In obratno, za povečanje pritiska navzven je potrebna sprememba volumna. Obe ekstremni vrednosti takšnih meritev sta definirani kot aktivni zemeljski pritisk in pasivni zemeljski odpor. Ta pritiska sta posledica sile, ki deluje ali od zunaj ali pa navzven na določeno ploskovno enoto. Ta sila ustreza v tleh aktivnemu, oziroma pasivnemu napetostnemu stanju. Ti napetosti naraščata z globino, podobno kot vertikalna napetost. Vmes med ekstremnima vrednostima te napetosti so različne vmesne vrednosti, ki se navzven izražajo kot napetost v stanju mirovanja. Aktivni zemeljski pritisk ustreza maksimalni sili, s katero učinkujejo tla na enoto vertikalne ploskve ne da bi prišlo pri tem do porušitve, vertikalna ploskev pa se le premakne. Tu gre za minimalne vrednosti, če izhajamo iz napetosti v stanju mirovanja. Pasivni pritisk pa ustreza sili, s katero se tla upirajo premaknitvi vertikalne ploskovne enote. Tu gre za maksimalno vrednost; v primeru, ko se ta vrednost preseže, pride do loma, to je do večjih premaknitev. Aktivni pritisk predstavlja torej najmanjšo glavno napetost, pasivni pa največjo glavno napetost v tleh. Za njuno ponazoritev je uporabna metoda Mohrovih krogov.

Avtor opisno razpravlja o lomu tal zaradi obremenitve, ki jo povzroča rastlinje z rastjo korenin, čebul in drugih rasti v tleh ter obravnava vpliv podzemeljske vode na stabilnost. Vodi posveča avtor sploh veliko pozornost, saj osvetli njen pomen in delovanje z raznih vidikov v štirih posebnih poglavjih. Z vidika hidrostatike podaja fizikalno analizo pojavov vode v tleh, pritisk vode, oblikovanje vodnih nivojev in potencialov, metode meritev s piezometri in tenzometri. V poglavju o hidrodinamiki podzemeljske vode podaja sliko z vodo zasičenih in nezasičenih tal za stacionarno in nestacionarno stanje, analizira problem difuznosti nezasičenih tal in strujanje vode zaradi pritiska plinov (zraka). V poglavjih o vodi v tleh, ter o rastlinju in eroziji so analizirani tehnični podatki kapacitet, infiltracije, dreniranja in evaporacije vode za pedološke analize v prirodnem stanju tal in v stanju melioracijskih, drenažnih in namakalnih učinkov. Fizikalno analizira avtor nadalje ozračenje in termično stanje tal ter erozijske in filtracijske učinke.

Fizikalne pojave v tleh obravnava avtor po metodologiji pedologije. Druge fizikalne lastnosti so povzete bolj fragmentarno. Strižna trdnost je prikazana v odvisnosti od oblikovalne sposobnosti, tj. od indeksa plastičnosti. Taka odvisnost je omejena na določeno vrsto tal in ni pravilo. Opisno so po L. Š u k l j e t u podane fizikalne osnove reoloških značilnosti tal — lezenja. Avtor obravnava tudi nabrekalne in kontrakcijske fenomene kohezivnih tal. Za določene fizikalne postopke pri raziskavah zemljin so uvedeni v mehaniki tal standardni izrazi, npr. indeks konsistence, koeficient vodoprepustnosti, količnik konsistence, posedki.

Knjiga je namenjena prvenstveno pedologom. Za študij strukture tal v pogojih popolne in delne saturacije bo koristna tudi geotehnikom, hidrogeologom in drugim, ki se ukvarjajo poklicno s fizikalnimi pojavi v tleh. Avtor je fizikalne fenomene tal obširno opisoval, manj pa razložil s tehničnim prikazom strukture in matematično analizo, zato knjižica ne daje vtisa klasičnega fizikalnega priročnika. Tehnik bo pogršel v njej primere računanja fizikalnih količin za dimenzioniranje objektov. To pa je avtor nadomestil z izčrpno navedbo literature. Sicer pa je treba upoštevati, da je knjižica le uvod v fiziko tal.

Franč Vidic

Wallace G. Ernst: *Bausteine der Erde*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1977. 190 strani, 97 slik in 26 tabel, format 12 × 19 cm, kartonirano 11,80 DM.

