

GEOLOGIJA

RAZPRAVE IN POROČILA

25. KNJIGA

2. del



GEOLOGIJA	LETO 1982	25. KNJIGA 2. del	Str. 209 do 356	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

Izdajatelja: Geološki zavod in Slovensko geološko društvo, Ljubljana

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

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

Naklada: 1000 izvodov

Letna naročnina: 400 din

Tisk in vezava: LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2

V letu 1982 financirata: Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, Ljubljana

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

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

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

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

Subscription price: \$ 14 per year

Printed by LJUDSKA PRAVICA, Ljubljana, Kopitarjeva 2



APALINJA	1982. 1. 1. - 1982. 12. 31.	1982. 1. 1. - 1982. 12. 31.	1982. 1. 1. - 1982. 12. 31.	1982. 1. 1. - 1982. 12. 31.
----------	-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------

VSEBINA — CONTENTS

Paleontologija — Paleontology*Jelen, B., Kušej, J.*

- Quantitative palynological analysis of Julian clastic rocks from the lead-zinc deposit of Mežica 213
 Kvantitativna palinološka analiza julijskih klastičnih kamenin v mežiškem rudišču 221

Özer, S.

- Three new species of the genus *Gorjanovicia* Polsak from Kocaeli region (Northwestern Anatolia) 229

Sedimentologija — Sedimentology*Pungartnik, M., Brumen, S. & Ogorelec, B.*

- Litološko zaporedje karnijskih plasti v Mežici 237
 Lithologic succession of Carnian beds at Mežica 248

Petrologija — Petrology*Hinterlechner-Ravnik, A.*

- Pohorski eklogit 251
 Eclogite from the Pohorje Mountains 285

Geokemija — Geochemistry*Omajev, V.*

- Raspodela U, Th i K u alevrolitima, psamitima i psefitima Žirovskog vrha . 289
 Distribution of U, Th, and K in siltstone, psammitic and psephitic rocks of Žirovski vrh 304

Hidrogeologija — Hydrogeology*Krivic, P.*

- Transmission des ondes de marée à travers l'aquifère côtier de Kras . . . 309
 Razširjanje valov plimovanja skozi obalni vodonosnik Krasa 309

Geofizika — Geophysics*Ravnik, D., Verbovšek, R. & Premru, U.*

- Gostota Zemljinega toplotnega toka v konjiški udorini 327
 Heat flow density in the fault basin of Konjice 327

Prelovšek, P., Babič, M. & Uran, B.

- Meritve toplotne prevodnosti kamenin z izboljšano metodo grelne žice . . . 335
 Thermal conductivity measurements on rocks by improved hot wire method 335

Vukašinović, S.

- Zemljina kora na potezu Pula—Maribor u svetlu aeromagnetskih podataka 341
 Composition of Earth's crust along Pula—Maribor section as based on aeromagnetic data 348

Nove knjige — Book Reviews

Frank Moseley: Übungen zur geologischen Karteninterpretation	349
Hisaharu Igo: Permian Conodont Biostratigraphy of Japan	349
Gerd Gudehus: Bodenmechanik	350
Helmut Schröcke & Karl-Ludwig Weiner: Mineralogie	351
Helmut Prinz: Abriß der Ingenieurgeologie	353

GEOLOGIJA 25/2, 213—227 (1982), Ljubljana

UDK 561:551761(497.12) = 836

Quantitative palynological analysis of Julian clastic rocks from the lead-zinc deposit of Mežica

Kvantitativna palinološka analiza
julijskih klastičnih kamenin v mežiškem rudišču

Bogomir Jelen

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 37

Janko Kušej

Rudnik in topilnica svınca Mežica, 62392 Mežica

Abstract

The calcareous-dolomitic sequence of the Karnian at Mežica is interbedded with three horizons of clastic rocks. Through the palynological assemblages of the 1st horizon a deltaic environment is reflected; spores of pteridophytes being abundant. An ammonoid biocoenose, reported from this horizon previously, may possibly not be autochthonous. The 2nd horizon is characterized by the spores of mangrove trees. In the 3rd horizon xerophytic elements prevail. By the frequency distribution of spores, pollen, and acritarchs a decreasing deltaic influence and an ever increasing marine influence is indicated from the 1st through the 2nd to the third horizon. By the combination *Camerosporites secatus* and *Ovalipollis pseudoalatus* the northern belt of the equatorial Karnian palynofloristic domain is recognized.

Kratka vsebina

V zaporedju apneno-dolomitnih plasti karnijske stopnje v Mežici so trije horizonti klastičnih kamenin. Palinološki facies 1. horizonta kaže na okolje rečne delte. Vsebuje veliko spor pteridofitov. Amonoidna biocenozo, o kateri poročajo v literaturi, pa verjetno ni avtohtona. Za drugi horizont so značilne spore vegetacije mangrova. V 3. horizontu prevladujejo kserofitni elementi. Iz pogostnosti spor, peloda in akritarhov izhaja, da je vpliv rečne delte na sedimentacijo postopno ponehaval od prvega prek drugega do tretjega horizonta in da je v tej smeri naraščal vpliv morskega okolja. *Camerosporites secatus* in *Ovalipollis pseudoalatus* pomenita, da je bila v karnijski dobi Mežica del severnega pasu širokega ekvatorialnega palinoflorističnega območja.

Introduction

Mežica lead-zinc mine is situated north of the Periadriatic lineament in the eastern part of the Northern Karawanken Alps (fig. 1). In the Karnian deposits of this region carbonate rocks - limestone and dolomite - prevail. Between the carbonates marles, shales and sandstones are interbedded. These clastic rocks have played an important role in the genesis of ore as well as in tectonic movements. The miners called them "Cardita" and/or "Raibler" beds (A. Zorc, 1955).

There are three horizons of clastic rocks, recently designated as the 1st, 2nd and the 3rd shale. Since the lithology of the 1st, 2nd and the 3rd shale is not uniform it is however incorrect to apply the term "shale". I. Štručl (1971) mentioned in the "shales" the following types of rocks: shales, marles, marly limestone and sandstone. For this reason in this paper the terms 1st, 2nd, and the 3rd shale are changed into the 1st, 2nd and the 3rd clastic horizon.

Not only in the mining area but also in the Northern Karawanken Alps as a whole, these horizons are playing an important role in the stratigraphical subdivision of Karnian rocks (fig. 2). Because the tectonic setting is rather complicated the stratigraphical and structural position of individual clastic horizons is usually not clear, even when rare micro- or macrofossils occur.

The problem of the stratigraphical and structural position is well marked in exploration boreholes where a small part of rock is examined.

In the Mežica mining area there are still many unsolved geological problems. For example the clastic horizon bordering the lead-zinc deposit Graben to the south has an unknown stratigraphical and tectonic position. The question is whether the ore bearing reef limestone occurs in normal or in inverse position, and whether it is Cordevolian or Julian in age. A reliable answer to this question is important for the mining development in this area.

There are more problems in the southern part of the Northern Karawanken Alps where a lagoonal facies of Longobardian and Karnian age passes laterally into a deeper facies — the Partnach facies. In the absence of realistic criteria it has always been very difficult to correlate chronostratigraphically both facies.

Because of the possibilities of palynology in Triassic stratigraphy, we introduced palynological research as an aid to the solution of geological problems, important for the mining development.

Quantitative palynological analysis

Palynological research of the three clastic horizons in the Mežica mining area includes both qualitative and quantitative analysis. A paper on the qualitative analysis is in preparation.

The quantitative analysis is based on relative frequencies of morphological groups of palynomorphs. This method was introduced by H. Visscher and C. J. van der Zwan (1981). Histograms, corresponding to each of the clastic horizons are presented in fig. 2. The observed range of relative frequencies for each morphological group is shown in fig. 3. Additional statistical analysis is in progress. However, the information so far available about the quantitative distribution of palynomorphs in the three clastic horizons in the Mežica mining area is already a sufficient base for their stratigraphical subdivision on a local scale.

The histograms of fig. 2 represent the most characteristic examples of relative frequencies of morphological groups of palynomorphs found in assemblages from each of the three clastic horizons.

The histograms ($N = 5$) from the 1st clastic horizon are characterized by the bimodal distribution of morphological groups of palynomorphs. The highest peak is on the side of the typical hygrophytic elements. The small peak is found on the side of xerophytic elements.

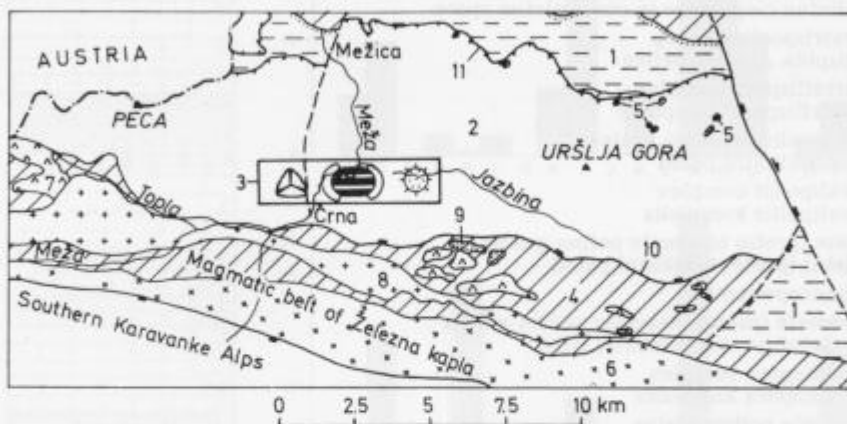
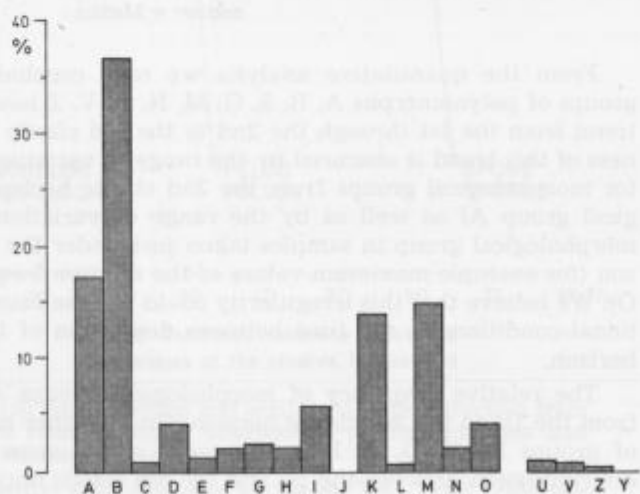
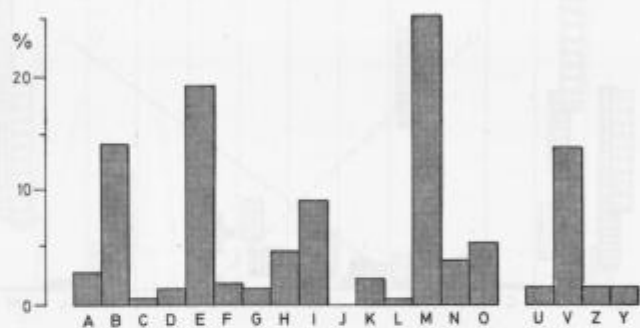
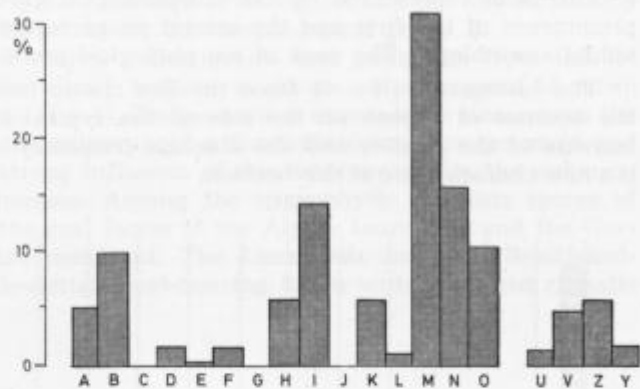


Fig. 1. Geology (after I. Štrucl, 1970) and location of the palynological samples examined in the Mežica mine

Sl. 1. Geologija (po I. Štruclu, 1970) in lokacija palinoloških vzorcev v mežiškem rudniku

- 1 Upper Miocene beds
Zgornjemiocenske plasti
- 2 Mesozoic beds
Mezozojske plasti
- 3 Palynologically examined area
Palinološko raziskano področje
- 4 Paleozoic mica schist, phyllite and greenschist
Paleozojski sljudni skrilavec, filit in zeleni skrilavec
- 5 Porphyritic dacite
Porfirirni dacit
- 6 Tonalite
Tonalit
- 7 Diabase
Diabaz
- 8 Granodiorite
Granodiorit
- 9 Erosional unconformity
Erozijska diskordanca
- 10 Fault with downthrown side
Prelom z ugreznjenim krilom
- 11 Overthrust
Nariv



The histograms ($N = 3$) from the 2nd clastic horizon are characterized by a third peak represented by the morphological group E (*Aratrisporites*). The prominence of the first and the second peaks varies considerably within individual assemblages. The peak of morphological group E is always very high.

The histograms ($N = 3$) from the 3rd clastic horizon are characterized by the absence of a peak on the side of the typical hygrophytic elements. The increase of the relative and the absolute frequency of the microphytoplankton is a new characteristic of this horizon.

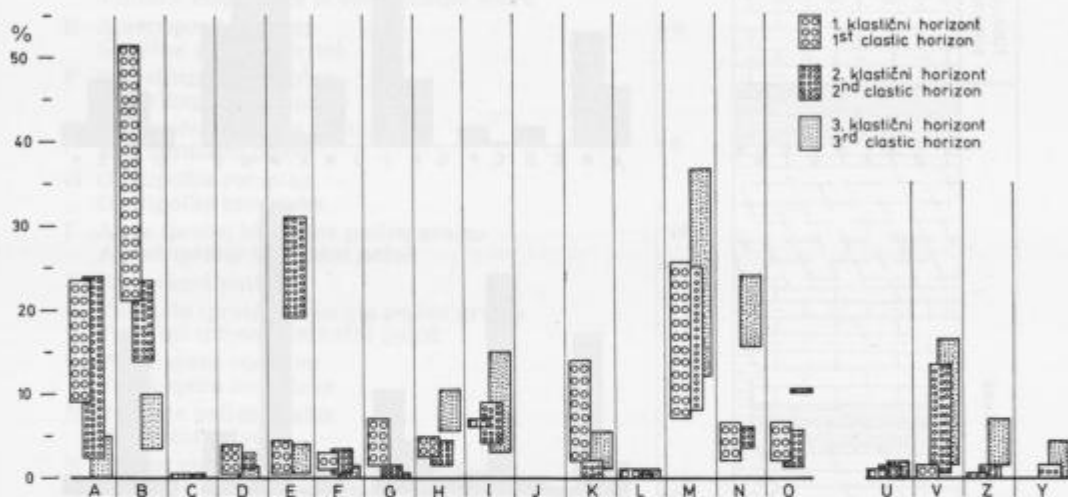


Fig. 3. Range of variation of the relative frequency for morphological groups of palynomorphs from the clastic horizons at Mežica

Sl. 3. Variacijske širine relativne frekvence morfoloških skupin palinomorf iz klastičnih horizontov v Mežici

From the quantitative analysis we may conclude that the morphological groups of palynomorphs A, B, E, G, M, N, O, V, Z have a constant distributional trend from the 1st through the 2nd to the 3rd clastic horizon (fig. 3). The clearness of this trend is obscured by the range of variation of the relative frequency for morphological groups from the 2nd clastic horizon (for example morphological group A) as well as by the range of variation of relative frequency of morphological group in samples taken just under the top of the 1st clastic horizon (for example maximum values of the relative frequency of groups M, N, and O). We believe that this irregularity could well be caused by the unstable-transitional-conditions in the time between deposition of the 1st and the 3rd clastic horizon.

The relative frequency of morphological groups A, B, and G is decreasing from the 1st to the 3rd clastic horizon. On the other hand the relative frequency of groups M, N, O, V, Z is increasing in the same direction. Stratigraphical discrimination between the 1st and the 3rd clastic horizon is possible on the base of the relative frequencies of morphological groups A, B, N, O, and Z. Additio-

naly we can use the maximum values of the relative frequency of groups G, M, V. The 2nd clastic horizon is discriminated from the 1st and the 3rd horizon by the value of the relative frequency of the morphological group E.

Distributional trends of spores, pollen grains and acritarchs from the 1st through the 2nd to the 3rd clastic horizon is shown on a diagram of mean values of relative frequencies (fig. 4). The prevailing hygrophytic elements in the 1st clastic horizon reflect the existence of a fluvatile-deltaic environment and we can speculate about a strong influence of this environment on the sedimentation of the 1st clastic horizon. Among the hygrophytic elements spores of pteridophytes, typical for the coal facies of the Alpine Lunz beds and the Germanic "Schilfsandstein" are dominant. The Lunz beds and the "Schilfsandstein" represent a fluvatile-deltaic coal-bearing facies within an arid climatic

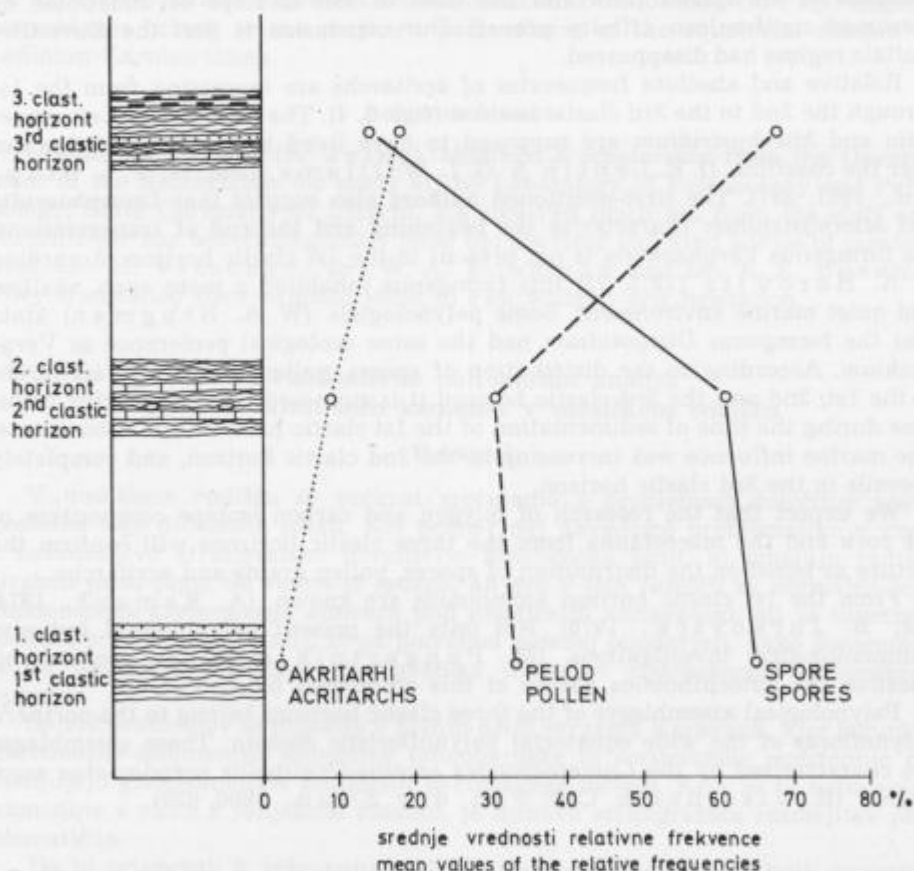


Fig. 4. Distribution trend of spores, pollen and acritarchs in the direction from the 1st towards the 3rd clastic horizon interbedded in the limestone and dolomite succession at Mežica

SL. 4. Tendenca v porazdelitvi spor, peloda in akritarhov od 1. proti 3. klastičnemu horizontu v Mežici

belt (H. Visscher & C. J. van der Zwan, 1981, 632). A regional arid background is evident by the small peak on the side of xerophytic elements. The relative frequency of hygrophytic and xerophytic elements in the 2nd clastic horizon varies considerably. From the information on fig. 3 one may deduce interruptions in the regime of fluvatile-deltaic environment. The peak of the xerophytic elements is sometimes rather prominent. The absolute frequency of xerophytic elements is also increasing. The peak of the *Aratrisporites* group suggests optimal conditions for the flourishing of lycopodiophytic mangrove vegetations, a new environment during the time of sedimentation of the 2nd clastic horizon.

The hygrophytic elements strongly decrease in the 3rd clastic horizon. Here we can always find a large peak on the side of the xerophytic elements. The elements of an upland flora and the flora of salt swamps of undoubted or presumed coniferalean affinity prevail. Our conclusion is that the fluvatile-deltaic regime had disappeared.

Relative and absolute frequencies of acritarchs are increasing from the 1st through the 2nd to the 3rd clastic horizon (figs. 3, 4). The formgenera *Leiosphaeridia* and *Micrhystridium* are supposed to have lived in more agitated water near the coastline (I. K. Lentin & G. L. Williams, 1980, 13; F. L. Staplin, 1961, 397). The first-mentioned authors also suggest that *Leiosphaeridia* and *Micrhystridium* characterize the beginning and the end of transgressions, the formgenus *Veryhachium* is not present in the 1st clastic horizon. According to A. Horowitz (1975, 75) this formgenus inhabited a more open, shallow and quiet marine environment. Some palynologists (W. A. Bruggman) state that the formgenus *Dictyotidium* had the same ecological preference as *Veryhachium*. According to the distribution of spores, pollen grains and acritarchs in the 1st, 2nd and the 3rd clastic horizon it is supposed that the marine influence during the time of sedimentation of the 1st clastic horizon was subordinate. The marine influence was increasing in the 2nd clastic horizon, and completely prevails in the 3rd clastic horizon.

We expect that the research of oxygen and carbon isotope composition of the rock and the macrofauna from the three clastic horizons will confirm the picture as based on the distribution of spores, pollen grains and acritarchs.

From the 1st clastic horizon ammonoids are known (A. Ramovš, 1974, 128; B. Jurkovšek, 1978). Not only the present palynological but also sedimentological investigations (M. Pungartnik et al., in preparation) question the autochthonous nature of this ammonoid biocoenose.

Palynological assemblages of the three clastic horizons belong to the northern palynofloras of the wide equatorial palynofloristic domain. These assemblages are characterized by the *Camerosporites secatus-Ovalipollis pseudoalatus* association (H. Visscher & C. J. van der Zwan, 1980, 629).

Conclusions

(1) We can use the distribution of relative frequencies of morphological groups of palynomorphs for the palynostratigraphical discrimination of the three clastic horizons on a local scale. (2) The possibility of a palynostratigraphical discrimination may be practically applied with regard to the solution of stra-

tigraphical and tectonic problems related to mining geology. (3) Hygrophytic elements from the 1st clastic horizon, among which the spores of pteridophytes typical for the coal bearing facies of the Lunz beds and the "Schilfsandstein" prevail, reflect a fluvatile-deltaic environment. (4) By the frequency distribution of spores, pollen grains, and acritarchs an decreasing deltaic influence and an ever increasing marine influence is indicated from the 1st trough the 2nd to the 3rd horizon. (5) A new environment is reflected in the 2nd clastic horizon by the flourishing of a mangrove vegetation. (6) The influence of the fluvatile-deltaic regime disappears at the end of the 3rd clastic horizon. (7) At the time of deposition of the 3rd horizon prevail the xerophytic elements of an upland flora and the flora of salt swamps with an undoubted or presumed coniferalean affinity. (8) There is a question, whether the ammonoids from the 1st clastic horizon represent an autochthonous biocoenose. (9) Palynological assemblages belong to the northern palynofloras of the equatorial domain of Ladinian-Karnian times.

Acknowledgments

One of the authors (B. Jelen) obtained a scholarship from the Government of the Netherlands for study at the Laboratory of Paleobotany and Palynology, State University of Utrecht. He received much aid from the staff and students. He has benefited greatly from the courtesy and kind advice of mentors Prof. Dr. H. Visscher, Dr. W. A. Brugman and Dr. R. E. Besems. They transmitted their original ideas to him without any hesitation.

Kvantitativna palinološka analiza julijskih klastičnih kamenin v mežiškem rudišču

Povzetek

V mežiškem rudišču se večkrat srečujemo s problemom določitve prave geološke lege določenih plasti. Kot primer naj navedemo problematiko v zvezi z nezanesljivo stratigrafsko uvrstitvijo klastičnega pasu, ki omejuje rudišče Graben proti jugu. Še vedno je sporno, ali gre v tem rudišču za normalno lego rudonosnega grebenskega apnenca pod klastičnim horizontom, ali za inverzno. Možnih je več interpretacij, ni pa potrebno posebej poudarjati, kako pomembna je za nadaljnje raziskave stratigrafska uvrstitev rudonosnega grebenskega apnenca.

Se več problemov se pojavlja v južnih delih severnih Karavank, kjer lagunske karbonatne sedimentne kamenine langobardske in cordevolske podstopnje zamenjujejo globokomorski sedimenti partnaškega faciesa. Kjer so te sedimentne kamenine v stiku z julijskimi plastmi, je njihova stratigrafska razmejitev problematična.

Da bi prispevali k reševanju geološke problematike, smo se lotili kvantitativne palinološke analize klastičnih horizontov v krovni rudonosnega apnenca mežiškega rudišča. Pripravlja pa se tudi kvalitativna analiza inventarja (B. Jelen & J. Kušej neobjavljeno poročilo).

Uporabljena kvantitativna metoda temelji na določevanju relativnih frekvenc morfoloških skupin palinomorf. Metodo sta uvedla H. Visscher in

C. J. van der Zwan. Ustrezni histogram je za vsak klastični horizont prikazan na sl. 2. Variacijska širina vrednosti relativne frekvenca posameznih morfoloških skupin palinomorf pa je dana na sl. 3. Statistična analiza je še v delu. Toda že sedanja stopnja poznavanja kvantitativne porazdelitve palinomorf v treh horizontih klastičnih kamenin mežiškega rudišča je omogočila njihovo razlikovanje na lokalnem nivoju tudi v primerih, ko njihov stratigrafski položaj ni bil določen.

Na sl. 2 vidimo histograme, ki kažejo značilno porazdelitev morfoloških skupin palinomorf v klastičnih horizontih julijske podstopnje na območju mežiškega rudišča.

Za histograme 1. klastičnega horizonta ($N = 5$) sta značilna dva viška; prvi, večji, na strani tipičnih higrofitnih elementov in drugi, manjši, na strani tipičnih kserofitnih elementov.

V histogramih 2. klastičnega horizonta ($N = 3$) se pojavi še tretji višek. Velikosti prvega in drugega viška sta lahko zelo različni. Tretji, ki ga da morfološka skupina E, je vedno visok.

Za histograme 3. klastičnega horizonta ($N = 3$) je značilno, da nimajo več viška tipičnih higrofitnih elementov. Dvig relativne frekvenca mikrofitoplanktona je naslednja značilnost 3. klastičnega horizonta.

Kvantitativna analiza je pokazala, da imajo morfološke skupine palinomorf A, B, E, G, M, N, O, V, Z stalno porazdelitveno tendenco, ki je vidna iz zbirnega diagrama variacijskih širin na sl. 3. Razločnost porazdelitvene tendence v smeri od 1. proti 3. klastičnemu horizontu motijo variacijske širine relativne frekvenca morfoloških skupin v 2. klastičnem horizontu (npr. morfološka skupina A 2. klastičnega horizonta) in relativne frekvenca morfoloških skupin tik pod krovino 1. klastičnega horizonta (npr. maksimalne vrednosti morfoloških skupin M, N, O). Motnje so verjetno posledica nestabilnih — prehodnih — razmer v dobi med 1. in 3. klastičnim horizontom. Za morfološke skupine A, B, G je značilno upadanje relativne frekvenca od 1. proti 3. klastičnemu horizontu, medtem ko relativna frekvenca morfoloških skupin M, N, O, V, Z v isti smeri narašča.

1. in 3. klastični horizont se ločita med seboj po relativnih frekvencah morfoloških skupin A, B, N, O in Z. Dodatno so uporabne tudi visoke vrednosti relativnih frekvenc G, M in V. Drugi klastični horizont se loči od prvega in tretjega po vrednosti relativne frekvenca morfološke skupine E.

Porazdelitveno težnjo spor, peloda in akritarhov od 1. proti 3. klastičnemu horizontu kaže diagram srednjih vrednosti njihove relativne frekvenca na sl. 4.

V prevladovanju higrofitnih elementov v 1. klastičnem horizontu se odraža močan vpliv fluviatilno-deltne okolja na sedimentacijo. Med elementi prevladujejo spore pteridofitov, tipične za premogov facies, npr. za lunškega ali schilfsandsteinskega, ki sta fluviatilna facies aridnega klimatskega pasu (H. Visscher & C. J. van der Zwan, 1981, 632). V manjšem višku na strani kserofitnih elementov in v njihovi majhni absolutni frekvenci se odraža vpliv aridnega zaledja.

Vrednosti relativne frekvenca higrofitnih in kserofitnih elementov v drugem horizontu so zelo različne. Slika 3 kaže, da je v času njegove sedimentacije ponehaval vpliv fluviatilno-deltne okolja. Zato se višek na strani kserofitnih

elementov poveča, na levi pa zmanjša. Poveča se tudi absolutna frekvenca kserofitnih elementov. Veliki višek skupine *Aratrisporites*, tj. spor likopodofitov, tvorcev vegetacije mangrova, kaže na optimalno okolje za njihov razcvet, torej na novo okolje.

Higrofitni elementi so popolnoma nazadovali v času sedimentacije 3. klastičnega horizonta. Veliki višek se preseli na stran kserofitnih elementov. Prevladujejo elementi kopenske flore in flore slanih močvirij, ki bi mogli pripadati iglavcem. Vpliv fluviatilno-deltne okolja na sedimentacijo je prenehal.

Relativna in absolutna frekvenca akritarhov naraščata od prvega proti tretjemu horizontu (sl. 3 in 4). Oblikovna rodova *Leiosphaeridia* in *Micrhystridium* sta značilna za energijsko razgibani priobalni pas in naj bi označevala začetek in konec transgresije (J. K. Lentin & G. L. Williams, 1980, 13; F. L. Staplin, 1961, 397). Oblikovni rod *Veryhachium* v 1. horizontu ne nastopa. *Veryhachium* je značilen za bolj odprto plitvo mirno morsko okolje (A. Horowitz, 1975, 75). Nekateri raziskovalci so mišljenja, da je imel oblikovni rod *Dictyotidium* podobno ekološko preferenco (W. A. Bruggman, v razgovoru). Na podlagi porazdelitve spor, peloda in akritarhov predpostavljamo, da je bil morski vpliv v času sedimentacije prvega klastičnega horizonta neznaten. Porastel je v drugem in je bil najmočnejši v tretjem horizontu.

V 1. klastičnem horizontu so našli amonite (A. Ramovš, 1974, 128; B. Jurkovšek, 1978). Vendar palinološko-facialne in sedimentološke (Pungartnik et al., v pripravi za tisk) raziskave nasprotujejo možnosti obstoja avtohtone amonitne biocenoze v 1. klastičnem horizontu.

Združba peloda v julijskih klastičnih horizontih mežiškega rudišča pripada severnemu pasu širokega ekvatorialnega palinoflorističnega področja karnijske dobe, ki ga karakterizira palinoflora *Camerosporites secatus-Ovalipollis pseudoalatus*. Na jugu meji na osrednji pas mešane palinoflore z elementi severnega in južnega ekvatorialnega pasu *Camerosporites secatus-Ovalipollis pseudoalatus-Samaropollenites speciosus*, ki se razteza čez južno in zahodno obrobje Paleotete (H. Visscher & C. J. van der Zwan, 1981, 629).

References

- Horowitz, A. 1975, Espèces du genre *Veryhachium* du Permo-Trias du Sud d'Israel. *Rev. Micropaléontologie*, 17, 2, 75—80, Paris.
- Jurkovšek, B. 1978, Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice. *Geologija*, 21, 2, 173—208, Ljubljana.
- Lentin, J. K. & Williams, G. L. 1980, Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian Peridiniaceans. *AASP, Cont. Ser.* 7, 1—46, pl. 1, Dallas.
- Ramovš, A. 1974, *Paleontologija*. 155 str., Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.
- Staplin, F. L. 1961, Reef-controlled distribution of Devonian microplankton in Alberta. *Paleontology*, 4, 3, 392—424, pls. 48—51, London.
- Strucl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. *Geologija*, 13, 5—20, Ljubljana.
- Visscher, H. & van der Zwan, C. J. 1981, Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: Phytogeographical and paleoclimatological implications. *Geol. Rundschau*, 70, 2, 625—636, Stuttgart.
- Strucl, I. 1971, On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits. In: *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook*. Verlag Waldemar Kramer Frankfurt am Main.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. *Geologija*, 3, 24—28, Ljubljana.

Plate 1 — Tabla 1

1. *Leschikisporis aduncus* (morph. gr. A) × 600
2. *Aulisporites astigosus* (morph. gr. B) × 600
3. *Rogalskaisporites cicatricosus* (morph. gr. C) × 900
4. *Camerozonosporites rudis* (morph. gr. D) × 600
5. *Aratrisporites* sp. (morph. gr. E) × 600
6. *Porcellispora* sp. (morph. gr. F) × 600
7. *Cycadopites* sp. (morph. gr. G) × 900
8. *Ovalipollis pseudoalatus* (morph. gr. H) × 600

morph. gr. = morphological group — morfološka skupina

Plate 1 — Tabla 1

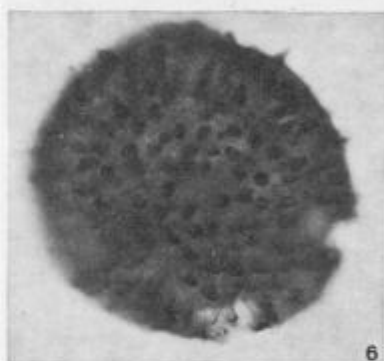
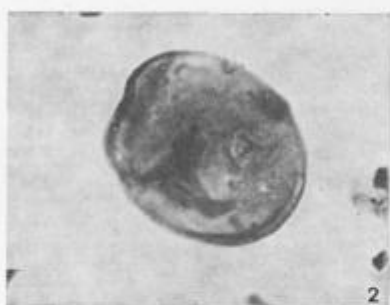


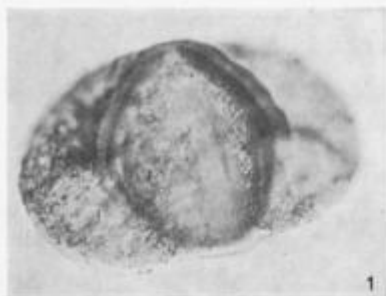


Plate 2 — Tabla 2

- 1 *Alete (proto) bisaccate* pollen grain (morph. gr. I) × 600
Aletni (proto) bisakatni pelod
- 2 *Lunatisporites acutus/noviaulensis* (morph. gr. K) × 600
- 3 *Enzonasporites vigens* (morph. gr. M) × 600
- 4 *Patinasporites densus* (morph. gr. N) × 600
- 5 *Paracirculina maljawkinae* (morph. gr. O) × 600
- 6 *Leiosphaeridia* sp. (morph. gr. U) × 600
- 7 *Micrhystridium* sp. (morph. gr. V) × 600
- 8 *Veryhachium* sp. (morph. gr. Y) × 900
- 9 *Dictyotidium tenuiornatum* (morph. gr. Z) × 600

morph. gr. = morphological group — morfološka skupina

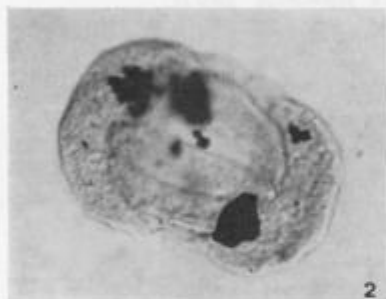
Plate 2 — Tabla 2



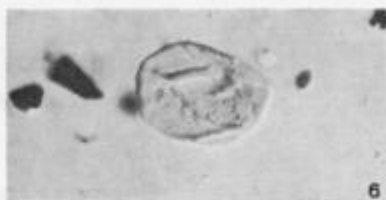
1



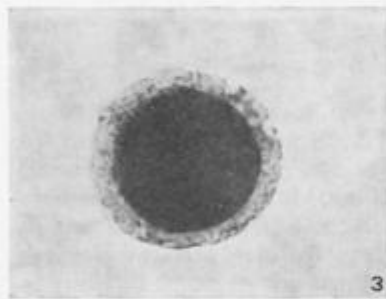
5



2



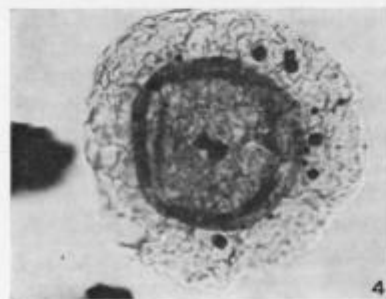
6



3



7



4



8



9

UDK 56:594.1(560)=20

Three new species of the genus *Gorjanovicia* Polsak from Kocaeli region (Northwestern Anatolia)

Sacit Özer

Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi
Jeoloji Bölümü, Bornova-İzmir

Abstract

Three new species (*G. polsaki* n. sp., *G. kayae* n. sp. and *G. akçoylu* n. sp.) of the genus *Gorjanovicia* Polsak have been determined from the Campanian beds at Köselier village in Northwestern Anatolia.

Introduction

In the Kocaeli region, the Upper Cretaceous rocks are represented mainly by rudistid limestones. K. Erguvanlı (1949) has discovered rudistid limestone with Campanian age in the Hereke-Gebze area. I. E. Altınlı (1968) studied the geology of the Kocaeli-Hereke area and also found the rudists in the Campanian limestone. O. Kaya (personal communication, 1981) has recently made a detailed geologic investigation and collected many specimens of rudistid fauna in the Upper Cretaceous of Kocaeli region.

The studied samples has been collected by Kaya from a location, approximately 2 km south of Köselier village (map reference G 23-a 4). The rock unit that includes the material is of small-size reefy buildup of rudistids, at the base of the well known Latest Cretaceous limestone-limy mudrock sequence of Northwestern Anatolia. In the area of collection this basal unit unconformably overlies the older Triassic beds.

The examination of this collection, of the genus *Gorjanovicia* Polsak revealed the presence of the three new species. On the otherhand, new species of *Gorjanovicia* are associated with *Vaccinities inaequicostatus* Münster, *Gorjanovicia* cf. *costata* Polsak, *Gorjanovicia* sp., *Miseia* sp. and Radiolitids.

Associated rudistid fauna and previous studies show that three new species are of Campanian age.



Fig. 1. Location map

Systematic Study

- Classis **LAMELLIBRANCHIATA**
 Ordo **Rudistida** Lamarck, 1819
 Familia **Radiolitidae** Gray, 1848
 Genus **Gorjanovicia** Polsak, 1967

Gorjanovicia polsaki n. sp.

Pl. 1, Figs. 1, 2

Derivatio nominis: This new species is dedicated to Dr. Ante Polšak who has made many valuable works on rudists.

Material: Holotype and paratype with lower valves.

Holotypus: Pl. 1, Figs. 1, 2, with lower valve is deposited at the Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Jeoloji Bölümü, with No. 2568.

Diagnosis: Siphonal bands concave, interband bulge. Ligamental pillar inclined toward the anterior, head of ligament with two lobes.

Descriptio: Lower valve is conical. The diameter is 3,2 cm, the height is 7.5 cm at posterior. The shell surface is covered with longitudinal costae of 1 mm width. Anterior siphonal band is 4 mm wide and concave. The wide of posterior siphonal band is 6 mm and it has 3 costules. Interband is bulge and 4 mm wide. Probably, there are 2 costules on the interband. The ligamental groove is 3 mm wide and decreases toward the end of cone. Thickness of the outer layer is 4–5 mm. Ligamental pillar inclined towards anterior and it has 3 mm length. The head of ligament has two lobes and elongated towards anterior. The posterior tooth B is more nearer to the ligament than the anterior tooth B'. The anterior accessory cavity can be preserved.

Discussio: *G. polsaki* n. sp. differs from the other species of the *Gorjanovicia* by the position of ligamental pillar and the shape of head of the ligamental pillar.

Locus typicus: Holotype, Köseler village, Gebze, Kocaeli. Coordinate on 1 : 25 000 scaled map is 25.20 : 17.15.

Stratum typicum: Campanian.

Gorjanovicia kayae n. sp.

Pl. 1, Fig. 3

Derivatio nominis: The new species is given the name after late Dr. Orhan Kaya who has made a detailed geologic studies in the Northwestern Anatolia.

Material: One sample with lower valve.

Holotypus: Pl. 1, Fig. 3, with lower valve is deposited at the Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Jeoloji Bölümü, with No. 2566.

Diagnosis: The anterior siphonal band as a groove, the posterior siphonal band and interband flat. The ligamental pillar strong with a rounded head.

Descriptio: Lower valve is conical. The height of the lower valve is 9 cm. In the cross-section, the diameter is $2,8 \times 3,7$ cm in size. The surface is ornamented with 2—5 mm thick costae and grooves of 1—2 mm wide. The anterior siphonal band as a groove, is 10 mm wide. The posterior band is 7 mm wide and flat. It has 2 costae. Interband is flat and 8 mm wide. Probably, it has 3 costae. The ligamental groove is 5 mm wide and it has 3 costules. Outer layer is 3—5 mm and it is recrystallized. The ligamental pillar is widened in a very short distance and its head rounded off. The ligamental pillar is 2 mm long, head of ligament is 1.3 mm wide.

Discussio: *G. kayae* n. sp., shows similarities with the shape of ligamental pillar to *G. planinica* Plenicar and *G. n. sp.* Plenicar. *G. planinica* has concave siphonal bands and ridge-shaped interband. *G. n. sp.* Plenicar has narrower siphonal bands (M. Pleničar, 1973). But, *G. kayae* n. sp. has groove anterior siphonal band and flat posterior siphonal band and interband. *G. kayae* n. sp. is similar with the ligamental pillar to *G. planinica* and *G. n. sp.* Plenicar, but it completely differs with the structure of the siphonal region.

Locus typicus: Holotype, Köseler village, Gebze, Kocaeli.

Stratum typicum: Campanian.

Gorjanovicia akyoli n. sp.

Pl. 2, Figs. 1—3, Pl. 3, Figs. 1, 2

Derivatio nominis: This new species is dedicated to Dr. Erol Akyol who has made many valuable studies on palynology.

Material: Holotype, with well preserved upper and partly broken lower valves, and one paratype represented only with lower valve.

Holotypus: Pl. 2, Figs. 1—3 and Pl. 3, Fig. 1 is deposited at the Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Jeoloji Bölümü, with No. 2570.

Diagnosis: Lower valve with sharp longitudinal costae. Shell structure partly lamellar, partly prismatic. Ligamental pillar well developed with a triangular in shape at anterior. Upper valve well developed also, and the commissure makes an upward folding at siphonal region.

Descriptio: Lower valve is conical and the end of the lower valve is curved towards the siphonal region. The height of the lower valve in siphonal region is 6 cm, and at ligamental region 7,6 cm. The diameter at commissure is $3,8 \times 3,5$ cm in size. The surface is ornamented with longitudinal costae. The anterior siphonal band is 9 mm wide and flat. The posterior siphonal band is 5 mm and also flat. But, siphonal band *E* is narrower than the posterior siphonal band *S*. Interband has 6 mm width, and as a groove. The shell structure is partly lamellar, partly prismatic. In the cross-section, passing through 2 cm below the commissure, ligamental pillar is 4 mm long, head of ligament is 1 mm wide. The head of ligament is widened towards the anterior side as triangular in shape. Anterior and posterior cardinal teeth are very well developed and anterior tooth is bigger than the posterior tooth. The posterior accessory cavity is very smaller than the anterior accessory cavity.

Upper valve is well developed and it is 10 mm in height. The commissure makes an upward folding of 2 mm height at the siphonal region. Shell wall is composed of very thin lamellae.

Discussio: *G. akyoli* n. sp. resembles with the structure of the siphonal region to *G. costata* Polsak (A. Polšak, 1967; M. Pleničar, 1974). It differs with the head of ligament from *G. costata*.

Locus typicus: Holotype, Köselier village, Gebze, Kocaeli.

Stratum typicum: Campanian.

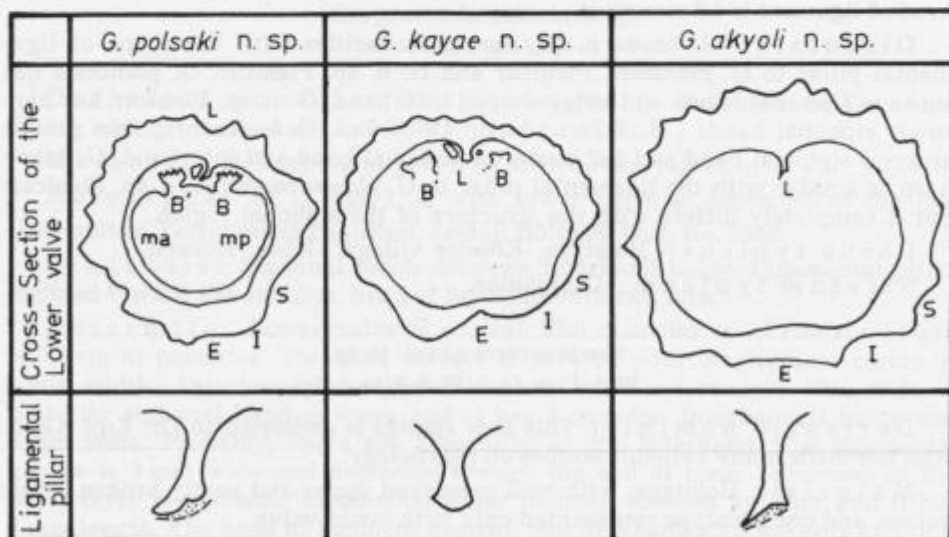
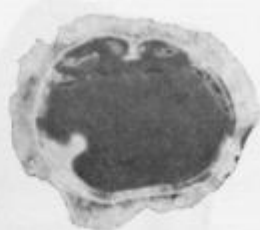


Fig. 2. Comparison of the new species of *Gorjanovicia* Polsak

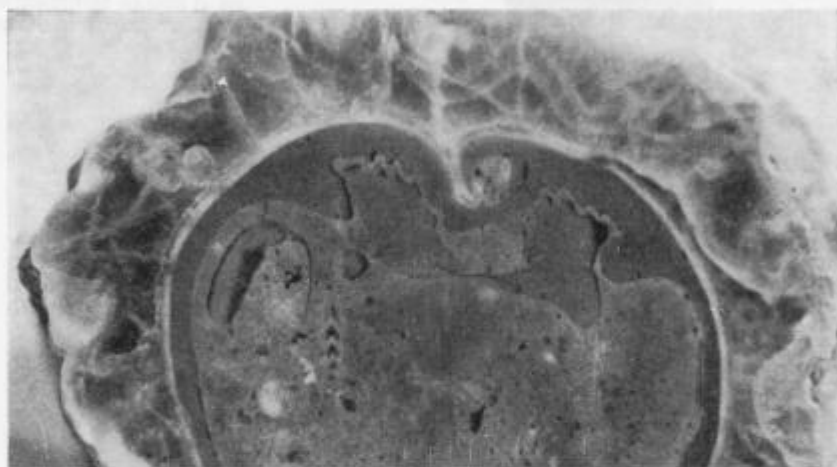
Plate 1



1 *Gorjanovicia polsaki* n. sp.
lower valve, cross-section, holotype, 1 ×



3 *Gorjanovicia kayae* n. sp.
lower valve, cross-section, holotype, 1 ×



2 *Gorjanovicia polsaki* n. sp.
lower valve, cross-section, holotype, 3,5 ×

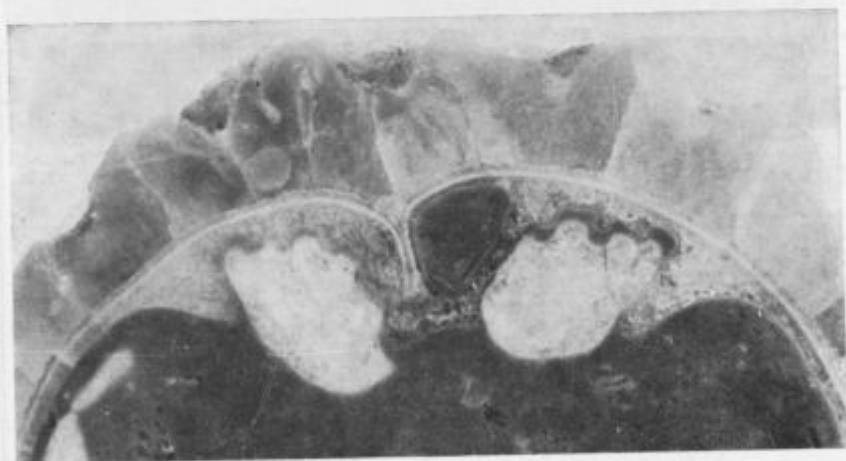
Plate 2



1 *Gorjanovicia akyoli* n. sp.
lower and upper valves, anterior side, holotype, 1 ×



2 *Gorjanovicia akyoli* n. sp.
lower valve, cross-section, holotype, 1 ×



3 *Gorjanovicia akyoli* n. sp.
lower valve, cross-section, holotype, 3,5 ×

Plate 3



1 *Gorjanovicia akyoli* n. sp.
upper valve, external view, holotype, 1 ×



2 *Gorjanovicia akyoli* n. sp.
lower valve, cross-section, paratype, 1 ×



3 *Miseia* sp.
lower and upper valves, anterior side, 1 ×

Acknowledgment

I thank to Dr. E. Akyol for his critical reading the manuscript and to dr. O. Kaya who provided the material.