Knjižica je izšla v seriji »Geowissen kompakt« kot prevod iz angleščine. Original je izšel pod naslovom »Earth Materials« v založbi Prentice-Hall International, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 1969.

V uvodu je poudarjena važnost petrologije kot ključne discipline geološke znanosti. Petrologija obravnava mnogovrstnost in izvor kamenin, to je materiala, iz katerega Zemlja sestoji. Treba je še natančneje povedati, da kamenine sestojijo iz mineralov. Petrolog mora biti torej doma v mineralogiji. Mineralog pa potrebuje znanje še z nadaljnjih področij, predvsem kristalne kemije in fizike trdnih teles. Za delo na področju geološke znanosti je torej potrebna široka in mnogovrstna podlaga.

Knjižica se razlikuje od običajnih učbenikov mineralogije in petrologije zlasti po tem, da je napisana na genetskem principu in da kamenine podaja bolj z vidika strukture kristalov kot pa z vidika morfologije kristalov in navedenih opisov posameznih vrst mineralov, ki zavzemajo največ prostora v knjigah te vrste.

Mnogovrstnost v svetu mineralov in strukturi kristalov je možno razumeti le na podlagi osnovnih zakonitosti, ki veljajo za atome. Model atoma po Bohru ponazori avtor z izsekano kroglo malo drugače kot smo bili vajeni doslej. Atom sestoji iz jedra in elektronskih oblakov. Jedro je v središču krogle, elektronske oblake pa predstavlja zaporedje koncentričnih lupin in podlupin. Primerjava tega modela z ustrežno tabelo nam pove, zakaj pride do grupacije elektronskih lupin, ki nosijo elektrone določene vrste. Vsaki vrsti elektrona ustreza čisto določen nivo energije. V atomskem področju torej ni poljubno deljivega energijskega spektra, temveč se posamezni nivoji razlikujejo med seboj po kvantih.

Elektronski oblaki posameznih energijskih nivojev se v resnici precej drugače oblikujejo kot to nakazuje zaporedje krogelnih lupin v enostavnem Bohrovem modelu atoma. Novejši model temelji na principu valovne mehanike, ki išče prostor, kjer se elektron najverjetneje nahaja. Ti prostori pravzaprav predstavljajo »elektronske oblake«. Označujejo pa se z orbitalami. Na sliki so skicirane značilne oblike orbital, ki ustrezajo elektronom določene vrste.

Pri nastajanju mineralov ima odločilno vlogo kemično ravnotežje. Zato so na kratko strnjene tudi osnove termodinamike in fizikalne kemije. Težišče petrološkega študija pa je v mineralnih paragenezah in njihovih stabilnostih. Gre torej za preučevanje območij pritiska in temperature, v katerih so določene kombinacije mineralov stabilne.

Avtor na enostaven in jasen način razloži veljavnost treh osnovnih zakonov termodinamike za nastanek mineralov in kamenin in razlago ponazori s sistemi različne sestave, na primer: Sistem $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$ kristalizira v odvisnosti od temperature in pritiska kot disten, sillimanit in andaluzit. Sistem $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 - 2\text{H}_2\text{O}$ kristalizira pri nizkih temperaturah kot sljudni mineral muskovit, pri višjih temperaturah pa nastane parageneza kalijevega glinenca, korunda in vode.

Zanimivo je prebrati, kaj postavlja Ernst kot glavni problem petrologije. Sem šteje razliko v kemični sestavi večine globočnin in predornin; prve so felzične, druge mafične. Nadaljnji problem so ogromne mase kamenin, ki se morajo umikati prodirajočemu batolitu; izpodrivanje prejšnjih kamenin je treba nekako razložiti. Določene vrste bazične lave nastajajo v zgornjem delu Zemljinega plašča, kjer temperatura doseže tališče brezvodnega plaščevega materiala. Del teh magem se med prodiranjem navzgor znatno spremeni zaradi diferenciacije. V takih primerih se izlijejo vroče, sorazmerno »suhe« lave, ne glede na to, ali je prišlo do frakcioniranja ali ne. Pogostnost mineralov, ki vsebujejo vodo, in hidrotermalnih žil, to je razpok, zapolnjenih z minerali, ki so se izločili iz vročih vodnih raztopin, govori za to, da so felzične — plutonske magme vsebovale mnogo vode. Takšne magme, bogate s kremenico, niso mogle nastati neposredno s frakcioniranim taljenjem plaščevega materiala. Za razlago tega so pomembni rezultati visokotlačnih poskusov, ki kažejo, da nastajajo takšne magme pri zmernih temperaturah z delnim taljenjem felzičnih delov Zemljine skorje, bogatih z vodo in s kremenico. Sestava teh — prejšnjih ka-

menin Zemljine skorje je odvisna od dvoje vrst procesov: 1. od frakcionirane kristalizacije primarne magme in 2. posebno od diferenciacije sedimentov, nastalih iz prejšnjih magmatskih kamenin. To je sedimentacijski proces, pri katerem se določeno izvorno območje, bolj ali manj enotne sestave, spremeni v akumulacijo sedimentov različne sestave.