References

- Altınlı, I. E. 1968, Geologic investigation of the İzmit-Hereke-Kurucadağ area. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, 71, p. 1—29.
- Erguvanlı, K. 1949, Hereke pudinglerle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi. Doktora tezi, p. 31—45, İstanbul.
- Pleničar, M. 1973, Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part I. Geologija, 16, p. 187—226, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1974, Radiolites from the Cretaceous Beds of Slovenia, Part II. Geologija, 17, p. 131—179, Ljubljana.
- Polšak, A. 1967, Kredna makrofauna južne Istre. Paleontologia jugoslavica, 8, p. 1—219, Zagreb.

UDK 552.5.551.35:551.761(497.12) = 863

Litološko zaporedje karnijskih plasti v Mežici

Lithologic succession of Carnian beds at Mežica

Miha Pungartnik in Slavko Brumen

Rudniki svinca in topilnica Mežica, 62392 Mežica

Ogorelec Bojan

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

V karnijskih plasteh julijske in tuvalske podstopnje prevladujejo v okolici Mežice karbonatne kamenine; zanje so značilni trije klastični horizonti skrivilca, meljevca in laporja. Skupna debelina plasti znaša 300 do 350 metrov. Apnenec spodnjega dela zaporedja kaže 20 ciklotem, v katerih se menjava debeloplastoviti biomikrit s tanjšimi stromatolitnimi in onkoidnimi plastmi. Delež detritične primesi naraste v zgornjem delu zaporedja. Spodnji del apnenca se je odlagal v plitvem zaprtem šelfu in občasno v litoral, zgornji pa v nekoliko globljem šelfnem morju. Celotna skladovnica je nekoliko dolomitizirana, posebno horizonti s teksturami litoralnega okolja. Geokemične analize ne kažejo povišane koncentracije svinca in cinka v preiskanih plasteh.

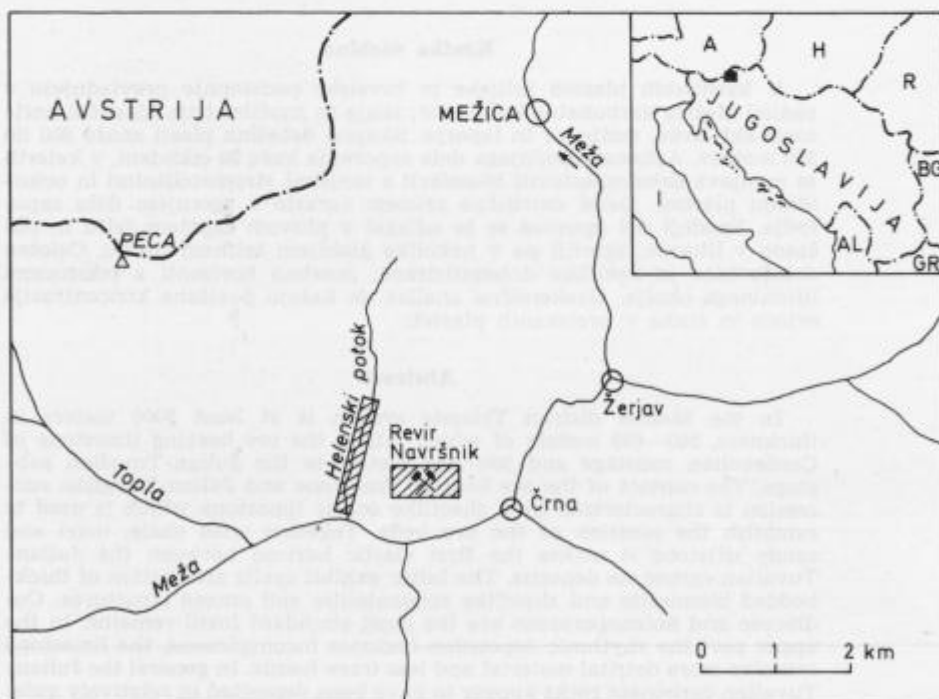
Abstract

In the Mežica district Triassic system is at least 3000 meters in thickness, 500—650 meters of which fall to the ore bearing limestone of Cordevolian substage and 300—350 meters to the Julian-Tuvalian substage. The contact of the ore bearing limestone and Julian-Tuvalian succession is characterized by a sheetlike oolitic limestone which is used to establish the position of the ore beds. Together with shale, marl and sandy siltstone it makes the first clastic horizon between the Julian-Tuvalian carbonate deposits. The latter exhibit cyclic alternation of thick-bedded biomicro and sheetlike stromatolitic and oncol structures. *Codiaceae* and *Solenoporaceae* are the most abundant fossil remains. In the upper part the rhythmic deposition becomes inconspicuous, the limestone contains more detrital material and less trace fossils. In general the Julian-Tuvalian carbonate rocks appear to have been deposited in relatively quiet water environment of a back-reef. Periodically intertidal and supratidal conditions are intended. The upper part of the protracted carbonate deposition reflects an increasing marine influence. There a moderate amount of glauconite points to a deeper shelfsea and slow sedimentation.

Uvod

Koroška svinčevo-cinkova rudišča, med njimi zlasti Mežica, Bleiberg in Rabelj, so enako pomembna za rudarje in geologe. Razumljivo je, da so najprej posvečali več pozornosti rudonosnemu »wettersteinskemu« apnencu kot ostalim triadnim členom. Z uvedbo sedimentoloških in novih paleontoloških metod je postal zanimiv kontinuirni razvoj karnijske stopnje v mežiški okolici.

Po novejših terenskih in laboratorijskih raziskavah prehajata na ozemlju južno od Črne ladinski partnaški lapor in glinovec zvezno v karnijsko stopnjo in predstavljata v svojem vrhnjem delu južni lateralni ekvivalent karnijskih karbonatnih kamenin (L. Placer, 1968; B. Jelen & J. Kušej, 1982). Od celotne debeline triadnega sistema 3000 metrov odpade na karnijsko stopnjo 800 do 1000 metrov, od tega na cordevolsko podstopnjo z »wettersteinskim« apnencem 500 do 650 metrov in julijsko-tuvalsko podstopnjo 300 do 350 metrov. Julijsko-tuvalsko zaporedje karbonatnih kamenin prekinjajo trije klastični horizonti, debeli po 15 do 40 metrov. Plasti so zelo enotno razvite na širšem ozemlju Karavank in Karnijskih Alp; klastične horizonte lahko primerjamo in povezujemo do 80 km daleč, kolikor znaša razdalja med Mežico in Bleibergom (I. Štrucl, 1971).



Sl. 1. Lega profilov karnijskih plasti v Mežici

Fig. 1. Location map showing two sections of the Carnian beds at Mežica

Namen naših raziskav je, litološko in mikrofacialno nadrobno opisati julijsko in tuvalsko podstopnjo ter interpretirati sedimentacijsko okolje. Vzorčevali smo dva sklenjena profila in preiskali skupno 90 vzorcev. Interval med prvim in drugim klastičnim horizontom (150 m) smo vzorčevali na 7. obzorju v revirju Navršnik v jugozahodnem delu centralnega rudišča, del zaporedja med drugim klastičnim horizontom in noriškim dolomitom (180 m) pa na površju v Helenski grapi (sl. 1).

Dosedanje raziskave

Triadne plasti v Karavankah je najprej razčlenil F. Teller (1896), ki je od leta 1885 do 1919 kartiral del Karavank ter Savinjskih in Julijskih Alp. V karnijsko stopnjo je uvrstil samo prvi klastični horizont, tako imenovani »carditski skrilavec« (po školjki *Cardita guembelli*), ki ga je ostro ločil od mlajšega dolomita in apnenca noriško-retske starosti. Enako kot Teller sta h karnijski stopnji prišela le prvi klastični horizont tudi B. Granigg in J. H. Koritschner (1914), ki sta poudarila njegov pomen za sledenje rudnih teles.

Po drugi svetovni vojni so okolico Mežice raziskovali S. Baučer (1947, neobjavljeno poročilo), B. Berce (1951, neobjavljeno poročilo) ter B. Berce in M. Hamrla (1953, neobjavljeno poročilo), ki so v karnijsko stopnjo, oziroma med rabeljske sklade, uvrstili prvi in drugi klastični horizont med debelimi skladi apnenca in dolomita. Med novejšimi raziskavami karnijskih plasti v Mežici je pomembno delo A. Zorca (1955) in S. Pirca (1956, neobjavljeno poročilo), ki sta razlikovala naslednje litološke enote: oolitne plasti, lapornati in glinasti skrilavec, peščeni in lapornati apnenec, temno siv ploščasti apnenec in navaden rabeljski apnenec. V litološki razdelitvi karnijskih kamenin je I. Štručl ločil tri pakete, ki jih karakterizirajo klastični horizonti, sestavljeni iz glinastega skrilavca, laporja, lapornatega apnenca in peščenjaka ter oolitnega apnenca. I. Štručl (1962, 1970 a, 1970 b) je nadrobno prikazal stratigrafijo in tektoniko vzhodnih Karavank ter primerjal posamezne revirje mežiškega rudišča z rudiščem Bleiberg. F. K. Bauer (1970) je preučeval razvoj triadnih plasti in tektoniko severnega dela grebena vzhodnih Karavank med Obirjem in Peco. L. Brigo et al. (1977) so shematsko rekonstruirali paleogeografske razmere v triadni periodi, raziskali litološko sestavo kamenin in primerjali mineralne parageneze štirih alpskih Pb-Zn rudišč — Bleiberg, Mežica, Rabelj in Salafossa. Po njihovi interpretaciji kažejo karnijske plasti severno od periadriatskega lineamenta na zelo enotno sedimentacijsko okolje. Severni blok (austroalpin), ki mu pripadata rudišči Bleiberg in Mežica, je ob periadriatskem lineamentu premaknjen glede na južni blok (dinarski blok z rudiščema Rabelj in Salafossa) za 80 do 100 km proti vzhodu.

Med vsemi triadnimi kameninami vzhodnih Karavank so karnijske plasti najbogatejše s fosilnimi ostanke. Zlasti velja to za prvi in tretji klastični horizont. B. Jurkovišek (1978) je v njih sistematično obdelal makrofavno in iz centralnega mežiškega rudišča določil 15 vrst amonitov, polžev, školjk in nautilid. Na podlagi teh vrst je uvrstil vse plasti med prvim in vključno tretjim klastičnim horizontom v julijsko podstopnjo. Tuvalske plasti zaenkrat s fosili še niso dokazane, vendar lahko sklepamo po konkordantni legi plasti med tretjim klastičnim horizontom in noriškim dolomitom na zvezno sedimentacijo. Forami-

nifere iz karnijskih plasti mežiškega ozemlja so raziskovali W. Resch (1965, neobjavljeno poročilo), A. Ramovš (1973) in L. Šribarjeva (1978, neobjavljeno poročilo). Iz oolitnega apnenca na Igrčevem je I. Rakovec (1948, neobjavljeno poročilo) določil brahiopoda *Spiriferina lipoldi*, ki je značilen fosil za severnoalpski facies karnijske stopnje. Po B. Jelenu (1980, neobjavljeno poročilo in 1982) je na podlagi kvantitativne porazdelitve palinomorf možno ločiti julijske klastične horizonte med seboj.

Litološki opis plasti

Med cordevolskim rudonosnim apnenecem in 1. klastičnim horizontom leži temno sivi oolitni apnenec s številnimi piritnimi zrnji. Ta značilna plast »piritnega oolita«, kot jo imenujejo rudarji, je debela 60 cm in predstavlja vodilni horizont za sledenje rude, ki se nahaja 10 do 15 m, 20 do 25 m, 50 do 60 m, 90 m in 130 do 150 m pod njim. Podobna oolitna plast leži tudi pod drugim in tretjim klastičnim horizontom, vendar je pod drugim združena z lumakelno plastjo in vsebuje manj pirita, pod tretjim pa je njena debelina večja, ooliti so večji in je tudi manj pirita, več pa fosilnih ostankov. Prvi klastični horizont se konča z zelenkasto črnim peščenim meljevcom, debelim 60 cm. V mineralni sestavi meljevca s kalcitnim vezivom prevladuje kremen nad kalijevim glinencem, minerala glin sta illit in klorit, v sledovih pa je prisoten še pirit. Mineralna sestava 1. klastičnega horizonta je prikazana v primerjalni tabeli 1.

Apnenec med prvim in drugim klastičnim horizontom je svetlo rožnato siv in večidel debeloplastovit. Podoben je wettersteinskemu apnenecu pod prvim klastičnim horizontom; zato ga imenujejo psevdowettersteinski apnenec. Prekinjajo ga 10 do 50 cm debele plasti z onkoidno in stromatolitno teksturo, ki so značilne za ta del karnijskih plasti. V profilu smo našli 19 takih plasti, ki razdele psevdowettersteinski apnenec na 20 ciklotem, debelih od 1 do 22 metrov. Apnenec je homogen in čist. Po strukturi pripada večidel biopelmikritu; vsebuje do 30 % alokemov (wackestone). Med fosili so najbolj pogostne alge Codiaceae in Solenoporaceae, slede odlomki tankih školjčnih lupin in mikrogastropodov, foraminifere in fragmenti neskeletnih alg (tabla 1, sl. 1 in 2). V vrhnjem delu plasti se najdejo še fragmenti ehinodermov in lupinice ostrakodov. Peleti so neenakomerno veliki, merijo 50 do 400 μm , od drugih alokemov so prisotni še plastiklasti, veliki največ en milimeter. Osnova med fosili in peleti sestoji iz mikritnega kalcita. Energijski indeks vzorcev je nizek in zelo nizek (1 do 2). Nekateri vzorci kažejo sledove bioturbacijske teksture, ki je nastala z ritjem in prekopavanjem bentičnih organizmov po nekonsolidiranem karbonatnem blatu.

Dvajset metrov nad prvim klastičnim horizontom leži med masivnim apnenecem šest metrov rjavega in olivno sivega ploščastega in tankoplastovitega apnenca. Po strukturi je apnenec mikriten, s posameznimi peleti, ostrakodi in radiolarijami ter kaže na zelo mirno okolje sedimentacije.

Plasti onkosparitnega in stromatolitnega apnenca ter dolomita, ki občasno prekinjajo monotono serijo psevdowettersteinskega apnenca, se makroskopsko ločijo po nekoliko temnejši barvi in po teksturi. Kontakti s prikamenino so skoraj povsod ostri, le redko so postopni in neizraziti. Med alokemi močno prevladujejo onkoidi, veliki do 1 centimeter. Mednje so pomešani odlomki

skeletnih alg, polži, intraklasti ter posamezne foraminifere. Algina struktura onkoidov ni izrazita, povečini gre za inkrustacije lupin moluskov.











Večina vzorcev onkoidnega in stromatolitnega apnenca je delno dolomitizirana, nekateri pa popolnoma. Skoraj vsi kažejo tudi izsušitvene pore, ki pomenijo občasno medplimsko in nadplimsko okolje sedimentacije v litoralnem pasu. Izsušitvene pore so mm dimenzij in nepravilnih oblik (tabla 1, sl. 3). Nekatere imajo geopetalno teksturo z internim mikritnim blatom. V enem izmed vzorcev opazujemo tudi gravitacijski (stalaktitični) cement, ki je nastal v obdobju kratkotrajne okopnitve ozemlja in kaže na meteorsko okolje cementacije kamenin. V vzorcih, ki so le delno dolomitizirani (vsebujejo do 20 % dolomita), nastopa dolomit v izoliranih, do 400 μm velikih romboedrih in je kasnodiaogenetski. Nasprotno je dolomit v vzorcih, ki so popolnoma dolomitizirani, drobnozrnat (zrna do 120 μm), in sklepamo, da je nastal v zgodnji diagenezi v litoralnem območju. Medzrnske pore in žilice v tem dolomitu zapolnjuje kasnodiaogenetski sparitni kalcit. Posamezna dolomitna zrna so dedolomitizirana.

Plasti med drugim karnijskim klastičnim horizontom in noriškimi dolomitom so odkrite v Helenski grapi. Drugi horizont se makroskopsko loči od prvega in tretjega po tem, da vsebuje tri plasti, debele do 60 cm in več manjših gomoljev zelenkasto sivega mikritnega apnenca z detritično primesjo. Sam skrilavec je črn in se iverasto kroji; v tanjših polah se med njim javlja lapor z 32 % kalcijevega karbonata. Debelina drugega klastičnega horizonta znaša 14 metrov. Za njegovo talnino je značilna okrog pol metra debela plast apnenca, bogata s skeleti školjčnih lupin in krinoidnih ploščic, tako imenovana lumakelna plast, ki preide navzgor v plast rumenkasto rjavega oolitnega apnenca, debelo 40 cm.

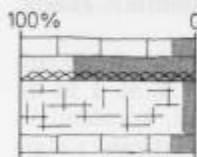
Zgornji del karnijskih plasti (Helenska grapa) kaže nekoliko drugačen razvoj kot spodnji (profil Navršnik). V tem delu ciklična sedimentacija preneha, oziroma se javlja le v sledovih, apnenec postaja bolj tankoplastovit in je večkrat prekinjen s tanjšimi polami laporja. Pojavi se tudi 35 metrov debel horizont masivnega dolomita. Večji del plasti, debelih po 15 do 60 cm, pripada po strukturi mikritnemu in biomikritnemu apnencu sive ter rjave barve, ki vsebuje pod 10 % alokemov in fosilov (mudstone). Apnenec je delno rekristaliziran v mikrosparit in tudi rahlo dolomitiziran. Med fosili opazujemo foraminifere, skeletne in neskeletne alge, školjčne lupine, ploščice krinoidov, spikule spongij ter ostrakode, med alokemi pa so zastopani predvsem drobni peleti. Redki mikritni plastiklasti merijo do 2 mm. V primerjavi z vzorci iz spodnjega dela karnijskih plasti vsebuje apnenec iz Helenske grape manj fosilov ter večjo primes detritičnega materiala, predvsem mineralov glin. Tako lahko nekatere vzorce prištevamo kar v skupino laporatega apnenca, saj vsebujejo 82 do 94 % karbonata. Med nekarbonatnimi minerali najdemo poredko tudi do 50 μm velika zrna glavkonita in do 100 μm velike kristale avtigenega kremena, medtem ko je piritni pigment pogost. Energijski indeks vzorcev je nizek (1 do 2) in kaže na mirno okolje sedimentacije. V posameznih vzorcih je opazna tudi bioturbacijska tekstura. Dolomit je kasnodiaogenetskega nastanka in ima obliko romboedrov, velikih 50 do 400 μm , ki večkrat kažejo lepo conarno rast; njegov delež cenimo do 15 %.


Serijska ploščatega apnenca preide po 30 metrih nad drugim skrilavcem v okrog 35 metrov debel paket rjavkastega drobnozrnatega dolomita. Vzorci

LITOLOGIJA - LITHOLOGY



	Plastoviti dolomit Bedded dolomite
	Masivni dolomit Massive dolomite
	Plastoviti apnenec Bedded limestone
	Masivni apnenec Massive limestone
	Laporasti apnenec Marly limestone
	Oolitni apnenec in dolomit Oolitic limestone and dolomite
	Onkoidni apnenec Oncoidal limestone
	Stromatolitni apnenec Stromatolitic limestone
	Lapor Marl
	Skrilavec in peščenjak Shale and sandstone

STOPNJA DOLOMITIZACIJE APNENCA
DOLOMITIZATION EXTENT














	Dolomitni romboedri Dolomite rhombohedrons
---	---

ALOKEMI - ALLOCHEMS




	Peleti - Pellets
	Intraclasti - Intraclasts

Energ. indeks Plumley and
Energy Index others 1962

FOSILI - FOSSILS

	Foraminifere Foraminifers
	Školjke - tankolupinske Pelecypods - thinshelled
	Školjke - debelolupinske Pelecypods - thickshelled
	Megalodontidae
	Polži Gastropods
	Ehinodermi Echinoderms
	Skeletne alge Skeletal algae
	Neskeletne alge Nonskeletal algae
	Ostrakodi Ostracods
	Radiolarije Radiolaria
	Spikule spongij Sponge spicules

TEKSTURA - STRUCTURE

	Izsušitvene pore Shrinkage pores
	Geopetalne zapolnitve Geopetal feature
	Bioturbacija Bioturbation

STRUKTURNI TIP APNENCA
TEXTURAL TYPE OF LIMESTONE
(Dunham 1962)

M	Mudstone
W	Wackestone
P	Packstone
G	Grainstone
B	Boundstone

Sl. 2. Litostratigrafsko zaporedje karnijskih plasti vzdolž Helenskega potoka in v re-
virju Navršnik v Mežici

Fig. 2. Lithostratigraphic sequence of the Carnian beds along the Helenski Potok and
in the Navršnik mine at Mežica

Tabela 1. Mineralna sestava in delež karbonata v klastičnih horizontih med karbonatnimi plastmi

Table 1. Mineral composition and carbonate content in clastic rocks interbedded within Carnian carbonate succession

Mineral	1.klast.horizont	2.klast.horizont	3.klast.horizont
	1 st elastic horizon	2 nd elastic horizon	3 rd elastic horizon
kremen - quartz	xxxx	xxxx	xx
kalcit - calcite	x	xxx	xxxxx
illit - illite	xxx	xx	xx
klorit - chlorite	xxx	xx	xx
plagioklaz - plagioclase		x	
mikroklin - microcline	xx	x	
pirit - pyrite	x	x	5
dolomit - dolomite	8	x	
delež karbonata	5,5 - 8,2 %	32,5 - 41 %	47 - 68,5 %
carbonate content			

Röntgenske analize: M. Mišič, Geološki zavod, Ljubljana

X-ray diffraction pattern by M. Mišič, Geological Survey, Ljubljana

tega dolomita pripadajo po strukturi rekristaliziranemu mikrodolosparitu in biosparitu z redkimi konturami peletov, skeletnih alg in foraminifer. Dolomit vsebuje okrog tri odstotke medzrnskih por, ki so v kamenini razporejene enakoverno. Spodnja meja apnenca in dolomita je ostra, navzgor pa dolomit postopoma prehaja najprej v rumenkasto rjavi apnenec, ki postaja vedno temnejši in bolj siv ter vsebuje številne lupine drobnih megalodontnih školjk. Apnenec nad dolomitom doseže debelino devet metrov.

Neposredno pod tretjim klastičnim horizontom leži plastoviti (20 do 50 cm) rjavkasti oolitni apnenec v skupni debelini sedem metrov (tabla 2, sl. 1 in 2). Apnenec je izredno bogat s fosilnimi školjkami, brahiopodi, polži, koralami in predvsem s ploščicami krinoidov. Številni organski skeleti so inkrustirani z alginimi ovoji in tvorijo jedra onkoidov, velikih do dva centimetra. Po strukturi klasifikaciji uvrščamo apnenec v onkosparit, saj so pravi ooidi le v podrejeni količini ali celo v sledovih. Cement med bioklasti je neenakoverno zrnati sparit; zrna so velika do 150 μm . Nastal je v dveh generacijah — kot obrobni cement generacije A in kot mozaični sparit generacije B v osrednjih delih medprostorov. Preiskani vzorci kažejo na precej razgibano okolje sedimentacije; njihov energijski indeks znaša 3 do 4.

Na onkosparitnem apnencu leži temno sivi skrilavec, debel 15 metrov, ki predstavlja 3. klastični horizont v karnijskih plasteh. V spodnjem delu se med skrilavcem javljajo redke tanke plasti temno sivega biomikritnega apnenca s posameznimi krinoidnimi ploščicami, temen mikritni dolomit in olivno sivi apnenčev peščenjak s skrilavo kroitvijo. V vrhnjem delu se skrilavec menjava z laporjem. Vsebnost karbonata se hitro spreminja in znaša 20 do 85 %.

Krovnino tretjega klastičnega horizonta, ki stratigrafsko pripada tuvalski podstopnji (B. Jurkovšek, 1978), tvori sprva temno olivno sivi laporni

Tabla 1 — Plate 1

Sl. 1 — Fig. 1

Biomikritni apnenec vsebuje foraminifere in fragmente moluskov. Mežica-Helenska grapa, $\times 20$

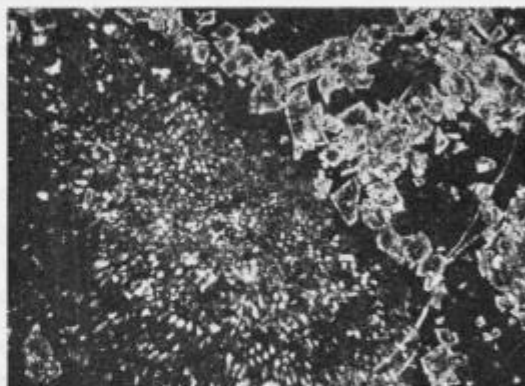
Biomictritic limestone (wackstone) contains foraminifers, and mollusc fragments. Mežica-Helena valley, $\times 20$



Sl. 2 — Fig. 2

Dolomitizirani apnenec z algo (Codiaceae) in različnimi kristali dolomita. Mežica-Navršnik, $\times 20$

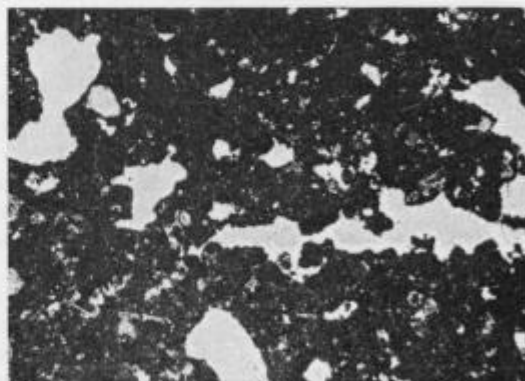
Dolomitic limestone with alga (Codiaceae) and conspicuous dolomite crystals. Mežica-Navršnik, $\times 20$



Sl. 3 — Fig. 3

Izsušitvene pore v mikritnem apnencu. Mežica-Navršnik, $\times 20$

Shrinkage pores formed in micritic limestone. Mežica-Navršnik, $\times 20$



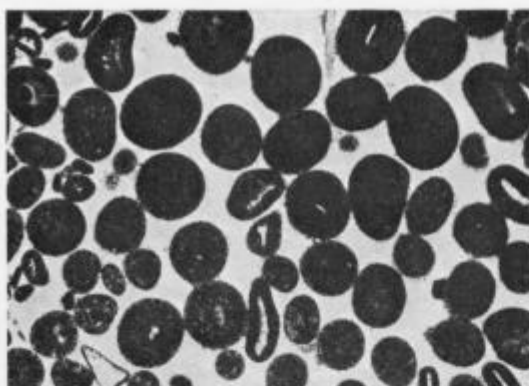


Tabla 2 — Plate 2

Sl. 1 — Fig. 1

Oosparitni apnenec. Mežica-Helenska grapa, $\times 20$

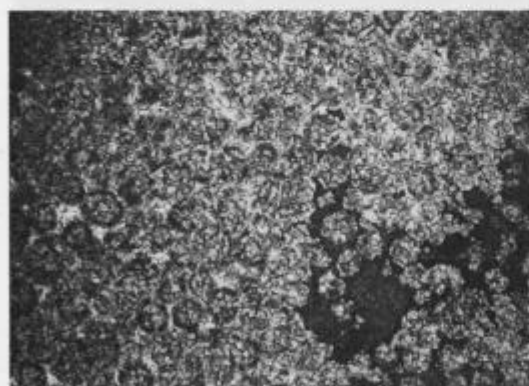
Oosparitic limestone (grainstone). Mežica-Helena valley, $\times 20$



Sl. 2 — Fig. 2

Oobiosparitni apnenec. Med ooidi so pomešane ploščice ehinodermov in školjčne lupine. Nekatere lupine so prevlečene z alginimi ovoji. Mežica-Helenska grapa, $\times 20$

Oobiosparitic limestone (grainstone) contains echinoid plates and pelecypod shells. Some shell debris overgrown with non-skeletal algal coatings. Mežica-Helena valley, $\times 20$



Sl. 3 — Fig. 3

Zrnati dolomit iz vrhnjega dela karnijske stopnje. Ohranjena je prvotna oolitna struktura kamnine. Medprostora (temna polja) zapolnjuje sparitni kalcit. Mežica-Helenska grapa, $\times 20$

Sparry dolomite from the uppermost layer of the Carnian stage. Note the primary oolitic texture still preserved. Pores (dark) filled by sparry calcite. Mežica-Helena valley, $\times 20$

apnenec, debel osem metrov, nato pa se menjavata med seboj svetlejši ploščasti in masivni apnenec. Lateralno prehaja masivni apnenec v zrnati dolomit. Po strukturi uvrščamo apnenec v rekristalizirani biomikrit in pelmikrit, ki kaže na sedimentacijo v mirnejšem okolju. Na občasno bolj razgibano sedimentacijsko okolje v litoralnem pasu pa sklepamo po treh tanjših plasteh dolomitiziranega onkosparitnega apnenca z redkimi ooidi. Meja med karnijskimi in noriškimi plastmi je litološka in je omejena na prehodne plasti ploščastega jedrnatega apnenca v svetlo rumenkasto rjavi, rahlo bituminozni dolomit noriške stopnje. Dolomit je drobno in srednjezrnat, s 50 do 200 μm velikimi zrni in hipidiotopično strukturo. V treh vzorcih je prvotna struktura kamenine še delno ohranjena in kaže na drobnozrnat apnenec (tabla 2, sl. 3). Posamezne pore v dolomitu, velike do dva milimetra, zapolnjuje kasnodiaogenetski kalcitni cement.

Profila karnijskih plasti v Navršniku in v Helenski grapi smo preiskali tudi geokemično. Analizirali smo vsebnost svinca in cinka, in sicer s kolorimetrično ditizon metodo. Rezultati geokemičnih analiz 52 vzorcev so v mejah geokemičnega praga; za oba elementa ne presegajo vrednosti 50 ppm. Izjema je le vložek lapornatega apnenca v vrhnjem delu drugega karnijskega klastičnega horizonta, ki vsebuje 600 ppm svinca ter 1250 ppm cinka.

Sedimentacijsko okolje

Na podlagi mikrofacialnih značilnosti preiskanih vzorcev sklepamo, da so se karnijske kamenine na ozemlju vzhodnih Karavank odlagale na plitvem šelfu za grebenom, tj. v mirnem sedimentacijskem okolju.

V spodnjem delu julijsko-tuvalskih plasti (profil Navršnik) opazujemo 20 ciklotem, ki merijo 1 do 22 metrov. Vmesne plasti, ki prekinjajo monotoni razvoj debeloplastovitega biomikritnega apnenca, debele do 60 cm, kažejo na občasno medplimsko in nadplimsko sedimentacijo v litoralnem okolju. Teksturine oblike, po katerih sklepamo na litoralne razmere, so izsušitvene pore, stromatolitne lamine in gravitacijski cement. Apnenec je mikrofacialno zelo podoben rudonosnemu wettersteinskemu apnencu pod prvim klastičnim horizontom (I. Strucl, 1977, neobjavljeno poročilo).

Zgornji del julijsko-tuvalskih plasti (profil Helenska grapa) kaže nekoliko drugačen razvoj. Ciklotem tu ni več, apnenec je srednjeplastovit in vsebuje v primerjavi s spodnjim delom profila več detritičnega materiala, predvsem mineralov glin. Energijski indeksi vzorcev je nekoliko nižji in delež alokemov ter fosilov manjši. Znakov litoralne sedimentacije tu ne zasledimo več. Ooidi in onkoidi, ki se nekajkrat javljajo v tanjših plasteh, predvsem v talnini klastičnih horizontov in so za karnijske plasti značilni, so po vsej verjetnosti nastajali v predelih medplimskih kanalov. To so kanali, do nekaj metrov globoki in lahko več sto metrov široki, po katerih se pretaka večina vode med plimo in oseko. Turbulenca, ki nastaja pri tem pretakanju, je bila dovolj močna za tvorbo ooidov in onkoidov. Karbonatno mikritno blato je bilo pri tem tipu sedimenta odplaknjeno; zato so fosili in alokemi številnejši ter dajejo videz lumakel.

Karnijski apnenec je večidel dolomitiziran. Dolomit je dveh generacij. Mikritni dolomit, ki nakazuje medplimsko sedimentacijo, je zgodnjediaogenetski.

Dolomitizacija je vezana na porne raztopine, bogate z ioni Mg^{2+} , ki so na področjih prostranih sabk pronicale po nekonsolidiranem karbonatnem blatu zaradi kapilarnih sil. Debelozrnati dolomit v lečah in debelih plasteh (profil Helenska grapa) ter izolirani romboedri v mikritni osnovi pa so kasnodiage-netska tvorba.

Karbonatna sedimentacija karnijskih plasti je bila nekajkrat prekinjena zaradi povečanega dotoka terigenega materiala. Takrat so se odlagali glinovec, meljevec in lapor, ki so kasneje, v času diagenetskih procesov, dobili skrilavo teksturo. Značilno je naraščanje karbonatnega deleža v klastičnih horizontih. Medtem ko vsebuje prvi klastični horizont 5 do 8 % kalcita, ga vsebuje drugi 30 do 40 % in tretji 50 do 70 %.

Lithologic succession of Carnian beds at Mežica

Summary

The space and time relationship between lead-zinc ores and the lithostratigraphic units in the sedimentary succession of Mežica was again and again an interesting subject of geological attention. The following facts are considered as essential by the authors. The local Carnian succession consists of Cordevolian limestone, partly dolomitized, and of Julian and Tuvalian carbonate rocks interbedded by three horizons of clastic rocks. Miners speak of first, second, and third shale. The first shale is considered to be a key horizon used to establish the position of the ore beds. It is well known from the mining practice that the most abundant ore occurs 10—25, 50—60, 90, and 130—150 meters below the first clastic horizon.

This report summarizes the result of a detailed study of lithologic properties recognized in thin sections of the Julian-Tuvalian carbonate rocks and clastic interbeds from the Navršnik and Helena sections.

Between the ore bearing Cordevolian limestone, designated as Wetterstein limestone, and the first clastic horizon a distinctive oolitic limestone occurs in the Navršnik section up to 60 cm in thickness. It is characterized by abundant pyrite grains. A similar oolite layer occurring under the second clastic horizon contains less pyrite granules and is associated with a lumachelle composed chiefly of pelecypod and crinoid fragments. The oolitic layer that occurs at the base of the third clastic horizon attains up to seven meters in thickness. Table 1 illustrates the mineral composition of the first clastic horizon the top layer of which is a greenish black sandy silt 60 cm thick. In the mineral composition of the silt quartz predominates associated with potassium feldspar. A light pinkish gray thick-bedded limestone in the interval between the first and second clastic horizon highly resembles the ore-bearing Wetterstein limestone. For this reason it is called pseudo-Wetterstein. Its characteristic feature is a cyclothem development which owes its origin to 19 layers showing oncolite and stromatolite sedimentary structures. The rock is a homogeneous pure biopelmicrite containing up to 30 percent allochems (wackestone). Codiaceae and Solenoporaceae are the most abundant algal structures found in many limestone samples. Among other fossil fragments are common thin-shelled pelecypods, microgastropods, foraminifers, and non-skeletal algae, while echinoderms and

ostracodes are restricted to the uppermost portion of the succession. Pellets and fossil fragments are embedded in micritic calcite. A low and very low energy index is indicated by the samples. Some of the samples are bioturbated. The limestone is partly dolomitized and showing irregular shrinkage pores. Dolomite rhombohedrons up to 400 μm in diameter owe their origin to a late diagenesis. Their content is up to 20 percent in general, but it amounts to 80 percent in the stromatolite and oncoid varieties. This dolomite variety is fine grained (maximum 120 μm in diameter) and points to an early diagenesis in littoral environment. The rocks of the interval between the first and second clastic horizon appear to have been deposited in relatively quiet water environments. By the shrinkage pores intertidal and supratidal conditions are indicated.

The upper portion of the Carnian lithostratigraphic succession recorded from the Helena valley shows some differences compared with the Navršnik mine given above. First of all rhythmic sedimentation becomes inconspicuous. The thinbedded micritic limestone is intercalated with marl. A characteristic feature is massive dolomite 35 meters thick. Besides the limestone contains less fossils and more and more detrital admixture, mainly clay minerals and minor glauconite and authigenic quartz. A low water energy index (1—2) indicates quiet water environments. Glauconite accumulated near the continental shore in a somewhat deeper shelf sea and points to a low rate of deposition.

Protracted deposition of marine limestone during Upper Triassic (Julian-Tuvalian) time did not go on without interruption as it is evidenced by three intervals of rocks of derivative origin, such as sandstone, siltstone, shale, and marl. Each particular clastic horizon begins with oolitic and oncoid limestone containing pyrite. In general the amount of calcium carbonate is increasing from 5—8 percent in the first clastic interval up to 70 percent in the uppermost horizon, where marl prevails over shale. At the same time the pyrite granules being characteristic of the lowermost oolitic interbed, are only sparingly present within the uppermost one. The content of lead and zinc in the Julian-Tuvalian rocks does not exceed the background occurring in the Mežica area.

Literatura

Bauer, F. K. 1970, Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. *Jahrb. Geol. B. A.*, 189—246.

Brigo, L., Kostelka, L., Omenetto, P., Schneider, H. J., Schroll, E., Schulz, O., & Strucl, I. 1977, Comparative Reflections on Four Alpine Pb-Zn Deposits; v: D. D. Klemm & H. J. Schneider (eds.): *Time-and Strata-Bound Ore Deposits*. Springer Verl., 273—293, Berlin.

Castellarin, A. et al. 1979, The Triassic of the Southern Alps. Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium, on Triassic Stratigraphy in Southern Alps. *Field Guide-Book*, Bergamo, Italy, June 1979, 1—6.

Granigg, B. & Koritschoner, J. H. 1914, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugesbietes von Miess in Kärnten. *Zeitschrift für praktische Geologie*, XXII. Jahrgang, 1914.

Jelen, B. & Kušej, J. 1982, Kvantitativna palinološka analiza julijskih klastičnih kamenin v mežiškem rudišču. *Geologija*, 25/2, Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1978, Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice. *Geologija* 21/2, 173—208, Ljubljana.

Kostelka, L. 1971, Introduction to the Lead-Zinc-Deposits of Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Austria); v: G. Müller (ed.): Sedimentology of parts of Central Europe; VIII Int. Sediment. Congress, 273—283, Heidelberg.

Placer, L. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom. Diplomsko delo, Katedra za geol. in paleont. Univ. Ljubljana.

Ramovš, A. 1973, Biostratigrafske značilnosti triasa v Sloveniji. *Geologija* 16, 379—388, Ljubljana.

Strucl, I. 1961, Geološke značilnosti mežiškega rudišča s posebnim ozirom na kategorijo rudnih zalog. *Geologija* 6, 251—278, Ljubljana.

Strucl, I. 1962, Rezultati novejših geoloških raziskav v širši okolici mežiškega rudišča. *Geologija* 7, 43—53, Ljubljana.

Strucl, I. 1970 a, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. *Geologija* 13, 5—20, Ljubljana.

Strucl, I. 1970 b, Poseben tip mežiškega svinčevo-cinkovega orudenjenja v rudišču Graben. *Geologija* 13, 21—34, Ljubljana.

Strucl, I. 1971, On the Geology of the Eastern Part of the Northern Karawankes with Special Regard to the Triassic Lead-Zinc-Deposits; v: G. Müller (ed.): Sedimentology of parts of Central Europe; VIII Int. Sediment. Congress, 285—301, Heidelberg.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Verlag d. geol. R.-A. Wien.

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. *Geologija* 3, 24—80, Ljubljana.

UDK 552.48(234.321.43)(497.12) = 863

Pohorski eklogit

Eclogite from the Pohorje Mountains

Ana Hinterlechner-Ravnik

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

V polimetamorfnih terenih Pohorja nastopa eklogit povečini kot majhne budinirane leče v almandinovo-muskovitnem blestniku. Eklogit je neposredno vezan na amfibolit in na serpentinit. Vse te kamenine so najbolj razširjene nad Slovensko Bistrico ob globokem prelomu, ki verjetno ustreza znanemu periadriatskemu lineamentu. Serpentinit prihaja na površje na dolžini skoraj pet kilometrov ob amfibolitu. Največja eklogitova leča ne preseže enega kilometra. Podana je optična in kemična analiza eklogita in njegovih mineralnih faz. Avtor sklepa na istočasno skupno progresivno in retrogradno metamorfozo eklogita in njegove pri-kamenine.

Abstract

In the polymetamorphic terrains of the Pohorje Mountains eclogite is encountered as small lenses usually boudin shaped in almandine-muscovite schist. Eclogite is associated with amphibolite and serpentinite. The largest assemblage of these rocks occurs at Slovenska Bistrica along a deep fault which may be related to the prominent Periadriatic lineament. The serpentinite body extends for five kilometers. The amphibolite band is still larger and the eclogitic lens does not exceed one kilometer. Eclogite and its mineral phases were analysed optically and chemically. Some conclusions about the crystallization of eclogite and its surrounding rocks are given.

1. Uvod

Pri dosedanjih raziskavah smo pohorske metamorfne kamenine ločili na dve skupini: 1. kamenine zelenega skrilavca in 2. kamenine almandinovo-amfibolitnega faciesa z eklogitom. Metamorfno zaporedje je zelo moteno zaradi starejše in mlajše tektonike. Zato je prva skupina razvita le podrejeno. Glede na pogostnost almandina ter prisotnost stavrolita, kianita in eklogita v globljem delu zaporedja smo uvrstili metamorfne kamenine v Barrowo facialno serijo. Pri srednjem geotermičnem gradientu v almandinovo-amfibolitnem faciesu ni

moči ugotoviti nobene conarnosti po mineralih, značilnih za določeno stopnjo metamorfoze. Progressivni metamorfozi je sledila retrogradna, ki je izražena v različnih delih pohorskega metamorfne zaporedja.

Po stopnji metamorfoze in po značilnih kameninskih vključkih ter predvsem na podlagi kemizma metapelitov in metabazitov smo psevdostatigrafsko zaporedje pohorskih metamorfnih kamenin razčlenili na več delov, ki ustrezajo nastanku v različnem paleogeografskem okolju v dobi pred metamorfozo in leže danes konkordantno in diskordantno drug na drugem.

Po eklogitovih mineralnih fazah in geoloških razmerah v njegovih nahajališčih sklepamo, da je eklogit nastal v almandinovo-amfibolitnem faciesu skupaj s prikamenino.

Najprej se bomo na kratko seznanili z današnjimi pogledi na klasifikacijo metamorfnih kamenin in s starostjo metamorfoze v Vzhodnih Alpah. Nato bodo sledila poglavja o pohorskih metamorfnih kameninah s posebnim ozirom na eklogit. Končno bomo poizkusili podati zvezo med strukturami in mineralnimi asociacijami polimetamorfnih pohorskih kamenin ter med regionalnimi geološkimi dogodki. Sledovi globalne tektonike se namreč ohranijo med rekristalizacijo.

2. Metamorfoza in klasifikacija metamorfnih kamenin

Metamorfoza je proces, v katerem kamenina v trdnem stanju prilagodi svojo mineralno sestavo in strukturo fizikalnim in kemičnim vplivom, ko se znajde v novem okolju, drugačnem od tistega na Zemljinem površju.

Fizikalni in kemični pogoji metamorfoze se razlikujejo od tistih, pri katerih je prvotna kamenina nastala in se diagenetsko spremenila. Spremembe kamenin na Zemljinem površju (preperevanje) in kemične spremembe zaradi metasomatoze ne štejejo k metamorfozi in popolna stalitev tudi ne. Metamorfne kamenine nastajajo torej iz obstoječih kamenin v okolju, kjer se bistveno spremenita pritisk in temperatura. Navadno sta pritisk in temperatura višja, kot sta bila v okolju nastanka sedimentnih kamenin, in nižja kot pri nastajanju magmatskih kamenin. Metamorfne kamenine pa nastajajo tudi zaradi mehaničnih sil brez dviga temperature. Skupen učinek vseh procesov v zvezi z orogenetskimi premikanji in diferencialnimi pritiski, pri katerih se struktura in mineralna sestava tako spremenita zaradi drobljenja in striga pri nizki temperaturi, da nastane nova — metamorfna kamenina, imenujejo dinamična metamorfoza, ki ima regionalni obseg. Kataklastična in dislokacijska metamorfoza pa so spremembe zaradi drobljenja in granuliranja ob prelomih in narivih, torej zaradi mehaničnih sil brez bistvenega dviga temperature.

Metamorfoza je izokemičen proces; z naraščajočo stopnjo metamorfoze se manjša le količina lahkotopljenih snovi, predvsem H_2O in CO_2 . Obe komponenti, zlasti voda, pa sta nujno potrebni za mineralne spremembe.

Razne vrste kataklastičnih kamenin se ločijo po velikosti zrn in po stopnji prekrystalizacije. Nastanejo breče in miloniti, po intenzivni rekristalizaciji pa filiti ali očesni gnajsi (W. G. Ernst, 1977).

Rekristalizacijo iz višje metamorfne stopnje v nižjo označujemo kot retrogradno metamorfozo ali diaforezo. Te vrste rekristalizacija je posledica ponovnega dotoka H_2O in pogosto tudi CO_2 , potem ko se je močno znižala tem-

peratura v primerjavi s prvotno, visoko stopnjo metamorfoze; v plinastem stanju sta prodirala po razpokah, ki so nastajale ob istočasnem premikanju plasti. Retrogradna metamorfoza je omejena na določene cone (H. G. F. Winkler, 1976).

Pri študiju metamorfnih kamenin so razni avtorji postavljali vedno nova načela klasifikacije in jih dopolnjevali. Prva klasifikacija metamorfnih kamenin temelji na normalnem geotermičnem gradientu; glede na globino razlikuje kamenine epicone, mezocone in katacone. Uvedel jo je U. Grubenmann leta 1904 in jo dopolnil skupaj s P. Nigglijem leta 1924 (H. G. F. Winkler, 1970). V temperaturnem gradientu se pogosto kažejo anomalije. Nastanejo bodisi po vdoru večjih količin vroče magme v više ležeče kamenine, bodisi v conah močne orogeneze, kjer je granitna magma regionalno dvignjena, in ob globokih prelomih.

Za razvrstitev metamorfnih kamenin ustreza v določeni meri sistem metamorfnih faciesov in subfaciesov. Pojem metamorfnega faciesa je leta 1915 uvedel P. Eskola. Po definiciji iz leta 1939 je metamorfnemu faciesu prištel kamenine, ki imajo pri enaki kemični sestavi enako mineralno sestavo (P. Eskola, v: T. F. W. Barth et al., 1970), pri različni kemični sestavi pa se mineralna sestava spreminja po določenih zakonitostih. Bistvo klasifikacije metamorfnih kamenin po principu faciesov je, da vsakemu faciesu ustreza ostro omejeno polje pritiska in temperature. Tej odvisnosti pa se je Eskola v svojih poznejših formulacijah faciesa izogibal. Tako je bila njegova definicija statična shema klasifikacije metamorfnih kamenin po metamorfnih mineralnih asociacijah. V Eskolovih publikacijah je torej precej nejasnosti glede relativne zveze med petrološkimi in fizikalnimi pogoji metamorfoze, ki karakterizirajo facies (F. J. Turner, 1968). Definicijo metamorfnega faciesa so zato razni avtorji spreminjali in dopolnjevali. Po Miyashirovi formulaciji pripadajo določenemu metamorfnemu faciesu kamenine, ki nastajajo v določenem območju temperature in pritiska ter pri določenem kemičnem potencialu H_2O (A. Miyashiro, 1973).

Metamorfni facies obsega kamenine različne kemične in mineralne sestave, nastale pri določenem pritisku in temperaturi, potrebnih za stabilnost značilnih mineralov. Vendar ima vsak facies ime po eni sami kamenini, npr. facies zelenega skrilavca, amfibolitni facies. Značilne minerale za stopnjo metamorfoze dajejo v območju nizkega pritiska in temperature predvsem baziti, v območju visokega pritiska in temperature pa metapeliti. Na podlagi značilnih mineralov so kasneje delili faciese na subfaciese. Meje metamorfnih (sub)faciesov predstavljajo značilne mineralne spremembe.

Polja metamorfnih faciesov v naravi niso ostro omejena. Bistveni vzrok za to so predvsem postopne mineralne spremembe zaradi pojava trdnih kristalnih raztopin v metamorfnih kameninah. H. Ramberg je takole definiral metamorfni facies: Kamenine, nastale v določenem polju temperature in pritiska, ki ga označuje stabilnost značilnih mineralov za določeno stopnjo metamorfoze, pripadajo istemu mineralnemu faciesu (cit. po: A. Miyashiro, 1973).

P. Eskola je uvedel osem metamorfnih faciesov: facies zelenega skrilavca, epidotovo-amfibolitni, amfibolitni, piroksenovo-rogovčev, granulitni, saniditni, facies glavkofanovega skrilavca in eklogitni facies. D. S. Coombs (cit.

po A. Miyashiro, 1973) je dodal za območje nizkih pritiskov in temperatur zeolitni in prehnitno-pumpellyitni facies. Razni avtorji so predlagali še druge faciese; sistem razčlenitve je postal zato nepregleden. Ker je relativno težko presoditi vrednosti pritiska in temperature že med naštetimi različnimi polji, je Miyashiro odsvetoval uvajanje novih faciesov in njihovo delitev na subfaciese. Faciese je združil v facialne serije ustrezno geotermičnemu gradientu. S progresivno stopnjo metamorfoze je ločil v odvisnosti od pritiska tri vrste metamorfoze.

Tudi F. J. Turner (1968) je opustil pojem metamorfnega subfaciesa. H. G. F. Winkler (1970) pa je odpravil celo faciese, ki jih je prvotno tako natančno razčlenil (H. G. F. Winkler, 1965, 1967). Ponovno je uvedel pojem »izograda«, ki ga je leta 1924 postavil C. E. Tilley. Izograda je črta, ki veže točke, kjer je metamorfoza dosegla enako stopnjo. To je pravzaprav presečnica izogradne ploskve z Zemljinim površjem in pomeni mejo med sosednjima faciesoma ali conama kamenin, ki so dosegle različno stopnjo metamorfoze. Označujejo jo minerali, značilni za določeno stopnjo metamorfoze.

H. G. Winkler (1974, 1976, 1979) je razdelil metamorfne kamenine po stopnji metamorfoze na štiri skupine: zelo nizko, nizko, srednje in visoko metamorfozirane kamenine.

Fizikalni pogoji metamorfoze, kot so prikazani s petrogenetsko mrežo v raznih inačicah, so bili določeni na različne načine. Tlak se za določeno globino lahko izračuna, če je znana gostota kameninskega stebra. Enak je produktu srednje vrednosti gostote ter težnega pospeška in globine. Za določitev temperature pa je več možnosti. Lahko jo ocenimo, če poznamo geotermični gradient, toplotno prevodnost in radiogeno toplotno produkcijo kamenin ter gostoto Zemljinega toplotnega toka. Večinoma je bila temperatura dobljena po primerjavi temperature, določene eksperimentalno med kristalizacijo mineralov v laboratoriju s tisto, ki nastopa v naravi. Neposreden podatek o temperaturi kristalizacije dobimo z meritvijo frakcioniranih kisikovih izotopov. Razmerje izotopov kisika namreč ni odvisno od pritiska, temveč le od temperature kristalizacije.

Ceprav so eksperimentalni podatki zelo točni, je v posameznih primerih težko oceniti pritisk in temperaturo kristalizacije določene metamorfne kamenine. Eden od vzrokov za to so različne geološke interpretacije. Eksperimentalna kristalizacija se izvaja na enostavnih kemičnih zmesih, ki se razlikujejo od kompliciranega kemizma naravnih kamenin. Razen tega je vedno možno, da med metamorfozo ni bilo doseženo niti kemično niti izotopsko ravnotežje, ki ga teoretično večinoma predpostavljamo.

Opazovanje na terenu kaže, da metamorfoza na določenem območju ne sledi samo enem temperaturnemu gradientu. Definicija metamorfoze kot mineralne in strukturne prilagoditve naraščajočemu pritisku in temperaturi torej ne ustreza povsem. Študij metamorfoze je pomemben za reševanje osnovnih geoloških problemov. V metamorfnem terenu je razporeditev pritiska in temperature, in deloma tudi kemične sestave, posledica globalne tektonike. Metamorfne kamenine je zato treba študirati tudi s tega vidika in ne samo s stališča posameznih mineralov ali mineralnih združb. Metamorfoza poteka v zelo različnih geoloških okoljih, ki se razlikujejo med seboj po združbah metamorfnih mineralov.

Teorija o tektoniki plošč je prinesla v geologijo povsem drugačna gledišča, kot so veljala na začetku 19. stoletja. Zato takratna terminologija ne ustreza povsem za področje metamorfnih kamenin. Metamorfozo velikega obsega, vezano na geosinklinale, so imenovali regionalna. Po današnjem pojmovanju so pogoji za metamorfozo izpolnjeni na orogenih območjih, v subdukcijskih conah in v oceanskih grebenih.

Metamorfozo velikega obsega v orogenih terenih označujemo še vedno kot regionalno. Po Miyashiru bi zanjo bolj ustrezal izraz orogena metamorfoza, za tisto v srednjeoceanskih grebenih pa metamorfoza oceanskega dna.

V orogenih območjih potekata povečini drug ob drugem dva regionalna metamorfna pasova podobne starosti, a različnega faciesa. Zato je Miyashiro vpeljal pojem parnih metamorfnih pasov. Nastajanje parnih metamorfnih pasov je posledica subdukcije oceanske plošče ali pa otočnega loka pod kontinentalni rob. V plošči, ki se podriva, so pri višjih pritiskih in nizkih temperaturah nastale drugačne mineralne asociacije in strukture kot v skorji nad njo, kjer vladajo visoke temperature ob relativno nižjih pritiskih.

Tudi v spodnjem delu Zemljine skorje, posebno v ščitih, stalno poteka metamorfoza velikega obsega. Isto se dogaja v zgornjem Zemljinem plašču. Vendar so ta območja slabo dostopna in zato slabo raziskana. Kontaktna metamorfoza pa ima samo lokalni obseg in nima zveze z velikimi geološkimi premiki, ki povzročajo regionalno metamorfozo.

3. Starost metamorfnih procesov v Vzhodnih Alpah

Centralni deli Vzhodnih Alp so bili narinjeni na mezozojske sklade med alpsko orogenezo v terciarni periodi. Visoka stopnja metamorfoze njihovih kamenin pa je bila dosežena že veliko preje. Pravo starost metamorfoze je težko določiti 1. ker ni znana starost izhodnih kamenin in 2. ker so bile kamenine večkrat metamorfozirane in je vsaka mlajša metamorfoza bolj ali manj zbrisala starejšo. Mnenja raziskovalcev o starosti posameznih metamorfnih faz v Vzhodnih Alpah so zato neenotna. Tudi radiometrične določitve starosti kamenin ne prispevajo k rešitvi problema, ker razni raziskovalci različno interpretirajo iste radiometrične analitske podatke o prvi metamorfozi določene kamenine v polimetamorfnih terenih. Problem pa je zanimiv, kajti čim starejša je bila prva metamorfoza, tem starejše so izhodne sedimentne kamenine z vključenimi predorninami. Naj omenimo samo nekaj mišljenj o starosti vzhodnoalpskega kristalinika. Pri študiju metamorfnega zaporedja Svinške planine v preteklih dveh desetletjih so številni raziskovalci privzeli Clarovo in Fritschevo mnenje, da predstavlja to zaporedje, ki vključuje zelo žibko in močno metamorfozirane kamenine, naluskano večkratno ponovitev paleozojskih skladov: ordovicjskega pelita z vključki bazitov, silurskega skrilavca in devonskih karbonatnih kamenin (E. Clar et al., 1963). Strukture teh progresivno metamorfoziranih kamenin celotnega zaporedja so namreč enotne. Po Claru naj bi bil vzhodnoalpski kristalinik avtohton. V njem naj bi bila izražena ena sama metamorfoza, ki se je končala z retrogradno, in sicer najkasneje v sudetski ali bretonski fazi variscijske orogeneze, tj. pred 325 oziroma 345 milijoni let, kar ustreza intervalu spodnjekarbonske periode. Retrogradna metamorfoza po Claru ni posledica alpskega narivanja, temveč končnega učinka ene same

metamorfoze. Avtorica te razprave je v svojem delu prvotno privzela Clarovo mnenje tudi za razmere na Pohorju (A. H. - Ravnik, 1971 in 1973). Vendar se je pozneje pokazalo, da je kristalizacijsko zaporedje v Vzhodnih Alpah veliko bolj komplicirano in geokronološko še ni dokončno rešeno.

A. Pilger in N. Weissenbach (1975) sta menila, da kažejo visoko-metamorfne kamenine Svinške planine na eno samo metamorfozo in sicer variscično, ki pa je bila večfazna. Več faz se zlasti lepo kaže v spodnjem delu metamorfnega zaporedja ob narivanju kataconalnih metamorfnih kamenin na mezoconalne (N. Weissenbach, 1965). Pri tem se je zoisitov amfibolit zaradi velikega pritiska med narivanjem spremenil najprej v eklogit, v končni fazi metamorfoze pa je prešel eklogit ob narivanju retrogradno v amfibolit. Spremembe so posledica geološkega okolja v skladovnici kamenin eklogitnega horizonta, zaprtega za vodo, ob močnem nihanju pritiska.

Na Golici in Pohorju je prekristalizacijo kataconalnih mineralnih asociacij v mezoconalne ocenil A. Kieslinger (1928 in 1935) kot posledico velikega narivanja v globini. Retrogradno spremembo v stopnji kristalizacije je imenoval globinsko diafotorezo, ki se odraža v amfibolitizaciji eklogita. Na Pohorju so nastali v alpski diafotorezi filoniti, ki so starejši od tonalita (A. Kieslinger, 1935). H. Beck (1931) je našel diafotoritno cono v zgornjem delu mezoconalnega kristalinika na Svinški planini v talnini epiconalno kristaliziranega krškega pokrova. Zgornji, šibko metamorfni filitni del kameninskega zaporedja Svinške planine sestoji iz kamenin zgornjega ordovicija in s fosili dokazanega silurja oziroma devona (G. Kleinschmidt et al., 1975 a, b). Gre za marmor s krinoidi, filit, metakeratofir in bazične metavulkanite. Kamenine kažejo trojno luskanje, ki sta ga G. Kleinschmidt & J. Neugebauer (1975) imela za sinmetamorfno variscično. Pozneje je Kleinschmidt računal tudi z možnostjo zgodnjega alpskega oblikovanja tega dela zaporedja (v: Bögel et al., 1979). Po A. Pilgerju in N. Weissenbachu (1975) gre v celotnem metamorfnem profilu Svinške planine za eno samo metamorfozo; vendar sta po trojnem luskanju sklepala na možnost alpskega oblikovanja.

Na filitu leži v tektonskem kontaktu starostno ekvivalentna zelo šibko metamorfozirana štalenska serija zgornjeordovicijskih, silurskih in devonskih skladov, dokazanih s fosili. Verjetno predstavlja fine sedimente ob vulkanih otočnih lokov. Predornine so metabaziti, ki so izhajali iz Zemljinega plašča (J. Loe-schke, 1977). Strukture zelo šibko metamorfnih pelitov so v tej seriji neenotne in se po tem razlikujejo od šibko metamorfnih kamenin iste starosti v talnini. Zgornjekarbonske in permotriadne sedimentne kamenine ne sežejo prek štalenske serije. Po A. Tollmannu (1977) je bil filit skupaj s štalensko serijo naluskan in narinjen med alpsko orogenezo. Celotna narinjena enota ustreza krškemu pokrovu.

Petrološke in geokronološke raziskave južno od Turskega okna, ki jih v zadnjem desetletju vedno znova dopoljujejo F. P. Sassi et al. (1974 a, b) in S. Borsi et al. (1973 in 1978), kažejo, da je v metamorfnem zaporedju Vzhodnih Alp izraženih več metamorfnih ciklov, vezanih na povsem ločene orogene-nske faze. Parametamorfni skrilavec južno od Turskega okna vključuje amfibolit, ortognajs, pegmatoidni gnajs in redkeje očesni gnajs. Vsebuje stavrolit + + kianit + almandin ± sillimanit, kar ustreza kristalizaciji v Barrowi fa-cialni seriji. Južno od Turskega okna je eklogit redek (F. Purtscheller &

F. P. Sassi, 1975). Starost prve metamorfoze je po radiometrični analizi 497 ± 38 milijonov let. Zato je po S. Borsiju v Vzhodnih Alpah najstarejša kaledonska metamorfoza; nanjo naj bi bila vezana tudi orogeneza. Rb/Sr izohrona starost ortognajsa daje podatek 434 ± 4 milijonov let. Stari granitoidi so intrudirali kot posledica kaledonske metamorfoze.

Radiometrična Rb/Sr analiza biotita in muskovita iz ortognajsa pa kaže na starost 286 in 308 milijonov let. To ustreza hercinski rekristalizaciji, ki je potekala pri visokem geotermičnem gradientu in je povzročila delno retrogradno spremembo visokometamorfoziranega kompleksa in retrogradno spremembo eklogita.

Za določitev nizkega in visokega geotermičnega gradienta v filitnem območju je uvedel F. P. Sassi (1972) novo metodo, ki temelji na velikosti parametra b_0 belih sljud. Dve leti pozneje sta potrdila njeno veljavnost F. P. Sassi & A. Scolari (1974). Pri metamorfozi Barrowe vrste, to je pri nižjem geotermičnem gradientu, kristalizira sljuda, ki ima večji parameter b_0 , ker vsebuje večjo izomorfno količino celadonita. Metoda je uporabna samo v primeru enakega kemizma kamenine in enake temperature kristalizacije. Po Sassijevih podatkih je v Alpah sljuda variscičnega filita čisti muskovit. Torej ni kristalizirala v sklopu Barrowe vrste metamorfoze, ki ji pripadajo samo globlje ležeče bolj metamorfozirane kamenine v talnini filita. Variscični filit je v Alpah kristaliziral pri nizkem pritisku in visokem geotermičnem gradientu.

V bližini Turskega okna so sljude metamorfnih skrilavcev zelo pomlajene: radiometrična starost biotita je 16 do 28 milijonov let, muskovita pa 51 do 65 milijonov let. To dokazuje alpsko metamorfozo pri temperaturah 300 do blizu 500 °C za kristalizacijo biotita in malo nad 500 °C za muskovit. Alpska metamorfoza je bila zopet Barrowega tipa; v raziskanem območju sta kristalizirala kyanit in celadonit.

Južno, vendar v bližini Turskega okna, se nahajajo v metamorfnih kameninah periadriatske globočnine manjšega obsega. Radiometrično določena starost rensenskega granodiorita je 30 milijonov let, starost njegovega biotita, ki kaže na ohladitev masiva, pa 17 milijonov let. Ta podatek se ujema z zgoraj navedeno starostjo biotita v metamorfnih kameninah in kaže glede na majhen obseg globočin na regionalno ohladitev.

Južno od Turskega okna je izražena zelo močna filonitizacija kot posledica trčenja dveh plošč in narivanja (po S. Borsi et al., 1973 in 1978). Filonitizacija je izrazita na celotnem južnem robu Vzhodnih Alp. Alpska metamorfoza je deloma mlajša od filonitizacije.

G. Kleinschmidt et al. (1976) je na podlagi petroloških analiz presnel geokronološke ugotovitve z območja južno od Turskega okna na Svinško planino; prvi, najstarejši metamorfozi sta sledili denudacija in usedanje staropaleozojskih skladov s predorninami. Navidezna konkordantna progresivna meja med variscično nizko stopnjo metamorfoze ter predvariscično srednjo stopnjo metamorfoze poteka po skladih predvariscičnega muskovitnega skrilavca, v katerem se prekrivata izogradi stavrolita obeh metamorfoz. Prekrivata se tudi rasti stavrolita in kloritoida. Strukture, foliacija in lineacija so povsod identične; to je bil vzrok za E. Clarovo interpretacijo ene same metamorfoze v celotnem zaporedju metamorfnih kamenin Svinške planine in s tem tudi Vzhodnih Alp.

Vendar sta H. Heinisch in K. Schmidt (1976) Borsijeve in Sassi-jeve geokronološke podatke o oblikovanju vzhodnoalpskega kristalinika interpretirala tako, da je najstarejša metamorfoza v avstridih večfazna variscična. G. B. Vai pa je v diskusiji na sestanku o hercinskem in predhercinskem razvoju Vzhodnih Alp (v: H. Bögel et al., 1979) izrazil mnenje, da so izohroni podatki o kristalizaciji kamenin v polimetamornih terenih nesigurni. V celotnem mediteranskem prostoru je sklepal na metamorfozo na meji predkambrija in kambrija, ki ustreza mirni assyntski orogenezi. Iste metamorfne plasti so bile pozneje vključene v hercinsko orogenezo.

R. Schwiner (1951) in A. Thurner (1971) sta velik del vzhodnoalpskega kristalinika uvrstila v predkambrij. P. Mioč (1977) je predpostavil v metamornem zaporedju Pohorja in Kozjaka bajkalsko (560 milijonov let), takonsko (435 milijonov let) in variscično metamorfozo. Domnevo o možnosti assyntske metamorfoze v globljem delu metamorfika sta izrazila pri raziskavah na Svinški planini tudi F. Thiedig (1966) in F. Wurm (1968).

Iz tega nepopolnega pregleda podatkov vidimo, da so mnenja o starosti metamornih procesov v Vzhodnih Alpah zelo različna celo pri istih avtorjih. Kljub natančnemu geološkemu opazovanju in kljub petrološkim in radiometričnim analitskim podatkom so mnenja spekulativna. Vendar kažejo na prve metamorfne procese, ki so starejši od variscičnih, kakor tudi na najmlajše, alpske. Gre torej za polimetamorfne terene.

4. Pohorske metamorfne kamenine

Pri nas so alpske metamorfne kamenine odkrite na Strojni, Kozjaku in Pohorju (sl. 1). Njihova površina je okoli 820 km²; od tega odpade skoraj polovica na Pohorje. Grebeni, ki jih grade metamorfne kamenine, so bili močno dvignjeni med alpsko orogenezo. Predstavljajo ločene bloke, omejene z mladimi prelomi. Najgloblji del metamornega zaporedja seže na površje prav na južnem prelomnem robu Pohorja. Na zahodu je masiv omejen z labotskim prelomom, na severu pa z ribniško-selniškim tektonskim jarkom. Proti vzhodu so metamorfne kamenine pokrite z mladimi sedimenti severovzhodne Slovenije, ki so del obrobja Panonske udorine. Z globokimi vrtinami so jih našli na različnih globlinah: pri Moti, 6 km SE od Radince na desnem bregu Drave, na globini 395 m, pri Benediktu na 771 m, v okolici Murske Sobote na globini 1211 m in 1183 m (vrtini MS-1 in MS-2, sljudni skrilavec) ter v Filovcih pri 2582 m (vrtina Fi-1, amfibolit), pri Renkovcih na 2614 m (vrtina Fi-5). Na površju se metamorfne kamenine zopet pojavljajo v okolici Sotine na Goričkem.

Jedro Pohorja sestoji iz tonalita, ki ga obdajajo metamorfne kamenine (sl. 1). Na zahodnem Pohorju so v manjšem obsegu razviti zelo šibko in šibko metamorfozirani silurski, devonski in grōdenski skladi. Na njegovem severnem pobočju pa leže miocenske sedimentne kamenine. Tonalit in metamorfne kamenine predira dacit. Starost tonalita je po analogiji z intraperiadriatskimi magmatskimi kameninami, ležečimi južno od Turskega okna, srednjeoligocenska; starost dacita pa je, glede na njegove tufe pri Ribnici, srednjemiocenska — helvetska. Kontakti obeh magmatskih kamenin z metamornimi so ostri.

Manjši del pohorskih metamorfnih kamenin uvrščamo v facies zelenega skrilavca, večji del pa v almandinovo-amfibolitni facies. Zanimiv kameninski vključek v almandinovo-amfibolitnem faciesu je eklogit. Značilni minerali v metapelitih so almandin, kianit in stavrolit; v metabazitih zeleni amfibol in plagioklaz, ki večinoma vsebuje do 50 % an; v silikatnih kalcitno-dolomitnih skrilavcih tremolit, diopsid, zoisit, brezbarvni granat, sljude, mikroklin in visoko dovoljni različek skapolita (W. E. Tröger, 1971). Sillimanit je zelo redek relativno visoko v profilu.

Visokometamorfne kamenine globjega dela zaporedja pa niso samo progresivno kristalizirane, temveč sta jim bili pozneje vtisnjeni dve fazi retrogradne metamorfoze in še ponovna progresivna metamorfoza. Ti dogodki so vezani na ločene orogenetske procese.

Zaradi tektonskih premikov na Pohorju ne najdemo celotnega kameninskega razvoja vzdolž enega samega profila. Zato je stratigrafsko-metamorfno zaporedje sestavljeno iz več delnih profilov. Glede na geološke strukture, različno stopnjo metamorfoze in različne kameninske vključke smo razdelili to zaporedje na devet vulkansko-sedimentnih enot; pri tem smo upoštevali tudi kamenine severno od Drave.

1. Najglobje leže muskovitni, biotitni in očesni gnajs ter blestnik. Kamenine so prepredene s pegmatoidnim gnajsom. Amfibolita in serpentinita je zelo malo.

2. Drobnozrnate kamenine obsegajo protasti kianitov gnajs z velikim almandinom, marmor, amfibolit in pegmatoidni gnajs. Pogosto imajo blastomilonitno in protasto strukturo. Značilni so razpotegnjeni agregati kianita, ki predstavljajo psevdomorfozo; redko vsebujejo tudi fini stavrolit.

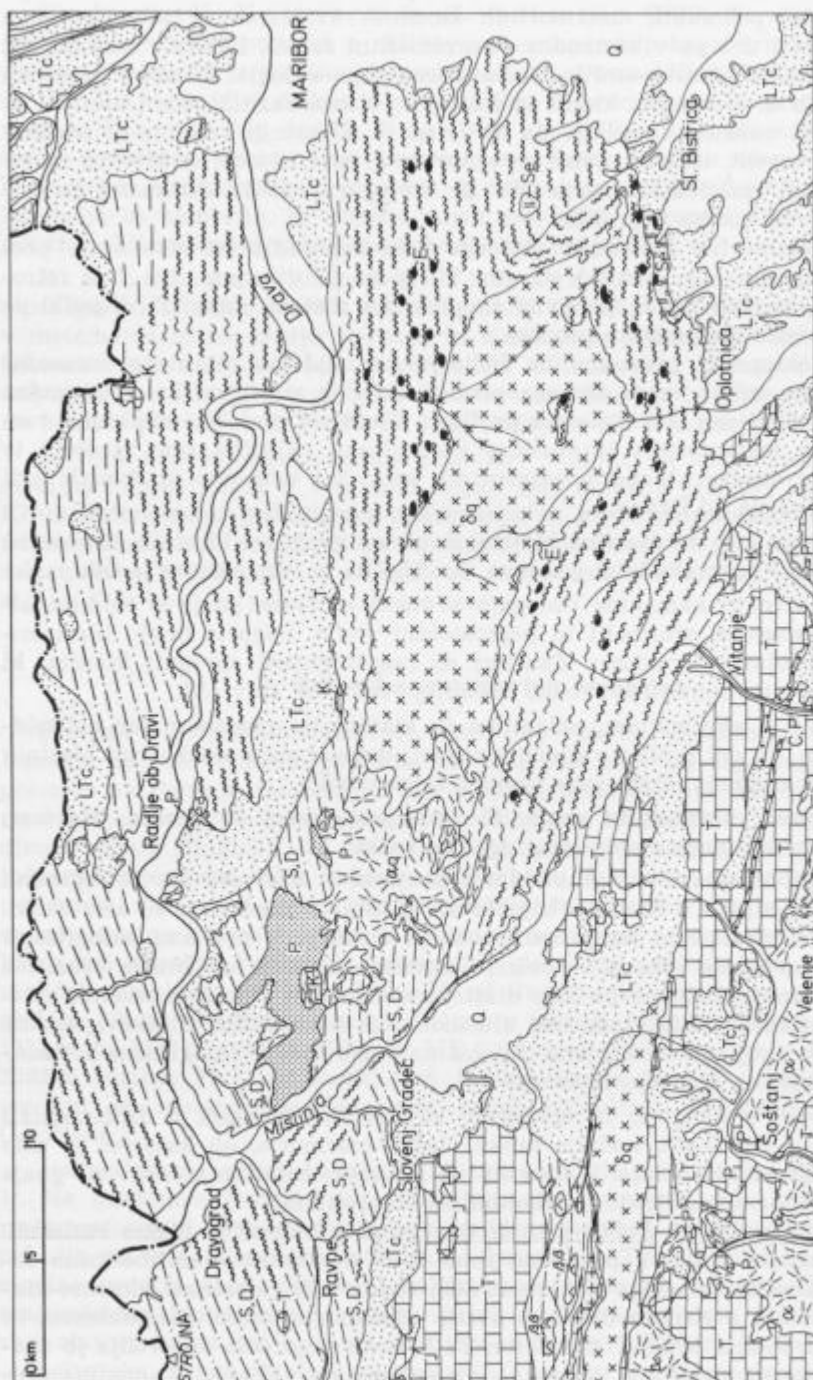
3. Blestnik z amfibolitom, eklogitom in kianitovim protastim ter aplitoidnim gnajsom. Ta del profila vključuje najbolj debelozrnati muskovitni blestnik z rdečim almandinom. Podrejeno nastopa serpentinit.

4. Dvosljudni blestnik in gnajs, ki vsebujeta precej amfibolita. Marmor, serpentinit in žile pegmatoidnega gnajsa so redki.

5. Blestnik in gnajs s pegmatoidnim gnajsom v krovlini sta retrogradno povsem spremenjena v filonit. Vključki amfibolita in marmorja so zelo redki. Diafitoritni skrilavci leže na južnem pobočju Pohorja v krovlini eklogitnega horizonta, kjer grade vrhove Volovice, Skrivnega hriberja in Črnega vrha. Na severnem obrobju Pohorja pa leže diafitoritni skrilavci v talnini zelenih skrilavcev in štalenske serije, toda nad ultrabazitnim horizontom. Ploskev popolne diafтореze je torej rahlo nagnjena. Filonit najdemo tudi v eklogitnem horizontu samem, npr. na območju Sedovca.

6. Amfibolit s kloritom in epidotom, ki lateralno prehaja v drobnozrnati biotitni gnajs. Amfibolit vsebuje tanke vložke marmorja, ob katerem je zelo pogosten pegmatoidni gnajs. V krovlini je granatov biotitno-muskovitni gnajs majhne debeline s kloritoidom, kianitom in stavrolitom.

Ta del zaporedja na Pohorju ni izrazit in ga geokemično nismo raziskali. Del teh kamenin spada v prehodno cono med almandinovo-amfibolitnim faciesom in faciesom zelenega skrilavca. Sem spada tudi fino-zrnati kloritno-muskovitni blestnik z redkim drobnim svetlo rdečim granatom, plagioklazom in značilnimi drobnimi kristali stavrolita. Za kristale tega dela zaporedja je značilna fina interna struktura, nakazana z neprosojnimi vključki. Kamenina pre-



Sl. 1. Geološka skica Pohorja
 (Sestavljena po Metalogenetski karti SR Slovenije, 1980)
 Fig. 1. Geological sketch map of the Pohorje Mts.
 (Drawn after Metalogenic map of SR Slovenia, 1980)

cejšnje debeline je metadiabaz z uralitiziranimi kristali avgita. V to cono spada tudi najnižji del naslednjega intervala.

7. Pravi »zeleni skrilavec« z zelenim in rdečim biotitom, epidotom, modrikasto zeleno in brezbarvno rogovačo, Mg-kloritom in plagioklazom.









8. V filitnem intervalu zaporedja so razviti filiti s sericitom-muskovitom, kalcitom, kloritom, epidotom, albitom, kremenom in zelenim biotitom. Značilne kamenine so metakeratofir, njegov tuf ter marmor s tufsko in sericitno-kloritno primesjo. Na Svinški planini je bila z brahiopodom določena spodnjasilurska, oziroma devonska starost marmorja v zgornjem delu filitnega intervala (J. Neugebauer, 1970 in G. Kleinschmidt et al., 1975 a).

9. V krovlini leži narinjena štalenska serija, ki sestoji iz glinastega skrilavca in meljevca. Številni so vključki splitnega diabaza in njegovega tufa, redki pa karbonatni vključki. Starost tega dela zaporedja je po primerjavi z enakimi kameninami v sosednji Avstriji zgornjeordovicijska, silurska in devonska (G. Riehl-Herwirsch, 1970, pregled po raznih avtorjih A. Tollmann, 1977).

Geokemična raziskava metamornih kamenin je temeljila na kemičnih posebnostih analiziranih različkov. Te so obenem odraz paleogeografskega okolja ob nastanku kamenin (A. Hinterlechner-Ravnik & B. Moine, 1977). Raziskava je potrdila razčlenitev zaporedja na sedem vulkansko-sedimentnih delov. Po različni geokemični naravi posameznih delov zaporedja smo lahko sklepali na njihove medsebojne normalne ali tektonske kontakte.

Očesni gnajs najglobjega dela zaporedja ima riodacitno sestavo, kar dokazuje sialično podlago. Dokazujejo jo tudi alkalni metabaziti ob marmorju. Dolomitni marmor in kvarcit kažeta na zaprt sedimentacijski prostor, nezreli sedimenti ob njih pa na njegovo obrobje. Metabaziti eklogitnega in ultrabazitnega horizonta ustrezajo geokemično globokomorskim tholeiitom. Tudi vključki



STRATIGRAFIJA - STRATIGRAPHY

	Silurske in devonske kamenine štalenske serije, zelo šibko metamorfizirane Silurian and Devonian rocks of the Magdolensberg series, showing incipient stage in the metamorphism
	Karbonske in permske kamenine Carboniferous and Permian rocks
	Permske klastične kamenine Permian clastic rocks
	Triadske kamenine Triassic rocks
	Jurske kamenine Jurassic rocks
	Kredne kamenine Cretaceous rocks
	Majhje terciarne usedline Late Tertiary deposits
	Kvartarne naplavine Quaternary deposits






GLOBOČNINE - INTRUSIVE ROCKS

	Granit Granite
	Tonalit Tonalite

PREDORNINE - EXTRUSIVE ROCKS

	Split in splilizirani tuf Spilite and spilitized tuff
	Dacit (da) in andezit (a) ter njuni tufi Dacite (da) and andesite (a) and their tuffs

METAMORFNE KAMENINE - METAMORPHIC ROCKS

	Šibko metamorfizirane kamenine Rocks showing low grade of metamorphism
	Srednje metamorfizirane kamenine Rocks showing medium grade of metamorphism
	Eklogit Eclogite
	Serpentin Serpentinite
	V alpidski orogenezi retrogradno metamorfizirane kamenine Retrogressive metamorphic rocks originated during Alpine orogeny

ultrabazitov kažejo na oceansko poreklo. Metapeliti eklogitnega horizonta so najbolj zreli sedimenti celotnega zaporedja. Kamenine tega dela pohorskega zaporedja so lahko nastajale istočasno kot kamenine očesnega gnajsa in marmorja v njihovi talnini. V tem primeru so bile kamenine z eklogitom narinjene.

Opisani globji deli metamorfnega zaporedja so predorogenetski. Kamenine so nastajale v zgodnjem evgeosinklinalnem okolju. Zeleni skrilavec pa grade predvsem bazične in intermediarne vulkanske kamenine alkalne in kalijeve vrste, ki so šošonitne narave. Vulkanizem se je končal s felzičnimi izlivi. Takšen vulkanizem lahko primerjamo z orogenim vulkanizmom ob kontinentalnih robovih.

Kamenine zelenega skrilavca in štalenske serije v njegovi krovlini se po paleogeografskem nastanku razlikujejo med seboj, čeprav so deloma nastajale istočasno, kar je paleontološko potrjeno. Gre torej za tektonsko ponovitev plasti, ki pa so nastajale lateralno in v različnem okolju.

Strukture metamorfnih kamenin, njihove foliacije in lineacije so skladne med seboj; neenotne so samo v njihovem najvišjem delu, v štalenski seriji. Kljub skladnosti struktur pa je današnja debelina metamorfnega zaporedja posledica večkratnega nakladanja njegovih posameznih paleogeografsko različnih delov, ki jim je bila ob orogenetskih procesih postopoma vtisnjena različna stopnja metamorfoze.

5. Eklogit

5.1. Literatura o eklogitu

Literatura o eklogitu je tako obsežna, da je v našem sestavku ni mogoče zajeti v celoti. Navajamo izbrana dela, ki naj v določeni meri ponazore, kako je napredovalo poznavanje te dokaj nenavadne kamenine s posebnim ozirom na njen nastanek. Ime eklogit je uvedel R. J. Haüy v »*Traité de Minéralogie*« leta 1822 (V. V. Nikitin, 1942). Nanaša se na prvo znano eklogitovo nahajališče Kupplerbrunn na Svinški planini. Slovensko se imenuje tudi krasnik. Po R. J. Haüyju sestoji eklogit iz dialaga in granata, lahko pa vsebuje tudi kianit, zoisit, amfibol, kremen in pirotin. Pozneje je prevladalo mišljenje, da nastopa namesto dialaga omfacit, bogat z avgitom in žadeitom. Eklogit je splošno razširjen, vendar povsod v obliki majhnih in maloštevilnih leč.

P. Eskola (1921, 1939) je razlikoval štiri vrste geološkega okolja, kjer nastopa eklogit:

1. v obliki fragmentov v kimberlitu,
2. kot trakasta in lečasta telesa v peridotitu,
3. kot leče v migmatitnem gnajsu amfibolitnega faciesa,
4. v obliki večjih in manjših blokov v glavkofanskem skrilavcu.

Pozneje so to razdelitev potrdili, vendar so nekateri pri tem združili 1. in 2. razred (R. G. Coleman et al. 1965), drugi pa 2. in 3. razred (F. J. Turner, 1981).

Eskola je leta 1921 zaradi posebne eklogitove sestave uvedel pojem eklogitnega metamorfnega faciesa (T. F. W. Barth, 1952). Ta facies obsega eno samo kamenino, eklogit, ki nastopa kot vložek v metamorfnih kameninah,

spremenjenih pod visokim pritiskom in pri visoki temperaturi. Eskolov eklogitni facies obsega omfacit, granat (almandin in piroop), podrejeno enstatit, diopsid, olivin, kianit, rutil in zelo redko diamant. Tudi kalcit je obstojen (T. F. W. Barth, 1952). V njegovi sestavi pa ni plagioklaza, ki nastopa v vseh drugih faciesih. Kemično je eklogit vedno različek gabroidne sestave. Zato so gledali nanj kot na modifikacijo nekega gabra, oziroma amfibolita pri visokem pritisku. Pozneje so ugotovili, da eklogit enake mineralne sestave lahko nastopa v zelo različnih intervalih temperature in pritiska v Zemljini skorji, zato pojem faciesa zanj ni upravičen. Po definiciji obsega določeni facies vse kamenine različne kemične sestave, ki so se spremenile pri določenem pritisku in temperaturi. Faciesa torej ne more predstavljati samo vložek posebne vrste v zaporedju metamorfnih kamenin (R. G. Coleman, et al. 1965; K. Smulikowski, 1964a in b; H. G. F. Winkler, 1979). Kljub temu nekateri petrologi, npr. A. Miyashiro (1973) in F. J. Turner (1981), štejejo eklogit kot poseben facies. Eklogitni facies torej ne kaže pravilne conarne razporeditve v progresivno metamorfoziranih kameninah. Eklogit kot edina tipična kamenina tega faciesa ima obliko nepravilnih vložkov v blestniku, gnajsu, v glavkofanovemu skrilavcu ter v peridotitu in kimberlitu. Kristalizira skupaj s prikamenino v tako obsežnem razponu tlaka in temperature, da ustreza kristalizaciji tako v Zemljini skorji kakor tudi v Zemljinem plašču. Pri enakem kemizmu eklogita se kemizem njegovega granata in klinopiroksena spreminja ustrezno faciesu kristalizacije celotnega zaporedja kamenin. Pogoj za nastanek eklogita pa je nizek parcialni pritisk vodne pare pri visokem celotnem pritisku.

Lečaste vložke eklogita v migmatitnem gnajsu in granitu je razlagal Eskola kot fragmente neke eklogitne mase, ki je nastala v globini. Domneval je, da leži pod skorjo siala eklogitna lupina. Granitne intruzije v geosinklinalah pa naj bi bile prinesle njene fragmente više. Drugačno razlago za podobna nahajališča v Norveških Kaledonidih in Variscidih sta dala A. Fiedler (1936) in H. Backlund (1936). Fiedler je iz zveze eklogita z migmatiskim in pegmatitnim granitom sklepal, da je nastal eklogit iz diatektične raztopine granita. Zaradi fluidno-pegmatitnega stanja naj bi bili prehodno nastali visoki pritiski, ki so omogočili nastanek mineralov eklogitnega faciesa. Vendar so take raztopine bogate z vodo, ki preprečuje nastanek eklogita. Eklogit je ob granitu dejansko vedno spremenjen v amfibolit. Drugače je razložil nastanek eklogita H. Backlund in poudaril vlogo usmerjenega pritiska, ki lahko v določenem okolju preseže hidrostatični pritisk. Po tej razlagi je eklogit neke vrste tektonit; prodiranje katalitično pospešuje pretvorbo mineralov.

Po A. E. Ringwoodu (1975) eklogit v regionalno metamorfnih terenih ni bil prinesen tektonsko iz Zemljinega plašča v Zemljino skorjo, temveč je nastal *in situ* iz mafičnih kamenin. Iz Zemljinega plašča izvirajo le različki eklogita v kimberlitih in nekaterih vrstah alkalnega bazalta. Alternativna hipoteza pravi, da so mnogi eklogitovi različki nastali iz oceanske skorje, ki se je ugrezala v Zemljin plašč pod globokimi oceanskimi jarki. Zanimiva je F. J. Turnerjeva (1981) razlaga, od kod so prišli bloki in manjši fragmenti debelokristaliziranega glavkofanskega skrilavca, eklogita in amfibolita na Kalifornijski obali. Gre za tektonsko prenesene fragmente iz večjih globin; v nekaterih primerih je transport omogočil, oziroma pospešil serpentinit.

Pohorski eklogit je bil raziskovalcem znan že v sredini prejšnjega stoletja. O njem sta pisala A. J. Ippen (1892, oz. 1893) in V. V. Nikitin (1942). Natančno sta navedla starejšo literaturo o pohorskem eklogitu. Ippen je podal tri kemične analize eklogitovega omfacita, Nikitin pa analizo primarne eklogitove rogovače in številne meritve optičnih lastnosti eklogitovih mineralov, določene na univerzalni mizici.

Nastanek eklogita je razlagal Nikitin s pirometasomatskim (= kontaktno-metamorfnim) vplivom aplitnih in pegmatitnih injekcij na kamenine peridotitne vrste. Pri tem naj bi imeli važno vlogo fluidi in mineralizatorji (najbrž klor), podobno kot pri skarnu. Če je mineralizatorjev malo, nastane v enakem okolju amfibolit.

Nikitin je takole povzel svojo razlago o nastanku eklogita:

»V našem kamnolomu imamo torej skrajni, precej ostro različni mineraloški facies približno iste kemične sestave: 1. granat z omfacitom, 2. plagioklaz z rogovačo. Obe kamenini sta nastali na videz iz iste magmatske kamenine pod vplivom iste aplitne injekcije ter v majhni medsebojni razdalji.

V kamnolomu ob Bistrici leže relativno majhni eklogitovi vložki v amfibolitu blizu drug drugega. Težko si zamislimo, da bi tu nastala razlika v mineralni sestavi obeh kamenin zaradi različnega pritiska. Prav tako je tudi težko sprejeti misel, da bi bila ta razlika nastala zaradi različnih temperatur; v tem primeru bi moral biti eklogit koncentriran vzdolž kontaktov z aplitom. V našem kamnolomu leži izjemoma neposredno ob kontaktu, povečini pa v določeni razdalji od njega, čeprav ne posebno veliki.

Ako razširimo zgoraj podano mišljenje o nastanku eklogita v okolici Slovenske Bistrice na vprašanje o genezi eklogita sploh, lahko rečemo: Eklogit nastaja iz kamenin peridotitne skupine, mogoče iz melanokratnih različkov kamenin gabro-bazaltne skupine zaradi aplitnih, oziroma pegmatitnih injekcij v njihovo bližnjo okolico, in sicer ne samo pod vplivom termičnega metamorfizma, ampak tudi pirometasomatskega, tj. pod vplivom fluidne vode in mineralizatorjev (najbrž Cl), ki jih izločuje magma intruzij. Če je mineralizatorjev le malo, ali pa jih sploh ni, nastane ob enakih ostalih pogojih amfibolit in more eklogit, nastal poprej, preiti v amfibolov eklogit s kelifitsko, oziroma diablastično strukturo.«

Nikitin pa je opozoril, da je s to domnevo težko vskladiti pojav eklogita v kamnolomu blizu Reke. Tu ni aplitnih injekcij ali »migmatske fronte«, ampak je samo večja leča eklogita z majhnimi vključki amfibolita v sljudnem skrilavcu, oziroma skrilavem gnajsu.

Območje z eklogitom na Pohorju prikazujeta dve geološki karti, ki pa ga ne pokrivata v celoti. Eklogit na južnem Pohorju je shematsko vnesen na geološki karti Slovenska Bistrica 1:75 000 (F. Teller & J. Dreger, 1898). Vendar je omenil že Ippen, da je eklogit bolj razširjen proti zahodu. Teller je uvrstil eklogit v granulitni facies. H granulitom je prišel aplitoidni gnajs z granatom. Po današnjih glediščih je aplitoidni gnajs sinmetamorfní diferenciat neke hipotetične magme, ki je nastajala ob metamorfozi v globjih delih Zemljine skorje. Bolj verjetno pa gre za najbolj topno snov v fluidih, ki se sproščajo ob visoki stopnji metamorfoze. Rastopljena snov se pozneje na sorazmerno hladnejšem, tj. višjem mestu, zopet izloči.

Bolj nadrobno, vendar zaradi majhnih golic še vedno shematsko, je eklogit prikazan na Osnovni geološki karti SFRJ Slovenj Gradec 1:100 000 (P. Mioč & M. Žnidarčič, 1977). Vendar tudi ta karta ne obsega skrajnega vzhodnega dela Pohorja z eklogitom nad Slovensko Bistrico.

5.2. Razširjenost eklogita na Pohorju

Eklogit se nahaja v zaporedju metamorfnih skrilavcev na severnem pobočju Pohorja med potokom Lobnico in Hočkim Pohorjem, na južnem pobočju pa med Mislinjskim potokom in Slovensko Bistrico. Debelina metamorfnih skrilavcev je okrog 1000 metrov; prevladuje almandinov muskovitni blestnik/gnajs, ki vsebuje drobnozrnati plastoviti amfibolit. Blestnik in gnajs vsebujeta ponekod tudi biotit. Eklogit je povečini združen z amfibolitom, najdemo pa ga tudi v muskovitnem blestniku. Ima obliko leč, velikih nekaj decimetrov do nekaj metrov; večja telesa so redka. Nad Slovensko Bistrico je v tem delu zaporedja tudi vložek serpentinita, dolg nekaj kilometrov in širok nekaj 100 metrov; meji na prelom, ki obrobja Pohorje z južne strani. Serpentinit vsebuje pogosto bastit in redko olivin. Takšna mineralna sestava kaže na harzburgit kot izhodno kamenino. V združbi s serpentinitom se nahajajo eklogit, granatov gabro, amfibolit in biotitni gnajs. Ves sistem kamenin preprežajo aplitoidne in pegmatoidne žile, ki so ostro omejene in vzporedne s foliacijo; redko potekajo prečno nanjo.

V krovlini eklogitnega horizonta leži na južnem pobočju Pohorja diafotizirani almandinov blestnik, na severnem pa amfibolit med biotitno-muskovitnim blestnikom in gnajsom. Kemično je amfibolit podoben metabazitom eklogitnega horizonta, zato bomo njihov kemizem obravnavali skupno.

Eklogit je za Pohorje sicer značilen, vendar je večidel amfibolitiziran. Amfibolitizacijo je povzročila voda, ki je med retrogradno metamorfozo prodirala s periferije v notranjost leč. Zato so ostala nespremenjena in kompaktna le jedra eklogitovih leč. Amfibolitizirani del je tanko skrilav, vendar je tudi v kompaktnem jedru foliacija dobro izražena; po obodu je skladna s foliacijo prikamenine, v jedru pa je zasukana v obliko »S«, kar kaže na velike premike (tabla 1, sl. 1). Sveži eklogit je lepo svetlo zelen v primeru, ko poleg omfacita in rožnatega granata vsebuje svetlo modri kianit in le malo temne primarne rogovače. Eklogit, ki ne vsebuje kianita, temveč poleg omfacita in granata nekaj več primarne temno zelene rogovače, je temno zelen. Zrnavost eklogita je drobna in srednja; le redko so njegove komponente blastične. Struktura je granularna (tabla 2, sl. 1), a tudi usmerjena (tabla 2, sl. 2).

Značilne sestavine pohorskega eklogita so kianit, zoisit in primarna temno zelena rogovača (tabla 3, sl. 1); ustrezno tej sestavi razlikujemo kianitov, zoisitov in rogovačin eklogit. Manj je kremena, rutila, piritina in pirotina, zelo redka sta muskovit in biotit. Kvantitativna mineralna sestava eklogita zelo variira. Po Nikitinovih (1942) kvantitativnih podatkih znaša količina granata 30 do 65 % in omfacita 20 do 50 %. Redko je kamenina celo monomineralna: granatova, piroksenova, kianitova in rogovačina; rogovača je na oko temno zelena, pod mikroskopom pa brezbarvna. Monomineralne kose najdemo predvsem nad Slovensko Bistrico.

Skoraj vsi eklogitovi vzorci kažejo vsaj začetne znake sprememb, ki jih označujemo kot simplektitizacijo in kelifitizacijo. Simplektit obrobja omfacit in ga polagoma nadomešča; predstavlja kriptokristalni in mikrokristalni diablastični agregat diopsidovega klinopiroksena in plagioklaza. Kelifitni rob, razvit po periferni coni granata, je modrikasto zelena rogovača, ki polagoma prodira v njegovo notranjost. Kianit se je spremenil v mikrokristalni agregat. Najbolj obstojen je zoisit. V simplektitnem agregatu je mlajša, poikiloblastična rast zelene rogovače in plagioklaza z malo kremenca; to pa že predstavlja rekristalizacijo prvotnega eklogita v amfibolit. Postopno spremembo eklogita v amfibolit kažejo posnetki (tabla 2, sl. 2; tabla 3, sl. 2 in tabla 4, sl. 1).