Proces taljenja prejšnjih kamenin je naslednji: Material Zemljine skorje + $H_2O \rightarrow$ vodna granitna talina (+ preostanek trdnih sestavin). Voda, raztopljena v talini, zahteva majhen volumen. Pri temperaturah pod tališčem pa postane voda posebna faza in zahteva mnogo večji volumen. Vrednost dP/dT je negativna, ker se pri reakciji entropija sicer veča, toda volumen se manjša. Na ta način bi bilo rešeno vprašanje prostora; pri tem procesu bi mogel namreč batolit nastajati na kraju samem z delnim taljenjem prejšnje kamenine. Razumljivo bi bilo tudi nastopanje plutonitov v suhih conah Zemlje, kajti gorate cone so območja z zelo debelo kontinentalno skorjo in visokim toplotnim pretokom. Ne pojasni pa ta proces zelo pogoste zveze batolitov z njihovimi komagmatskimi vulkanitnimi krovninami (to je z vulkaniti, ki so nastali iz enake matične magme). Sklepati je torej mogoče, da je večina bazaltnih magem nastala globoko v plašču. Po visoki temperaturi izlivov in po sorazmerno mafični sestavi je mogoče poleg tega sklepati, da je bil izhodni material ultramafičen in v glavnem brez vode. Na drugi strani pa je večina plutonskih magem nastala z delnim taljenjem na bazi kontinentalne Zemljine skorje, ki vsebuje več vode. Za to govore njihova felzična sestava in značilne intruzivne oblike globočin.

Na vprašanje, zakaj je Zemljina skorja znatno bogatejša z alkalijami in kremenico kot bazaltne magme, ki veljajo za izvor njenih kamenin, odgovarja avtor s tremi hipotezami:

(1) Z delnim taljenjem plaščevega materiala na bazi kontinentov ne nastaja bazaltna magma, temveč andezitna. Na ta način bi mogli pojasniti razliko med petrološko sestavo pod kontinenti in pod oceani.

(2) Možno bi bilo, da sta višji vsebnosti SiO_2 in alkalij v kontinentalnem delu skorje posledica sedimentacijske diferenciacije.

(3) Po tretji hipotezi so se felzične magme dvignile v zgornje dele Zemljine skorje, ker so lažje kot mafične; mafične in ultramafične magme bi morale biti potem omejene na globlje cone. V tem primeru kamenine na Zemljinem površju ne bi predstavljale sestave kontinentov kot celote.

Od sedimentnih kamenin so opisani peščenjak, skrilavec in apnenec. Naj tu ponovim nekaj nadržnosti samo o peščenjaku. Glavna njegova sestavina so klastična zrna, velika $1/16$ do 2 mm. Zrna tvorijo odprto ogrodje s praznimi ali zapolnjenimi vmesnimi prostori — porami. Razmerje pornega volumna nasproti celotnemu volumnu kamenine je poroznost. Če ne upoštevamo tufskih in apnenih primesi, ločimo po relativnem deležu glavnih sestavin — kremenca, glincev in kameninskih drobcev — tri tipe peščenjaka: kremenov peščenjak, arkozo in drobnik.

Delež kremenca v kremenovem peščenjaku je najmanj 80 %, v tipičnih različnih pa je znatno višji. Zrna so zelo dobro sortirana, zglajena in se po obliki približujejo krogli. Na mnogih krajih doseže kremenov peščenjak le majhno debelino, toda veliko horizontalno razširjenost; v tem se izraža stabilnost ob-

kontinentalnih polic in šelfnega morja ter zalivov, kjer se sedimentira kremenov peščenjak.