Spremembe so napredovale od jedra proti periferiji eklogitne leče. Simplektitni deli so svetlo zeleni in mikrokristalni, nova rogovača pa temno zelena in drobnozrnata. Amfibolit, v katerem leže deloma ali povsem spremenjene eklogitne leče, je enakomerno temno zelen, tanko plastovit in po večini veliko bolj drobnozrnat kot prvotni eklogit.

5.3. Kemizem eklogita in amfibolita

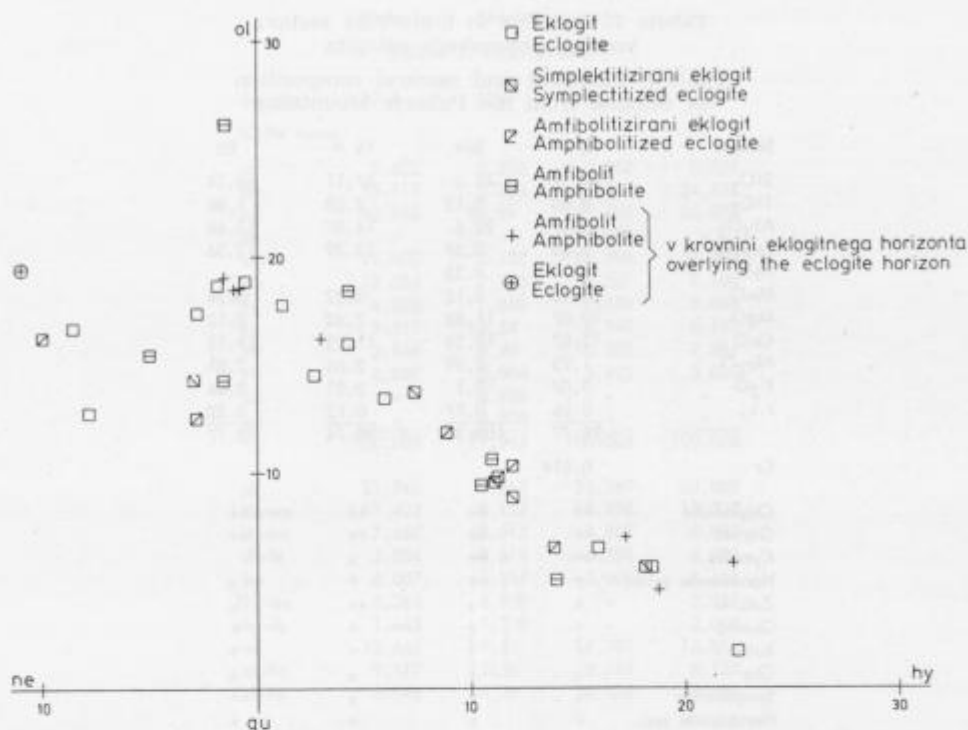
Vzorčevali smo nespremenjeni eklogit (12 vzorcev), simplektitizirani eklogit (5 vzorcev), amfibolitizirani eklogit (6 vzorcev) in plastoviti amfibolit (7 vzorcev). Te kamenine so si med seboj podobne. Ustrezajo bazaltu, a kažejo tudi tendenco k andezitu. Bazalt lahko vrednotimo kot oceanski tholeitni. Nekateri eklogitovi različki vsebujejo precej TiO_2 in Na_2O ; kažejo na alkalni bazalt, ki verjetno izhaja iz spilitiziranega bazalta — diabaza. Vrednost K_2O v metabazitih eklogitnega horizonta je zelo nizka; v eklogitu znaša do 0,1 %, z amfibolitizacijo pa naraste do 0,4 %. Retrogradna sprememba eklogita v amfibolit poteka predvsem z dotokom H_2O in majhnim povečanjem K_2O , ki znaša 0,2 do 0,3 % (A. Hinterlechner-Ravnik & B. Moine, 1977). To majhno povečanje je verjetno povzročil dotok materiala med retrogradno metamorfozo. Metabaziti v drugih delih pohorskega metamorfnega zaporedja vsebujejo večjo količino K_2O .

Amfibolit je precej razširjen tudi v krovnini eklogitnega horizonta. Njegov kemizem je podoben metabazitom eklogitnega horizonta.

Razlike med eklogitnimi in amfibolitnimi različki so naslednje:

- povečana vrednost razmerja CaO/SiO_2 v eklogitu; našli smo nekaj izredno visokih vrednosti,
- povečani vrednosti razmerij Cr/V in $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ v eklogitu v primerjavi z amfibolitom,
- povečana vsebnost Ni v kameninah z zelo visokimi vsebnostmi Cr in MgO,
- nizka vrednost razmerja Ba/Sr, ki je v eklogitu še nižja kot v amfibolitu.

Velike variacije razmerja $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ kažejo na magmatsko diferenciacijo teh kamenin. Najvišja razmerja, ki jim ustreza 9 do 10 % MgO, smo našli v eklogitovih hiperaluminijevih različkih. Samo eklogit z visokimi vrednostmi MgO in Al_2O_3 vsebuje kristale kianita. Vsebnost Cr je v eklogitu zelo visoka; preseže celo 1000 ppm. Visoke vsebnosti Cr so vezane na povečane količine MgO in torej niso posledica kontaminacije ob pripravi vzorca.



Sl. 2. Normativna mineralna sestava ne-ol-hy-qu pohorskega eklogita in njegovih retrogradno spremenjenih različkov

Fig. 2. Norm mineral composition ne-ol-hy-qu of the Pohorje eclogite and its retrogressed varieties

Kemične analize vzorcev našega eklogita in amfibolita smo preračunali v parametre ol-ne-qu-hy norme CIPW, da bi jih mogli primerjati z ustreznimi kameninami po W. Richterju (1973). Izračunani parametri kažejo, da ustreza pohorski eklogit in amfibolit predvsem olivinovemu tholeiitnemu bazaltu, redko Na-alkalnemu olivinovemu bazaltu (sl. 2). Kemizem pohorskega eklogita in nanj vezanih metabazitov se ujema s sestavo vzorcev, ki jih je zbral W. Richter (1973) drugod v Vzhodnih Alpah. Vendar je celotno polje Richterjevih vzorcev kamenin obsežnejše, ker med našimi metabaziti ni velikih vrednosti parametra ol. Podobno kot pohorski, so tudi metabaziti drugod v Vzhodnih Alpah pogosto hiperaluminijevi.

5.4. Eklogitove mineralne faze

Za razlikovanje mineralnih faz eklogita smo določili njihovo kemično sestavo, gostoto, optične lastnosti in rob osnovne celice.

Za kemično analizo smo pripravili po nekaj gramov čistih mineralnih faz, separiranih iz kamenine. Za mineralno separacijo smo izbrali izrazito zrnate vzorce eklogita, ki so bili le malo spremenjeni. Kemično smo analizirali te

Tabela 1. Kemična in mineralna sestava vzorcev pohorskega eklogita

Table 1. Chemical and mineral composition of eclogite from the Pohorje Mountains

Sample	12 A	304	15 A	85
SiO ₂	48.58	45.6	47.11	48.34
TiO ₂	0.05	0.12	2.03	1.86
Al ₂ O ₃	18.37	22.6	14.87	13.63
Fe ₂ O ₃	5.65	0.59	13.39	12.36
FeO	-	4.33	-	-
MnO	0.10	0.12	0.22	0.24
MgO	10.07	11.88	7.40	8.12
CaO	13.87	13.24	11.95	11.13
Na ₂ O	1.75	0.99	2.64	2.81
K ₂ O	0.07	<0.1	0.01	0.06
I.L.	0.26	0.77	0.12	0.22
	<u>98.77</u>	<u>100.34</u>	<u>99.74</u>	<u>98.77</u>
Cr	0.014			
Omphacite	++	++	++	++
Garnet	++	++	++	++
Kyanite	++	++	x	
Hornblende prim.	+	+	+	x
Zoisite	+	x	++	x
Quartz	+	+	+	+
Rutile	+	+	+	+
Ore	x	x	x	x
Symplectite	x	x	x	++
Hornblende sec.	+	x	+	+
Plagioclase sec.	x			x
Mica sec.	x			x
Chlorite sec.				x
Epidote sec.				x
Calcite sec.				x

++ essential presence
 + minor presence
 x sporadic

vzorci eklogita že poprej (tabela 1). Prof. H. Heritsch iz Gradca nam je iz ljubeznivosti ločil minerale iz treh vzorcev eklogita. V ta namen je uporabil Frantzov izodinamični separator. Iz približno enega kilograma eklogita je dobil po nekaj gramov piroksena in granata iz vzorcev 12 A, 15 A in 85; iz vzorca 15 A pa tudi 1,18 g primarne rogovače, kar je bilo dovolj za njeno kemično analizo (tabele 2, 3 in 4). Granat in piroksen iz vzorca 304 smo separirali ročno.

Preden je bil material uprašen za kemično analizo, smo določili gostoto z mikropiknometrom. Eklogit je kristaliziral pod zelo visokim pritiskom, na kar kaže tudi njegova gostota, ki znaša okrog 3,5 g/cm³. To se odraža ustrezno na gostotah njegovih mineralov: gostota omfacita je 3,16 do 3,4, granata 3,65 do 4,02 in rogovače 3,10 g/cm³. Za primerjavo naj omenimo, da znaša gostota bazalta, ki je kemični ekvivalent eklogita, samo 3,0 g/cm³. Značilno razliko v gostoti med bazaltom in eklogitom so opazili že prvi raziskovalci eklogita.

Tabela 1. Nadaljevanje

Table 1. Continued

Sample	12 A	304	15 A	85
CIPW norm				
or	0.422	0.556	0.060	0.364
ob	15.119	8.384	21.682	24.434
an	42.945	56.99	29.196	25.073
ne	-	-	0.568	-
wo	11.402	3.132	12.996	13.222
en	12.024	7.500	6.267	9.184
fs	4.526	1.848	6.524	8.084
fo	9.517	15.54	8.749	8.127
fa	3.948	4.28	10.038	7.884
il	0.097	0.304	3.923	3.630
mt	-	0.928	-	-
cc	-	0.500	-	-
	100.000	99.962	100.003	100.003
di	21.946	6.263	25.787	26.089
di-wo	11.402	3.132	12.996	13.222
di-en	7.660	2.512	6.267	6.843
di-fs	2.884	0.619	6.524	6.024
hy	6.007	6.217	0.000	4.401
hy-en	4.364	4.988	-	2.341
hy-fs	1.643	1.229	-	2.060
ol	13.466	19.82	18.787	16.011
ol-fo	9.517	15.54	8.749	8.127
ol-fa	3.948	4.28	10.038	7.884
NIGGLI parameters				
al	23.14	26.33	19.29	18.12
fm	41.36	43.53	46.88	48.75
c	31.77	28.12	28.19	26.90
alk	3.72	2.02	5.65	6.23
si	103.86	90.15	103.71	109.05
ti	0.08	-	3.36	3.16
k	0.03	0.06	-	0.01
mg	0.78	0.83	0.52	0.56
si'	114.89	-	122.59	124.93
qz	-11.03	-	-18.89	-15.88

Rob osnovnih celic omfacita, granata in amfibola je določil I. Leban z avtomatskim difraktometrom Enraf-Nonius CAD-4 za monokristale na Kemičnem oddelku univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani (tabele 2, 3 in 4). Lomne količnike omfacita, granata in rogovače smo določali pri dnevni svetlobi po imerzijski metodi in z Jellejevimi mikrorefraktometrom. Dvolom omfacita in rogovače je bil merjen na univerzalni mizici.

Ko smo določili fizikalne parametre mineralov, so zrnca uprašili in kemično analizirali v dveh paralelkah na Metalurškem inštitutu v Ljubljani (T. Lavrič). Aluminij, kalcij, magnezij, železo, mangan, natrij, kalij, krom, nikelj in kobalt so določali s plamensko atomsko absorpcijsko spektrometrijo (AAS), medtem ko so določili titan s fotometrično metodo s kromotropovo kislino, silicij pa s fotometrično metodo z amonijevim molibdatom z naknadno redukcijo v modri

Table 2. Kemična sestava in fizikalne lastnosti omfacita iz pohorskega eklogita

Table 2. Chemical composition and physical properties of omphacite from the Pohorje eclogite

Sample	12 K	304 A	15 A/K	85 K
SiO ₂	53.2	53.25	53.6	55.5
TiO ₂	0.091	0.092	0.14	-
Al ₂ O ₃	8.0	9.1	9.5	10.35
Fe ₂ O ₃	0.66	0.72	1.43	1.78
FeO	2.1	2.0	2.1	3.21
MnO	0.018	0.027	0.022	0.032
MgO	12.9	12.2	11.3	8.59
CaO	19.2	19.0	16.9	14.50
Na ₂ O	3.2	3.4	4.35	6.01
K ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.03
	99.389	99.809	99.372	100.002
Cr	0.04	0.11	0.035	0.02
Ni	0.03	0.02	0.015	0.013
Co	0.003	0.003	0.004	0.006
Structural formulae				
Si	1.92	1.92	1.93	1.98
Al	0.08	0.08	0.07	0.02
Al	0.26	0.30	0.33	0.42
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.04	0.05
Fe ²⁺	0.06	0.06	0.06	0.10
Mg	0.70	0.65	0.61	0.46
Ca	0.74	0.73	0.65	0.55
Na	0.22	0.24	0.30	0.42
	2.00	2.00	2.00	2
	1.04	1.03	1.04	1.03
	0.96	0.97	0.95	0.97
Recalculated end members of pyroxenes				
Ac ₂ Jd ₂₀ Tsch ₆ Hd ₆ Di ₆₆		Ac ₄ Jd ₂₆ Tsch ₈ Hd ₆ Di ₅₆		
	Ac ₂ Jd ₂₂ Tsch ₈ Hd ₆ Di ₆₂		Jd ₄₂ Tsch ₅ Hd ₁₀ Di ₄₃	
Dexp (g/cm ³)	3.34	3.32	3.16	3.28
Lattice constants (nm)				
a	0.9662(2)	0.9654(6)	0.9633(2)	0.9612(2)
b	0.8844(3)	0.8819(5)	0.8816(3)	0.8796(3)
c	0.5253(1)	0.5258(2)	0.5255(1)	0.5258(1)
β (°)	106.36(1)	106.13(7)	106.55(2)	106.74(2)
Refractive indices in white light				
n _x	1.669		1.667	1.667
n _y	1.674		1.675	1.674
n _z	1.691		1.691	1.691
n _z - n _x	0.022		0.024	0.024
U-stage determination of birefringence				
n _z - n _x	0.023		0.023	0.021
2V _z (°)	-		71	73
Z/c (°)	38.2		-	-

Tabela 3. Kemična sestava in fizikalne lastnosti granata iz pohorskega eklogita

Table 3. Chemical composition and physical properties of garnet from the Pohorje eclogite

Sample	12/G	304/G	15 A/G	85/G
SiO ₂	39.00	38.5	37.8	38.2
TiO [*]	0.018	0.027	0.083	0.22
Al ₂ O ₃	23.2	24.1	23.4	22.8
Fe ₂ O ₃	2.03	1.53	3.61	1.86
FeO	13.1	12.9	14.5	20.2
MnO	0.3	0.49	0.41	0.41
MgO	14.9	14.6	11.9	7.6
CaO	7.2	7.5	7.8	8.7
Na ₂ O	0.08	0.05	0.14	0.06
K ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.03
	99.87	99.74	99.67	100.08
Cr	0.03	0.08	0.03	0.03
Ni	0.007	0.005	0.006	0.003
Co	0.01	0.01	0.01	0.01

TiO₂ - rutile impurity

Structural formulae

Si	5.76	5.79	5.69	5.70	5.66	5.72	5.85	5.87
Al	0.24	0.21	0.31	0.30	0.34	0.28	0.15	0.13
Al	3.81	3.86	3.88	3.90	3.80	3.91	3.97	4.01
Fe ³⁺	0.23	0.14	0.18	0.10	0.41	0.09	0.22	0.22
Mg	3.28	3.30	3.22	3.22	2.66	2.69	1.74	1.75
Fe ²⁺	1.62	1.71	1.60	1.72	1.82	2.17	2.58	2.85
Mn	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Ca	1.14	1.14	1.19	1.19	1.25	1.27	1.43	1.43

* Fe_{tot} as FeO, Fe³⁺ calculated for structural formula

Recalculated end members of garnets

And	11.35	6.79	8.90	4.85	21.28	4.36	11.34	-
Gro	7.40	11.63	10.71	14.38	0.35	16.00	13.23	23.48
Sp	0.66	0.65	0.99	0.97	0.87	0.97	1.03	0.99
Alm	26.54	27.63	26.36	27.79	31.49	35.06	44.50	46.80
Py	53.95	53.31	53.05	52.02	46.02	43.36	29.90	28.74
	100.00	100.01	100.01	100.01	100.01	100.00	100.00	100.01

Density (g/cm³) 3.78 3.65 3.80 4.02

Refractive indices in white light

n	1.735		1.740	1.739
			1.754 core	
			1.727	

Lattice constant (nm)

a	1.1554(1)	1.1567(1)	1.1575	1.1589(1)
	pale pink	pale pink	pale pink	pink

kompleks. Za določitev divalentnega železa so vzorec raztopili v zmesi žveplove (VI), fosforjeve in fluorovodikove kisline ter divalentno železo titrirali s kalijevim bikromatom.

Preračunali smo sedem analiz pohorskega omfacita; štiri so bile napravljene sedaj, tri pa smo povzeli po J. A. Ippenu (1892). Prvotno smo analize

Tabela 4. Kemična sestava in fizikalne lastnosti rogovače iz pohorskega eklogita

Table 4. Chemical composition and physical properties of hornblende from the Pohorje eclogite

Sample	15 A/H		
SiO ₂	47.9	Dexp	3.10
TiO ₂	0.22	(g/cm ³)	
Al ₂ O ₃	13.2	Lattice constants (nm)	
Fe ₂ O ₃	1.72	a	0.9799(5)
FeO	4.6	b	1.7911(6)
MnO	0.031	c	0.5283(1)
MgO	16.3	β (°)	104.85(3)
CaO	10.2	Refractive indices in white light	
Na ₂ O	3.2	n _x	1.630
K ₂ O	0.6	n _y	1.640
I.L.	1.92	n _z	1.650
	99.89	n _z - n _x	0.020
Cr	0.04	U-stage determination of birefringence	
Ni	0.03	n _z - n _x	0.020
Co	0.007	2V _x (°)	84
		Z/c (°)	17
Structural formula - 24 O, OH		X pole blue-green, lighter as Y	
Si	6.75	Y pole yellow-green	
Al	1.25	Z pole yellow-green	
Al	0.94		
Fe ³⁺	0.18		
Fe ²⁺	0.54		
Ti	0.02		
Mg	3.42		
Ca	1.54		
Na	0.87		
K	0.11		
OH	1.81		

preračunali na omfacitove osnovne komponente (A. J. R. White, 1964). Vendar smo vedno dobili majhen višek Al kationov. Zato smo ponovno preračunali katione glede na osnovno formulo X₁Y₁Z₂O₆ (H. S. Yoder & C. E. Tilley, 1962). Ves Al je na ta način vezan v akmit in v tschermakovo molekulo.

Pri Ippenovih analizah smo glede na Na₂O potrebni Fe₂O₃ preračunali iz FeO ter ga vezali v akmit, kar je dopustno. Prav tako smo ves K₂O prišteli k Na₂O, kajti količina kalijevega oksida v omfacitu ne sme biti večja kot 0,1 % (A. Mottana, 1970). Količina Cr₂O₃ v Ippenovi analizi »a« je vprašljiva, ker je avtor na eni strani poudaril odsotnost eventualnega kromovega oksida, pa ga je kljub temu navedel dva odstotka. V analizi vzorca »b« smo v končni omfacitovi formuli višek Ca prišteli k Mg.

V sestavi eklogitovega omfacita so prisotni (žadeit + akmit), tschermakova molekula, (hedenbergit + diopsid) (glej tabelo 2 in sl. 3).

Za omfacit je bistveno, da vsebuje določeno količino natrijevih mineralov — žadeita in akmita. V naših vzorcih znaša njuna skupna količina 22 do 42 mol. %. V treh Ippenovih analizah je količina akmita + žadeita za nekaj odstotkov manjša v primerjavi z našimi analizami.

Tabela 5. Molarne frakcije elementov in porazdelitveni koeficienti K_D v mineralnih parih pohorskega eklogitaTable 5. Molar fractions and distribution coefficients K_D in the mineral pairs of the Pohorje eclogite

clinopyroxene - garnet: cpx - gr

Sample	X_{Fe}^{cpx}	X_{Fe}^{gr}	X_{Na}^{cpx}	X_{Ca}^{cpx}	X_{Ca}^{gr}	K_{Fe}^{2+}	K_{Ca}	$K_D = (X_a^{\alpha}/(1-X_a^{\alpha})) / (X_a^{\beta}/(1-X_a^{\beta}))$ α and β mineral phases, a = element
12 A	0.08	0.34	0.23	0.77	0.18	0.17	15.25	$X_{Fe}^{cpx} = X_{Fe}^{gr} = X_{Fe}^{am} = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mn + Mg$
304	0.09	0.34	0.25	0.75	0.19	0.19	12.79	$X_{Ca}^{am} = X_{Ca}^{cpx} = Ca/Ca + Na + K$
15 A	0.09	0.44	0.32	0.68	0.21	0.13	7.99	$X_{Ca}^{gr} = Ca/Ca + Mg + Mn + Fe^{2+}$
85	0.18	0.61	0.43	0.57	0.24	0.14	4.20	

amphibole - garnet: am - gr

	X_{Fe}^{am}	X_{Fe}^{gr}	X_{Ca}^{am}	X_{Ca}^{gr}	K_{Fe}^{2+}	$*K_{Fe}^{2+}$	K_{Ca}	
15 A	0.14 *0.11	0.44	0.61	0.21	0.21	*0.16	5.88	$*X_{Fe}^{am} = Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mn + Mg + Ti + Fe^{3+} + Al^{VI}$

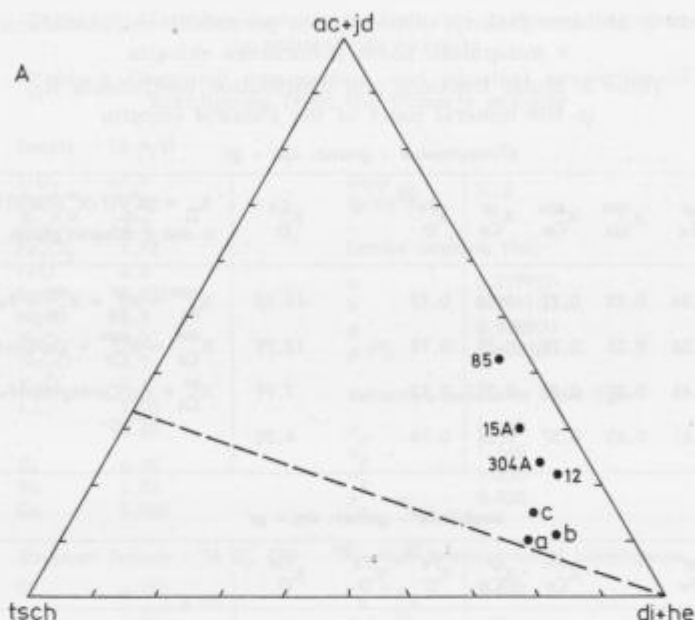
amphibole - clinopyroxene: am - cpx

	X_{Fe}^{am}	X_{Fe}^{cpx}	X_{Na}^{cpx}	X_{Na}^{am}	K_{Fe}^{2+}	$*K_{Fe}^{2+}$	K_{Na}	
15 A	0.14 *0.11	0.09	0.32	0.35	1.65	1.25	1.14	$X_{Na}^{cpx} = X_{Na}^{am} = Na/Na + Ca + K$

Optične lastnosti se ujema s kemizmom analiziranih različkov omfacita (tabela 2). Dvolom minerala, dobljen z neposrednim merjenjem lomnega količnika po imerzijski metodi, variira med 0,022 in 0,025. Po meritvah na univerzalni mizici je povprečna vrednost $n_y - n_x = 0,022$; neposredno merjene vrednosti kota optičnih osi $2V_z$ znašajo 63° do 69° (V. V. Nikitin, 1942).

Za eklogitove simplektitne agregate smo na splošno privzeli, da gre za agregat diopsida in plagioklaza. Kemične analize avstrijskih vzorcev eklogita pa kažejo, da novi klinopiroksen še vedno vsebuje žadeit, ki ga je za 5 do 15 % manj kot v prvotnem omfacitu (W. Richter, 1973). Tschermakova komponenta se ob teh spremembah le malo poveča. Oboje kaže, da novi klinopiroksen še vedno pripada polju, ki ustreza rekristalizaciji v amfibolitnem faciesu. Zmanjšanje vsebnosti žadeita je posledica zmanjšanja pritiska pri približno enaki temperaturi ob retrogradni metamorfozi. Simplektitizacija eklogitovega omfacita je vezana na znižanje pritiska za približno en kilobar.

Granat je druga glavna sestavina eklogita. Preračunali smo štiri kemične analize glede na granatovo formulo na končne člene: pirop, (almandin +



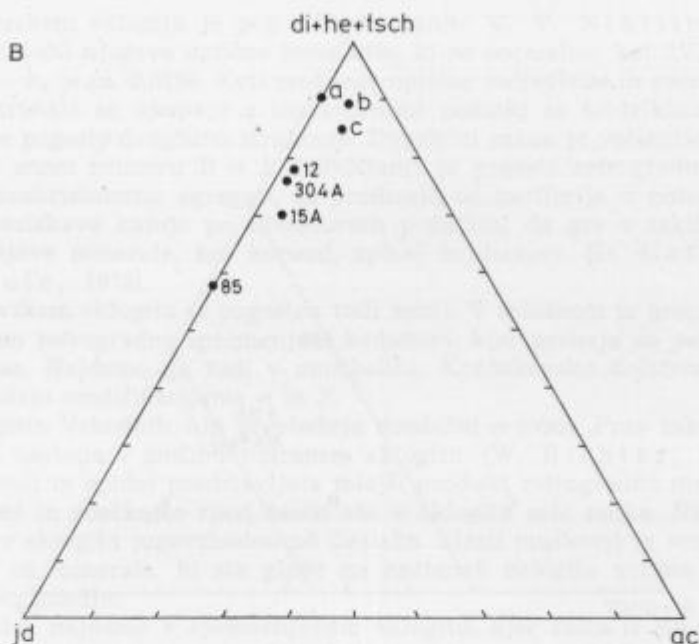
Sl. 3. Sestava omfacita v pohorskem eklogitu, prikazana v diagramu (A) (žadeit + akmit), tschermakova molekula, (hedenbergit + diopsid). Crtkana črta predstavlja razmerje 1:2 med akmitom + žadeitom in tschermakovo komponento; (B) žadeit, akmit, (diopsid + hedenbergit + tschermakova molekula). a, b in c povzeto po J. A. Ippenu (1892)

Fig. 3. Composition of omphacite of the Pohorje eclogite, shown by diagram (A) (jadeite + acmite), Tschermak's component, (hedenbergite + diopside). The dashed line indicates the 1:2 jadeite to Tschermak's component, (B) jadeite, acmite, (diopside + hedenbergite + Tschermak's component). a, b and c after J. A. Ippen (1892)

spessartin), (grossular + andradit). Eklogitov granat ne vsebuje Fe_2O_3 (A. Mottana, 1970). Analitsko določeni Fe_2O_3 je posledica granatovega nepopolnega razklopa. Zato smo računali granatove izomorfne sestavine tako, da je Fe^{3+} ionov le toliko, kot jih lahko teoretično vežemo po formuli $\text{X}_6\text{Y}_4\text{Z}_6\text{O}_{24}$ z Al^{VI} v $\text{Y} = 4$ (tabela 3). Vsebnost Fe^{3+} ionov in s tem andradita se na ta način zmanjša in znaša do 7 mol. $\%$.

Eklogitov granat je povečini homogen, vendar vsebuje fine vključke v glavnem vseh mineralov, ki sestavljajo kamenino. Redka zrna so conarna; izmerili smo različne vrednosti lomnih količnikov, ki odražajo rahle razlike v kemični sestavi granatov (tabela 3).

Sestava granata v eklogitih, nastalih v različnih okoljih, je različna. Značilno je, da vsebuje granat v eklogitu skupine A, tj. eklogit združen s kimberlitom, več piropa kot granat eklogita v združbi srednje in visoke stopnje metamorfoze v skupini B (sl. 4). Najmanj piropa pa vsebuje granat eklogita v



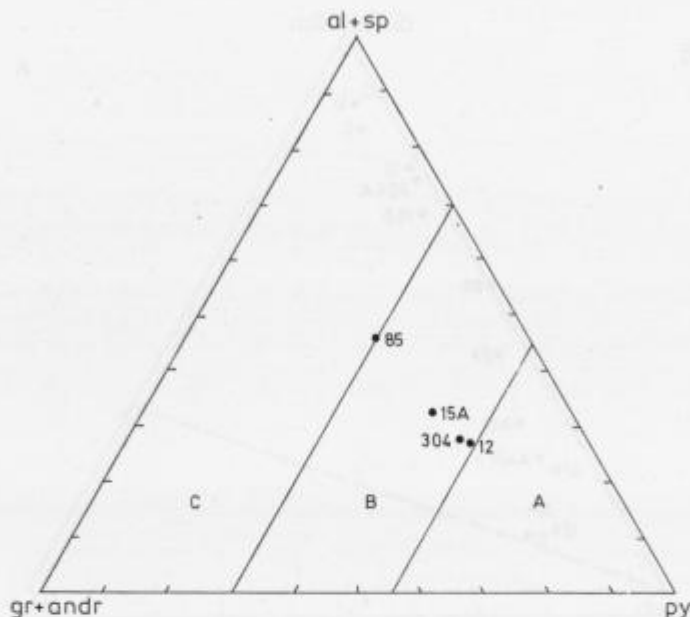
glavkofanskem skrilavcu skupine C. V tej sestavi piropa se torej odražata pritisak in temperatura, pri katerih je nastajal eklogit. Toda to razlikovanje je bolj statistične narave, ker se sestave piropa skupin A in B ter B in C prekrivajo (H. G. F. Winkler, 1979). Pohorski eklogit pripada po sestavi piropa skupini B.

Nekateri različni pohorskega eklogita vsebujejo tudi primarno rogovačo, ki je po kemični sestavi bogata s kalcijem (10,2% CaO), medtem ko vsebuje natrija znatno manj (3,2% Na₂O) (tabela 4). Po razmerju Al^{IV}/Al^{VI} pade v polje pargasitne rogovače (karinthina), blizu meje s barroisitnim poljem.

Kemično analizirani vzorec primarne rogovače pohorskega eklogita smo raziskali tudi optično. Njena zrna so homogena in komaj vidno zelenkasto pleohroična. Vrednost dvoloma z neposrednim določanjem lomnega količnika po imerzijski metodi je $n_y - n_x = 0,020$. Zrna brezbarvne rogovače so optično pozitivna in negativna. Kot optičnih osi 2V variira ustrezno med + 80 in - 80°, kot potemnitve Z/c pa med 20° in 14°. Glede na to, kakšno vrsto primarne rogovače vsebuje eklogit, lahko sklepamo, v kakšnem okolju je nastal (A. Mottana & A. D. Edgar, 1969). Rogovača v pohorskem eklogitu kaže na nastanek v amfibolitnem faciesu.

Poleg primarne rahlo svetlo zelenkaste rogovače vsebuje eklogit tudi sekundarno rogovačo, ki je intenzivno modrikasto zelena. Ta rogovača predstavlja Ca-Mg različek, imenovan tschermakit.

Sekundarna rogovača, nastala po retrogradni spremembi eklogita v amfibolit, prehaja iz zelo finega agregata v delno spremenjenem eklogitu v fino-zrnati amfibolit, kjer jo že lahko optično določimo (tabla 4, sl. 1). Detajlno je



Sl. 4. Sestava granata v pohorskem eklogitu, prikazana v diagramu pirop, (almandin + spessartin), (grosular + andradit). A granat eklogita v kimberlitu, bazaltu in ultramafičnih kameninah, B granat eklogita v gnajsu in migmatitu, C granat eklogita v glavkofanskem skrilavcu (po R. G. Colemanu et al., 1965 v: W. G. Ernst, 1975)

Fig. 4. Composition of garnet of the Pohorje eclogite, shown by diagram pyrope, (almandine + spessartite), (grossularite + + andradite). A garnet from eclogite in kimberlite pipes, basalt, and ultramafic rocks, B garnet from eclogite in migmatite and gneiss, C garnet from eclogite in glaucophane schist (after R. G. Coleman et al., 1965 in: W. G. Ernst, 1975)

zaenkrat še nismo analizirali. Optične lastnosti zelene rogovače v amfibolitu se delno ujema z vrednostmi za primarno brezbarvno eklogitovo rogovačo. Delno enake vrednosti kažejo tudi koti potemnitve in vrednosti dvoloma; $n_y - n_x$ je 0,022. Zelena rogovača je vedno značilno optično negativna s kotom optičnih osi $2V_x$ od 84° do 80° . Vsekakor ne gre za alkalni različek, temveč za kalcijevo modrikasto zeleno pleohroično rogovačo. K. Machatschki in E. M. Walitzi (1962) sta raziskala obe vrsti rogovače v eklogitu in amfibolitu južnega dela Golice. Ugotovila sta, da med obema ni velikih razlik, kar se odraža v kemizmu, optičnih lastnostih in strukturi. W. Richter (1973) je podal analize vzorcev rogovače z območja Svinške planine in Golice v diagramu Al^{IV}/Al^{VI} . Tudi po teh parametrih se primarna in zelena sekundarna rogovača delno prekrivata; parametri ustrezajo pargasitni rogovači (karinthinu) in navadni rogovači. Po B. E. Leakejevi (1968) nomenklaturi predstavljajo te analize prehode med pargasitom, tschermakitom in Mg-rogovačo.

V pohorskem eklogitu je pogost tudi kianit. V. V. Nikitin (1942) je natančno določil njegove optične konstante, ki so normalne; kot $2V_x$ znaša 80° do 88° , $n_y - n_x$ je ca. 0,0156. Koti med lego optične indikatriše in geometrijskimi elementi kristala se ujemajo z literaturnimi podatki za ta triklinski kristal. Kianit kaže pogosto dvojlično strukturo. Dvojlični zakon je večinoma $B = [010]$ in samo v enem primeru $B = \perp (100)$. Kianit je pogosto retrogradno nadomeščen z mikrokristalnimi agregati, ki prodirajo od periferije v notranjost zrn. Detajlne raziskave kažejo po literaturnih podatkih, da gre v takih primerih za aluminijeve minerale, kot korund, spinel in diaspor (D. Coffrant & M. Piboule, 1975).

V pohorskem eklogitu je pogosten tudi zoisit. V splošnem je precej obstojen tudi v delno retrogradno spremenjeni kamenini, kjer prehaja na periferiji zrn v plagioklaz. Najdemo ga tudi v amfibolitu. Konoskopsko določena zoisitova zrna pripadajo modifikacijama α in β .

V eklogitih Vzhodnih Alp prevladuje rombični α -zoisit. Prav tako rombični β -zoisit pa nastopa v amfibolitiziranem eklogitu (W. Richter, 1973).

Klinozoisit in epidot predstavljata mlajši produkt retrogradne metamorfoze.

Muskovit in rdečkasto rjavi biotit sta v eklogitu zelo redka. Našli smo ju predvsem v eklogitu jugovzhodno od Cezlaka. Zlasti muskovit je vezan na razpoke. Gre za minerale, ki sta glede na nastanek eklogita vezana na mlajšo fazo rekristalizacije.

Plagioklaz najdemo v spremenjenem eklogitu, kjer raste iz simplektitnega agregata. Le redka zrna so dovolj velika in primerna za določanje na univerzalni mizici. Velikost takih zrn je približno 0,1 mm. V enem vzorcu je bilo določenih 11 % in 19 % an. V retrogradno močno spremenjenem vzorcu metagabra prevladuje v beli osnovi plagioklaz s 70 do 80 % an. Količina anortita v plagioklazih amfibolitov, na katere je vezan eklogit, znaša 20 do 50 % an, ustrezno kemizmu kamenine. Plagioklazi v aplitoidnih žilicah, ki sečejo tako eklogit kot amfibolit, pa vsebujejo večinoma 20 do 30 % anortita.

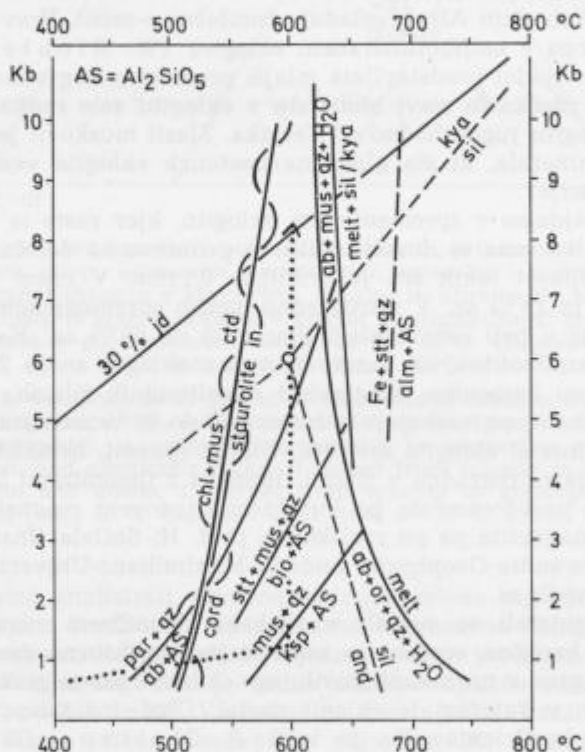
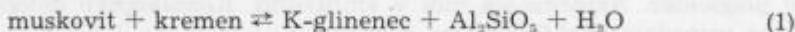
Aksesorni minerali eklogita so: rutil, titanit, ilmenit, hematit, pirit in pirotin. Rutil prehaja retrogradno v titanit. Hematit z ilmenitnimi lamelami predstavlja verjetno psevdomorfozo po kubičnem titanovem magnetitu, ki je razpadel. Čistega magnetita pa po raziskavah prof. H. Soffela (Institut für allgemeine und angewandte Geophysik, Ludwik-Maximilians-Universität, München) v raziskanih vzorcih ni.

Eklogitovi minerali so nastali v fizikalno kemičnem ravnotežju; na to kažejo njihova kemična sestava in medsebojno strukturno razmerje. Po porazdelitvi elementov v normalnih parih, npr. klinopiroksen-granat, lahko sklepamo na okolje, v katerem je eklogit nastal. Glede na povprečne vrednosti porazdelitvenih koeficientov K_D je ločil A. Mottana (1970) štiri vrste geološkega okolja: glavkofansko, amfibolitno, granulitno in magmatsko. Iz naših analiz sledi, da je pohorski eklogit nastal v amfibolitnem faciesu (tabela 5).

6. O nastanku eklogita

Eklogit se na Pohorju nahaja v glavnem v združbi z amfibolitom, v manjšem obsegu pa tudi s serpentinitom. Te kamenine so vložene med srednjezrnati in debelozrnati almandinovo-muskovitni blestnik kvarcitne narave. Plagioklaz

v blestniku je redek. Redka sta tudi stavrolit in kianit, ki kažeta na metamorfozo v almandinovo-amfibolitnem faciesu. Na isti facies kaže tudi analiza eklogitovih mineralnih faz. Skrilavost kamenine se ujema z njihovo litološko spremembo, kar kaže na njihovo skupno zgodovino. Prestale so skupno več metamorfni procesov, katerih kristalizacijsko zaporedje ni bilo povsem uničeno. Končno stanje metamorfoze pohorskega eklogita nam je znano. Glede začetka njegove kristalizacije pa predpostavljamo, da prvotni gabro, oziroma bazalt, pred spremembo v eklogit ni bil hidratiziran, tj. ni bil niti kloritiziran, niti amfiboliziran. Ob visokem geotermičnem gradientu je bil skupaj z metapeliteom hitro segret. Doseženi so bili pogoji za rogovačin-rogovčev facies, tj. temperatura blizu 600° in pritisk 1–2 kbar. V tem okolju muskovit ni bil več obstojen in se je spremenil po reakciji:



Sl. 5. Ocenjeno območje metamorfoze pohorskega eklogita (diagram po H. G. F. Winklerju, 1979, podatki o žadeitu po I. Kushiru, 1965)

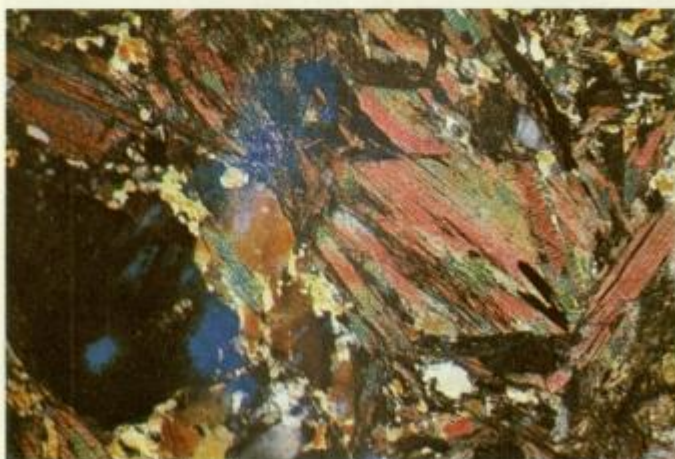
Fig. 5. Estimated conditions of the metamorphism of eclogite from the Pohorje Mountains (diagram after H. G. F. Winkler 1979, data for jadeite after I. Kushiro, 1965)

Tabla 1 — Plate 1



Sl. 1. Leča eklogita, amfibolitizirana po obodu. Dobro je vidna zasukana sled foliacije

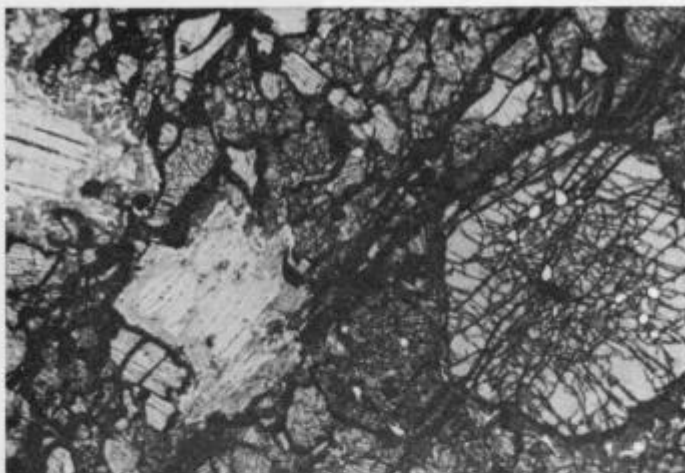
Fig. 1. Eclogite lens showing amphibolitized margin. Note the s-feature of the foliation



Sl. 2. Almandinovo-muskovitni blestnik. Dobro je vidna pseudomorfoza muskovita po prvotnem glinencu. Vzorec 59 A/74/31262, $\times 20$, \times

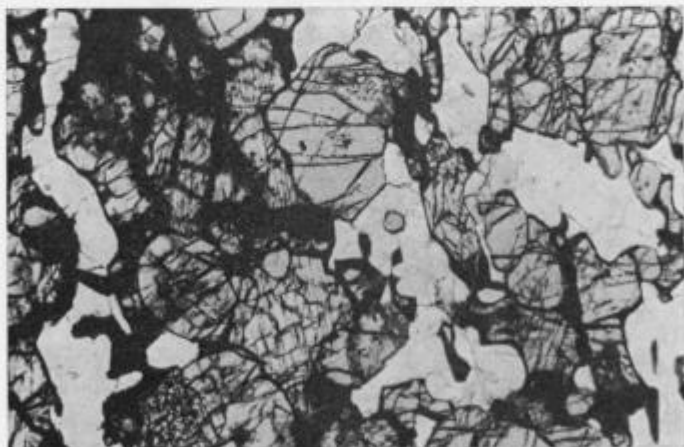
Fig. 2. Almandine-muscovite schist. Note the pseudomorph of muscovite after a feldspar. Specimen 59 A/74/31262, $\times 20$, \times

Tabla 2 — Plate 2



Sl. 1. Eklogit z idiomorfnimi blasti granata in alotriomorfnim agregatom piroksena. Rob granatovih blastov je nadomeščen z rogovačo. Muskovit (ob levem robu slike) ima biotitni obrobek. Vzorec 156 C/31256, $\times 13$, //

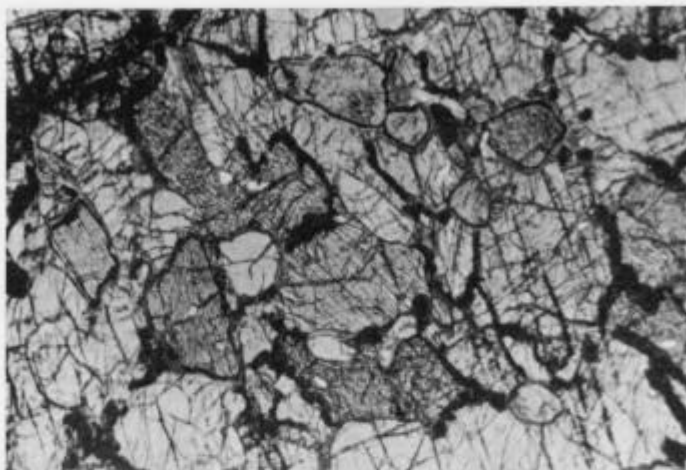
Fig. 1. Eclogite composed of idiomorphic garnets and xenomorphic omphacite aggregate. Note biotite rim on muscovite (left). Specimen 156 C/31256, $\times 13$, //



Sl. 2. Eklogit z usmerjeno rastjo zrn omfacita, granata in kremena. Začetna simplektitna tekstura okrog omfacita. Vzorec 86 F/31274, $\times 13$, //

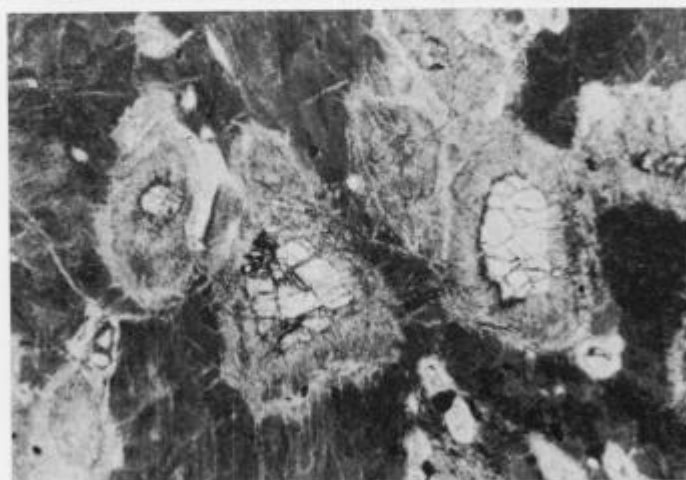
Fig. 2. Eclogite showing preferred orientation of the omphacite, garnet, and quartz grains. Incipient symplectitic texture on omphacite. Specimen 86 F/31274, $\times 13$, //

Tabla 3 — Plate 3



Sl. 1. Kianitov eklogit. Ovalna kianitova zrna so obdana s sekundarnim obrobkom. Vzorec 12 A/74, $\times 12$, //

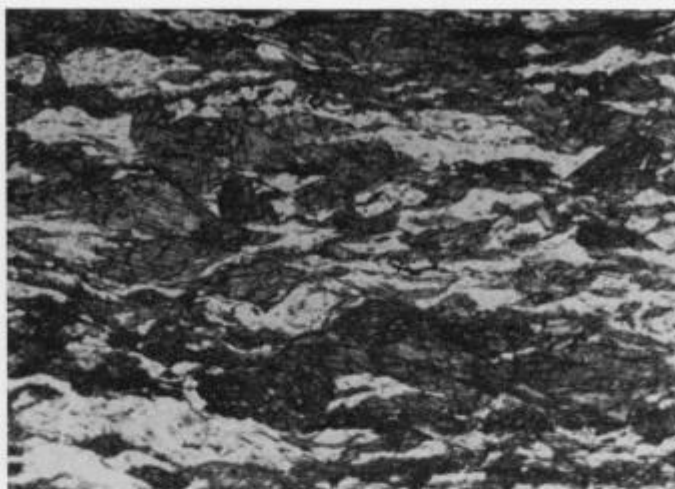
Fig. 1. Kyanite eclogite. Note reaction rims around oval kyanite grains. Specimen 12 A/74, $\times 12$, //



Sl. 2. Retrogradno spremenjeni zoisitov eklogit. Ostanki granata in zoisita v simplektitni osnovi. Granat obrobljen z zeleno rogovačo, zoisit pa z bazičnim plagioklazom. Vzorec 13 BH/31490, $\times 12$, //

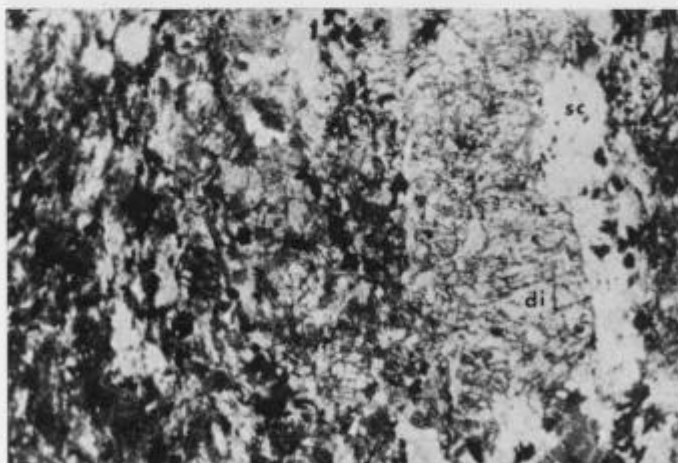
Fig. 2. Retrogressed zoisite-eclogite showing garnet and zoisite remains in a simplectitic matrix. Garnet rimmed by green hornblende, zoisite by basic plagioclase. Specimen 13 BH/31490, $\times 12$, //

Tabla 4 — Plate 4



Sl. 1. Finozrnati amfibolit z roba eklogitne leče. Plagioklaz ustreza oligoklazu. Vzorec 86 A/31255, $\times 17$, //

Fig. 1. Fine-grained amphibolite derived from the border portion of an eclogite lens. Anorthite content of plagioclase corresponds to oligoclase. Specimen 86 A/31255, $\times 17$, //



Sl. 2. Marmor z diopsidom, ki ga obdaja skapolit-meionit. Vzorec T-4/80/40198, $\times 22$, \times

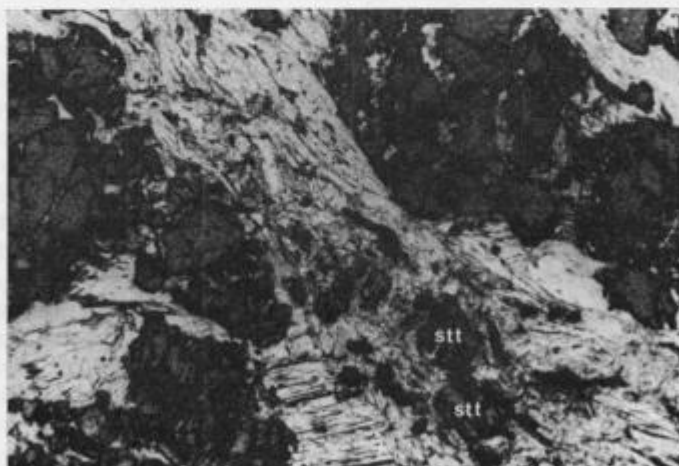
Fig. 2. Marble with diopside enveloped by scapolite-meionite. Specimen T-4/80/40198, $\times 22$, \times

Tabla 5 — Plate 5



Sl. 1. Diaftoritizirani blestnik s kloritiziranim almandinom. Iz finega agregata rastejo novi kristali kloritoida. Vzorec 565/2554, $\times 23$, //

Fig. 1. Retrogressed mica schist with chloritized almandine. New chloritoid crystals grow from a fine crystallized aggregate. Specimen 565/2554, $\times 23$, //



Sl. 2. Almandinovo-muskovitni blestnik. Iz retrogradnega mikrokristalnega agregata raste droben idiomorfni stavrolit (stt). Vzorec 86 E/74/31497, $\times 10$, //

Fig. 2. Almandine-muscovite schist. Thin idiomorphic crystals of staurolite (stt) grow from a microcrystalline aggregate. Specimen 86 E/74/31497, $\times 10$, //

Z vodo bogati metapelit se je na ta način močno osušil. Sledovi te reakcije so ohranjeni z obrisi glinenca (tabla 1, sl. 2). V tej fazi metamorfoze so paralelno skrivilavosti kristalizirale prve aplitoidne žile.