Če v peščenjaku prevladujejo alkalni glinenci, ga imenujemo arkoza, če pa vsebuje v glinasti osnovi v glavnem plagioklaze in kameninske drobce, se imenuje drobnik (Grauwacke). V obeh vrstah peščenjaka je najpogostejša sestavina kremen, v arkozi ga je 40—80 %, v drobniku znatno pod 80 %.

Bolj kot z opisom posameznih vrst so tudi metamorfne kamenine podane z vidika njihovega nastanka. Gre za tri vrste sprememb. Prva je kataklaza; to je mehanična pot nastanka metamorfnih kamenin. Prekristalizacija in medsebojno kemično učinkovanje imata bolj malo pomembno vlogo. Zaradi usmerjenega pritiska nastajajo planarne in linearne strukture, vključno uravnavanje zrn, strig in odnašanje prejšnjih kamenin. Primarna zrna kažejo znake plastične deformacije in oteženega okolja za nastanek zrn. H kataklastičnim kameninam štejejo tektonsko brečo (= torna breča), milonit in psevdotahilit. Če se prekristalizacija bolj uveljavi, nastaneta iz njih filit in očesni gnajs.

Očesni gnajs je pravzaprav tipična pasovita metamorfna kamenina, močno prekristalizirana in skrilava, ki vsebuje velike porfiroblaste v fino zrnati osnovi. Porfiroblasti so očesom podobna mandljasta zrna ali skupki zrn, nastali z drobljenjem prejšnjih idiomorfnih kristalov. Skrilavost je slabše izražena kot pri filitu in strižne ploskve so razporejene okrog lečastih oči.

V nasprotju s kataklastičnimi kameninami, ki so v glavnem rezultat mehaničnih procesov, nastajajo kontaktnometamorfne kamenine pri bistveno višjih temperaturah brez učinka usmerjenega pritiska. Nastopajo kot avreola vročih intruzivnih teles, ki so prodrli v zgornja območja Zemljine skorje. Temperaturna razlika med intruzivnim telesom in prikamenino je v takšnem okolju, tj. pri konstantnem tlaku, zelo velika. V primeri s plutonom, ki je prodril pri temperaturi okrog 1000 °C, je prikamenina s temperaturo okrog 200 °C sorazmerno hladna. Med njima nastane izrazit geotermični gradient. V večji globini Zemljine skorje je temperaturna razlika bistveno manjša. Na bazi Zemljine skorje nastaja pri temperaturi okrog 600 °C felzična magma, ki vsebuje vodo. Normalna prikamenina pa ima v globini temperaturo nad 500 °C. V takem okolju seveda ne nastajajo strmi gradienti; to je okolje regionalne metamorfoze.

Knjižica je napisana v enostavnem, lahko razumljivem jeziku, kar je še posebej hvale vredno, ker gre za prevod. Vsebuje tako rekoč izbrana poglavja s področja nastanka mineralov in kamenin. Znane stvari so podane na kratko, vendar dovolj jasno tudi za negeologe, ki jim je petrologija le pomožna veda. Nerešena vprašanja so obravnavana brez spekulativnega umovanja, nakazane so le možne in verjetne rešitve.

Stefan Kolenko

UREDNIŠKA OBVESTILA
EDITORIAL NOTICES

Sodelavcem GEOLOGIJE

Vsebina in obseg dela

GEOLOGIJA objavlja originalne razprave s področja geoloških in sorodnih ved ter poročila o geoloških raziskovanjih, kongresih, posvetovanjih in publikacijah. Rokopis naj ne bo daljši od 35 tipkanih strani ali 80 000 znakov. V to število se štejejo tudi slike. Osnova za preračunavanje slik v znake je 3500 znakov za celostransko sliko.

Prosimo vse sodelavce GEOLOGIJE, da skrbno izbirajo vsebino svojih člankov, posvete ustrezno pozornost kratkemu in jasnemu načinu izražanja, uporabi posameznih besednih vrst in strokovnih geoloških izrazov ter izdelavi ilustracij. Na ta način bo reviji zagotovljena primerna znanstvena raven in oblika.

Priprava rokopisa

Prispevki morajo biti pisani s strojem z dvojnimi presledkom in s 4 cm širokim levim robom. Pri pregledu svojih rokopisov naj avtorji zlasti pazijo na pravilno pisanje znanstvenih in lastnih imen, znakov, števil, formul in podobno. Osebna imena pri navajanju literature naj bodo podčrtana črtkano, imena fosilov (rod in vrsta) pa valovito. Tekst naj ne vsebuje neobičajnih okrajšav in nejasnih popravkov.

Tabele naj bodo napisane na pisalni stroj IBM tako, da jih bo možno kliširati.

Članki morajo biti pisani ali v domačih ali v tujih svetovnih jezikih. Članek v domačem jeziku mora imeti povzetek v tujem svetovnem jeziku v obsegu ene petine članka, prispevek v tujem jeziku pa naj ima kratek slovenski povzetek. Na začetku vsakega članka mora biti izvleček v obsegu 700 do 1000 tiskovnih znakov v enem od svetovnih jezikov.

Ce želi avtor drugačne pogoje glede obsega in povzetka svojega članka, je to možno v sporazumu z uredništvom.

Navajanje literature

Literaturo navajajte po abecednem redu avtorjev in kronološko na naslednji način: priimek avtorja, začetna črka avtorjevega imena, letnica, naslov dela (pri periodičnih izdajah tudi naslov revije in zaporedna številka zvezka), založba in kraj, kjer je delo izšlo. V literaturo vključujte samo uporabljena dela, bibliografijo pa le v izjemnih primerih glede na vsebino in pomen razprave. V citatih med tekstom navedite začetno črko imena in priimek avtorja ter letnico, ko je delo izšlo, po potrebi tudi stran.

Ilustracije

Karte, profili, skice, diagrami in druge podobne slike morajo biti narisani na prosojnem matričnem papirju. Za fotografske, mikrografske in rentgenske slike je treba predložiti visokokontrastne originale na gladkem, svetlem papirju. Izjemoma imajo avtorji možnost objaviti tudi barvne slike. Na vsaki sliki mora biti ime avtorja in zaporedna številka slike. V glavnem naj bo slika pojasnilo teksta, zato mora biti med tekstom na ustreznem mestu navedena zaporedna številka slike. Napisi in legende k slikam naj bodo kratki, posebno še, ker morajo biti dvojezični.

Pri dosedanjih izdajah naše revije se je pokazalo, da avtorji pri slikah ne upoštevajo formata knjige, kar povzroča mnogo dodatnega dela pri urejevanju in tisku. Pri vseh slikah med tekstom upoštevajte, da je zrcalo revije 12,6 × 19,2 cm. V primeru, da je potrebna večja slika, naj njena širina po možnosti ne preseže 40 cm, višina pa naj ne bo večja kot 18 cm. Risba naj bo večja kot slika, ki bo po njej izdelana; razmerje naj bo 2 : 1. Pri tem je treba paziti na debelino črt ter na velikost števil, črk

in drugih znakov na risbi, da bosta njihova debelina in velikost tudi po zmanjšanju ustrezala; črke in številke na tiskani sliki morajo biti visoke najmanj 1 mm.

Celoten rokopis, vključno risbe, fotografije, izvleček in povzetek v tujem jeziku, mora pripraviti vsak avtor sam.

Rok za predložitev rokopisov

V 22. knjigi GEOLOGIJE, letnik 1979, bodo objavljena dela, ki jih bo uredništvo prejelo do konca leta 1978 za prvi del knjige in do konca junija 1979 za drugi del knjige.

Korekture

Uredništvo bo pošiljalo krtačne odtise stavkov v korekturo avtorjem. Pri korekturah popravljajte samo tiskovne napake. Dopolnila so možna le na stroške avtorjev. Sodelavcem, ki živijo zunaj Ljubljane, bomo krtačne odtise pošiljali po dogovoru; njihove popravke bomo upoštevali le v primeru, da korekture vrnejo v dogovorjenem roku.

Posebni odtisi

Avtorji prejmejo brezplačno po 50 izvodov separatov vsakega članka. Nadaljnje izvode pa lahko dobe po ceni, ki ustreza dejanskim stroškom.

GEOLOGIJA — RAZPRAVE IN POROČILA
GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