V nadaljevanju metamorfoze so se segrete kamenine sorazmerno hitro ugreznile in so tako pri približno isti temperaturi prišle v območje višjega pritiska. Sui različki gabra, oziroma bazalta, so rekristalizirali v eklogit. V manjših količinah je voda sicer bila prisotna, na kar kaže ta prvotna eklogitova rogovača in zoisit. V metapelitu ob eklogitu je bil prvotni andaluzit ustrezno nadomeščen s kianitom. Kristalizacija stavrolita in odsotnost anatekse kaže na približno temperaturo 550 do 600 °C. Delež žadeita v omfacitu, ki znaša 22 do 42 mol. %, pa kaže ob končani eklogitovi kristalizaciji na pritisk 5 do 9 kbarov. Splošne pogoje kristalizacije pohorskega eklogita kaže sl. 5; vnesen je podatek za 30 utežnih % žadeita po I. Kushiru (1965), kar ustreza našim analizam.

Podobne vrednosti za kristalizacijo eklogita na Golici in Svinški planini navajajo H. Heritsch (1973), W. Richter (1973) in W. Postl (1976). Heritsch pa je celo prvi našel na Golici vzorec z ohranjenim prehodom prvotnega piroksenovega gabra v metagabro, tj. v eklogit. C. Millerjeva (1970) je našla take prehode tudi v Ötztalskih Alpah.

Sledila je mlajša metamorfoza, med katero se je eklogit ob ponovnem dotoku vode skoraj izokemično spremenil v amfibolit. Eklogitova prikamenina, almandinovo-kremenovo-glinenčev skrivilavec, pa je istočasno prešla nazaj v almandinovo-muskovitni blestnik: reakcija (1) je tekla v obratni smeri. Ohranjena je psevdomorfoza muskovita po prvotnem glinencu (tabla 1, sl. 2). Kljub pogosti mlajši kataklazi predstavlja almandinovo-muskovitni blestnik najbolj rekristalizirane metapelite pohorskega metamorfne zaporedja. Sljuda meri ponekod več centimetrov. Gre za precej čisto kalijevo sljudo, ki vsebuje 8,43 % K_2O in samo 1,2 % Na_2O .

Pri predpostavki ene same progresivne metamorfoze ne moremo razložiti, da je v določeni fazi metamorfoze bilo prisotne več vode, kot pred to fazo. Eklogit najdemo v lečah, ki so po obodu simplektitizirane in amfibolitizirane. Najmanj je spremenjen eklogit v jedru leč. Voda, ki je omogočila amfibolitizacijo, je torej prodirala od zunaj proti notranjosti leč. Ponoven dotok vode v visoko metamorfozirane kamenine je bil mogoč le ob daljinskih premikih velikih razsežnosti, ob prelaganju in finem drobljenju kamenin pod dimenzije samih kristalov. Sledovi velikih premikov pa niso ohranjeni samo v eklogitem horizontu, temveč tudi v njegovi talnini. Izraženi so s protasto strukturo almandinovo-biotitnega gnajsa, amfibolita, aplitoidnega gnajsa in marmorja. Poleg drugih primesi vsebuje marmor tudi visoko dvolomni skapolit (tabla 4, sl. 2). Biotitni protasti gnajs vsebuje verjetno tudi sillimanit v zelo drobnozrnatem agregatu. Pogosto ohranjena protasta struktura kamenin kaže, da kasneje niso bile več intenzivno rekristalizirane.

Po podatkih W. Richterja (1973) je retrogradna metamorfoza eklogita na Svinški planini in na Golici potekala skoraj pri enakih fizikalnih pogojih kot njegova kristalizacija: temperatura je rahlo narasla, pritisk pa rahlo padel.

V visokometamorfem delu pohorskega zaporedja je v metapelitih izražena tudi retrogradna metamorfoza s stopnjo zelenega skrivilavca. Prvotni almandinovo-muskovitni blestnik in gnajs sta prešla v črni diafortitni sericitno-kloritni

skrilavec. V njem opazujemo le še ostanke in obrise prvotnega granata, plagioklaza, ali stavrolita. V talnini diafioritnega horizonta, v metapelitih ob eklogitu, je ta sprememba le delna. Večinoma je izražena s sericitnimi in kloritnimi obrobki okrog večjih kristalov. V metabazitu se odraža s kloritizacijo, epidotizacijo in kalcitizacijo, vendar je vezana predvsem na razpoke. Te retrogradne spremembe lahko primerjamo s tistimi, ki jih geologi razlagajo kot posledico alpskih orogenetskih premikov (S. Borsi et al., 1978). Popolna retrogradna metamorfoza je posledica globokih prelomov ob trčenju dveh kontinentalnih plošč in njunega narivanja (J. F. Dewey & J. M. Bird, 1970).

V diafioritizirane kamenine pa je bila kasneje vtisnjena še sled mlajše alpske progresivne metamorfoze. Dokazuje jo potektonska blastična rast kloritoida, muskovita in oligoklaza (tabla 5, sl. 1). V talnini teh plasti pa raste v le šibko spremenjenem almandinovem blestniku — eklogitovi prikamenini — iz sericitno kloritnega agregata nov droben stavrolit (tabla 5, sl. 2). Alpska rekristalizacija torej kaže na ponovno pregretje in na temperaturo ca 550 °C.

Eclogite from the Pohorje Mountains

Summary

Eclogite of the Pohorje Mountains is exposed in the deeper, but not in the deepest part of a mainly medium grade metamorphic complex. The examined lenses of eclogite and associated amphibolite as its retrogressed product are intercalated within metapelite. The latter is often of quartzitic nature, abundant in almandine garnet and muscovite; much rarer are reddish biotite, staurolite, and kyanite. Some varieties of the Pohorje eclogite contain abundant kyanite, zoisite and primary hornblende besides omphacite and garnet. Accordingly they can be classified as kyanite-, zoisite-, and hornblende-eclogite. Always present minor components are rutile and quartz. All these mineral phases are in equilibrium. The chemical composition of garnet, clinopyroxene, and hornblende, as well as the distribution coefficients of elements among co-existing mineral phases point to the almandine-amphibolite facies of the Pohorje eclogite. Its varying garnet composition encompasses the entire field of eclogite B proposed by R. G. Coleman et al. (1965); its omphacite is rich in diopside, and the jadeite content is 22 to 42 mol %.

The progressive metamorphism was followed by a retrograde alteration. The original eclogite layers were deformed. Traces of vigorous movements are not visible only in the eclogite horizon but also in various underlying rocks with flaser and blastomylonitic textures. As it seems, the biotite flaser gneiss contains sillimanite in a fine grained aggregate. Simultaneously a H₂O-rich fluid was introduced to the eclogite. Thereby, the Pohorje eclogite was generally and nearly isochemically transformed to fine grained amphibolite of considerable thickness. Geochemical data indicate a basaltic composition of both eclogite and amphibolite: tholeiitic basalt of oceanic association, some hyperaluminous varieties, and alkali basalt. The rock enveloping eclogite, the almandine feldspar gneiss, was simultaneously transformed by influx of H₂O to almandine-muscovite schist/gneiss. The muscovite pseudomorphs after a feldspar are preserved.

The upper part of the medium grade metamorphic sequence overlying the eclogite horizon is represented by the diaphthoritic almandine-muscovite schist/gneiss transformed to phyllonite. Corresponding manifestation in the schist of the eclogite horizon is uncommon. This retrogressive transformation is related to Alpine orogeny. It was followed by reheating of the whole area to about 550 °C, as proved by posttectonic chloritoid, muscovite \pm oligoclase in the phyllonite horizon, and by fine posttectonic staurolite in the eclogite horizon.

Literatura

- Backlund, H. 1936, Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rdsch. Bd. 27.
- Barth, T. F. W. 1952, Theoretical petrology. John Wiley & Sons, New York.
- Barth, T. F. W., Correns, C. W. & Eskola, P. 1939, Reprint 1970, Die Entstehung der Gesteine. Springer Verl., Berlin.
- Beck, H. 1931, Geologische Spezialkarte der Rep. Österreich, Blatt Hüttenberg und Eberstein, 1:75 000. Geol. B.-A., Wien.
- Bögel, H., Morteani, G., Sassi, F. P., Satir, M. & Schmidt, K. 1979, The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. Report on a meeting. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159., 1., p. 87—112, Stuttgart.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P. & Zirpoli, G. 1973, Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. Mem. Soc. geol. Ital., Vol. 12, p. 549—571, Pisa.
- Borsi, S., Del Moro, A., Sassi, F. P., Zanferrari, A. & Zirpoli, G. 1978, New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. Consiglio Nazionale delle Ricerche, p. 1—17, Padova.
- Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A. & Schönenberg, R. 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. Carinthia II., Jg. 153. (73.), p. 23—51, Klagenfurt.
- Coffrant, D. & Piboule, M. 1975, Kélyphitisation du disthène des éclogites du Limousin. 98^e Congr. nat. des soc. savantes, Saint-Etienne, 1973, T. I, p. 375—382, Paris.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. 1965, Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Amer. Bull. 76., p. 483—508; v: Ernst, W. G. 1975, p. 167—192.
- Dewey, J. F. & Bird, J. M. 1970, Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res., Vol. 75, No. 14, p. 2625—2647, Washington.
- Drovenik, F., Drovenik, M., Premru, U., Miklič, F., Bidovec, M. & Karer, M. 1978, Metalogenetska karta SR Slovenije. Geološki zavod, Ljubljana.
- Ernst, W. G. 1975, Metamorphism and plate tectonic regimes. Benchmark papers in geology. Halsted press, a division of John Wiley & Sons, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- Ernst, W. G. 1977, Bausteine der Erde. Ferd. Enke Verl., Stuttgart.
- Eskola, P. 1921, On the eclogites of Norway. Videnskap. Skr. Kristiania (Oslo), I, Mat.-naturv. Kl., no. 8.
- Eskola, P. 1939, Die metamorphen Gesteine; v: Barth, T. F. W. et al., 1970.
- Fiedler, A. 1936, Über Verflössungserscheinungen von Amphibolit mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. Min. u. petr. Mitt. Bd. 47.
- Fritsch, W. 1962, Von der »Anchi«-zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. Geol. Rdsch., 52, 1, p. 202—210, Stuttgart.
- Heinisch, H. & Schmidt, K. 1976, Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. Geol. Rdsch., 65, 2, p. 459—482, Stuttgart.
- Heritsch, H. 1973, Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. Tschermak's Min. Petr. Mitt., 19, p. 213—271, Wien.

- Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. *Geologija* 14, p. 187—226, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. *Geologija* 16, p. 245—270, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. & Moine, B. 1977, Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje Mountains. *Geologija* 20, p. 107—140, Ljubljana.
- Ippen, J. A. 1892 (1893), Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite des Bachergebirges. *Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark*. Graz, p. 328—369.
- Kieslinger, A. 1928, Geologie und Petrographie der Koralpe VII. Eklogite und Amphibolite. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 137, p. 401—454, Wien.
- Kieslinger, A. 1935, Geologie und Petrographie des Bache. *Verh. geol. B.-A., Nr. 7*, p. 101—110, Wien.
- Kleinschmidt, G. & Neugebauer, J. 1975, Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 9, p. 541—552, Stuttgart.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975 a, Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Clausth. Geol. Abh. Sdbd. 1*, p. 11—44, Clausthal.
- Kleinschmidt, G., Neugebauer, J. & Schönenberg, R. 1975 b, Die Tektonik der Phyllitgruppe in der Saualpe. *Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1*, p. 45—60, Clausthal.
- Kleinschmidt, G., Sassi, F. P. & Zanferrari, A. 1976, A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 11, p. 653—670, Stuttgart.
- Kushiro, I. 1965, Clinopyroxene solid solutions at high pressures; v: Annual report of the director, Geophysical laboratory, Carnegie Institution, p. 112—117, Washington.
- Leake, B. E. 1968, A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 98, p. 37—49.
- Loeschke, J. 1977, Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. *Z. dt. geol. Ges.*, 128, p. 185—207, Hannover.
- Machatschki, K. & Walitzi, E. M. 1962, Hornblendens aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* H. 8, p. 140—151, Wien.
- Miller, C. 1970, Petrology of some eclogites and metagabbros of the Ötztal Alps, Tyrol, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 28, p. 42—56, Heidelberg.
- Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1977, Osnovna geološka karta SFRJ, Slovenj Gradec, M 1:100 000.
- Mioč, P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnicu. *Geologija* 20, p. 193—230, Ljubljana.
- Miyashiro, A. 1973, *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin Ltd., London.
- Mottana, A. & Edgar, A. D. 1969, The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. *Lithos* 3, p. 37—49.
- Mottana, A. 1970, Distribution of elements among co-existing phases in amphibole-bearing eclogites. *N. Jb. Miner. Abh.* 112, p. 161—187.
- Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). *Geotekt. Forsch.*, H. 35, p. 23—93, Stuttgart.
- Nikitin, V. V. 1942, Prispevek h karakteristiki eklogitov in amfibolitov jugovzhodnega Pohorja in k vprašanju o nastanku eklogitov. *Razprave mat.-prir. raz. Akad. znan. in um. v Ljubljani. Zv. 21*, p. 299—362, Ljubljana.
- Pilger, A. & Weissenbach, N. 1975, Die tektonische Entwicklung des Hochkristallins in der Saualpe. *Clausth. geol. Abh., Sdbd. 1*, p. 115—130, Clausthal.

- Postl, W. 1976, Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe — Fundpunkte Rosenkogel, Höller und Stingl, Steiermark. Mitt.-Bl. Abt. Miner., Landesmuseum Joanneum, 44, p. 14 (48)—34 (68), Graz.
- Purtscheller, F. & Sassi, F. P. 1975, Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austridic Basement of the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22, 175—199, Wien.
- Richter, W. 1973, Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 19, p. 1—50, Wien.
- Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersstellung der Magdalensbergserie Mittelkärnten Österreich. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, Bd. 19, p. 195—214, Wien.
- Ringwood, A. E. 1975, Composition and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill intern. series in the earth and planetary sci., New York.
- Sassi, F. P. 1972, The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 18, p. 105—113, Wien.
- Sassi, F. P. & Scolari, A. 1974, The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45, p. 143—152, Heidelberg.
- Sassi, F. P., Zanferrari, A., Zirpoli, G., Borsi, S. & Del Moro, A. 1974a, The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic lineament between Mules and Mauthen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 7, p. 421—434, Stuttgart.
- Sassi, F. P., Zanferrari, A. & Zirpoli, G. 1974b, Aspetti dinamici dell'evento «Caledoniano» nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. *Mem. Mus. Trident. Sci. Nat.*, A. 37—38 (1974—1975), Vol. 20, Fasc. 3, p. 1—30, Trento.
- Schwinner, R., Die Zentralzone der Ostalpen. p. 105—232; v: Schaffer, F. X. 1951, Geologie von Österreich. Zweite Aufl., F. Deuticke, Wien.
- Smulikowski, K. 1964a, An attempt at eclogite classification. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. sci. géol. et géogr.*, 12, 1, p. 27—33.
- Smulikowski, K. 1964b, Le problème des éclogites. *Geol. sudetica. Vol. 1*, p. 13—77, Warszawa.
- Teller, F. & Dreger, J. 1898, Geološka karta Pragersko—Sl. Bistrica. M 1:75.000, Wien.
- Thiedig, F. 1966, Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16 (1965), p. 5—70, Wien.
- Thurner, A. 1971, Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschluckungslehre. *Geotekt. Forsch.*, H. 39, I—II, p. 1—124, Stuttgart.
- Tollmann, A. 1977, Geologie von Österreich. Bd. I., Franz Deuticke, Wien.
- Tröger, W. E. 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1. 4. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verl., Stuttgart.
- Turner, F. J. 1968, 1981, *Metamorphic petrology*. First and sec. ed. McGraw-Hill Book Comp., New York.
- Weissenbach, N. 1965, Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. *Disertacija rudarske akademije Clausthal*, p. 1—206, Clausthal.
- White, A. J. R. 1964, Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Amer. Min.* 49., p. 883—888.
- Winkler, H. G. F. 1965, 1967, Die Genese der metamorphen Gesteine. 1. in 2. Aufl., Springer Verl., Berlin.
- Winkler, H. G. F. 1970, Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg. 1970, H. 5, p. 189—248, Stuttgart.
- Winkler, H. G. F. 1974, 1976, 1979, *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 3rd, 4th and 5th Ed., Springer Verl., Berlin.
- Wurm, F. 1968, Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe der südöstlichen Saualpe in Kärnten. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 18 (1967), p. 151—206, Wien.
- Yoder, H. S., Jr. & Tilley, C. E. 1962, Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3, p. 342—532.

UDK 553.495:551.736(497.12) = 861

Raspodela U, Th i K u alevrolitima, psamitima i psefitima Žirovskog vrha

Distribution of U, Th, and K in siltstone, psammitic
and psephitic rocks of Žirovski vrh

Veljko Omaljev

Geoinstitut, 11000 Beograd, Rovinjska 12

Kratak izvod

Ova statistička izučavanja raspodele urana, torijuma i kalijuma u granulometrijskim frakcijama gredenskih slojeva Žirovskog vrha predstavljaju dalju razradu originalne metodologije autora. Raspodela singenetskih parcijalnih populacija urana, torijuma i kalijuma zavisna je od granulometrijske separacije klastičnih sedimenata Žirovskog vrha. Crveni alevroliti su relativno obogaćeni u ovim elementima u odnosu na crvene psamite i psefite. Raspodela urana je logaritamska, a kod crvenih alevrolita još i simetrična. U crvenim alevrolitima torijum je raspoređen desno-asimetrično, a u krupnijim granulacijama logaritamski. Slično je raspodeljen i kalijum. Uran je bitno drugačije raspoređen u sivim klastitima u odnosu na crvene, raspodela je uvek logaritamska sa karakterističnim logaritamskim repom: što je posledica prisustva mobilnog (dijagenetskog) urana u vidu parcijalnih populacija relativno visokih koncentracija. Torijum i kalijum su raspodeljeni slično kao u crvenim tvorevinama, a njihove koncentracije opadaju od sitnijih ka krupnijim frakcijama sivih klastita.

Abstract

In order to determine the distribution of uranium, thorium and potassium in clastic rocks of different particle size from Žirovski vrh, a dual histogram method has been used. Each of the sedimentary environment is represented by one statistical sample. The uranium distribution within the gray clastic rocks is always logarithmic and follows the second law with well expressed left asymmetry. By the logarithmic tail in the right part of the histogram younger partial uranium populations are revealed. Distribution of uranium in red siltstone is normal and follows the first law; at the same time it is lognormal. In red psammite the uranium distribution resembles that from gray clastites. Likewise the distributions of thorium and potassium in gray and red siltstone, psammite and psephite are given.

Uvod

Uzorci za određivanje sadržaja urana, torijuma i kalijuma u crvenim i sivim klastitima gredenskih slojeva Žirovskog vrha uzimani su već pri prvim prospekcionim radovima. Uzorkovanje je imalo slučajan karakter, primerci su uzimani sa površine terena i iz istražnih radova u periodu 1960—1966. godine. Najveći broj podataka je dobijen oprobavanjem bušotina. Uran, torijum i kalijum su određeni radiometrijski u laboratoriji Geoinstituta u Beogradu.

U ovom radu proučavamo raspodelu radioaktivnih elemenata u alevrolitima, psamitima i psefitima crvene subformacije, kao i odgovarajućih sivih tvorevina sive subformacije (ukupno 455 podataka). Parcijalna ispitivanja crvenih proslojaka u sivoj subformaciji su onemogućena zbog malog broja podataka (ukupno je 29 podataka).

Osnovne populacije urana, torijuma i kalijuma u svakoj izučavanoj sredini su predstavljene statističkim uzorcima. Raspodela u kolektivnom statističkom uzorku ovih subformacija gredenskih slojeva je ranije objavljena (V. O m a l j e v, 1979 c), a ovaj rad je nastavak pomenutih izučavanja.

Statistička ispitivanja raspodele urana, torijuma i kalijuma su izvedene paralelno u linearnim i logaritamskim statističkim razmerama. Napominjemo da pojam statističke razmere nema veze sa pojmom grafičke razmere u kojoj su nacrtani dvojni histogrami. Raspodele ovih elemenata su definisane matematički, u skladu sa ranije izloženim teoremama i zakonima raspodele (V. O m a l j e v, 1978 b). Ova izučavanja su posebno izvedena za tvorevine crvene i posebno sive subformacije gredenskih slojeva Žirovskog vrha.

Crvena subformacija

Raspodela urana, torijuma i kalijuma u tvorevinama crvene subformacije Žirovskog vrha reprezentovana je sa statističkim uzorkom od 146 podataka. Ovaj kolektivni statistički uzorak je sastavljen od parcijalnih uzoraka: crvenih alevrolita, crvenih psamita i crvenih psefita. Broj podataka i srednji sadržaj ispitivanih elemenata je sledeći (tabela 1).

Statistička ispitivanja raspodele elemenata u uzorku crvenih psefita su onemogućena apsolutno malim brojem podataka, te smo formirali novi statistički uzorak od psamita + psefita.

Raspodela urana, torijuma i kalijuma u kolektivnom uzorku crvene subformacije je opisana ranije (V. O m a l j e v, 1979 c), te će se samo pojedini

Tabela 1. Broj podataka i srednji sadržaj urana, torijuma i kalijuma u tvorevinama crvene subformacije Žirovskog vrha

	N	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Crveni alevroliti	82	2,45	13,04	2,37
Crveni psamiti	57	1,98	8,63	1,27
Crveni psefiti	7	1,17	3,21	0,33
Crveni psamiti + psefiti	64	1,89	8,04	1,17
Crvena subformacija	146	2,21	10,85	1,84

karakteristični detalji pominjati kod analize parcijalnih uzoraka, koji su detaljno opisani. Dvojni histogram raspodele u kolektivnom statističkom uzorku dajemo na sl. 1 i 2.

Crveni alevroliti. Crveni klastični sedimenti najfinije granulacije, alevroliti, su reprezentovani sa statističkim uzorkom od 82 podatka, što čini 56,16% učešća u kolektivnom uzorku. Veličina ovog uzorka je svakako nedovoljna u smislu ranijih definicija (V. O m a l j e v, 1978 b). Međutim, reprezentativnost statističkog uzorka nije iskazana jedino brojem podataka, već i samim karakterom raspodele. Pravilnost statističke raspodele, koja je blizu idealne (sl. 1), pokazuje da veličina ovog uzorka uslovno zadovoljava. To je naročito potencirano učešćem u kolektivnom uzorku crvene subformacije, jer čini preko 1/2 ukupnog broja podataka.

Raspodela urana u crvenim alevrolitima je simetrična, bliska normalnoj, a ova simetričnost se prenosi i na raspodelu u tvorevinama crvene subformacije. Parametri statističke raspodele su: $M = 2,4 \approx \bar{x} = 2,45 < Mx = 2,6$ ppm, na varijacionom intervalu od 0,8 do 5,0 ppm urana.

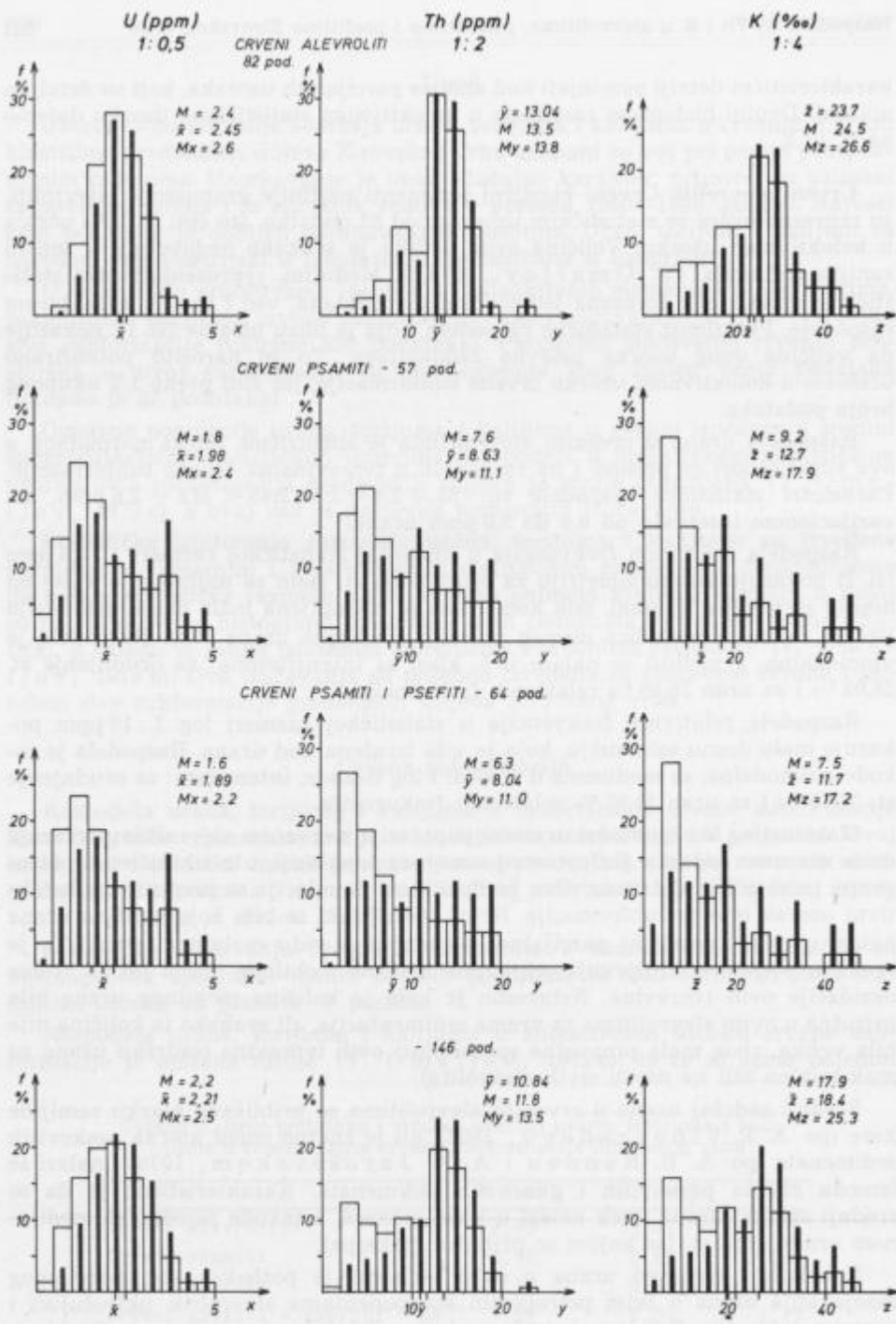
Raspodela relativnih frekvencija u linearnoj statističkoj razmeri 1 : 0,5 ppm (sl. 1) pokazuje visoku simetriju za orudnjenje st. (sem za najbogatije klase na desnoj strani histograma), dok kod urana je zastupljena mala desna asimetrija (što je zakonita posledica desnog položaja medijane urana Mx). Raspodela je unimodalna, a modusi se nalaze u 5. klasi sa intenzitetima: za orudnjenje st. 28,05 % i za uran 26,95 % relativnih frekvencija.

Raspodela relativnih frekvencija u statističkoj razmeri log 1 : 10 ppm pokazuje malu desnu asimetriju, koja je više izražena kod urana. Raspodela je takođe unimodalna, sa modulusima u 4. klasi I log dekade, intenziteta: za orudnjenje st. 34,15 % i za uran 31,92 % relativnih frekvencija.

Maksimalna kompaktnost uranove populacije u crvenim alevrolitima ukazuje da se sav uran nalazi u jedinstvenoj osnovnoj populaciji, i to isključivo u petrogenim mineralima detritusa. Ova kompaktnost populacije se prenosi i na kolektivni uzorak crvene subformacije. Nema indicija da se bilo koja količina urana nalazi u nekoj posebnoj parcijalnoj populaciji u vidu mobilnog urana. To je svakako posledica izluživanja celokupne količine mobilnog urana još za vreme oksidacije ovih tvorevina. Neizvesno je koja je količina mobilnog urana bila prisutna u ovim alevrolitima za vreme sedimentacije, ali svakako ta količina nije bila velika, zbog male propustne sposobnosti ovih tvorevina (sadržaji urana su maksimalno bili na nivou sivih alevrolita).

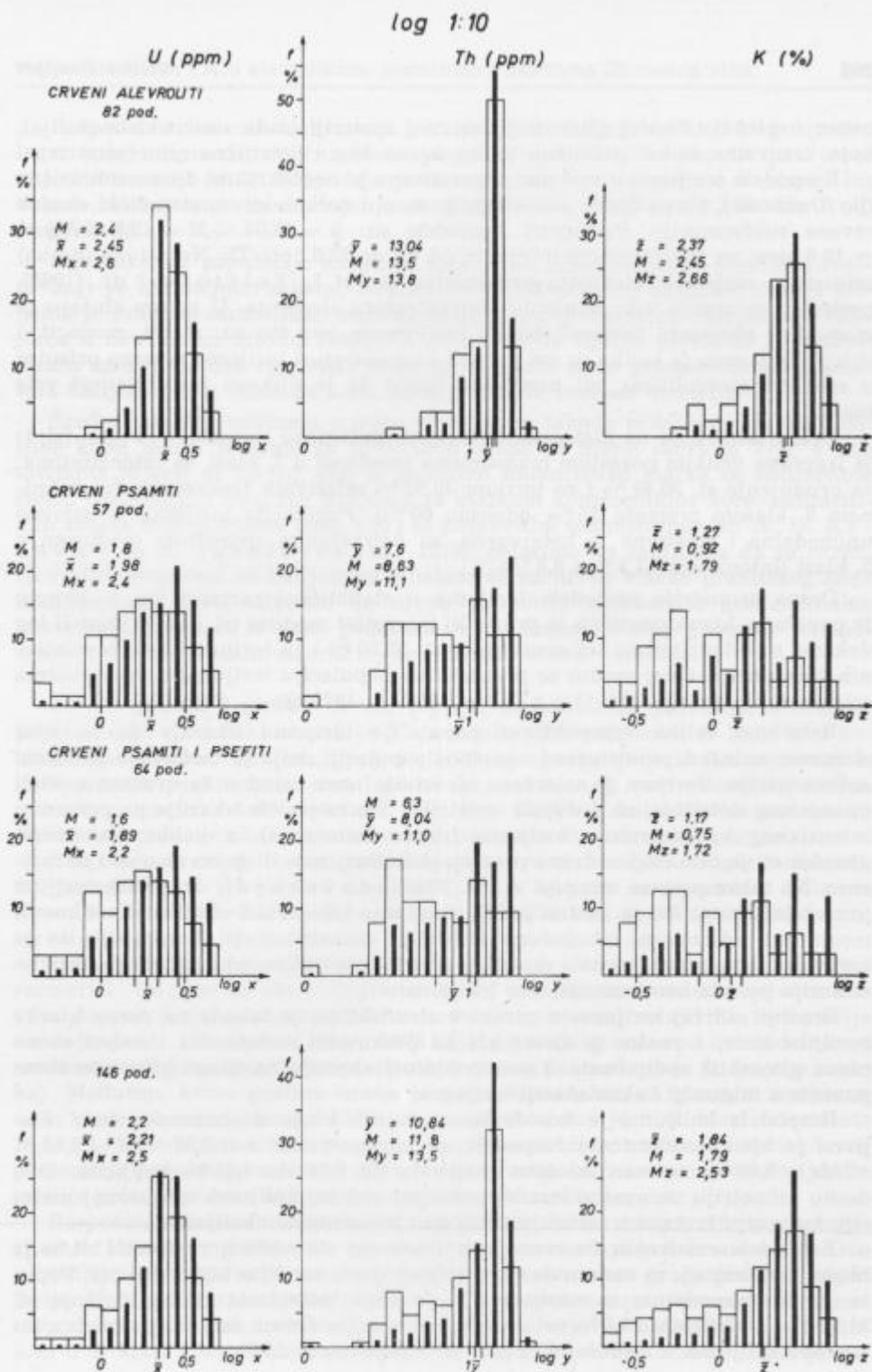
Srednji sadržaj urana u crvenim alevrolitima se približava klarku zemljine kore (po A. P. V i n o g r a d o v u, 1962), ali je znatno iznad klarka peskovitih sedimenata (po A. B. R o n o v u i A. A. J a r o š e v s k o m, 1976) i nalazi se između klarka peskovitih i glinovitih sedimenata. Karakteristično je da se srednji sadržaj urana uvek nalazi u klasi modusa, a takođe zajedno sa medijanom orudnjenja st. (sa kojom se približno poklapa).

Simetričan raspored urana u ovim stenama je posledica tzv. normalnog rasejavanja urana u svim petrogenim komponentama alevrolita, uključujući i vezivnu materiju. Relativno visok srednji sadržaj urana, koji premaša klark peskovitih sedimenata, navodi na pretpostavku da je jedan deo urana čvrsto



Sl. 1. Dvojni histogrami raspodele U, Th i K u crvenoj subformaciji, u linearnoj statističkoj razmeri

Fig. 1. The dual histograms of U, Th and K distribution in the red subformation, in the linear statistical scale



Sl. 2. Dvojni histogrami raspodele U, Th i K u crvenoj subformaciji, u logaritamskoj statističkoj razmeri

Fig. 2. The dual histograms of U, Th and K distribution in the red subformation, in the logarithmic statistical scale

vezan u prekrystalisaloj glinovitoj vezivnoj materiji (sada sericitska materija), koja verovatno sadrži približno toliko urana kao i detritična mineralna zrna.

Raspodela torijuma u crvenim alevrolitima je neočekivano desnoasimetrična (po 3. zakonu), a ovu desnu asimetriju prenosi i na kolektivni statistički uzorak crvene subformacije. Parametri raspodele su: $\bar{y} = 13,04 < M = 13,5 < My = 13,8$ ppm, na varijacionom intervalu od 3,2 do 22,3 ppm Th. Negativna (desna) asimetrija raspodele elementa predstavlja, po M. I. Tolstoj i dr. (1965), posledicu prisustva više minerala koncentratora elementa. U našem slučaju to mogu biti akcesorni minerali bogati torijumom, kao što su: alanit, monacit, i drugi. Neizvesno je koliko su ovi mogući koncentratori torijuma stvarno prisutni u crvenim alevrolitima, ali predpostavljamo da je njihova zastupljenost vrlo mala.

Desna asimetrija na histogramu linearne statističke razmere 1 : 2 ppm (sl. 1) je izazvana velikim porastom maksimuma (modusa) u 7. klasi, sa intenzitetima: za orudnjenje st. 30,49 % i za torijum 30,67 % relativnih frekvencija (sa susednom 8. klasom premaša 55 %, odnosno 60 %). Populacija torijuma je uslovno unimodalna i relativno je heterogena, sa neizraženim sporednim modusom u 5. klasi (intenziteta 12,2 % i 8,8 %).

Desna asimetrija raspodele torijuma u statističkoj razmeri log 1 : 10 ppm je povećana, karakterističan je preveliki intenzitet modusa (sl. 2) u 2. klasi II log dekade, sa intenzitetima: za orudnjenje st. 50,00 % i za torijum 54,42 % relativnih frekvencija. Ovaj modus se prenosi i na populaciju torijuma u tvorevinama crvene subformacije (V. O m a l j e v, 1979 b, 1979 c).

Relativno velika kompaktnost populacije torijuma ukazuje da se ovaj element nalazi u jedinstvenoj osnovnoj populaciji, koja je formirana prilikom sedimentacije. Torijum je u crvene alevrolite unet zajedno sa uranom u vidu mineralnog detritusa, uključujući i matriks. Tip raspodele ukazuje na prisustvo intenzivnog koncentratora torijuma (desna asimetrija), a veliki maksimum ukazuje da je bilo i sekundarne preraspodele torijuma, ili je on obaran i iz rastvora. Na takve procese ukazuje A. A. D r o z d o v s k a j a i dr. (1968), torijum je mobilniji nego što se obično predpostavlja, a intenzivno oksidisani sedimenti mogu biti sekundarno obogaćeni. Preveliki maksimum (sl. 2) ukazuje da je verovatno obogaćena vezivna materija crvenih alevrolita, odnosno da se vezivna materija ponaša kao koncentrator torijuma.

Srednji sadržaj torijuma u crvenim alevrolitima je takođe na nivou klarka zemljine kore, a znatno je iznad klarka peskovitih sedimenata i nalazi se na nivou glinovitih sedimenata. I ove vrednosti ukazuju na ulogu glinovite komponente u migraciji i akumulaciji torijuma.

Raspodela kalijuma je takođe iznenađujuće blago desnoasimetrična, relativno je bliska simetričnoj raspodeli, sa parametrima: $\bar{z} = 2,37 < M = 2,45 < Mz = 2,66$ %, na varijacionom intervalu od 0,58 do 4,46 % kalijuma. Ovu desnu asimetriju verovatno izaziva povećani sadržaj kalijuma u vezivnoj materiji, koja se u izvesnom smislu ponaša kao koncentrator kalijuma.

Raspodela relativnih frekvencija u linearnoj statističkoj razmeri 1 : 4 % je bliska simetričnoj, sa malom desnom asimetrijom, naročito kod kalijuma. Populacija je unimodalna, sa modusima u 7. klasi intenziteta: za orudnjenje st. 21,95 % i za kalijum 23,5 % relativnih frekvencija. Desnu asimetriju izaziva intenzitet kalijuma u sledećoj 8. klasi, sa intenzitetom 23 %.

Raspodela relativnih frekvencija u statističkoj razmeri $\log 1 : 10$ ‰ je izrazito logaritamski desnoasimetrična, što se prenosi i na kolektivnu populaciju u crvenoj subformaciji (sl. 2). Raspodela je unimodalna, sa modusima u 5. klasi I log dekade, intenziteta: za orudnjenje st. 25,61 ‰ i za kalijum 30,2 ‰ relativnih frekvencija.

Kompaktnost populacije kalijuma u crvenim alevrolitima je posledica rasejavanja po normalnom zakonu. Najznačljivi koncentrador kalijuma u ovim stenama je svakako sericitisana vezivna materija, a ravnomerno rasejavanje kalijuma u detritičnim zrnima feldspata dovela bi do tipične normalne raspodele. Desna asimetrija ove raspodele može se objasniti samo prisustvom koncentratora kalijuma, a to može da bude samo glinovita vezivna materija.

Srednji sadržaj kalijuma u ovim stenama se takođe približava klarku zemljine kore, manji je samo za 10 ‰ (kod urana je manji samo za 2 ‰, a kod torijuma je veći za 0,5 ‰), dok je približno toliko iznad klarka za sedimentne stene. Upoređujući ovaj fon kalijuma sa klarkom kontinentalne kore, sedimentnim slojem kontinentalne kore, kao i sa peskovitim sedimentima (po A. B. R o n o v u i A. A. J a r o š e v s k o m , 1976), dolazimo do zaključka da su crveni alevroliti obogaćeni sa kalijumom i nalaze se na nivou klarka granitskog sloja kontinentalne kore, odnosno na nivou glinovitih sedimenata geosinklinalne kontinentalne kore. Iz ovih podataka je evidentan značaj glinovite komponente u vezivu crvenih alevrolita, kao koncentratora kalijuma.

Crveni psamiti i psefiti. Crveni psamiti su količinski podređeni u crvenoj subformaciji, statistički uzorak od 57 podataka učestvuje samo sa 39,04 ‰ u kolektivnom uzorku. Veličina ovog statističkog uzorka je svakako nedovoljna. Pošto uzorak psefita ima samo 7 podataka, načinjen je novi statistički uzorak psamiti + psefiti od 64 podataka, koji ima učešće u kolektivnom uzorku od 43,84 ‰. Populacije oba ova uzorka ispitivali smo dvojnim histogramima.

Raspodela urana je levoasimetrična, pokorava se 2. zakonu (logaritamskom), sa parametrima: $M = 1,8 < \bar{x} = 1,98 < Mx = 2,4$ ppm za psamite, odnosno $M = 1,6 < \bar{x} = 1,89 < Mx = 2,2$ ppm za zajednički uzorak, na varijacionom intervalu (iz psamita, koji obuhvata i psefite) od 0,4 do 4,9 ppm urana.

Leva asimetrija raspodele je naročito dobro izražena u linearnoj statističkoj razmeri $1 : 0,5$ ppm na oba histograma (sl. 1), sa tipičnom levoasimetričnom krivom gustine (koja se može zamisliti nad histogramima) relativnih frekvencija orudnjenja st. (V. O m a l j e v , 1978 b). Raspodela je uslovno unimodalna, sa modusom u 3. klasi oko 24 ‰ relativnih frekvencija orudnjenja st. (za oba uzorka). Međutim, kriva gustine urana je jasno bimodalna, sa glavnim modusom u 3. klasi intenziteta preko 17 ‰, a sporedni modus je u 8. klasi intenziteta 16,4 ‰ i 15,3 ‰ relativnih frekvencija. Karakteristična je tendencija opšteg levog pomeranja populacija u oblast nižih koncentracija sa porastom granulacije, što izaziva povećanje leve asimetrije, naročito kod orudnjenja st.

Raspodela relativnih frekvencija u statističkoj razmeri $\log 1 : 10$ ppm je logaritamski desnoasimetrična, što naročito dolazi do izražaja kod urana (sl. 2). Ovu asimetriju izazivaju najsiromašnije probe, koje verovatno grade posebnu populaciju. Dominantna parcijalna populacija je kompaktna, sa uslovno simetričnom raspodelom relativnih frekvencija orudnjenja st., uslovno unimodalno, sa modusom u 3. klasi I log dekade malog intenziteta blizu 17 ‰. Modus urana je po-

meren udesno za dve klase, sa intenzitetima 20,74 % relativnih frekvencija za psamite i 19,34 % za zajednički uzorak.

I pored malog broja podataka dobro je izražena suštinska razlika raspodele urana u crvenim alevrolitima i krupnozrnijim frakcijama. Sa povećavanjem krupnoće zrna opadaju koncentracije urana, cela populacija se pomera ulevo te dolazi do levoasimetrične raspodele, koja bi u psefitima verovatno bila hiperboloidna.

Izvesna heterogenost osnovne populacije urana posmatrane u linearnim statističkim razmerama je svakako posledica izluženja urana u procesima oksidacije ovih tvorevina. Sav mobilni uran je izlužen, ostao je samo nemobilni uran u detritičnim zrnima, nasleđen još iz primarnih izvora. Možemo predpostaviti da je u ovim tvorevinama prvobitno bilo toliko urana kao i u odgovarajućim sivim tvorevinama (po klasama granulacije).

Relativno velika kompaktnost dominantne parcijalne populacije urana, posmatrana u logaritamskoj statističkoj razmeri, ukazuje da se sav uran nalazi rasejan u petrogenim mineralima po logaritamskom zakonu. Veoma izražena desna logaritamska asimetrija ukazuje da nije bilo naknadnih stvaranja izrazitih koncentratora urana u vidu sopstvenih minerala (dijagenetska preraspodela). Procesi akumulacije urana u ovim stenama su bili pasivni, jer su posledica samo sedimentne diferencijacije.

Srednji sadržaji urana u crvenim psamitima su ispod klarka zemljine kore, a nešto iznad klarka za intermedijarne magmatske stene. Ovi fonski sadržaji su na nivou klarka sedimenata geosinklinala i platformi, što je svakako u skladu sa globalnim rasejavanjem urana u bezrudnim formacijama peščarskog sastava. U psefitima dolazi do opadanja sadržaja urana (preliminarno, zbog malog broja podataka), što je verovatno posledica izostajanja petrogenih koncentratora (liskuni, feldspati, akcesorni minerali, itd).