Avtorsko kazalo k 21. knjigi

Author Index to Volume 21

| | Del Part | Str. Page |
|---|-------------|--------------|
| 1. <i>Astafieva-Urbajtis K. A. in Ramovš A.</i> Verhnekamennougoljnje (gželjskie) dvustvorki iz Javornickoga routa (Karavanki, Slovenija) | 1 | 5 |
| Upper Carboniferous (Gshelian) pelecypods from Javorniški rovt, the Karavanke Alps, Slovenia | 1 | 5 |
| Zgornjekarbonske (gželjske) školjke iz Javorniškega rovta | 1 | 5 |
| 2. <i>Budkovič, T.</i> Stratigrafija Bohinjske doline | 2 | 239 |
| The stratigraphic sequence of the Bohinj Valley | 2 | 239 |
| 3. <i>Cigale, M.</i> Karnijske plasti v okolici Idrije | 1 | 61 |
| Carnian beds in the Idrija region | 1 | 61 |
| 4. <i>Culiberg, M., see Molnar, F. M.</i> | 1 | 93 |
| 5. <i>Faninger, E. and Štruel, I.</i> Plutonic emplacement in the Eastern Karavanke Alps | 1 | 81 |
| Granitni in tonalitni pas v Vzhodnih Karavankah | 1 | 81 |
| 6. <i>Flügel, H. W. and Ramovš, A.</i> A new species of <i>Acanthochaetetes</i> from the Cenomanian beds of Central Slovenia | 1 | 35 |
| 7. <i>Förstner, U., see Molnar, F. M.</i> | 1 | 93 |
| 8. <i>Hamrla, M.</i> The massive sulphides and magnetite deposits of northern Ethi- opia | 2 | 255 |
| 9. <i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i> Kontaktmetamorfne kamenine v okolici Črne pri Mežici | 1 | 77 |
| Contact-metamorphic rocks from Črna at Mežica | 1 | 77 |
| 10. <i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i> Zeleni skrilavci Kranjske rebri | 2 | 245 |
| Greenschists from Kranjska Reber | 2 | 245 |
| 11. <i>Jurkovšek, B.</i> Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice | 2 | 173 |
| Biostratigraphy of the Carnian beds in the Mežica area | 2 | 173 |
| 12. <i>Krivtic, K. in Stojanovič, B.</i> Konodonti v triadnem apnencu pri Prikrnici | 1 | 41 |
| Conodonts from the Triassic limestone at Prikrnica village | 1 | 41 |
| 13. <i>Molnar, F. M., Rothe, P., Förstner, U., Štern, J., Ogorelec, B., Šercelj,</i> <i>A. & Culiberg, M.</i> Lakes Bled and Bohinj — Origin, composition, and pollution of recent sediments | 1 | 93 |
| 14. <i>Ogorelec, B., see Molnar, F. M.</i> | 1 | 93 |
| 15. <i>Ramovš, A.</i> Zgornjekarnijski in spodnjenoriški konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem | 1 | 47 |
| Upper Carnian and Lower Norian conodonts from Mirna in Lo- wer Carniola | 1 | 47 |
| 16. <i>Ramovš, A., glej Astafieva-Urbajtis K. A.</i> | 1 | 5 |

| | | |
|---|---|-----|
| 17. Ramovš, A., <i>see</i> Flügel, H. W. | 1 | 35 |
| 18. Rijavec, L. Tortoniska in sarmatska mikrofavna v zahodnem delu Slovenskih goric | 2 | 209 |
| Tortonian and Sarmatian microfauna from the Western Sloven- ske Gorice hills | 2 | 209 |
| 19. Rothe, P., <i>see</i> Molnar, F. M. | 1 | 93 |
| 20. Stojanovič, B., <i>glej</i> Krivic, K. | 1 | 41 |
| 21. Šercelj, A., <i>see</i> Molnar, F. M. | 1 | 93 |
| 22. Stern, J., <i>see</i> Molnar, F. M. | 1 | 93 |
| 23. Strucl, I., <i>see</i> Faninger, E. | 1 | 81 |
| 24. Zlebnik, L. Kras na konglomeratnih terasah ob Zgornji Savi in njenih pri- tokih | 1 | 89 |
| Karstification of conglomeratic terraces along the Upper Sava River and tributaries | 1 | 89 |
| 25. Zlebnik, L. Terciarni vodonosniki v Slovenskih goricah in na Goričkem | 2 | 311 |
| Tertiary aquifers in the Slovenske Gorice and Goričko hills | 2 | 311 |

Nove knjige

Book Reviews

| | | |
|---|---|-----|
| Wallace G. Ernst: Bausteine der Erde | 2 | 328 |
| Karl Heinrich Hartge: Einführung in die Bodenphysik | 2 | 328 |
| Otto Prokop/ Wolf Wimmer: Wünschelrute, Erdstrahlen, Radiästhesie | 1 | 165 |
| Anton Ramovš: Okamnelo življenje v jeseniškem prostoru | 2 | 325 |