Raspodela torijuma je takode levoasimetrična u psamitima, a ova asimetrija se još povećava kod zajedničkog uzorka tako da kriva gustine orudnjenja st. postaje hiperboloidna. Parametri raspodele su: $M = 7,6 < \bar{y} = 8,63 < My = 11,1$ ppm za psamite, a za zajednički uzorak je $M = 6,3 < \bar{y} = 8,04 < My = 11,0$ ppm, na varijacionom intervalu nasleđenom iz psamita od 1,2 do 19,7 ppm Th.

Raspodela relativnih frekvencija orudnjenja st. je uslovno unimodalna (u linearnoj statističkoj razmeri), sa modusom u 3. klasi intenziteta 21 % za psamite, a kod zajedničkog uzorka modus je u 2. klasi sa intenzitetom 26,56 %. Raspodela torijuma je relativno ravnomerna (sl. 1), sa modusima u 6. klasi intenziteta oko 15 % relativnih frekvencija.

U logaritamskoj statističkoj razmeri (sl. 2) raspodela orudnjenja st. je ravnomerna, sa nevelikim maksimumima: za psamite u 1. klasi II log dekade intenziteta 15,79 % i za zajednički uzorak u 6. klasi I log dekade sa intenzitetom 17,19 % relativnih frekvencija. Raspodela torijuma je logaritamski desnoasimetrična, sa maksimumom u poslednjoj klasi populacije (3. klasa II log dekade) intenziteta: za psamite 22,08 % i za zajednički uzorak 21,12 % relativnih frekvencija. Najsiromašnija proba je usamljena, kao da ne pripada ovoj populaciji torijuma.

Ovako neujednačena raspodela relativnih frekvencija je svakako posledica i nedovoljnog broja podataka za ovaj tip raspodele, tako da se rezultati ove analize moraju smatrati za preliminarne.

Ravnomerno rasejavanje torijuma u svim potrogenim mineralima verovatno ima za posledicu ovakvu statističku raspodelu, koja se u osnovi pokorava logaritamskom zakonu, ali nije logaritamski simetrična. Predpostavljam da u ovim stenama ima koncentratora torijuma u vrlo malim količinama, a oni dovode do logaritamske raspodele.

Smanjenje srednjih sadržaja torijuma u ovim stenama je znatno veće od urana (u odnosu na alevrolite) i iznosi 34–38 %. Srednji sadržaji torijuma u psamitima su nešto iznad klarka za intermedijarne magmatske stene, a oni takođe odgovaraju klarku peskovitih sedimentata platformi. U procesu sedimentne diferencijacije grubozrni materijal je manje hemijski i mehanički pretrađen, te bi trebalo da krupnozrni klastiti vernije odražavaju srednje vrednosti sadržaja primarnih izvora. U tom bi slučaju alevrolitska frakcija bila obogaćena torijumom (i u manjoj meri uranom).

Raspodela kalijuma je izrazito levoasimetrična, bliska hiperboloidnoj, sa parametrima: $M = 0,92 < \bar{z} = 1,27 < Mz = 1,79$ % za psamite i $M = 0,75 < \bar{z} = 1,17 < Mz = 1,72$ % za zajednički uzorak, na varijacionom intervalu naslednom iz psamita od 0,21 do 4,44 % kalijuma.

Raspodela kalijuma u krupnozrnijim crvenim sedimentima je heterogenija u odnosu na alevrolite. Velika leva asimetrija u linearnoj statističkoj razmeri 1 : 4 % (sl. 1) je u izvesnoj meri neočekivana. Glavni modus je predominantan i nalazi se već u 2. klasi, sa intenzitetom oko 28 % relativnih frekvencija orudnjenja st. Glavni modusi kalijuma su pomereni udesno za tri klase, sa intenzitetima oko 17 % relativnih frekvencija. U logaritamskoj statističkoj razmeri log 1 : 10 % raspodele relativnih frekvencija su multimodalne.

Ovako neujednačena statistička raspodela kalijuma u krupnozrnijim crvenim klastitima je svakako posledica neravnomernog sadržaja K-feldspata i glinovite (sericitisane) vezivne materije, što ne treba smatrati iznenađenjem. Kalijum, kao glavni element ovih stena i zemljine kore, je delimično nasleđen iz primarnih izvora u vidu K-feldspata i liskuna i ova parcijalna populacija se nalazi oko glavnog modusa. Bogatije parcijalne populacije se nalaze na desnoj strani histograma i pripadaju vezivnoj materiji, a nalaze se ispod kompaktne populacije kalijuma u crvenim alevrolitima (sl. 1 i 2). Dominantna leva parcijalna populacija kalijuma prenosi se i na kolektivnu populaciju crvene subformacije (V. O m a l j e v, 1979 b, 1979 c).

Srednji sadržaji kalijuma u ovim crvenim klastičnim sedimentima su ispod klarka intermedijarnih magmatskih stena, a takođe se nalaze ispod klarka peskovitih sedimentata platformi i geosinklinala. U sedimentnoj diferencijaciji veoma se smanjio sadržaj kalijuma u krupnozrnijim frakcijama, više od urana i torijuma. Veliki deficit kalijuma je nastao naročito u psefitima, gde je sadržaj minimalan (0,33 % K).

Srednji saržaji kalijuma u crvenim gredenskim slojevima su uvek manji od odgovarajućih granulometrijskih frakcija sivih, a ta razlika raste povećavanjem krupnoće fragmenata. Ova činjenica verovatno nije posledica samo sedimentne diferencijacije, jer prilikom sedimentacije tvorevina živih rečnih korita i poplavnih ravnina predpostavljam da je nelogično očekivati veću akumulaciju kalijuma u sedimentima rečnih korita. Sadašnja situacija je najverovatnije posledica sekundarnog izluživanja kalijuma prilikom oksidacije tvorevina poplavnih ravnina, a to utoliko više ukoliko je tvorevina krupnozrnija.

Siva subformacija

Siva subformacija gredenskih slojeva na Žirovskom vrhu je pretežno izgrađena od sivih klastičnih tvorevina, u kojima se nalaze crveni prosljoci. U ovom radu analiziramo samo sive sedimente po granulometrijskom sastavu, jer u crvenim prosljocima nema dovoljno podataka za statističku analizu.

Sive tvorevine su po pravilu krupnozrnije od crvenih, bilo da se radi o crvenim prosljocima ili tvorevinama crvene subformacije.

Raspodela urana, torijuma i kalijuma u sivim klastičnim sedimentima Žirovskog vrha je reprezentovana sa statističkim uzorkom od 309 podataka, što potpuno zadovoljava. Ovaj kolektivni uzorak je sastavljen od parcijalnih statističkih uzoraka: sivih alevrolita, sivih psamita i sivih psefita. Broj podataka i srednji sadržaj ispitivanih elemenata je sledeći (tabela 2).

Raspodela ovih elemenata u kolektivnom uzorku je opisana ranije (V. O m a l j e v, 1979 c), te će se pominjati samo karakteristični detalji, koji su nasleđeni od ovih parcijalnih statističkih uzoraka.

Raspodela urana u sivim klastičnim sedimentima Žirovskog vrha je bitno drugačija od raspodele u crvenim klastitima, što je posledica prisustva mobilnog urana u vidu parcijalnih populacija visokih koncentracija (relativno). Uvek je zastupljena logaritamska raspodela, te su histogrami dati samo u statističkoj razmeri log 1 : 10. Torijum i kalijum su takođe levoasimetrično (logaritamski) raspoređeni, ali relativno slično kao i u crvenim tvorevinama. Kod ovih elemenata izostaju mlade dijagenetske parcijalne populacije, koje su karakteristične samo za uran.

Tabela 2. Broj podataka i srednji sadržaj urana, torijuma i kalijuma u tvorevinama sive subformacije Žirovskog vrha

	N	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Sivi alevroliti	12	4,98	10,07	2,59
Sivi psamiti	178	8,92	1,41	1,74
Sivi psefiti	119	4,78	6,02	1,27
Siva subformacija	309	7,18	6,98	1,59

Sivi alevroliti. Statistička ispitivanja raspodele urana, torijuma i kalijuma u sivim alevrolitima su onemogućena zbog veoma malog broja podataka. Priključenje ovih 12 podataka sivim psamitima je takođe onemogućeno prevelikom razlikom u broju podataka (uzorak alevrolita je oko 15 puta manji od uzorka psamita), kao i predpostavkom velike razlike u formi statističke raspodele elemenata.

Srednji sadržaj urana u sivim alevrolitima je oko dva puta veći od sadržaja u crvenim alevrolitima, a takođe je veći i od klarka kiselih magmatskih stena. Ove stene su svakako obogaćene uranom, a mi predpostavljamo da je to obogaćenje nastalo već u fazi sedimentacije, kao rezultat adsorptivnog vezivanja urana u fazi stvaranja primarnih sindijagenetskih akumulacija urana (V. O m a l j e v, 1979 a). Mobilni uran u ovim tvorevinama je sačuvan sve do savremenog doba zahvaljujući konzervaciji redukcione sredine, za razliku od crvenih alevrolita

iz kojih je mobilni uran izlužen. Mobilni uran iz alevrolita, verovatno, nije učestvovao u procesima reciklacije urana u sivim klastičnim sedimentima, što zaključujemo iz malog varijacionog intervala, od 2,0 do 8,1 ppm urana.

Srednji sadržaj torijuma je znatno niži od crvenih alevrolita, niži je od klarka zemljine kore i nešto je viši od klarka peskovitih sedimenata geosinklinala i platformi. I ove tvorevine su u izvesnom smislu obogaćene torijumom, ali je neizvesno da li je to posledica prisustva glinovite vezivne materije, sa većim singenetskim sadržajima torijuma, ili su prisutni i procesi obogaćenja torijumom. Varijacioni interval od 3,9 do 18,1 ppm Th je sličan drugim sivim klastitima, jedino izostaju najniže vrednosti.

Srednji sadržaj kalijuma je najviši od svih granulometrijskih frakcija u gre-denskim slojevima Žirovskog vrha, a nalazi se iznad klarka zemljine kore. To je svakako posledica vezivanja kalijuma glinovitom materijom matriksa u toku sedimentne diferencijacije i sedimentacije. Varijacioni interval od 1,15 do 4,30 % kalijuma je karakterističan po tome što izostaju koncentracije ispod 1 % K (posledica malog broja podataka).

Sivi psamiti. Sivi psamiti dominiraju po broju podataka u sivim klastičnim sedimentima (178 podataka) jer u kolektivnom uzorku učestvuju sa 57,61 %, a verovatno dominiraju i u samoj sivoj subformaciji, naročito u stratigrafski višim nivoima (II i III ritam sedimentacije).

Raspodela urana je logaritamska, po 2. zakonu, sa parametrima $M = 5,1 < \bar{x} = 8,92 < Mx = 12,2$ ppm, na varijacionom intervalu od 0,9 do 98,0 ppm urana (što je maksimalan varijacioni interval pri ispitivanjima). Histogram je veoma produžen u desnu stranu (sl. 3), obuhvatajući dve log dekade, populacija je tako multimodalna.

Jasno su polarisane parcijalne populacije: u I log dekadi je predominantna parcijalna populacija sindijagenetskog urana, koja je uslovno unimodalna; a u II log dekadi su diagenetske parcijalne populacije logaritamskog repa.

Relativno kompaktna sindijagenetska parcijalna populacija I log dekade ima glavni modus raspodele u 7. klasi, intenziteta 15,17 % relativnih frekvencija orudnjenja st.; dok je glavni modus urana u poslednjoj 10. klasi I log dekade, sa intenzitetom 11,48 %, što ukazuje na izvesna naknadna obogaćenja uranom na prelazu u II log dekadu (mešaju se populacije) Sindijagenetska parcijalna populacija ima srednji sadržaj urana 4,84 ppm, što je slično sivim alevrolitima, ali je verovatno prvobitno bila nešto siromašnija. Uran ove populacije je delimično u detritičnim zrnima (singenetski uran), a delimično je to mobilni diagenetski uran u vezivnoj materiji. Sindijagenetska parcijalna populacija urana je pomerena udesno u odnosu na singenetsku populaciju crvenih psamita, ali je po karakteru raspodele slična (sl. 2 i 3). Predpostavljam, da je i u peščarima poplavnih ravnina prvobitno bila stvorena slična sindijagenetska populacija urana (srednjeg sadržaja oko 4 ppm), koja je procesima oksidacije pretvorena u tipičnu singenetsku populaciju crvenih psamita.

Parcijalne populacije urana u II log dekadi su mnogobrojne, tako da je raspodela multimodalna. Karakterističan je drugi modus raspodele urana u poslednjoj, 10. klasi II log dekade, sa intenzitetom 11,40 % relativnih frekvencija. Ove parcijalne populacije dolaze od prisustva diagenetskog mobilnog urana, koji je u procesima reciklacije obogaćen te dolazi do stvaranja sopstvenih ura-

novih minerala (pehblende i kofinita). Veliko izduženje u desnu (pozitivnu) stranu apscise daje formu logaritamskog repa, što je bitna razlika u odnosu na druge logaritamske raspodele. Ovaj karakterističan logaritamski rep dolazi do izražaja i u kolektivnom statističkom uzorku sivih klastita Žirovskog vrha.

Nove parcijalne populacije urana logaritamskog repa su posledica postojanja reciklacionih procesa preraspodele, u smislu stvaranja sve bogatijih akumulacija urana rudnih tela (pri ovim ispitivanjima namerno su izbegnuta rudna tela). Zato je postojanje logaritamskog repa statističke raspodele urana od najvećeg metalogenetskog značaja sa aspekta identifikacije metalogenetski povoljnih petrogenih sredina za stvaranje bogatijih akumulacija urana, što je slučaj na Žirovskom vrhu.

Srednji sadržaj urana parcijalnih populacija logaritamskog repa (samo u II log dekadi) je 29 ppm U, što je za 6 puta bogatije od sindijagenetske populacije; odnosno, preko 3 puta bogatije od osnovne populacije.

Srednji sadržaj urana osnovne populacije je znatno iznad klarka kiselih magmatskih stena i odgovara fonu kiselih alkalnih diferencijata (L. L. Leonard, i dr., 1961). To je posledica prinosa urana prilikom preraspodele u procesu dijageneze, što u suštini predstavlja rudonosne procese u metalogenetskom smislu (V. Omaljev, 1979 a, 1979 b).

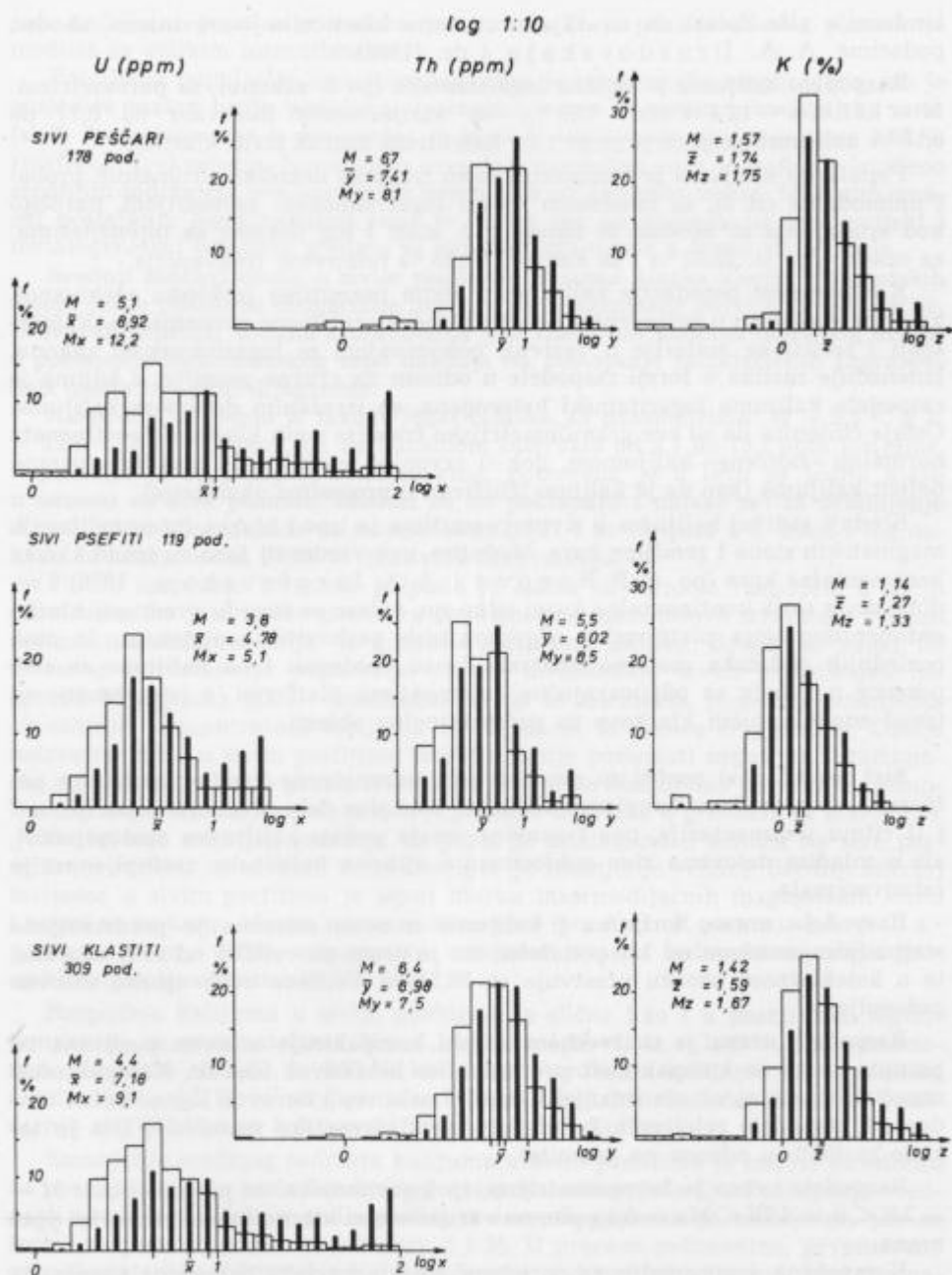
Raspodela torijuma je levoasimetrična, tj. logaritamska, sa parametrima: $M = 6,7 < \bar{y} = 7,41 < My = 8,1$ ppm, na varijacionom intervalu od 0,3 do 21,9 ppm torijuma. Ova raspodela je iznenađujuć različita od one u crvenim psamitima (verovatno neke razlike dolaze zbog razlike u broju podataka), veoma je izražena lognormalna tendencija kompaktne parcijalne populacije (sl. 3) sa slabo izraženim negativnim logaritamskim repom (ova forma raspodele se prenosi i na kolektivni uzorak).

Dominira široki maksimum zastupljen u tri klase, sa neizražajnim modusom od 22,47 % relativnih frekvencija orudnjenja st. u 8. klasi I log dekade. Lognormalna tendencija je još bolje izražena kod raspodele relativnih frekvencija torijuma, koja je nedvosmisleno unimodalna, sa izraženim modusom u 10. klasi I log dekade intenziteta 26,31 %. Najsiromašnije probe su usamljene i čine diskontinuirani negativni logaritamski rep.

Relativno kompaktna populacija torijuma u sivim psamitima je posledica rasejavanja torijuma u petrogenim mineralima, među kojima su prisutni akcesorni koncentratori u nevelikoj količini, što je nasledeno još iz primarnih izvora. Pri tome su delovali samo faktori sedimentne diferencijacije.

Srednji sadržaj torijuma u ovim stenama je niži od crvenih psamita i nalazi se nešto iznad klarka intermedijarnih magmatskih stena, a takođe se približava vrednosti klarka peskovitih sedimenata platformi kontinentalne kore.

Razlike u formi raspodele, kao i srednjih sadržaja torijuma, ukazuju na činjenicu da određeni faktori sedimentne diferencijacije deluju i na torijum. gledajući ove razlike u pojedinim granulometrijskim frakcijama crvenih i sivih tvorevina. To svakako ukazuje da migracija torijuma, od primarnih izvora do sedimentnog prostora, nije samo pasivna (u rasipnoj formi detritusa), već da je izvestan deo torijuma svakako migrirao u rastvorenoj formi (koloidni i pravi rastvori). Ne možemo drugačije objasniti različitu formu raspodele i stepen akumulacije torijuma u sitnozrnijim (gde je izražena akumulacija) i krupnozrnijim sedimentima (gde postoji osiromašenje), bez obzira na facijalnu pripadnost. Ova



Sl. 3. Dvojni histogrami raspodele U, Th i K u sivim klastitima sive subformacije, u logaritamskoj statističkoj razmeri

Fig. 3. The dual histograms of U, Th and K distribution in the gray clastic rocks of gray subformation, in the logarithmic statistical scale

tendencija više dolazi do izražaja u crvenim klastičnim tvorevinama, shodno podacima A. A. Drozdovskaje i dr. (1968).

Raspodela kalijuma je tipična logaritamska (po 2. zakonu), sa parametrima: $M = 1,57 < \bar{z} = 1,74 < Mz = 1,75 \%$, na varijacionom intervalu od 0,17 do 6,13 % kalijuma (koji se prenosi i na kolektivni uzorak sivih klastita).

Populacija kalijuma je kompaktna (sem izuzetka nekoliko siromašnih proba) i unimodalna (sl. 3), sa izraženom levom logaritamskom asimetrijom, naročito kod orudnjenja st. Modusi se nalaze u 2. klasi I log dekade, sa intenzitetima: za orudnjenje st. 32,02 % i za kalijum 26,38 % relativnih frekvencija.

Kompaktnost populacije kalijuma u sivim psamitima je bliska očekivanoj, kalijum je rasejan u petrogenim koncentratorima relativno ravnomerno (K-feldspati i sericitska materija u vezivu), pokoravajući se logaritamskom zakonu. Iznenaduje razlika u formi raspodele u odnosu na crvene psamite, u kojima je raspodela kalijuma logaritamski heterogena, sa izraženim deficitom kalijuma. Ostaje činjenica da su sve granulometrijske frakcije sivih klastičnih sedimenata normalno »zasićene« kalijumom, dok u crvenim psamitima i psefitima postoji deficit kalijuma (kao da je kalijum izluživan u procesima oksidacije).

Srednji sadržaj kalijuma u sivim psamitima je ispod klarka intermedijarnih magmatskih stena i zemljine kore. Međutim, ove vrednosti fona su iznad klarka kontinentalne kore (po A. B. Ronovu i A. A. Jaroševskom, 1976) i sedimentnog sloja kontinentalne kore; odnosno, nalaze se između vrednosti klarka sedimentnog sloja platformi i odgovarajućih peskovitih sedimenata. Iz ovih poslednjih podataka možemo smatrati da su vrednosti fona kalijuma za sive psamite u skladu sa odgovarajućim sedimentima platformi, a istovremeno su iznad odgovarajućih klarkova za geosinklinalne oblasti.

Sivi psefiti. Sivi psefiti su predstavljeni prvenstveno konglomeratičnim pešćarima, a podređeno konglomeratima. U starijem delu sive subformacije, u I i II ritmu sedimentacije, ove tvorevine imaju veliku količinsku zastupljenost, ali u mlađim delovima sive subformacije njihova količinska zastupljenost je relativno mala.

Raspodela urana, torijuma i kalijuma u ovim stenama je predstavljena statističkim uzorkom od 119 podataka, što je drugi po veličini od svih uzoraka, te u kolektivnom uzorku učestvuje sa 38,51 %. Veličina ovog uzorka uslovno zadovoljava.

Raspodela urana je u izvesnom smislu kompaktnija u sivim psefitima od psamita, a ta se kompaktnost prenosi i na kolektivni uzorak. Kompaktnosti naročito doprinosi veoma smanjeni logaritamski rep i naravno lognormalna tendencija raspodele relativnih frekvencija sindijagenetske populacije (što je takođe različito u odnosu na psamite).

Raspodela urana je levoasimetrična, tj. logaritamska, sa parametrima: $M = 3,8 < \bar{x} = 4,78 < Mx = 5,1$ ppm, na varijacionom intervalu od 1,4 do 18,6 ppm urana.

Kompaktna, lognormalno raspoređena, sindijagenetska parcijalna populacija urana I log dekade je unimodalna, sa modusima u 6. klasi, sa intenzitetima: za orudnjenje st. 23,53 % i za uran 17,60 relativnih frekvencija. Srednji sadržaj urana ove sindijagenetske populacije je 3,97 ppm i znatno je niža od odgovara-

juće parcijalne populacije u sivim psamitima. To je posledica levog pomeranja modusa sa velikim intenzitetom.

Parcijalna populacija logaritamskog repa je ravnomerno raspoređena, što je posledica malog broja podataka. Intenzitet urana zakonito pravolinijski raste (sl. 3) do maksimuma u poslednjoj, 3. klasi II log dekade, do intenziteta 9,65 % relativnih frekvencija. Siromaštvo ovog logaritamskog repa je najbolje izraženo srednjim sadržajem ove parcijalne populacije od 14,7 ppm urana. Međutim, značaj postojanja logaritamskog repa je veliki, jer on ukazuje na geohemijski i metalogenetski povoljnu sredinu za akumulaciju urana u formi rudnih tela.

Srednji sadržaj urana u sivim psefitima je iznad klarka kiselih magmatskih stena, što je posledica obogaćenja uranom sindijagenetske parcijalne populacije. U svakom slučaju, u ovim tvorevinama ima značajnih količina mobilnog urana, a postojanje logaritamskog repa ukazuje na postojanje reciklacionih preraspodela urana za vreme diagenese.

Raspodela torijuma je takođe logaritamska, sa parametrima: $M = 5,5 < \bar{y} = 6,02 < My = 6,5$ ppm, na varijacionom intervalu od 2,7 do 18,1 ppm torijuma. Populacija je unimodalna i kompaktna, pomerena je u levo za jednu klasu u odnosu na sive psamite. Modusi se ne poklapaju i nalaze se: za orudnjenje st. u 7. klasi I log dekade sa intenzitetom 25,21 i za torijum u 9. klasi I log dekade sa intenzitetom 24,68 % relativnih frekvencija.

Forma raspodele torijuma potpuno je slična sa formom raspodele u sivim psamitima, što je svakako posledica približno jednakih uslova stvaranja. Procesi sedimentne diferencijacije, u granulometrijskom smislu, doveli su samo do izvesnog osiromašenja populacije, što se manifestuje levim pomeranjem po apscisi histograma (sl. 3). Smatramo da je to normalna posledica smanjenja akcesornih koncentratora torijuma sa porastom krupnoće fragmenata. Ostaje neizvesno zašto u sivim psefitima izostaje ranije pomenuti negativni logaritamski rep najsiromašnijih proba. Normalno bi bilo da očekujemo povećanje zastupljenosti najsiromašnijih parcijalnih populacija torijuma u grubozrnim klastitima.

Smanjenje srednjeg sadržaja torijuma je minimalno u odnosu na sive psamite (za razliku od crvenih tvorevina, gde je smanjenje veliko). Srednji sadržaj torijuma u sivim psefitima je ispod klarka intermedijarnih magmatskih stena i nalazi se na nivou klarka kontinentalne kore (po A. B. Ronovu i A. A. Jaroševskom, 1976), odnosno na vrednosti klarka sedimentnog sloja geosinklinalnog tipa kontinentalne kore.

Raspodela kalijuma u sivim psefitima je slična kao i u psamitima, logaritamska je sa parametrima: $M = 1,14 < \bar{z} = 1,27 < Mz = 1,33$ %, na varijacionom intervalu od 0,30 do 3,81 % kalijuma. Populacija kalijuma je kompaktna i unimodalna (sl. 3), sa modulusima u 1. klasi I log dekade, intenziteta: za orudnjenje st 27,73 % i za kalijum 24,73 relativnih frekvencija.

Smanjenje srednjeg sadržaja kalijuma u ovim psefitima je znatno (u odnosu na psamite), a to je posledica levog pomeranja cele populacije. Poklapanje vrednosti srednjeg sadržaja sivih psefita i crvenih psamita je slučajnost, jer su forme raspodele veoma različite (sl. 2 i 3). U procesu sedimentne, prvenstveno granulometrijske diferencijacije, u grubozrnijim klastičnim tvorevinama se smanjuju koncentracije kalijuma. Razlika u sadržaju kalijuma između sivih i crvenih psefita ne može se objasniti samo granulometrijskom diferencijacijom. Svakako iz forme raspodele kalijuma može se zaključiti, da je kalijum približno

logaritamski normalno raspoređen, što znači da je u stene unet u toku trajanja jednog procesa; a posle je populacija kalijuma ostala konzervirana sve do savremenog doba.

Srednji sadržaj kalijuma u sivim psefitima je manji od klarka intermedijarnih magmatskih stena. Takođe je uvek manji od klarka sedimentnog sloja (kao i peskovitih sedimenata) geosinklinala i platformi kontinentalne kore. To je normalna posledica relativno velike mobilnosti kalijuma, što dovodi do njegovog iznošenja u procesu sedimentne diferencijacije.

Zaključak

Raspodela singenetskih parcijalnih populacija urana, torijuma i kalijuma zavisna je od sedimentne (granulometrijske) separacije materijala.

Crveni alevroliti su obogaćeni u uranu, torijumu i kalijumu u odnosu na crvene psamite (i psefite), odnosno u odnosu na crvene klastične tvorevine. Forma raspodele urana je logaritamaska, a kod crvenih alevrolita još i simetrična. U crvenim alevrolitima torijum je raspoređen desnoasimetrično, a u krupnijim granulacijama raspodela torijuma je logaritamaska. Slična raspodela je zastupljena i kod kalijuma.

Raspodela urana u sivim tvorevinama je bitno drugačija od raspodele u crvenim, uvek je logaritamaska, sa karakterističnim logaritamskim repom. Između sivih psamita i psefita takođe postoji razlika u formi raspodele urana sindijagetske parcijalne populacije, kod psefita je bliska lognormalnoj.

Raspodela torijuma i kalijuma u sivim klastičnim diferencijatima je uvek logaritamaska, što je svakako posledica vezanosti ovih elemenata za glavne petrogene minerale. Koncentracije torijuma i kalijuma zakonito opadaju od sitnijih ka krupnijim granulometrijskim frakcijama.

Zavisnost raspodele urana, torijuma i kalijuma od granulometrijske i geo-hemijske diferencijacije je veoma složena i još uvek nedovoljno jasna. Izvedena ispitivanja imaju preliminarni karakter, zato su potrebna namenska ispitivanja na većem broju podataka.

Distribution of U, Th, and K in siltstone, psammitic and psephitic rocks of Žirovski vrh

Summary

Distribution of uranium, thorium and potassium in each of the studied environment is represented by a statistical sample. The nonuniform numbers of data have impaired the representativity of these statistical samples; the inadequate number of data has prevented the statistical study in the cases of gray siltstone and red psephites.

Distribution of uranium in red siltstone is normal and follows the first law; however it is in the same time lognormal as well, which represents a curious phenomenon. The distribution of uranium in red psammites is logarithmic (follows the second law — V. Omaljev, 1978 b), with a tendency towards the lognormal distribution of relative frequencies. Relative to siltstone the population is shifted to the left, which is introduced by the decrease in uranium content in proportion with the increase of size of fragments of red clastites.

The compact population is caused by the distribution of uranium in the detrital petrogene minerals, as inherited from the primary sources.

The uranium distribution within the gray clastic deposits is basically different, and always logarithmic (follows the second law) with well expressed left logarithmic asymmetry. The logarithmic "tail" composed of younger partial uranium populations is present in the right part of histogram. When the dominant partial population in the first logarithmic decade is investigated, it can be concluded that this population was produced by the combination of syndiagenetic population within the petrogene fragments (inherited from primary sources) and the new diagenetic uranium population within the cement (or the mobile uranium). The partial populations within the logarithmic "tail" in the second log decade represents the mobile diagenetic uranium, which participated in the processes of redistribution. The presence of logarithmic "tail" indicates the geochemically and metallogenetically favorable environment, important in forming of uranium ore-grade concentrations. The mean uranium grade of syndiagenetic population normally decreases with increase of size of fragments in these clastites.

The thorium distribution in red siltstone is unexpectedly right-asymmetrical, and follows the third law (V. Omaljev, 1978 b); due to this asymmetry, there exist a large thorium accumulation in the mode of statistical scale of log 1 : 10 ppm. In the coarser-grained red clastites the thorium distribution is logarithmic. The thorium population is shifted leftwards relative to siltstone, which is caused by the normal decrease in thorium with the increase of grain size. The influence of granulometric composition on thorium concentration is more pronounced than in the case of uranium, being particularly well expressed in the red psephites.

In the gray sediments, thorium distribution is always logarithmic and close to lognormal. There also exists the decrease in thorium concentration with the increase of grain size, but less pronounced relative to red clastites. Statistical distribution of thorium is more regular in gray clastites, which is caused, most probably, by the factors of sedimentary differentiation. In red clastites thorium was precipitated subsequently, as indicated by the enrichment in siltstone, and decrease in thorium in psammites and psephites.

The potassium distribution in red siltstone is approximately normal in shape, but logarithmic by distribution parameters, which follow the second law. Left asymmetry increases in coarser-grained deposits, shifting the population leftwards in the histogram. The potassium concentration also decreases with increase in the grain size, probably due to the decrease of petrogene components with potassium, such as the potassium feldspars and sericite cement. It is rather probable that some potassium redistribution has taken place during the oxidation of these deposits.

The potassium distribution in gray clastic rocks is always logarithmic, and the rather compact population indicates the uniform processes of accumulation caused by the sedimentary, mainly the granulometric differentiation. The potassium content also decreases with the increase in the grain size, but in a lesser degree relative to red deposits. The shape of distribution within the logarithmic statistical scales is always close to lognormal, which is introduced by the mentioned mode of formation.

Literatura

- Ahrens, L. H. 1954 a, The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 5, No. 2, p. 49—73.
- Ahrens, L. H. 1954 b, The lognormal distribution of the elements II. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 6, No. 2/3, p. 121—131.
- Ahrens, L. H. 1957, Lognormal-type distributions — III. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 11, No. 4, p. 205—212.
- Ahrens, L. H. 1963, Lognormal-type distributions in igneous rocks — IV. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 27, No. 4, p. 333—343.
- Drozdovskaja, A. A. & Meljnik, Ju. P. 1968, Novie eksperimentaljne i rasčetnie dannie o migraciji torija v gipergenih uslovijah. *Geohimija*, No. 4. Moskva.
- Leonova, L. L. & Tauson, L. V. 1958, Raspredelenie urana po mineralam kaledonskih granitoidov Susamirskogo batolita (Centralnij Tjan-Šan). *Geohimija*, No. 7. Moskva.
- Leonova, L. L. & Pogiblova, L. S. 1961 a, Uran v mineralah prod intruzii gor Kzil-Ompul (Sev Kirgizija). *Geohimija*, No. 10. Moskva.
- Leonova, L. L., Gavrilin, R. D. & Bagraev, V. V. 1961 b, Povedenie urana i torija v intruzivnom komplekse povišenoj ščeločnosti (na primere massiva Kzil-Ompul). *Geohimija*, No. 12, Moskva.
- Miller, R. L. & Goldberg, E. D. 1955, The normal distribution in geochemistry. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 8, p. 53—62.
- Murray, E. G. & Adams, J. A. S. 1958, Thorium, uranium and potassium in some sandstones. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 13, No. 4, p. 260—269.
- Novak, D. 1977, Nekaj hidrogeoloških raziskav na območju Zirovskega vrha. *Loški razgledi*, 24, Skofja Loka.
- Omajjev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranove mineralizacije u ležištu urana Zirovski vrh. *Radovi IGRI*, sv. 3, Beograd.
- Omajjev, V. 1971, Prospekcija radioaktivnih kamenin v Sloveniji. *Geologija* 14, Ljubljana.
- Omajjev, V. 1977 a, Geostatistički prikaz rudnog tela pomoću dvojnog histograma. *Tehnika*, RGM 10/77. Beograd.
- Omajjev, V. 1977 b, Geostatističko ispitivanje rudnog tela V-I u ležištu urana Zirovski vrh. *Radovi IGRI*, sv. 11, Beograd.
- Omajjev, V. 1978 a, Karakteristike krive raspodele frekvencija korisne komponente u orudnjenju. *Tehnika*, RGM 10/78. Beograd.
- Omajjev, V. 1978 b, Teorijska osnova nove metodologije ispitivanja rasporeda korisnih komponenti u prirodnoj sredini. *Radovi Geoinstituta*, sv. 12, Beograd.
- Omajjev, V. 1979 a, Metalogenetske karakteristike uranskog rudišta Zirovski vrh. *Rudarsko-geološki fakultet (doktorska disertacija)*, Beograd.
- Omajjev, V. 1979 b, Studija raspodele urana, torijuma i kalijuma u gredenskim slojevima Zirovskog vrha. *Arhiv Geološkog zavoda Ljubljana*.
- Omajjev, V. 1979 c, Raspodela urana, torijuma i kalijuma u gredenskim slojevima Zirovskog vrha. *Radovi Geoinstituta*, sv. 13. Beograd.
- Pirc, S. 1977, Uran v kamninah, vodah in muljih na območju Posavskih gub v Sloveniji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 4. Ljubljana.
- Protić, M. & Gojković, S. 1965, Odnos Th/U u klastičnim stenama kao indikator geohemijskih facija. I simpozijum iz geohemije. Beograd.
- Ristić, M. & Markov, C. 1971, Mineraloško-geohemijske odlike sredine taloženja, indikatori orudnjenja i način postanka ležišta urana Zirovski vrh u SR Sloveniji. *Radovi IGRI*, sv. 7. Beograd.
- Rodionov, D. A. 1961, K voprosu o logaritmičeski-normalnom raspredelenii soderžanij elementov v izvrženih porodah. *Geohimija*, No. 4. Moskva.

Rodionov, D. A. 1962 a, Ocenivani srednjego sodržanija i dispersii lognormaljno raspredeljennih komponentov v porodah i rudah. Geohimija, No. 7. Moskva.

Rodionov, D. A. 1962 b, Zadača sopostavljenija srednih sodržanij lognormaljno raspredeljennih komponentov v porodah. Geohimija, No. 8. Moskva.

Rodionov, D. A. 1963 a, Trehparametričeskie raspredeljenija sodržanij elementov v porodah. Geohimija, No. 2. Moskva.

Rodionov, D. A. 1963 b, Osobennosti raspredelenija srednjego aritmetičeskogo v uslovijah asimmetričnih raspredelenij sodržanij. Geohimija, No. 7. Moskva.

Rodionov, D. A. 1964, K voprosu o statističeskom sravnenii sostavov prod. Geohimija, No. 4. Moskva.

Ronov, A. B. & Jaroševskij, A. A. 1976, Novaja modelj himičeskogo strojenija zemnoj kori. Geohimija, No. 12. Moskva.

Tolstoj, M. I. & Ostafijčuk, I. M. 1963, Nekatorie zakonomernosti statističeskogo raspredelenija himičeskikh elementov v gornih porodah i ih ispolzovanie dlja geohimičeskoj celej. Geohimija, No. 10. Moskva.

Tolstoj, M. I., Ostafijčuk, I. M. & Gudimenko, L. M. 1965, K voprosu o tipah krivih statističeskogo raspredelenija himičeskikh elementov v gornih porodah i sposobah račeta ih parametrov. Geohimija, No. 11. Moskva.

Vinogradov, A. P. 1962, Srednie sodržanija himičeskikh elementov v glavnih tipah izverženih gornih porod zemnoj kori. Geohimija, No. 7. Moskva.

UDK 551.44:551.466(497.12)=40

Transmission des ondes de marée à travers l'aquifère côtier de Kras

Razširjanje valov plimovanja skozi obalni vodonosnik Krasa

Primož Krivic

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Résumé

L'étude de la propagation d'ondes de marée marine dans l'aquifère côtier de Kras a permis de caractériser le comportement hydrodynamique général de l'aquifère et d'évaluer certains paramètres caractéristiques du milieu, tels que la diffusivité. En étudiant la propagation de ces ondes, nous avons examiné plusieurs modèles hydrogéologiques. Le modèle qui correspond le mieux aux conditions géologiques connues est celui d'une nappe captive avec un effet d'étanchéité partielle du toit de la zone drainante. Ce modèle, ainsi que celui d'une nappe libre avec un effet d'égouttement, permettent la meilleure reconstitution des marées observées.

Kratka vsebina

S študijem razširjanja valov plime in oseke v obalnem vodonosniku Krasa smo lahko ugotovili splošne hidrodinamične lastnosti vodonosnika in določili nekatere značilne parametre, kot na primer difuzivnost. Pri analizi periodičnih nihanj gladine podtalnice smo uporabili več hidrogeoloških modelov. Znanim geološkim razmeram najbolj ustreza model vodonosnika pod pritiskom z delno vodotesnostjo krovnine drenažne cone. Ta model omogoča tudi najboljšo rekonstrukcijo v vodonosniku opazovanih nihanj, enako kot tudi model vodonosnika s prosto gladino in vplivom izcejanja.

Avertissement. Cet article constitue la deuxième partie d'un mémoire sous titre: «Étude hydrodynamique d'un aquifère karstique» présenté par l'auteur en vue d'une soutenance de thèse de Docteur-ingénieur à l'Université Montpellier II, France, année 1981. La suite paraîtra dans le fascicule suivant de la GEOLOGIJA.

Pojasnilo. Članek predstavlja drugi del doktorske disertacije z naslovom: »Študija hidrodinamike kraškega vodonosnika«, ki jo je avtor zagovarjal leta 1981 na Univerzi Montpellier II v Franciji. Nadaljevanje bo izšlo v naslednjem zvezku revije GEOLOGIJA.

1. Objectif de l'étude

Lorsque, sur un littoral les nappes aquifères se déversent en mer, elles sont ainsi en contact avec les eaux libres océaniques dont les fluctuations de niveaux, conséquences des marées, se répercutent sous forme d'ondes de déformation, sur les surfaces piézométriques.

L'étude de la propagation de ces ondes peut permettre, dans des conditions données, de caractériser le comportement hydrodynamique de l'aquifère et d'évaluer certains paramètres caractéristiques du milieu, tel que la diffusivité.

Ce problème sera abordé dans ce chapitre, à propos d'observations effectuées sur des forages des karsts côtiers. En effet, l'aquifère karstique est influencé, tout au moins en partie, comme nous allons le voir, par les marées du Golfe de Trst (Trieste), malgré la faible amplitude de celles-ci.

2. Relations hydrodynamiques entre nappe aquifère et plan d'eau libre

Rappels théoriques

Considérons le système formé par un aquifère semi-infini, d'épaisseur constante en communication avec la mer sur toute sa hauteur.

La fonction $h = h(x, t)$ qui définit la surface piézométrique est solution de l'équation générale de diffusivité hydraulique (J. Boussinesq, 1877; J. Ferris, 1951):

$$\frac{\partial^2 h(x, t)}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h(x, t)}{\partial t} \quad \text{où}$$

S est le coefficient d'emmagasinement

T la transmissivité

h la charge hydraulique

La résolution de l'équation fondamentale est obtenue par deux approches différentes, selon la forme de l'évolution dans le temps du plan d'eau libre,

- soit que cette évolution est de forme quelconque,
- soit qu'elle puisse être assimilée à une sinusoïde.

2.1. Evolution de forme quelconque

La résolution de l'équation différentielle ci-dessus dépend de la complexité des conditions aux limites.

Le cas d'un modèle simple est défini par les hypothèses suivantes:

- couche aquifère homogène, isotrope et de même épaisseur dans toute la zone influencée par la marée,
- limite rectiligne entre plan d'eau et aquifère,
- aquifère captif semi-infini,
- libéralisation de l'eau instantanée,
- pas d'autre influence que celle de la marée,
- écoulement laminaire.

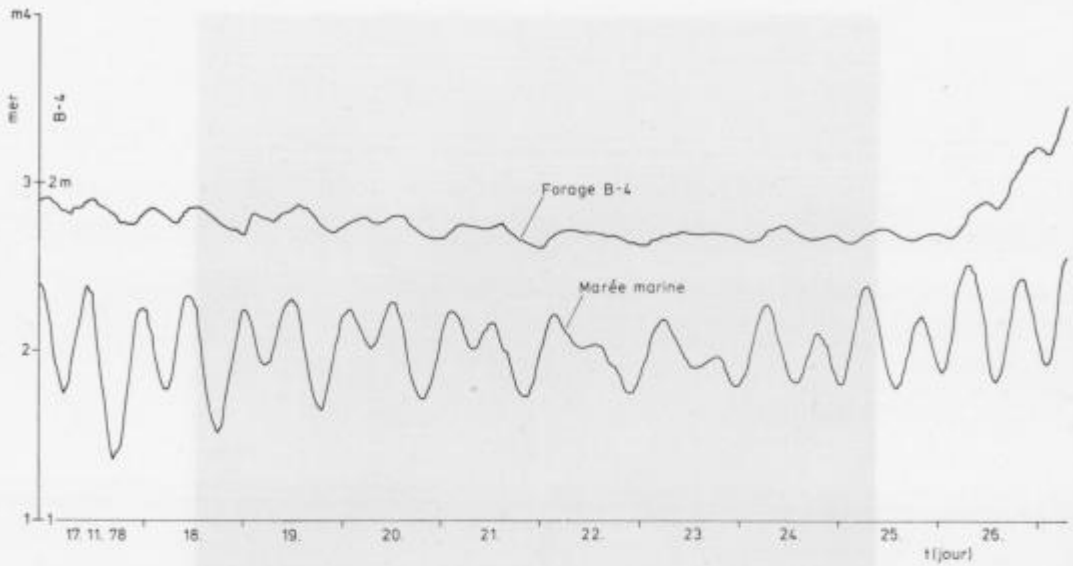


Fig. 1. Propagation d'ondes piézométriques dans l'aquifère côtier
 Sl. 1. Razširjanje piezometričnih valov v obalnem vodonosniku

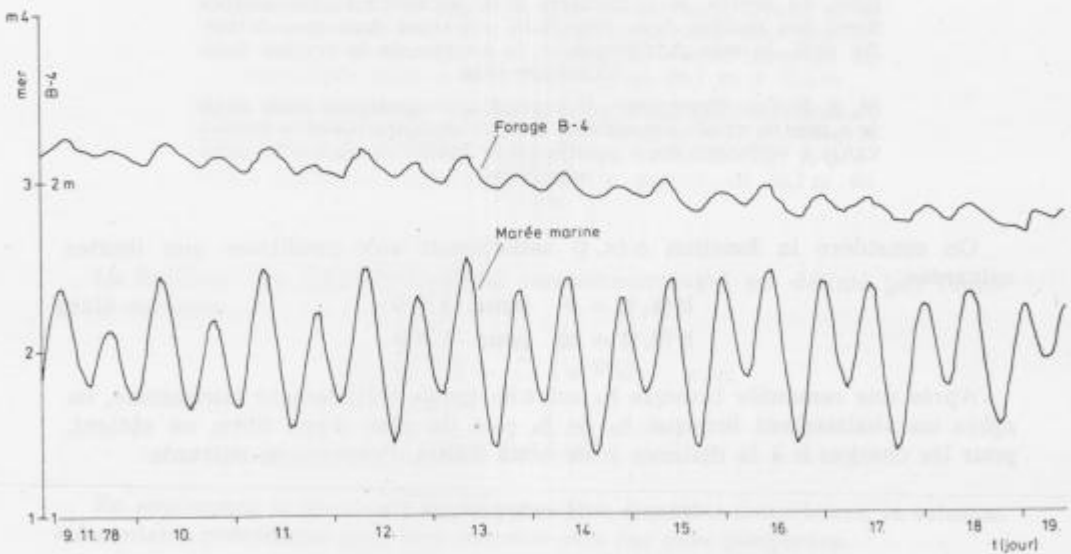


Fig. 2. Propagation d'ondes piézométriques dans l'aquifère côtier
 Sl. 2. Razširjanje piezometričnih valov v obalnem vodonosniku



Fig. 3. Vue générale de la vallée de Brestovica. A l'avant plan, au centre, le piézomètre B-4, permettant l'enregistrement des marées dans l'aquifère, est situé dans une doline. Au delà, la mer Adriatique et la bouche de la rivière Soča à l'arrière plan

Sl. 3. Dolina Brestovice. V ospredju, v srednjem delu slike je v manjši vrtači piezometer B-4, ki omogoča meritve plimovanja v vodonosniku, v ozadju pa je Jadransko morje in ustje reke Soče

On considère la fonction $h(x, t)$ satisfaisant aux conditions aux limites suivantes:

$$\begin{aligned} h(x, t) &= 0 & \text{pour } t < 0 \\ h(0, t) &= h_0 & \text{pour } t \geq 0 \end{aligned}$$

Après une remontée brusque h_0 sur une nappe initialement horizontale, ou après un abaissement brusque h_0 de la cote du plan d'eau libre, on obtient, pour les charges h à la distance x de cette limite, l'expression suivante:

$$h(x, t) = h_0 \operatorname{erfc} \sqrt{x^2 S / 4 T t}$$

qui représente la résolution de l'équation fondamentale obtenue par double transformation de CARSON-LAPLACE (M. Bonnet et J. Schneider, 1969).

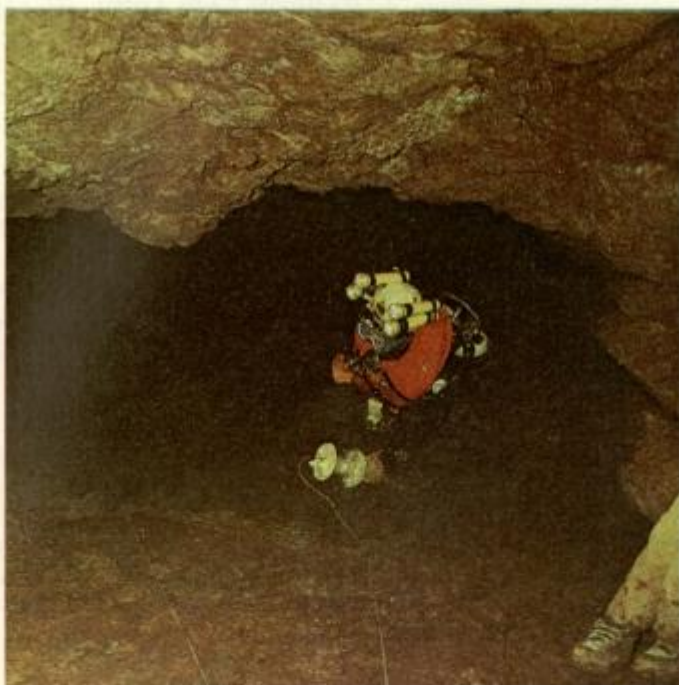


Fig. 4. Piézomètre naturel Drča jama. Exploré par les plongeurs jusqu' à la profondeur de 15 m sous le niveau de la mer. Les fluctuations de niveau piézométrique sont enregistrés dans le forage B-5 qui recoupe le chenal immergé de l'aven Drča jama à la profondeur de 66,7 m à 72,5 m

Sl. 4. Naravni piezometer Drča jama. Potapljači so raziskali podvodni rov do globine 15 m pod gladino morja. Nihanja gladine podtalnice beleži limnigraf na vrtini B-5, ki je prevtala podvodni kanal Drče jame v globini od 66,7 m do 72,5 m

La fonction erfc («fonction erreur complémentaire») est définie par l'intégrale suivante:

$$\operatorname{erfc}(u) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-x^2} dx \quad \text{avec}$$

$$u = \sqrt{x^2 S/4 T t}$$

En appliquant le théorème de superposition des états transitoires, la solution élémentaire précédente peut être étendue aux cas plus complexes.

La solution générale $h(x, t)$ devient alors:

$$h(x, t) = h_0 \operatorname{erfc} \sqrt{x^2 S/4 T t} + \sum_i (h_i - h_{i-1}) \operatorname{erfc} \sqrt{x^2 S/4 T (t - t_i)}$$

La méthode de transformation de CARSON-LAPLACE a été appliquée par différents auteurs pour le calcul de diffusivité, notamment en milieu poreux: M. Bonnet et J. Schneider (1969), R. Degallier (1969), P. Peaudecerf (1973), mais aussi en milieu fissuré: J. C. Garnier et C. L. Clarion (1967), M. Razack, C. Drogue, C. Romariz et C. Almeida (1980).

2.2. Evolution de forme sinusoidale

2.2.1. Nappe captive

La propagation d'ondes piézométriques dans l'aquifère côtier peut être représentée par la résolution de l'équation différentielle de base de l'hydrodynamique souterraine, avec les conditions aux limites suivantes (J. Boussinesq, 1877; J. Ferris, 1951):

$$h(x, t) = h_0 \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0}\right) \quad \text{pour } x = 0$$

$$\text{et } h(x, t) = 0 \quad \text{pour } x = \infty$$

h_0 étant la demi amplitude et t_0 la période de fluctuation du plan d'eau libre.

En faisant les mêmes hypothèses que dans le chapitre précédent, on obtient la solution suivante pour le mouvement de la surface piézométrique dans une nappe captive (modèle BOUSSINESQ):

$$h(x, t) = h_0 e^{-2\pi x/l} \sin 2\pi (t/t_0 - x/l)$$

avec $l = \sqrt{4\pi t_0 T/S}$ — longueur d'onde

d'où la demi amplitude h_x des fluctuations de surface piézométrique à la distance x du rivage:

$$h_x = h_0 e^{-x/\sqrt{\pi S/t_0 T}}$$

et la vitesse V de transmission de l'onde:

$$V = x/t = l/t_0 = \sqrt{4\pi T/t_0 S}$$

La diffusivité $D = T/S$ peut être aisément calculée,

— soit à partir de l'amortissement de l'amplitude:

$$D = T/S = \frac{x^2 \pi}{t_0 \left(\ln \frac{h_0}{h}\right)^2}$$

— soit à partir du déphasage:

$$D = T/S = \frac{t_0 x^2}{4\pi t^2}$$

Cette démarche, très classique, à partir de l'équation de BOUSSINESQ, a été reprise et développée par J. Ferris (1951), puis largement utilisée pour l'interprétation des fluctuations périodiques dans les nappes alluviales (G. Trupin -1969-, R. Degallier -1969-, E. De Cazenove -1971-,

R. Degallier -1978-) ainsi que dans les aquifères karstiques (L. Moulard, B. Mijatović, R. Kareh et B. Masaad -1965-, J. C. Garnier et C. L. Clarion -1967-, M. Razack, C. Drogue, C. Romariz et C. Almeida -1980-).

2.2.2. Nappe semi-captive

Supposons maintenant que l'aquifère étudié (perméabilité horizontale K , épaisseur M) soit en communication à travers son éponte semi-perméable (perméabilité verticale K' , épaisseur M') avec une nappe à niveau d'eau constant. C'est le schéma classique de la drainance.

D'après E. De Cazenove (1971), la grandeur caractéristique B (distance de drainance):

$$B = \sqrt{M M' K / K'}$$

est liée à un paramètre δ différent de zéro, caractérisant l'intensité de la drainance, par:

$$\delta^2 - \frac{1}{\delta^2} = \frac{x_0^2}{B^2} \quad \text{avec} \quad x_0 = \sqrt{\frac{T t_0}{S \pi}}$$

L'équation de diffusivité et sa solution s'écrivent:

$$\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{2 \partial h}{\partial \left(\frac{2 \pi t}{t_0} \right)} \right) = \frac{x^2}{B^2} h$$

$$h(x, t) = h_0 e^{-\frac{\delta x}{x_0}} \sin \left(\frac{2 \pi t}{t_0} - \frac{x}{x_0 \delta} \right)$$

Les valeurs de l'amortissement et du déphasage permettent de déduire x_0/δ d'une part, et $x_0 \delta$ d'autre part, d'où x_0 , δ et B . A partir de ces valeurs la diffusivité D peut être calculée aisément.

2.2.3. Nappe libre

Dans la mesure où les variations périodiques du niveau h sont faibles par rapport à l'épaisseur de la zone saturée de l'aquifère, il est admis d'appliquer les équations valables pour les nappes captives (E. De Cazenove, 1971).

2.2.4. Nappe libre avec un effet d'égouttement

Dans le cas d'un aquifère libre, avec un effet d'égouttement non négligeable, en communication directe avec la mer (la méthode d'interprétation présentée ci-après suppose maintenues toutes les autres hypothèses du § 2.1.), l'équation de la diffusivité s'écrit (par analogie avec le phénomène de drainance):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} - 2 \frac{\partial h}{\partial \left(\frac{2 \pi t}{t_0} \right)} = \frac{x_0^2}{(B')^2} h \quad \text{avec}$$



Fig. 5. Aven Drča jama. On aperçoit, derrière l'échelle limnimétrique, le plan d'eau rabattu par le pompage d'essai dans le forage B-5

Sl. 5. Drča jama. Za vodometno letvijo lahko opazimo vodno gladino sifonskega jezera, ki se je znižala zaradi črpalnega poizkusa na vrtini B-5

$X = x/x_0$ — distance réduite

$B' = \sqrt{\frac{T}{\alpha S'}}$ — facteur d'égouttement

S' — coefficient d'emmagasinement retardé de la couche aquifère

$1/\alpha$ — indice de retard de BOULTON.

La solution générale $h(x, t)$ est la suivante:

$$h(x, t) = h_0 e^{-\beta x} \sin\left(\frac{2\pi t}{t_0} - \frac{X}{\beta}\right) \text{ avec}$$

β qui est un paramètre différent de zéro intervenant dans le facteur d'égouttement B' :

$$\beta^2 - \frac{1}{\beta^2} = \frac{x_0^2}{B'^2}$$

A partir de l'amortissement et du déphasage, on obtient les valeurs de x_0 , β et B' . La diffusivité T/S peut donc être calculée aisément.

3. Conditions expérimentales

3.1. Données géologiques et hydrogéologiques

Rappelons que l'épaisseur de la série carbonatée aquifère est très grande, car ni les forages de reconnaissance ni la prospection géophysique (sondages électriques) n'ont pu découvrir le substratum imperméable (F. Drobne, P. Krivic, D. Ravnik et U. Premru, 1977). Il n'y a pas non plus de recouvrement sauf des dépôts d'argiles de décalcification dans les dolines, mais qui ne font pas partie de la zone saturée de l'aquifère. Il est donc plausible d'envisager l'hypothèse d'une nappe libre avec des variations piézométriques négligeables par rapport à l'épaisseur de la zone saturée.

Mais il faut noter qu'il y a eu probablement, au moins sur la zone proche du littoral, un développement karstique important sous le niveau actuel de la mer, du fait des régressions marines du Tertiaire et du Quaternaire.

Effectivement, les plongeurs spéléologues connaissent de nombreux chenaux karstiques à des profondeurs sous la mer de l'ordre de 30 à 50 m. De la sorte, on peut envisager l'existence d'une zonation plus ou moins horizontale de la conductivité hydraulique du karst, et des circulations actuelles en conduits localement en charge.

L'écoulement n'est évidemment pas totalement en charge, car les calcaires affleurent largement et sont parcourus de fractures ouvertes subverticales.

3.2. Marée dans le Golfe de Trst (Trieste)

L'Adriatique est une mer intérieure, à forme allongée, dirigée du NW vers le SE. Dans la partie septentrionale, les profondeurs sont modérées, mais l'amplitude de marées est plus grande que celle d'autres régions méditerranéennes (F. Mosetti et M. Picotti, 1960).

Cette amplitude augmente, peu à peu, vers le Nord jusqu'au Golfe de Trieste où elle atteint un maxima de 0,6 et même de 0,9 m. Il s'agit d'une marée semi-diurne avec une période de 12 h 25 m et (ou) d'une marée mixte avec deux maxima, dont l'un est prédominant. L'allure très complexe de la marée observée (fig. 1) est dûe notamment à la forme particulière de l'Adriatique et également à l'influence des vents dominants (bora, siroco) qui agissent sur le niveau marin en l'abaissant ou en le surélevant selon leur direction.

3.3. Observations disponibles

Les premiers renseignements sur les fluctuations de la nappe datent d'avril 1977, époque à laquelle nous avons installé des limnigraphes permettant un enregistrement continu des niveaux piézométriques dans les forages.

Ensuite, dans le cadre des travaux de reconnaissance de l'aquifère côtier, des enregistrements (voir fig. 2) ont été réalisés dans les piézomètres B-4 (fig. 3) et B-5 (fig. 4, 5), distants de 4000 m de la côte, ainsi que sur le marégraphe situé dans le Golfe de Trst (Trieste).

Durant la période d'observations du 28. 4. 1977 au 12. 12. 1978, le phénomène de marée est apparu quatorze fois avec des amplitudes sur les forages de 2 à 10 cm. La période ininterrompue des fluctuations du niveau piézométrique

la plus longue a duré du 25. 10. 1978 au 12. 12. 1978, soit 49 jours. Cette période correspond à un étiage d'automne prolongé.

Pour l'application pratique des modèles d'interprétation présentés dans le paragraphe 2, nous avons utilisé les enregistrements réalisés dans le forage B-4 qui sont d'une très bonne qualité.

4. Propagation de la marée dans l'aquifère karstique

4.1. Hypothèse d'une nappe captive

4.1.1. Application de la transformation de CARSON-LAPLACE

Nous avons d'abord appliqué la méthode utilisant la double transformation de CARSON-LAPLACE. Les calculs effectués sur les données du piézomètre B-4 distant de 4000 m de la côte fournissent une diffusivité: $D = 193 \text{ m}^2/\text{s}$.

A l'aide de cette valeur de T/S et des conditions aux limites (marée marine observée), il est possible de déterminer la courbe théorique des fluctuations du niveau piézométrique dans le B-4. Les calculs sont effectués à l'aide du programme informatique HYPG 1 (P. Peaudecerf, 1973).

Les fluctuations piézométriques observées et calculs sont reportées sur la figure 6. La courbe théorique ne coïncide pas avec la courbe observée. C'est donc que l'hypothèse d'une nappe captive ne subissant aucune autre influence

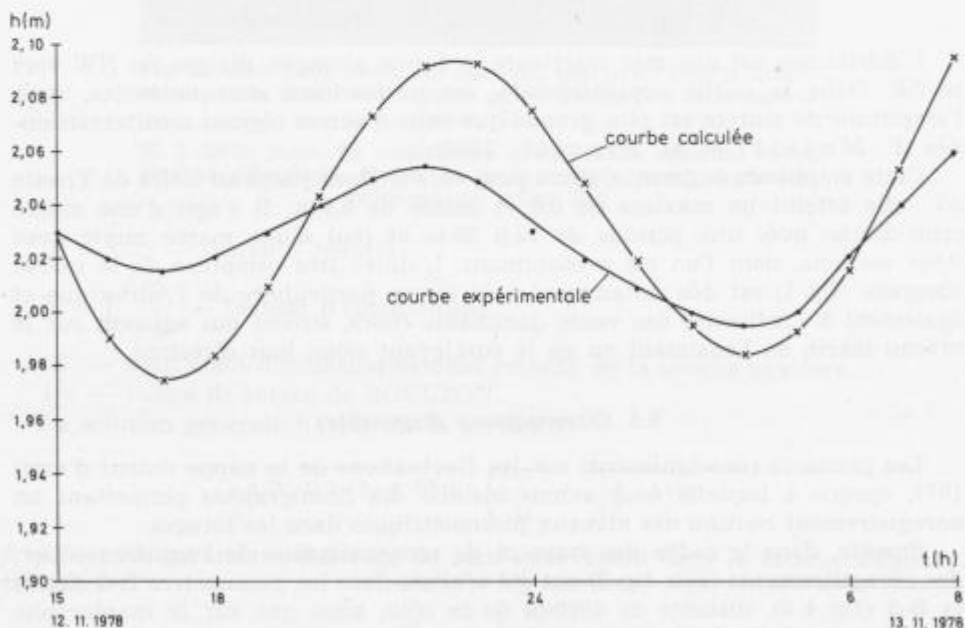


Fig. 6. Reconstitution des fluctuations sur le forage B-4 par application de la transformation de Carson-Laplace

Sl. 6. Rekonstrukcija nihanj gladine podtalnice v vrtni B-4 po metodi Carson-Laplace

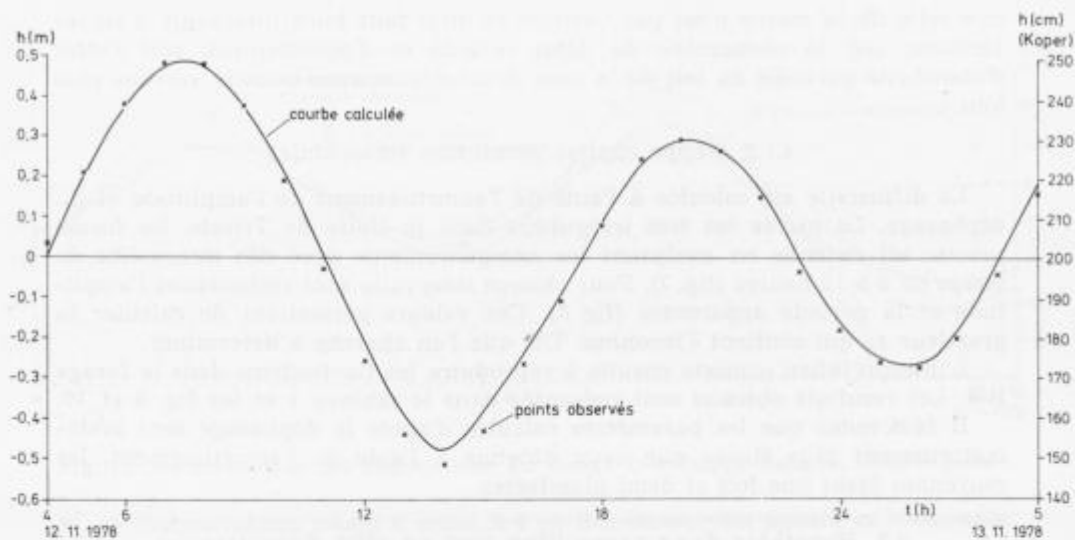


Fig. 7. Reconstitution de la marée dans le Golfe de Trst
 Sl. 7. Rekonstrukcija plimovanja morja v Tržaškem zalivu

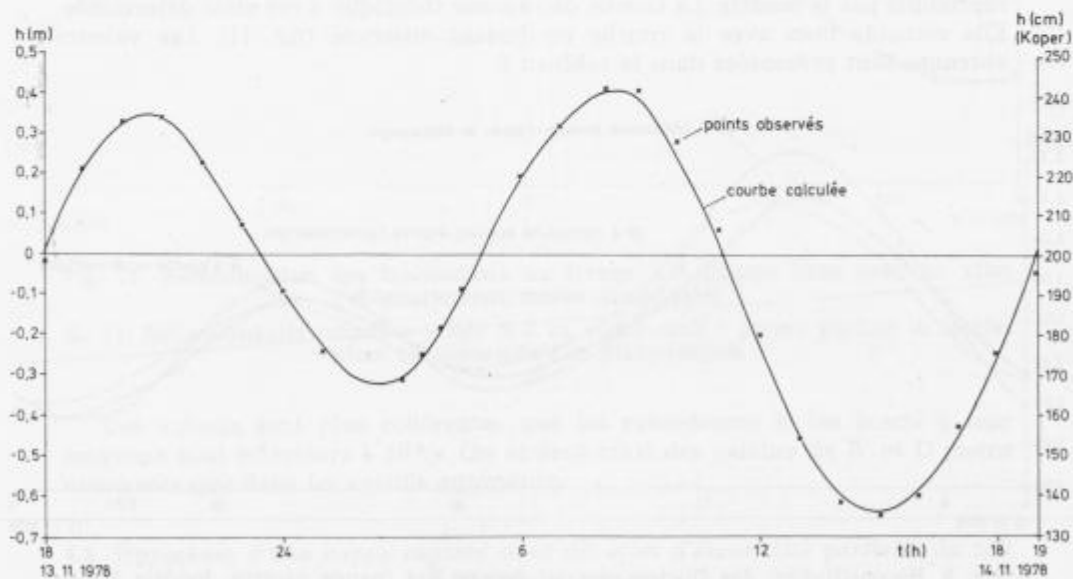


Fig. 8. Reconstitution de la marée marine
 Sl. 8. Rekonstrukcija plimovanja morja

que celle de la marée n'est pas vérifiée et qu'il faut faire intervenir d'autres facteurs; soit le phénomène de débit retardé et d'égouttement, soit l'effet d'étanchéité partielle du toit de la zone drainante, comme nous le verrons plus loin.

4.1.2. Nappe captive (évolution sinusoidale)

La diffusivité est calculée à l'aide de l'amortissement de l'amplitude et du déphasage. La marée est très irrégulière dans le Golfe de Trieste. Sa forme précise est obtenue en analysant les enregistrements avec des intervalles de temps de 6 à 12 heures (fig. 7). Pour chaque intervalle sont recherchées l'amplitude et la période apparentes (fig. 8). Ces valeurs permettent de calculer la grandeur x_0 qui contient l'inconnue T/S que l'on cherche à déterminer.

L'interprétation consiste ensuite à reproduire les fluctuations dans le forage B-4. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 1 et les fig. 9 et 10.

Il faut noter que les paramètres calculés d'après le déphasage sont systématiquement plus élevés que ceux obtenus à l'aide de l'amortissement, les moyennes étant une fois et demi plus fortes.

4.2. Hypothèse d'une nappe libre avec un effet d'égouttement

Dans ce modèle, on envisage l'hypothèse de libération progressive de l'eau due au drainage de la hauteur dénoyée. Ce phénomène d'égouttement se manifeste notamment dans les zones à minces fissures où la libération de l'eau est retardée dans une certaine mesure.

Comme précédemment, les rapports d'amplitudes et les déphasages ont été reproduits par le modèle. La courbe de réponse théorique a été ainsi déterminée. Elle coïncide bien avec la courbe réellement observée (fig. 11). Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 2.

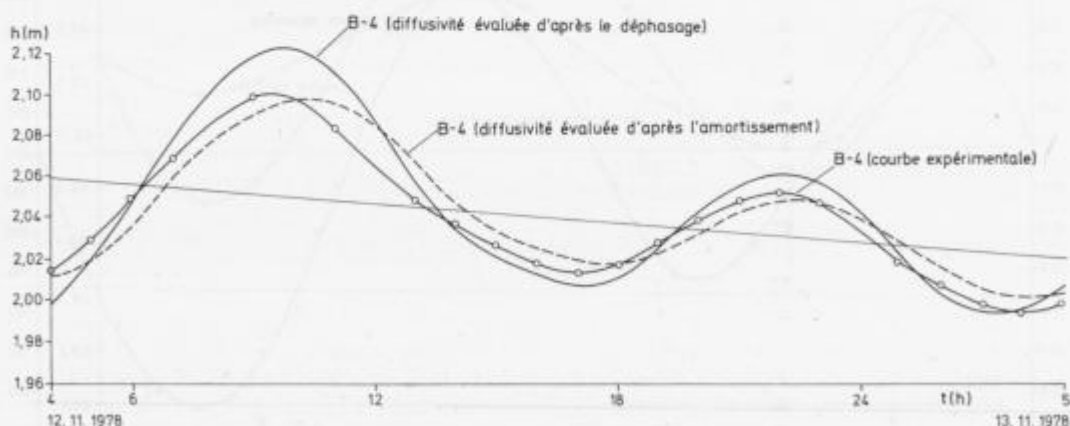


Fig. 9. Reconstitution des fluctuations au forage B-4 (nappe captive, modèle Boussinesq)

Sl. 9. Rekonstrukcija nihanj v vrtini B-4 po Boussinesqovem modelu za vodonosnik pod pritiskom

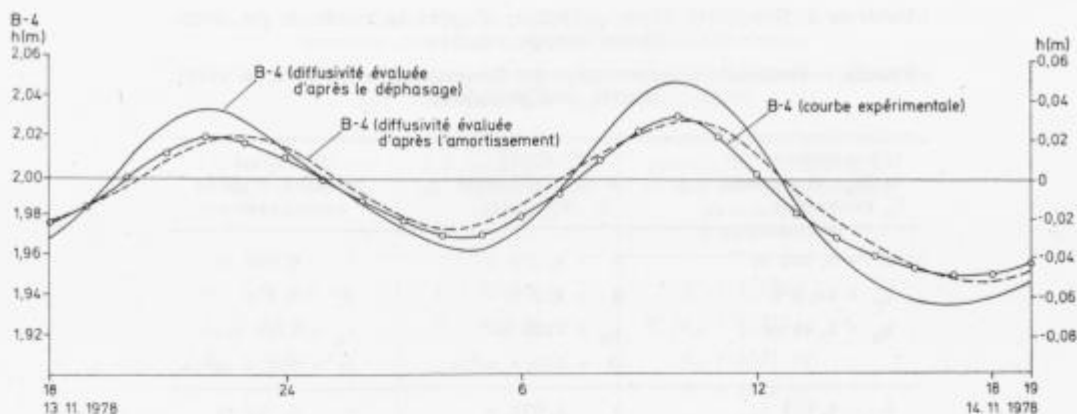


Fig. 10. Reconstitution des fluctuations au forage B-4 (nappe captive, modèle Boussinesq)

Sl. 10. Rekonstrukcija nihanj v vrtini B-4 po Boussinesqovem modelu za vodonosnik pod pritiskom

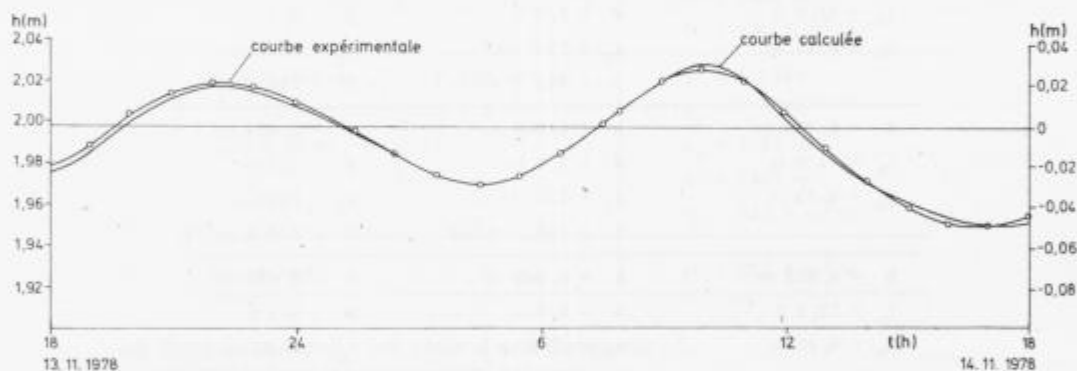


Fig. 11. Reconstitution des fluctuations au forage B-4 (nappe libre avec un effet d'égouttement, marée sinusoïdale)

Sl. 11. Rekonstrukcija nihanj v vrtini B-4 za vodonosnik s prosto gladino in izcejanjem ter sinusoidalnim plimovanjem

Ces valeurs sont plus cohérentes que les précédentes et les écarts à leur moyenne sont inférieurs à 10 %. On obtient ainsi des valeurs de B' et D moins dispersées que dans les calculs antérieurs.

4.3. Hypothèse d'une nappe captive avec un effet d'étanchéité partielle du toit de la zone drainante

L'aquifère a été décrit comme étant de forme d'un niveau très conducteur — et capacitif — surmonté par une zone relativement moins karstifiée.

Tableau 1. Résultats d'interprétation d'après la méthode de Boussinesq (nappe captive)

Tabela 1. Rezultati interpretacije po Boussinesqovi metodi za vodonosnik pod pritiskom

1/2 amplitude (h) et (h_0) et période t_0 observées	Diffusivité calculée d'après le déphasage	Diffusivité calculée d'après l'amortissement
$h = 0,050$ m $t_0 = 14,0$ h $h_0 = 0,49$ m	$h = 0,073$ m $\phi = 4,2$ h $x_0 = 2228$ m $D = 309,5$ m ² /s	$h = 0,049$ m $\phi = 5,1$ h $x_0 = 1753$ m $D = 191,6$ m ² /s
$h = 0,023$ m $t_0 = 13,3$ h $h_0 = 0,30$ m	$h = 0,032$ m $\phi = 3,6$ h $x_0 = 2117$ m $D = 293,9$ m ² /s	$h = 0,020$ m $\phi = 4,3$ h $x_0 = 1557$ m $D = 159,2$ m ² /s
$h = 0,022$ m $t_0 = 11,0$ h $h_0 = 0,35$ m	$h = 0,036$ m $\phi = 3,6$ h $x_0 = 1751$ m $D = 243,2$ m ² /s	$h = 0,022$ m $\phi = 4,3$ h $x_0 = 1446$ m $D = 165,9$ m ² /s
$h = 0,030$ m $t_0 = 11,0$ h $h_0 = 0,33$ m	$h = 0,038$ m $\phi = 3,8$ h $x_0 = 1751$ m $D = 243,2$ m ² /s	$h = 0,024$ m $\phi = 4,5$ h $x_0 = 1668$ m $D = 220,8$ m ² /s
$h = 0,032$ m $t_0 = 12,6$ h $h_0 = 0,43$ m	$h = 0,049$ m $\phi = 3,8$ h $x_0 = 2005$ m $D = 278,5$ m ² /s	$h = 0,031$ m $\phi = 4,5$ h $x_0 = 1540$ m $D = 164,2$ m ² /s
Moyenne	$D = 273,7$ m ² /s	$D = 180,3$ m ² /s

Aussi, peut-on retenir par analogie, un modèle de nappe captive présentant une étanchéité partielle à son toit. Avec:

$X = x/x_0$: distance réduite;

$B'' = \sqrt{\frac{T}{aS''}}$: facteur d'étanchéité partielle du toit de la zone drainante.

Un facteur d'étanchéité B'' élevé correspond à un écoulement plutôt en charge. Les ondes piézométriques sont alors peu modifiées. Inversement, si B'' est faible, l'influence de l'effet d'étanchéité partielle devient considérable.

Tableau 2. Résultats d'interprétation d'après la méthode tenant compte de l'effet d'égouttement (nappe libre)

Tabela 2. Rezultati interpretacije po metodi, ki upošteva izcejanje pri vodonosnikih s prosto gladino

1/2 amplitude (h) et (h_0) et période t_0 observées	1/2 amplitude (h) et déphasage (ϕ) calculés	Valeurs de la diffusivité et des autres grandeurs caractérisant l'égouttement
h = 0,022 m t_0 = 11 h h_0 = 0,35 m	h = 0,022 m ϕ = 3,6 h	β = 1,1005 B'/x_0 = 1,6112 x_0 = 1591 m B' = 2563 m D = 200,8 m ² /s
h = 0,030 m t_0 = 11 h h_0 = 0,33 m	h = 0,028 m ϕ = 3,9 h	β = 1,0245 B'/x_0 = 3,2164 x_0 = 1709 m B' = 5496 m D = 231,7 m ² /s
h = 0,032 m t_0 = 12,6 m h_0 = 0,43 m	h = 0,049 m ϕ = 4,5 h	β = 1,1413 B'/x_0 = 1,3675 x_0 = 1757 m B' = 2403 m D = 213,8 m ² /s
Moyenne		D = 215,4 m ² /s

La dimension de B'' est celle d'une longueur: L
 S'' : coefficient d'emmagasinement retardé
 $1/a$: indice de retard

La solution générale $h(x, t)$ est la même que dans le cas d'une nappe libre avec un effet d'égouttement; les calculs sont identiques.

5. Conclusion

En étudiant la propagation d'ondes piézométriques dans l'aquifère côtier, sous l'effet des marées marines, nous avons examiné plusieurs modèles hydrogéologiques. Notre démarche a été de chercher par tâtonnements une superposition entre les courbes expérimentales et les figures dérivées des lois théoriques. Seul le cas d'écoulements parallèles a été traité, et les paramètres hydrodynamiques ont été considérés comme constants dans l'espace et dans le temps.

Le modèle qui correspond le mieux aux conditions géologiques connues est celui d'une nappe captive avec un effet d'étanchéité partielle du toit de la zone

drainante. Ce modèle, ainsi que celui d'une nappe libre avec un effet d'égouttement, permettent la meilleure reconstitution des marées observées. Le choix entre ces deux modèles reste pourtant difficile car il est bien certain que la nappe n'est ni parfaitement captive ni tout à fait libre.

Nous donnons dans la suite quelques justifications de notre choix, tout d'abord sur la différence entre la célérité de propagation d'ondes piézométriques et la vitesse propre des particules d'eau. Il y a évidemment une différence importante entre la célérité d'ondes qui se propagent dans l'aquifère étudié et la vitesse effective de l'eau. Des célérités élevées indiqueraient un écoulement en charge. Le traçage effectué à partir de la perte de la Notranjska Reka (F. Bidovec, 1965) a donné le temps de passage de l'eau entre cette perte et les sources de Timav de 16 jours, d'où la vitesse apparente de 90 m/h. En ce qui concerne la célérité, nous avons montré (P. Krivic, 1981) que le temps de passage d'ondes de crue sur le même chemin n'est que de deux jours et la célérité de 730 m/h.

A signaler aussi que l'effet d'étanchéité partielle n'est pas très important dans l'aquifère étudié; β étant voisin de 1 ($\beta = 1,141$). L'écoulement se fait donc surtout en charge.

Les essais par pompage dans le forage B-4 ont fourni une transmissivité apparente de 10^{-1} m²/s. Si l'on estime la porosité efficace d'une nappe libre à 1%, la diffusivité serait donc de l'ordre de 10 m²/s. Pour une nappe captive avec un coefficient d'emmagasinement $10^{-3} < S < 10^{-4}$ la diffusivité $D = T/S$ serait de 100 m²/s à 1000 m²/s.

D'après le modèle, la valeur de diffusivité de l'ordre de 200 m²/s pourrait être retenue pour la zone drainante dans laquelle se situent le forage B-4 et les sources côtières. Cette valeur est bien dans la fourchette caractérisant le secteur étudié.

Bibliographie

- Bonnet, M. & Schneider, J. 1969. Un exemple d'application de la méthode de Carson-Laplace pour l'étude des relations entre nappe et rivière. Analyse des variations du niveau du Chari sur la nappe de la depression Tchadienne. Mém. BRGM. no 76, pp. 53—89.
- Boussinesq, J. 1877. Essai sur la théorie des eaux courantes. Mém. Acad. Sci. Paris, Imprimerie Nationale, Paris, 252 pp.
- De Cazenove, E. 1971. Ondes phréatiques sinusoidales. La Houille Blanche, no 7, pp. 601—615.
- Degallier, R. 1969. Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. Bull. BRGM. 2ème série, section III. no 2, pp. 7—56.
- Degallier, R. 1978. Propagation de fluctuations périodiques dans une nappe semi-captive non illimitée. Application à la nappe de Moulineaux (Rouen). Rapport BRGM 78 SGN 319 HYD, 14 p., Orléans.
- Drobne, F., Krivic, P., Ravnik, D. & Premru, U. 1977. Studija o podzemeljski vodi v Tržaško-komenskem krasu, I. faza, leto 1976/77. Rapport GZL, Ljubljana.
- Ferris, J. 1951. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. Assoc. Int. Hydrol. Sci., Assem. Gén. Bruxelles. t II, 148 pp.
- Garnier, J. C. & Clarion, C. L. 1967. Transmission des ondes de crue du Verdon à travers le massif d'appui rive droite du futur barrage de Sainte-Croix. La Houille Blanche, no 1, pp. 61—71.

Krivic, P. 1981. Étude hydrodynamique d'un aquifère karstique côtier: le Kras de Slovevie, Yougoslavie. Thèse Doct. Ing. Univ. Montpellier. 108 p., Montpellier.

Krivic, P. & Drobne, F. 1980. Hidrogeološke raziskave Tržaško-komenskega krasa. Zbornik 6. Jug. simp. hidrogeol. inž. geol., 1, pp. 233—239. Portorož.

Mosetti, F. & Picotti, M. 1960. Actualité sur les recherches de thalassographie dans la mer Adriatique. Boll. Soc. Adr. Sc., 1, pp. 73—77.

Moullard, L., Mijatović, B., Kareh, R. & Massaad, B. 1965. Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoires sous-marins. Problèmes posés et solution adoptée. Côte libanaise. Actes Coll. Dubrovnik. AIHS-UNESCO, 1, pp. 237—250.

Peaudecerf, P. 1973. Relations entre une nappe alluviale et un cours d'eau de surface. Les programmes HYGPI-HYGP2. Bull. BRGM. 2ème série, section III. n° 2, pp. 77—85.

Razack, M., Drogue, C., Romariz, C. & Almeida, C. 1980. Étude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonate côtier (Miocène de l'Algarve — Portugal). Journ. Hydrol., 45, pp. 57—69.

Todd, D. K. 1964. Ground water Hydrology. John Wiley & Sons, 336 p., New York.

Trupin, G. 1969. Étude des caractéristiques hydrauliques d'un aquifère captif par l'observation des effets de pression dus à la marée océanique. Mém. BRGM. n° 76. pp. 359—378.

UDK 550.361+550.36.004.14(497.12)=863

Gostota Zemljinega toplotnega toka v konjiški udorini

Heat flow density in the fault basin of Konjice

Danilo Ravnik, Renato Verbovšek & Uroš Premru

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 33

Kratka vsebina

Geološka zgradba in hidrogeološke razmere v konjiški udorini kažejo na možnost akumulacije geotermične energije ter pitne in industrijske vode. Najpomembnejša vodonosna formacija je srednjetriadni dolomit, ki leži neposredno na pohorskem visokometamorfnem skrilavcu in je prekrit z miocenskim laporjem. Nekorigirana gostota Zemljinega toplotnega toka v globinskem intervalu 100—400 metrov je $75 \text{ mWm}^{-2} \pm 35\%$. Specifična entalpija iztekajoče vode je bila ocenjena na okoli $0,025 \text{ MJ/kg}$.

Abstract

The character of the rocks within the fault basin of Konjice and the mode of their arrangement, and the hydrogeologic conditions appear to be favourable for the accumulation and extraction of geothermal energy and water supply. Middle Triassic dolomite is believed to be the most important water bearing formation. It is underlain by high grade metamorphic schist of the Pohorje Mountains and overlain by Miocene marl. The uncorrected heat flow density determined for the depth interval of 100—400 meters amounts to $75 \text{ mWm}^{-2} \pm 35\%$. The specific enthalpy of the discharged water was about 0.025 MJ/kg .

Uvod

Toplotni tok v vrhnjih nekaj kilometrih Zemljine skorje je posledica ohlajevanja vroče Zemljine notranjosti ter radiogene toplote v skorji. Njegovo poznavanje je pomembno za razumevanje geoloških pojavov in za modeliranje geodinamičnih procesov v Zemljini skorji. Gostota toplotnega toka je eden od parametrov, ki omogoča ekstrapolacijo temperature v kameninah do globin, ki niso dostopne za direktne metode merjenja. Iz njegove vrednosti tudi sklepamo na koncentracijo toplote pod površjem, ki je lahko ekonomskega pomena.

Toplota se v zgornjih plasteh Zemljine skorje razširja v glavnem s prevajanjem. Ekonomsko pomembna toplota pa se prenaša s strujanjem, ki je vezano

na zelo omejena območja. V to kategorijo spadajo konvekcijski hidrotermalni ali cirkulacijski geotermični izvori, katerim pripada večina danes izkoristljivih nahajališč geotermične energije.

Analize toplotnih procesov v Zemlji ter njihova regionalna klasifikacija temeljijo večidel na prenosu toplote s prevajanjem. Ko se vzpostavi stacionarno stanje toplotnega prevajanja, je gostota toplotnega toka določena s fenomenološko Fourierjevo enačbo. Ako predpostavimo enodimenzionalni stacionarni prenos toplote v izotropnem sredstvu, velja poenostavljena enačba za gostoto toplotnega toka

$$q = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (1)$$

Na toplotni tok pa vplivajo razni geološki pojavi, kot globalni tektonski procesi, sedimentacija in erozija ter vertikalno premikanje. Upoštevati moramo tudi razne korekcije, ki imajo svoj izvor v razgibani topografiji, bočnih razlikah toplotne prevodnosti kamenin, gibajoči se podzemeljski vodi ter v dolgoperiodnih klimatoloških spremembah, npr. vpliv male ledene dobe in klimatskih optimumov.

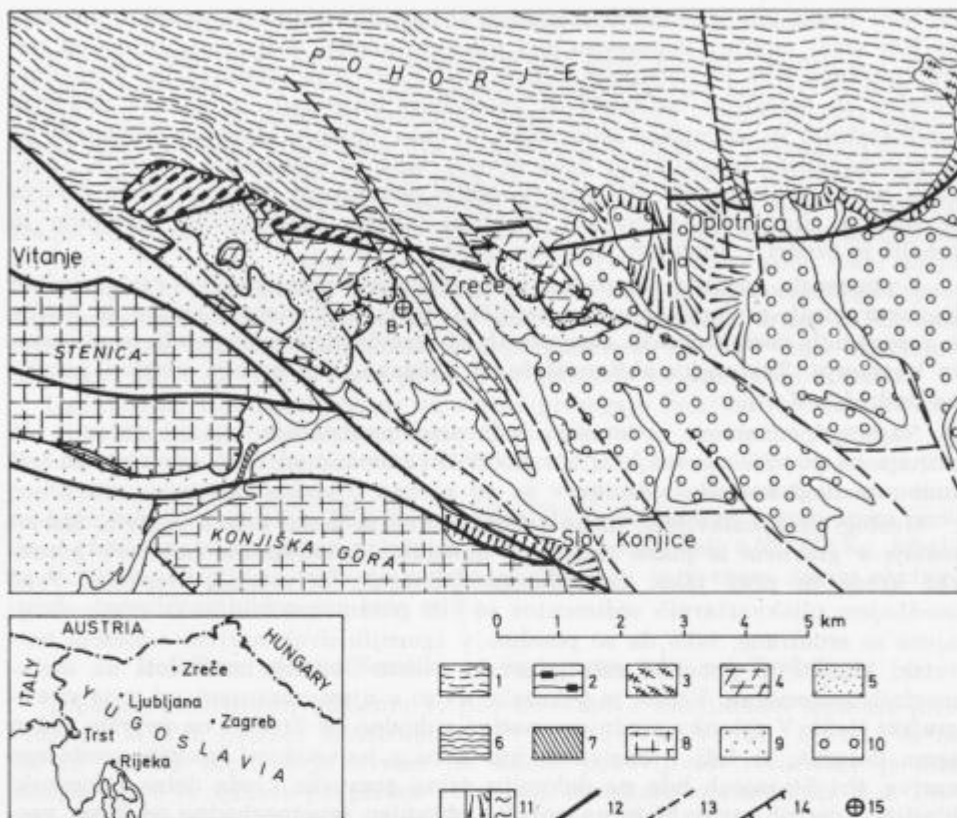
Po enačbi (1) določimo toplotni tok s pomočjo toplotne prevodnosti λ in vertikalnega geotermičnega gradienta $\Delta T/\Delta z$. V ta namen vrtajo na kontinentih globoke vrtine, na oceanih ali v globokih jezerih pa z ladje spustijo merilne naprave nekaj metrov globoko v mehko dno. Toplotno prevodnost merimo na intaktnih vzorcih kamenin v laboratoriju, v oceanih pa kar skupno z geotermičnim gradientom *in situ*. Na celini določimo geotermični gradient na podlagi temperaturnih meritev v vrtini.

Za oceno geotermičnega potenciala določenega ozemlja so pomembni podatki tako o toploti, akumulirani v podzemeljski vodi, kot njenem nosilcu na površje, kakor tudi o toplotni energiji, zbrani v kameninah do določene globine. Konduktivno izhajajoča Zemljina toplota nima ekonomskega pomena, vendar se v njeni množini odsevajo velika termodinamična in geodinamična dogajanja globoko pod Zemljinim površjem. To so pa osnovni vzroki za nakopičenje Zemljine toplotne energije blizu njenega površja.

Kot primer določitve gostote toplotnega toka podajamo rezultat geotermičnih meritev pri Zrečah v konjiški udorini. To je bila prva določitev gostote Zemljinega toplotnega toka v Sloveniji.

Geološki, hidrogeološki in geofizikalni položaj konjiške udorine

Pliokvartarna konjiška udorina leži na stičišču treh velikih tektonskih enot (sl. 1). Na severu so Avstroalpidi, na jugozahodu Južne Alpe, na jugu pa obrobni del panonske udorine. To je tudi sečišče več transkurentnih prelomov, ki so bili aktivni v več fazah. Do Vitanja je geološko viden periadriatski šiv; njegov potek dalje proti vzhodu ni več jasen. Periadriatski šiv predstavlja izvorno cono narivov. Od tu so bile konec miocena na pohorske metamorfne kamenine narinjene severne Karavanke, ki sestojijo iz triadnega dolomita, zgor-njekrednega gosavskega lapornega apnenca in miocenskih klastitov. Na severo-



Sl. 1. Geološka zgradba konjiške udorine

Po geološki karti P. Mioča & M. Žnidarčiča (1977) priredil in dopolnil U. Premru

Fig. 1. Geological structure of the fault basin of Konjice

Geological map made by P. Mioč & M. Žnidarčič (1977) completed by U. Premru

1—5 Avstroalpidi, 1—3 proterozojske in staropaleozojske metamorfne kamenine, 1 blestnik in gnajs z lečami amfibolita, kvarcita in eklogita, 2 kremenovo sericitni filit, 3 serpentinit, 4—5 severnokaravanški narivi, 4 srednjetriadni dolomit, 5 zgornjekredni lapor, peščenjak in apnenec s hipuriti, 6—8 Južne Alpe, 6—7 južnokaravanški narivi, 6 zgornjekarbonski skrilavec, peščenjak in konglomerat, 7 srednjetriadni apnenec, 8 triadni apnenec in dolomit savinjskega nariva, 9 miocenski klastiti panonske udorine v narivni zgradbi Karavank, 10—11 pliokvartarne udorine, 10 pliokvartarni klastiti, 11 kvartarni aluvialni in proluvialni sedimenti, 12 transkurentni prelom, 13 gravitacijski prelom, 14 nariv, 15 vrtina

1—5 Austroalpides, 1—3 Proterozoic and Early Paleozoic metamorphic rocks, 1 Mica schist and gneiss with lenses of amphibolite, quartzite, and eclogite, 2 Quartz-sericite phyllite, 3 Serpentinite, 4—5 Thrusts of North Karavanke Alps, 4 Middle Triassic dolomite, 5 Upper Cretaceous marl, sandstone, and limestone with Hippurites, 6—8 Southern Alps, 6—7 Thrust of South Karavanke Alps, 6 Upper Carboniferous slate, sandstone, and conglomerate, 7 Middle Triassic limestone, 8 Triassic limestone and dolomite of the Savinja thrust, 9 Miocene clastic rocks of Panonian Fault Basin in the Karavanke thrust structure, 10—11 Plioquaternary depressions, 10 Plioquaternary clastic rocks, 11 Quaternary alluvial and proluvial sedimentary rocks, 12 Transcurrent fault, 13 Gravitational fault, 14 Thrust, 15 Borehole

zahodni strani konjiške udorine je narivna zgradba vidna na površju, medtem ko leži sredi udorine domnevno pod pliokvartarnimi sedimenti. Južno od periadriatskega šiva so narinjene Južne Alpe proti jugu. Metamorfne kamenine Pohorja so nastale v bajkalski in kaledonski orogenezi, tj. v času mlajšega predkambrija in starejšega paleozoika. V času zgodnje alpske orogeneze pa so bile nagubane in narinjene proti severu, tako da leže narivi severnih Karavank na narivni zgradbi Pohorja. V jedru pohorskega metamorfne masiva se nahaja oligocensko-miocenski tonalitni lakolit. Metamorfne kamenine in tonalit je predril v srednjem miocenu dicit.

V pliocenski epohi je zaradi lokalnih vertikalnih premikanj ob reaktiviranih transkurentnih prelomih nastala konjiška udorina. Današnja oblika je dobila v zaporednih neotektonskih aktivnostih ob gravitacijskih prelomih v pliocenu in kvartarju. Tektonska aktivnost še ni končana, kar pričajo občasni potresi na področju Konjic.

Najbolj pomembno vodonosno kamenino predstavlja triadni dolomit, ki prihaja na površje na več krajih vzhodno in zahodno od Zreč, verjetno pa leži tudi v podlagi konjiške udorine.

Geologi predpostavljajo, da se dolomit pojavlja lahko v treh narivih. Narivi sestojijo v glavnem iz plasti triadnega dolomita, diskordantno odložene gosavske krede in prav tako diskordantno odloženih helvetskih klastitov. Pred usedanjem pliokvartarnih sedimentov so bile posamezne tektonske grude dvignjene in erodirane, tako da so posebno v zgornjih dveh narivih odneseni helvetski klastiti in ponekod celo gosavske plasti. Spodnji nariv leži na metamorfnih kameninah. Vrtina je pokazala, da so v njem ohranjeni vsi trije stratigrafski členi. V ostanku srednjega nariva vzhodno od Zreč je na površju viden samo dolomit, ki leži v narivnem kontaktu s helvetskimi klastiti spodnjega nariva. Pri Stranicah leže na dolomitu delno gosavska kreda delno miocenski klastiti. Zgornji nariv, ki je na površju ohranjen severozahodno od Zreč, vsebuje samo dolomit. Enako zgradbo predpostavljamo tudi pod pliokvartarnimi sedimenti konjiške udorine. Dolomit ima ugoden položaj z vidika geotermije. V njegovi talnini in krovnini se nahajajo toplotno slabo prevodne kamenine, ki so tudi za vodo neprepustne. Na toplotne razmere ožje okolice pa poleg globoke prelomne tektonike verjetno vpliva tudi bližina felzičnih magmatskih kamenin pohorskega masiva.

Med hidrogeološkimi raziskavami v letih 1976/78 (F. Drobne, 1977; R. Verbovšek, 1979 neobjavljeno) je bila ob Dravinji pri Zrečah izmerjena povišana temperatura vode v nekaterih izvirih in močilih. Topla voda izvira ob prelomu, ki poteka v smeri približno SW-NE vzdolž severnega dela naselja Zreče. Tam prihaja na površje triadni dolomit, ki je prepusten za vodo. V rečnih naplavinah ob Dravinji je imela voda temperaturo 15 do 17,5 °C.

Južno od kontakta pohorskih metamorfnih kamenin z miocenskim laporjem je bilo izvršeno geoelektrično sondiranje. Raziskave so pokazale, da se globina do visokoupornostne podlage miocenskih sedimentov sorazmerno hitro povečuje proti jugu. Na razdalji okoli 800 m od severnega obrobja miocenske konjiške udorine pri Zrečah je bila že na globini okoli 240 m. Ker sonde niso bile zadosti dolge, nismo mogli določiti debeline te podlage niti je nismo litološko razčlenili.

Hidrogeološke in karotažne raziskave v konjiški udorini

Prvotno smo imeli namen raziskati precej strm kontakt dolomita z miocenskim laporjem. Ker to ni bilo izvedljivo, smo izbrali geološki presek pri Zrečah, okoli 750 m južno od prelomne cone, ki poteka vzdolž obrobnja pohorskega metamorfne kompleksa. Na sl. 2 je podana njegova poenostavljena litološka sestava. Do globine 235 m sega za vodo neprepusten miocenski lapor. Pod njim sledi najprej gosavski laporasti apnenec do 253 m in nato do globine 484 m vodonosni triadni dolomit, ki leži na pohorskem kloritno-kalcitnem skrilačcu. Ko je bila vrtina končana, so jo aktivirali s čisto vodo, nato so jo v treh odsekih obdelali še s solno kislino. Končni rezultati enomesečnega črpalnega preizkusa so bili: izdatnost 22 l/s, temperatura na ustju vrtine 21 °C, tlak zaprte vrtine 0,29 MPa, koeficient vodoprepustnosti $1,1 \times 10^{-5}$ m/s in transmisivnost $2,6 \times 10^{-3}$ m²/s. Vsi ti podatki se nanašajo na vodonosni dolomit.

Ugotovljene izdatnosti izvirov in vrtine presegajo količino infiltriranih padavin v bližnje karbonatne kamenine. Če upoštevamo po analizi Instituta »J. Stefan« še nizke vrednosti za tritij ($6 \text{ TU} \pm 85 \%$),* potem sklepamo, da je tok podtalnice relativno počasen, napaja pa se verjetno iz karbonatnih kamenin na jugu konjiške udorine. Ako privzamemo, da je referenčna temperatura okolja +15 °C, znaša specifična entalpija iztekajoče vode okoli 0,025 MJ/kg. Idealna količina energije te vode pri izdatnosti 22 l/s pa je v enem dnevu ekvivalentna energiji približno ene tone nafte.

Določitev gostote Zemljinega toplotnega toka pri Zrečah

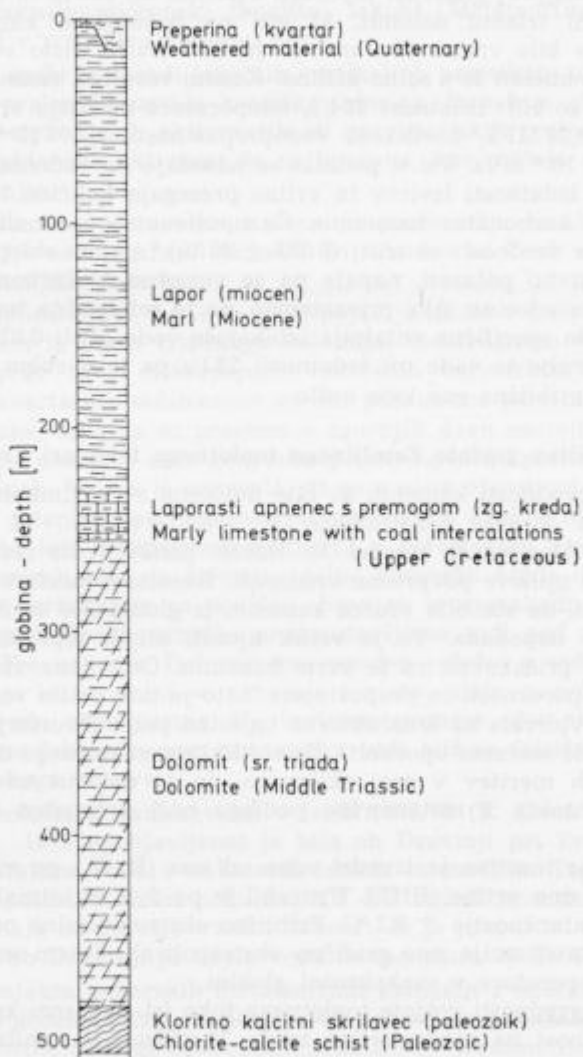
Toplotne prevodnosti kamenin so bile določene z merilnikom toplotne prevodnosti MTP-1 domače konstrukcije (P. Prelovšek, M. Babič & B. Uran, 1982). Meritve je izvedel M. Babič; ponovljivost rezultatov je bila manjša od 10 % njihove povprečne vrednosti. Rezultate meritev kaže sl. 3. Pripomniti je treba, da sta bila vzorca kamenin iz globin 239 in 501 m tektonsko spremenjena — napokana. To je vzrok njunih nižjih toplotnih prevodnosti, kot bi jih sicer pričakovali za te vrste kamenin. Omenjena vzorca sta iz odsekov povišane poroznosti in prepustnosti. Zato je tam prišlo verjetno do gibanja vode, ki je vplivala na konduktivno toplotno polje. Fourierjeve relacije pa za take odseke ne moremo uporabiti. Po obliki temperaturnega diagrama vrtine in iz karotažnih meritev v njej sklepamo, da je dolomit od globine 380 m navzdol do kontakta z metamorfno podlago bolj prepusten in s tem tudi vodonosen.

Temperaturne meritve je izvedel eden od nas (R. V.) po metodi merjenja temperature na dnu vrtine (BHT). Uporabil je po dva maksimalna živosrebrna termometra z natančnostjo $\pm 0,2$ °C. Približno eksponencialno potekajoč proces temperaturne stabilizacije smo grafično ekstrapolirali. S tem smo dobili oceno formacijske temperature v vsakokratni globini.

Izračunanih vrednosti gostote toplotnega toka (sl. 3) nismo korigirali. Njena povprečna vrednost na mestu vrtine znaša 75 mWm^{-2} s standardno deviacijo 35 %. Pri tem smo upoštevali samo meritve v globinskem intervalu od 100 do 400 m.

* 1 TU (tritium Unit) = enota tritija (najtežji vodikov atom H³) je definirana kot en atom H³ na 10^{18} atomov H¹.

Kot dodatni podatek navajamo še rezultat visokoločljivostne radiometrične analize dveh vzorcev kamenin; eden je iz vrtine, drugi pa iz kamnoloma v pohorskem tonalitu. Procentno sestavo vseh treh elementov, pomembnih za produkcijo radiogene toplote, tj. U^{235} , Th^{232} in K^{40} , je analiziral D. Brajnik z Instituta »J. Stefan«, odsek za fiziko jedra. Za njen izračun smo uporabili revidirano enačbo po R y b a c h u (1981). Dobili smo naslednje rezultate:



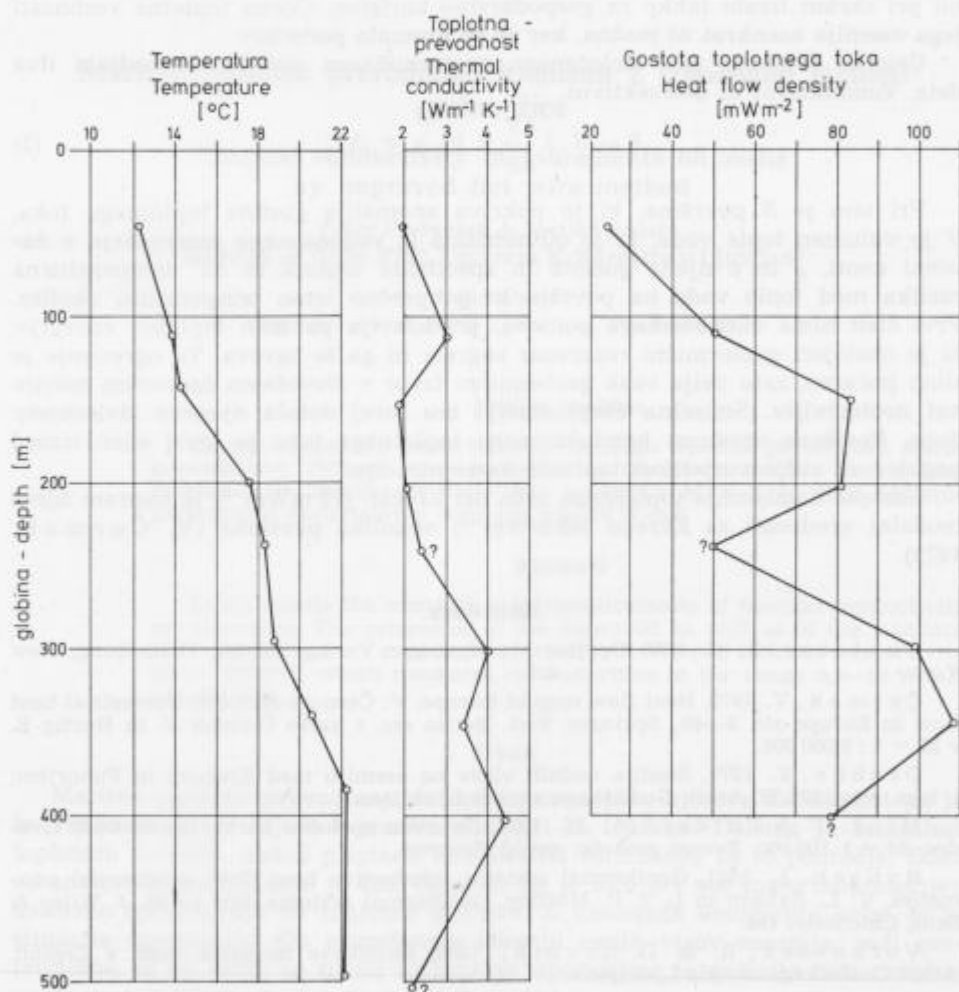
Sl. 2. Litostratigrafsko zaporedje konjiške udorine

Fig. 2. Lithostratigraphic succession of the fault basin of Konjice

kloritno-kalcitni skrilavec pri Zrečah, globina 501,5 m
 tonalit v Josipdolu na Pohorju, globina 40 m

množina toplote
 $0,26 \mu\text{Wm}^{-3} \pm 25 \%$
 $3,0 \mu\text{Wm}^{-3} \pm 15 \%$

Tonalitni vzorec ima povišano vrednost toplotne produkcije. Visoke vrednosti pa so eden odločilnih parametrov za oceno perspektivnosti ozemlja kot geotermičnega izvora tipa suhe vroče kamenine (HDR). To je sicer ena sama meritev, ki jo je treba preveriti še na drugih krajih.



Sl. 3. Diagrami temperature, toplotne prevodnosti in gostote toplotnega toka v severnem delu konjiške udorine

Fig. 3. Temperature log, thermal conductivity, and heat flow density in the northern part of the fault basin of Konjice



Pomen meritev v konjiški udorini

Z raziskavami na lokaciji pri Zrečah v konjiški udorini smo dobili nekatere informativne hidrogeološke in geotermične parametre dolomitskega vodonosnika, vendar njihovega dokončnega pomena še ne moremo točneje opredeliti. To so izolirani podatki, ki jih je treba potrditi in dopolniti z nadaljnjimi podobnimi raziskavami. Hidrogeološka situacija na tem območju izgleda zelo ugodna, kar je važna postavka za oceno geotermičnega nahajališča.

Vsekakor gre na območju Zreč za nizkoentalpijski geotermični izvor, ki bi bil pri skrbni izrabi lahko za gospodarstvo koristen. Ocena toplotne vsebnosti tega ozemlja zaenkrat ni možna, ker je še premalo podatkov.

Celotno toplotno moč določenega geotermičnega sistema sestavljata dva dela, konduktivni in konvektivni.

$$E = S \cdot \lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} + V \cdot \rho \cdot c \cdot \Delta T' \quad (2)$$

Pri tem je S površina, ki jo pokriva anomalija gostote toplotnega toka, V je volumen tople vode, ki jo odvezemamo iz vodonosnega rezervoarja v časovni enoti, ρ in c njena gostota in specifična toplota in $\Delta T'$ temperaturna razlika med toplo vodo na površju in povprečno letno temperaturo okolice. Prvi člen nima ekonomskega pomena, predstavlja pa tisto toplotno energijo, ki je obstoječi geotermični rezervoar segrela in ga še ogreva. To ogrevanje je silno počasno, zato velja vsak geotermični izvor v človeškem časovnem merilu kot neobnovljiv. Smiselna eksploatacija mu torej določa njegovo življenjsko dobo. Povišana vrednost konduktivnega toplotnega toka je torej eden izmed pogojev za večjo verjetnost toplotne koncentracije.

Gostota Zemljinega toplotnega toka pri Zrečah (75 mWm^{-2}) je napram njeni modalni vrednosti za Evropo (60 mWm^{-2}) nekoliko povišana (V. Čermak, 1979).

Literatura

- Buntebarth, G. 1980 Geothermie. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Čermak, V. 1979, Heat flow map of Europe. V: Čermak-Rybach: Terrestrial heat flow in Europe str. 3—40., Springer Verl. Berlin etc. s karto Čermak V. in Hurtig E. v $M = 1 : 6\,000\,000$.
- Drobne, F. 1977, Studija vodnih virov na ozemlju med Zrečami in Pohorjem, I. faza, leto 1976/77. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.
- Mioč, P. & Znidarčič, M. 1977, Osnovna geološka karta, list Slovenj Gradec, $M = 1 : 100\,000$. Zvezni geološki zavod Beograd.
- Rybach, L. 1981, Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies. V: L. Rybach in L. J. P. Muffler, Geothermal systems. Str. 1—36. J. Wiley & Sons, Chichester itd.
- Verbovšek, R. & D. Ravnik, 1982, Raziskave termalne vode v Zrečah. Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana.

UDK 550.362=863

Meritve toplotne prevodnosti kamenin z izboljšano metodo grelne žice

Thermal conductivity measurements on rocks by improved hot wire method

Peter Prelovšek & Matjaž Babič

Oddelek za fiziko FNT, Univerza E. Kardelja v Ljubljani

Bojan Uran

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 37

Kratka vsebina

Članek obravnava nestacionarno merjenje toplotne prevodnosti slabih prevodnikov. Opisani sta standardna in izboljšana metoda grelna žice. Prikazana je izvedba in delovanje merilnika MTP-1, ki meri toplotne prevodnosti materialov v območju 0,5—10 W/mK.

Abstract

In the article the nonstationary measurements of thermal conductivity are discussed. The principles of the improved as well as of the standard hot wire method are explained. A recently developed thermal conductivity meter MTP-1, which measures conductivities in the range 0,5—10 W/mK is described.

1. Uvod

Meritve toplotne prevodnosti so ene zahtevnejših, njihova natančnost pa je še vedno skromna kljub napredku znanosti in tehnike. Deloma je zaostalost toplotnih merskih metod pripisati omejenemu zanimanju za to področje. Eden od znakov za tako stanje je tudi dejstvo, da je bilo pri nas malo laboratorijev ustrezno opremljenih za toplotne meritve. Z nastopom energijske krize se je situacija spremenila. Ob pospešenem iskanju novih virov energije, tudi geotermične, in ob skrbi za njeno racionalno uporabo se je poživilo tudi raziskovanje za izboljšanje toplotnih merskih metod.

Stacionarne metode merjenja (F. X. Eder, 1956) so pojmovno gotovo najbolj enostavne, saj uporabljajo za merjenje direktno definicijo toplotne prevodnosti

$$q = -\lambda \text{ grad } T \quad (1)$$

kjer je q gostota toplotnega toka in T lokalna temperatura v vzorcu. Pri znani geometriji vzorca, ki je običajno planparalelna, in znani stalni moči grelca, se iz izmerjenih razlik temperatur določi toplotno prevodnost λ .

Stacionarne metode pa imajo več resnih slabosti:

— pri večjih debelinah (> 1 cm) vzorcev, ki so v območju slabih prevodnikov toplote, postanejo časi doseganja stacionarnega stanja zelo dolgi (tudi nekaj ur in več),

— težko je kontrolirati vse toplotne izgube, ki potekajo mimo vzorca, in upoštevati vse nepravilnosti v porazdelitvi toplotnega toka,

— vzorec mora biti običajno za meritev ustrezno pripravljen, imeti mora predpisano obliko.

Nestacionarne metode so se razmahnile zlasti v zadnjem času. Njihova bistvena prednost je predvsem v hitrosti (meritev traja nekaj minut), tudi kontrola izgub je enostavnejša. Analiza rezultatov je nekoliko težja, kar pa pri današnjih možnostih obdelave ne predstavlja ovire. Slabost večine nestacionarnih metod pa je, da ne dajejo direktne informacije o λ .

2. Izboljšana metoda grelne žice

Med nestacionarnimi metodami se je uveljavila metoda grelne žice (H. S. Carslaw & J. Jaeger, 1959; J. P. Cull, 1974), ker določi λ direktno. Na njej temelji tudi izboljšana metoda (S. Sumikawa & Y. Arakawa, 1976). V principu gre za tanko ravno grelno žico, napeto med dvema kosoma različnih materialov, od katerih je spodnji merjenec (toplotna prevodnost λ_1) in zgornji standardni material (toplotna prevodnost λ_0), ki je del merilne noge. Njuna mejna ploskev mora biti ravna, med materialoma mora biti tudi dober toplotni stik. Po grelni žici začne teči v času $t = 0$ stalen enosmerni električni tok I . Termoelement meri časovni potek temperature T v točki, ki je v razdalji r od sredine žice.

Princip meritve je mogoče razumeti s pomočjo enostavne metode grelne žice (H. S. Carslaw & J. Jaeger, 1959; J. P. Cull, 1974), kjer je grelna žica obdana samo z merjencem, torej $\lambda_1 = \lambda_0 = \lambda$. Temperatura $T(r, t)$ mora zadoščati difuzijski enačbi za cilindrično geometrijo (H. S. Carslaw & J. Jaeger, 1959)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad (2)$$

kjer je κ toplotna difuzivnost merjenca $\kappa = \lambda/\rho \cdot c_p$. Pri tem je ρ gostota merjenca, c_p pa njegova specifična toplota. Robni pogoj, ki povezuje toplotno produkcijo grelne žice p na enoto dolžine l in gostoto toplotnega toka v merjencu, je podan z

$$2\pi r \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_{r \rightarrow 0} = p = \frac{I^2 R}{l}, \quad t > 0 \quad (3)$$

R = električna upornost.

Želena rešitev je integral fundamentalne difuzijske rešitve za cilindrično simetričen primer (H. S. Carslaw & J. Jaeger, 1959).

$$T(r, t) = \frac{p}{4\pi\lambda} \int_0^t \frac{dr}{r} \exp\left(-\frac{r^2}{4\kappa\tau}\right) \quad (4)$$

τ = integracijska konstanta.

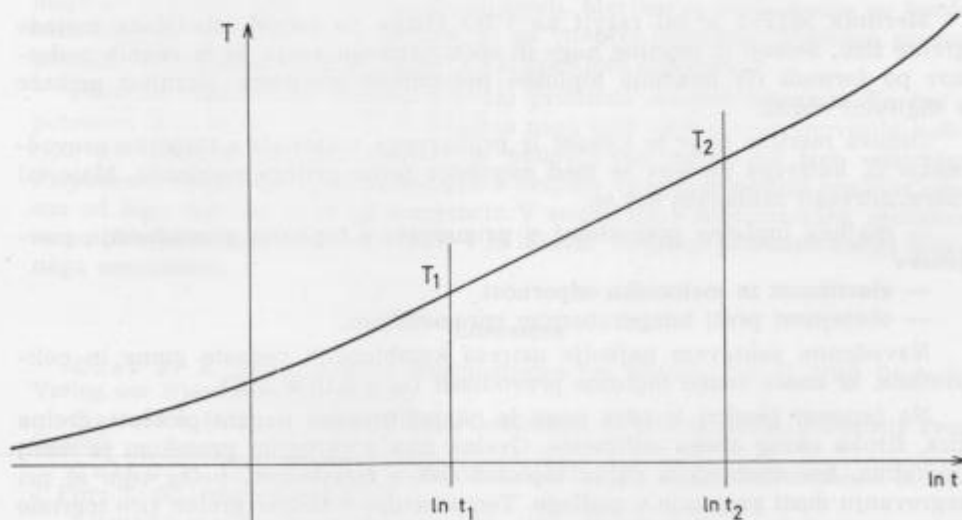
Ideja metode je v meritvi razlike temperatur v časih t_1 in $t_2 > t_1$, pri čemer t_1 zadošča pogoju $t_1 > 20r^2/\kappa$. Tedaj se izraz (4) poenostavi (natančnost približka je boljša od 1 %) v

$$T_2 - T_1 = \frac{p}{4\pi\lambda} \ln(t_2/t_1) \quad (5)$$

kar omogoča direktno določitev prevodnosti λ , ne da bi potrebovali informacijo o difuzivnosti κ .

Pri opisani metodi grelne žice je ob izbiri majhnih razdalj $r < 2$ mm možno izvesti kvalitetne meritve v časih $t_2 < 2$ min. Glavna tehnična težava metode je v pripravi vzorcev, saj je treba pri trdih materialih žico vgrebsti, oziroma poskrbeti za primeren toplotni kontakt med obema deloma merjenca. Posebej pri vzorcih kamenin (J. P. Cull, 1974) je to težko izvedljivo.

Strokovnjaki japonske firme Showa Denko K. K. (S. Sumikawa & Y. Arakawa, 1976) so, kot kaže, prvi ugotovili, da je možno osnovni izraz (5) uporabiti tudi v primeru, ko sta polovici iz različnih materialov, torej $\lambda_0 \neq \lambda_1$. Tehnično pomeni to bistveno pridobitev, saj je noga (λ_0) iz elastičnega materiala, ki vedno omogoči dober toplotni stik. Posebna priprava vzorca tedaj ni potrebna.



Sl. 1. Diagram odvisnosti temperature T od $\ln t$

Fig. 1. Diagram of temperature T vs. $\ln t$

Teoretična obdelava izboljšane metode je neprimerno zahtevnejša (B. Uran, 1982), saj je treba upoštevati dva polprostora z $\lambda_1 \neq \lambda_0$ in $\kappa_1 \neq \kappa_0$. Splošna rešitev, ki nadomesti izraz (4), je bila prvič podana v diplomskem delu B. Ura na (1982) z izrazom

$$T(r, t) = \frac{p \lambda_1 \lambda_0 \kappa_1 \kappa_0}{4\pi} \int_0^t \frac{d\tau}{\tau} \int_0^1 du [\kappa_0 u + \kappa_1(1-u)]^{-1/2} \cdot [\lambda_0^2 \kappa_1(1-u) + \lambda_1^2 \kappa_0 u]^{-3/2} \exp \{-r^2[4\tau(\kappa_0 u + \kappa_1(1-u))]^{-1}\} \quad (6)$$

u, τ = integracijske konstante

kar se pri pogoju $t_1 > 20 r^2/\kappa_1$ poenostavi v izraz, analogen (5), ki predstavlja osnovno formulo izboljšane metode

$$\lambda_1 = \frac{P}{2\pi(T_2 - T_1)} \ln(t_2/t_1) - \lambda_0 \quad (7)$$

Podoben izraz so uporabljali že pri Showa Denko, le da je njihov vseboval dve nedoločeni konstanti, ki sta bili ugotovljeni verjetno šele z umeritvijo.

Linearna odvisnost T od $\ln t$, ki je osnova izraza (7), velja le v delu časovnega območja. Dejansko odvisnost kaže sl. 1. Poleg odstopanja pri kratkih časih $t < t_1$ postane odvisnost nelinearna tudi pri dolgih časih, ko prodre toplota do robov vzorca D (karakteristični čas $t \sim D^2/10\kappa_1$). Za uspešnost meritve je zato bistvena pravilna izbira intervala $[t_1, t_2]$.

3. Opis merilnika

Merilnik MTP-1 je bil razvit na VTO Fizika na osnovi izboljšane metode grelne žice. Sestoji iz merilne noge in elektronskega vezja, ki iz znanih podatkov po formuli (7) izračuna toplotno prevodnost merjenca. Rezultat prikaže v digitalni obliki.

Osnova merilne noge je kvader iz primerne materiala s toplotno prevodnostjo λ_0 , katerega ploskev se med meritvijo tesno prilega merjencu. Material mora ustrezati zahtevam kot so:

— majhna toplotna prevodnost v primerjavi s toplotno prevodnostjo merjencev

— elastičnost in mehanska odpornost

— obstojnost proti temperaturnim spremembam.

Navedenim zahtevam najboljše ustreza kombinacija penaste gume in poliuretana, ki imata enako toplotno prevodnost ($\lambda_0 = 0,10 \text{ W/mK}$).

Na osnovni ploskvi kvadra noge je na poliuretanu napeta ploščata grelna žica, široka okrog enega milimetra. Grelna žica z okroglim presekom je manj uporabna, ker onemogoča dober toplotni stik z merjencem, poleg tega se pri segrevanju dosti prej zaje v podlago. Temperaturo v bližini grelne žice merimo s termoelementom baker-konstantan. Drugo spojno mesto termoelementa je v toplotnem stiku z masivnim ohišjem merilne noge. Njegova temperatura se med meritvijo praktično ne spreminja.

Elektronsko vezje merilnika MTP-1 je zahtevnejši del aparature, saj omogoča povsem avtomatizirano in hitro merjenje toplotne prevodnosti. Generator toka napaja grelno žico med meritvijo s konstantnim enosmernim tokom. Izbiramo lahko med dvema tokovoma, ki sta v razmerju $1 : \sqrt{2}$, njuna velikost pa je odvisna od upornosti uporabljene grelne žice. Napetost termoelementa, ki je sorazmerna temperaturi, vodimo preko ojačevalca na enoto, ki začasno shrani v analogni spomin napetosti v časih t_1 in $t_2 > t_1$ in nato izračuna razliko napetosti $V_2 - V_1$. Na voljo sta dva časovna intervala $[t_1, t_2]$, s tem da je razmerje t_2/t_1 konstantno. Analogni delilec izračuna kvocient $K/(V_2 - V_1)$, pri čemer je K konstanta, odvisna od jakosti toka na grelni žici. Izhod delilca je digitalna količina, sorazmerna z vsoto $\lambda_1 + \lambda_0$. Števec je narejen tako, da vrednost λ_0 odšteje in vpiše na številčni prikaz vrednost λ_1 .

Dodatna enota k omenjenemu vezju je indikator odvoda. Kazalčni instrument, ki ga vsebuje ta enota, kaže trenutni odvod temperature termoelementa po logaritmu časa. Indikator je namenjen predvsem za kontrolo poteka meritve, saj kaže v pravem časovnem intervalu konstanto. Daje tudi že pred iztekom meritve grobo oceno za toplotno prevodnost merjenca.

Merilnik je v sedANJI verziji uporaben v območju toplotnih prevodnosti od 0,5 do 10 W/mK. V ta obseg sodijo vzorci kamenin in tudi raznovrstni gradbeni materiali. Posamezna meritev traja največ 80 sekund. Pri tem se merjenec segreje le za nekaj stopinj. Posebna priprava merjencev ni potrebna, morajo pa imeti gladko površino vsaj takih dimenzij, kot so dimenzije merilne noge (140 mm \times 80 mm) in debelino vsaj 30 mm. Prav tako morajo biti merjenci po površju suhi.

Meritev poteka tako, da merilno nogo postavimo na površje merjenca in z ustreznim gumbom sprožimo meritev. Indikator omogoča kontrolo poteka meritve in grobo oceno toplotne prevodnosti. Meritev se sama konča po končanem času t_2 , odvisnem od intervala, ki ga vnaprej izberemo. Toplotna prevodnost se, kot rezultat meritve, izpiše s štirimestnim številom.

Ponovna meritev je mogoča šele po približno desetih minutah. Ta čas je potreben zato, da se merjenec in merilna noga spet toplotno uravnovesita z okolico. Pri pravilni izvedbi meritev je ponovljivost boljša od treh odstotkov. Pripomniti velja, da je pri materialih z večjimi nehomogenostmi rezultat odvisen od lege merilne noge na merjencu. V nasprotju s stacionarnimi metodami se po izboljšani metodi meri s MTP-1 le lokalni volumen približno enega kubičnega centimetra.

Literatura

Eder F. X. 1956, *Moderne Messmethoden der Physik, Teil II*, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.

Carlsaw H. S. & Jaeger J. 1959, *Conduction of heat in solids*, University Press, Oxford.

Cull J. P. 1974, Thermal conductivity probes for rapid measurements in rock, *J. Phys. E: Sci.-Instruments* 7, 771.

Sumikawa S. & Arakawa Y. 1976, Quick thermal conductivity meter, *Instrumentation and Automation (Japan)* 4, 60.

Uran B. 1982, Merilnik toplotne prevodnosti na grelno žico. Diplomsko delo, VTO Fizika, Univerza E. Kardelja v Ljubljani.

*

UDK 550.838(497.12+497.13)=861

Zemljina kora na potezu Pula—Maribor u svetlu aeromagnetskih podataka

Composition of Earth's crust along Pula—Maribor section as based on aeromagnetic data

Slobodan Vukašinić

Geoinstitut, 11000 Beograd, Rovinjska 12

Kratak izvod

Aeromagnetskim ispitivanjima duž profila Pula-Maribor dobijeni su podaci koji ukazuju da je magnetsko polje Zemlje relativno slabo poremećeno. S obzirom na formu dijagrama ΔT intenziteta zaključuje se da su poremećaj geomagnetskog polja uslovile strukture kako gornjeg tako isto i donjeg dela Zemljine kore. Na bazi aeromagnetskih i drugih relevantnih geološko-geofizičkih podataka u domenu profila i šire, izdvojeni su dubinski razlomi i izvršeno je razgraničavanje osnovnih geotektonskih jedinica duž ispitivanog profila.

Abstract

According to data obtained by aeromagnetic survey, the geomagnetic field along the investigated section has been only slightly disturbed. The shape of diagrams of ΔT intensity indicate the anomalous sources produced by structures located both in the upper and lower parts of the Earth's crust. Based on the character of detected variation of ΔT intensity, as well as on the other structural, geological and geophysical features of the entire region, the deep lineaments were identified and the most important geotectonic units were delineated along the investigated section.

Uvod

Aeromagnetska ispitivanja duž profila Pula—Maribor izvedena su 1980. godine, u cilju izučavanja geološke građe Zemljine kore. U istom cilju duž ovog profila biće izvršeno i duboko seizmičko sondiranje. Investitori ispitivanja su Republički komitet za znanost, tehnologiju i informatiku — Zagreb i Raziskovalna skupnost SR Slovenije — Ljubljana.

Aeromagnetska merenja izvršena su iz aviona sa protonskim magnetometrom osetljivosti 0,1 nT, duž tri maršrute međusobno udaljene 4 km (sl. 1). Iznad Jadrana maršrute su se prostirale 20 km. Merenja su obavljena na dva visinska nivoa: viši nivo imao je istu apsolutnu visinu — 2500 m, dok je na nižem

nivou avion blago sledio osnovne morfostrukture terena na prosečnoj relativnoj visini leta od oko 500 m. U cilju povezivanja maršruta izvršena su i merenja duž poprečnih trasa, koje su išle po jedna na oba periferna dela uzdužnih — osnovnih maršruta. Radi kontrole rada aeromagnetometra i određivanja tačnosti merenja ponovljena su merenja na nekim kraćim delovima središnje maršrute, na delovima koji uključuju i terene sa relativno mirnim magnetskim poljem. Srednja kvadratna greška merenja iznosi $\pm 0,8$ nT.

Rezultati aeromagnetskih merenja grafički su prikazani na sl. 1 u vidu dijagrama ΔT intenziteta oba nivoa sve tri maršrute, od kojih su oni za bočne maršrute — 1 i 3, radi preglednosti, translaterani u odnosu na situacioni položaj dotičnih maršruta. Geotektonska interpretacija dijagrama — anomalnog polja ΔT grafički je iskazana na sl. 2, uz dijagrame ΔT središnje maršrute (maršrute 2).

Karakteristike dijagrama — anomalnog polja ΔT

Dobijeni dijagrami ΔT intenziteta (sl. 1) pokazuju da je opšta slika anomalnog magnetskog polja približno ista, na sve tri maršrute i oba visinska nivoa. Dijagrami su međusobno u velikom stepenu korespondentni, na većem delu izražavaju iste anomalije — uzročnike. Postojeće razlike u detaljima forme i amplituda pojedinih anomalija potiču od različitog položaja odgovarajućeg dela maršrute — magnetometra u odnosu na uzročnike (različito horizontalno i vertikalno udaljenje).

Već na prvi pogled dijagrami ΔT iskazuju relativno slabu poremećenost geomagnetskog polja duž ispitanog profila. Na većem delu profila anomalno polje karakteriše opšta (regionalna) povećanja — sniženja neznatna po intenzitetu. Izrazitije anomalije — anomalije lokalnog karaktera, registrovane su na SI i JZ delu profila, međusobno razdvojena skoro normalnim poljem. Grubo gledano po magnetskim karakteristikama na profilu se, dakle, razlikuju tri dela — JZ, središnji i SI. Po ovim delovima nešto ćemo detaljnije opisati konfiguraciju anomalnog polja i ukazati na neke manje promene ΔT intenziteta na dužim segmentima profila, koje takođe iskazuju određene specifičnosti dotičnih delova profila.

JZ deo profila izdvaja jasno izražena anomalija na prostoru Pula—r. (zaliv) Raša. Maksimum intenziteta anomalije od nekoliko desetina nT registrovan je na maršruti 1, na nižem nivou — »500 m«. Prema pučini anomalija postupno prelazi u negativno polje, koje je izrazito ujednačeno na višem nivou — 2500 m, zadržavajući intenzitet od desetak nT.

Središnji deo profila gde praktično izostaju »lokalne« anomalije, a to znači između r. Raše i Gradišća, karakteriše opšte sniženje, odnosno povećanje anomalnog polja na dužim segmentima profila. Između r. Raše i Gorači naglašeno je sniženje polja koje je na većem delu negativnog znaka. Dalje u pravcu severoistoka a do r. Krke evidentan je skok fona anomalnog polja, uz delimično kolebanje intenziteta na nižem nivou. Manje povišenje fona sledi i na segmentu od r. Krke do Gradišća, ali uz ujednačen intenzitet na oba nivoa. Izrazitije lokalne promene ΔT registrovane su samo na prostoru Opatija—Rijeka, na sve tri maršrute nižeg nivoa.

SI deo profila, preostali deo od Gradišća pa do kraja (r. Mure) ima po konfiguraciji najizrazitije anomalno polje. Odlikuju ga promene ΔT intenziteta

i regionalnog i lokalnog karaktera. Izražena su relativno česta i oštra kolebanja intenziteta u odnosu na veoma jasno ispoljena opšta povećanja — sniženja anomalnog polja. Skokovita promena regionalnog karaktera je na području Maribora. Anomalije sa visokim horizontalnim gradijentom posebno su brojno ispoljene na maršruti 3. Promene ΔT intenziteta na SI delu profila su do nekoliko desetina nT.

Interpretacija dijagrama — anomalnog polja ΔT

Interpretacija anomalnog magnetskog polja duž ispitivanog profila bazirana je na postojećim geološkim kartama, opštem poznavanju magnetskih karakteristika stena i na svim drugim raspoloživim geološko-geofizičkim podacima, uže i šire teritorije, koji doprinose osvetljavanju geostrukturnih odnosa po ustanovljenim promenama ΔT intenziteta.

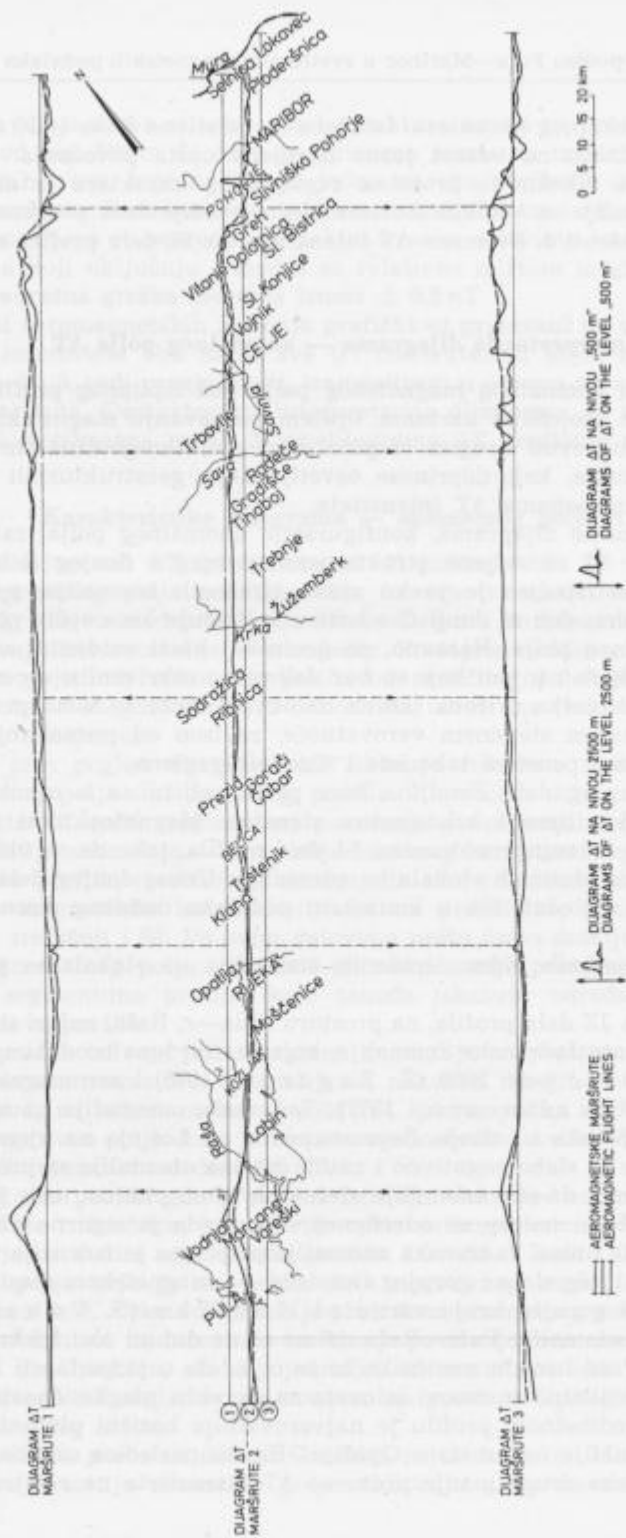
Na osnovu forme dijagrama, konfiguracije anomalnog polja, zaključuje se da su promene ΔT uslovljene strukturama gornjeg i donjeg dela Zemljine kore. Gornji deo ispoljen je preko vidno izraženih anomalija, promena ΔT lokalnog karaktera, dok se donji deo kore manifestuje kroz opšta povećanja — sniženja anomalnog polja. Naravno, po geološkoj karti evidentni su uzročnici iz gornjeg dela kore i to oni koji su bar delimično otkriveni u recentnom erozionom nivou. Litološka priroda ostalih uzročnika može se samo pretpostaviti, sa većim ili manjim stepenom verovatnoće, zavisno od poznavanja geološke građe kao dotičnog prostora tako isto i susednih regiona.

Uzročnici gornjeg dela Zemljine kore predstavljeni su u osnovi bazičnim plutonitom, vulkanitima i kristalastim stenama. Magnetoaktivni vulkaniti i kristalaste stene izdajuju u domenu SI dela profila, tako da se vidno ispoljavaju kao uzročnici dotičnih »lokalnih« anomalija. Uticaj donjeg dela kore moći će se potpunije sagledati tek u kontekstu podataka dubokog seizmičkog sondiranja.

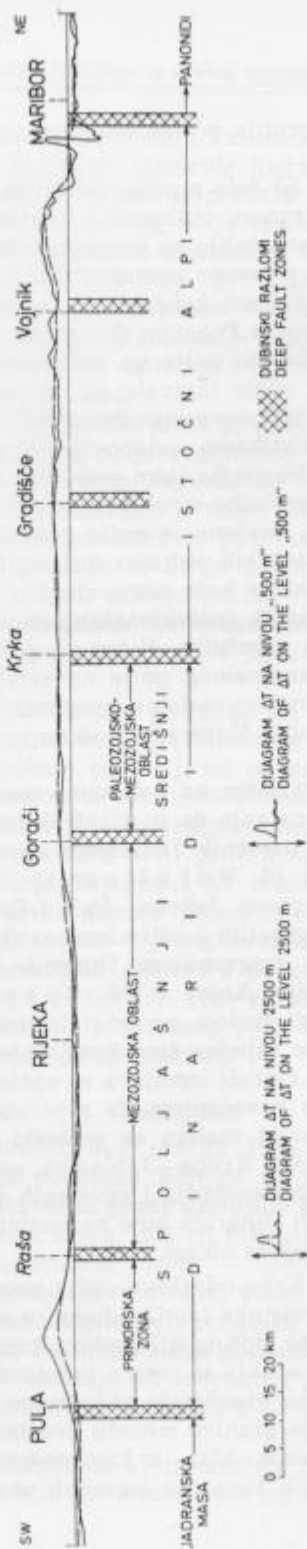
Uzročnici pojedinih vidno izraženih anomalija — »lokalnih« predmet su daljeg izlaganja.

Anomalija na JZ delu profila, na prostoru Pula—r. Raša, nalazi se na pravcu prostiranja poznate Jadranske anomalije, koja je utvrđena brodskim merenjima (K. Damjanović i dr. 1968, Z. Zagorac, 1975) i aeromagnetskim ispitivanjima (S. Vukašinić, 1977). Jadranska anomalija zauzima veliki prostor između Mljeta i Lošinja. Severozapadno od Lošinja na njeno pozitivno polje nadovezuje se slabo negativno i zatim dotična anomalija sa profila Pula—Maribor. S obzirom da obe anomalije »leže« na istom pravcu, naše je mišljenje da im se i uzročnici nalaze na određenoj vezi, mada je sigurno da zahvataju različite dubinske nivoe. Jadranska anomalija pripisana je izrazitije namagnetisanom delu bazalnog sloja i gornjeg Omotača — »magnetskom masivu«, uzročniku čija dubina gornjeg kraja varira od 17 do 32 km (S. Vukašinić, 1977). Uzročnik anomalije Pula—Raša nalazi se na dubini oko 2,5 km u odnosu na nivo mora. Veza između uzročnika bi se ogledala u pripadnosti istoj strukturnoj zoni i verovatno u osnovi istovetnom poreklu magnetičnosti. Uzročnik anomalije na predmetnom profilu je najverovatnije bazični plutonit.

Lokalne anomalije na prostoru Opatija—Rijeka posledica su uticaja veštačkih objekata. Neke druge manje promene ΔT intenziteta na relativno kraćim



Sl. 1 Djiagrami ΔT intenziteta na profilu Pula-Maribor
 Fig. 1. Diagrams of ΔT intensity on the Pula-Maribor flight lines



Sl. 2. Dijagrami ΔT intenziteta (maršrute 2) i osnovne geotektonske jedinice na profilu Pula-Maribor

Fig. 2. Diagrams of ΔT intensity (of flight line No 2) and principal geotectonical units of the Pula-Maribor cross section

segmentima središnjeg dela profila potiču od manje magnetske heterogenosti pripovršinskih formacija.

Anomalno magnetno polje SI dela profila, relativno brojne anomalije lokalnog karaktera uslovlili su uglavnom vulkaniti i kristalaste stene. Vulkaniti — pretežno andeziti, izazvali su anomalije na prostoru Gradišće — Celje. Po svojoj prilici ovi vulkaniti su delom reversno namagnetisani, što bi ukazivalo na više fazni vulkanizam. Magnetoaktivnost kristalastih stena se odnosi poglavito na one iz omotača tonalitskog masiva Pohorja. Ove stene, predstavljene uglavnom amfibolitima, uslovlile su anomalno polje na dotičnom prostoru, uz delimičnu »pomoć« tonalita. Kristalaste stene izazvale su najverovatnije i manja kolebanja ΔT intenziteta na krajnjem severoistočnom delu profila.

Bazirajući se na karakteristikama ustanovljenih promena ΔT intenziteta i na drugim relevantnim geološko-geofizičkim podacima u domenu profila Pula—Maribor, kao i na poznatim geološko-strukturnim odnosima šire teritorije, izdvojeni su dubinski razlomi i izvršeno je opšte geotektonsko rejoniranje, razgraničavanje osnovnih geotektonskih jedinica duž ispitanoj profila (sl. 2).

Dubinski razlomi kao strukture koje presecaju čitavu Zemljinu koru, predstavljajući granice individualisanih geotektonskih jedinica višeg reda, magnetski se mogu manifestovati preko uzročnika čijem su postojanju doprineli ili po opštem porastu — sniženju anomalnog polja na relativno većim prostorima. Naravno, za utvrđivanje dubinskog razloma neophodni su i odgovarajući geološki ukazatelji. Na profilu Pula—Maribor označeno je nekoliko dubinskih razloma (sl. 2).

Postojanje dva dubinska razloma na bokovima anomalije — uzročnika na JZ delu profila proističe iz shvatanja da je uzročnik ove anomalije kontrolisan istovetnom strukturom kao i uzročnik Jadranske anomalije koga nesumnjivo ograničavaju dubinski razlomi (S. Vukašinić, 1977). Za aktivnost ovih razloma, na pravcima o. Lastovo—o. Jabuka—Pula i Drniš—Velebitski Kanal—r. Raša, vezuju se pojave magmatita i seizmizma u domenu njihovog rasprostranjenja. Razlom kod Pule razgraničava Dinaride od Jadranske mase — Zemljine kore platformskog tipa, kojoj je M. Roksanđić (1966) pripisao najveći dio Jadrana, dok drugi razlom predstavlja granicu između Primorske zone i Mezozojske oblasti, koje zajedno čine Spoljašnje Dinaride.

Dubinski razlom u predelu Gorači ispoljava se opštim sniženjem anomalnog polja ka jugozapadu, odnosno povećanjem ka severoistoku. Izvan profila, na ostaloj teritoriji Jugoslavije ovaj razlom se geološki manifestuje na pravcu Ajdovščina—Vrbovsko—Bosanska Krupa—Jablanica, preko mestimičnih pojava dijabaza i gablova, intenzivnih rasedanja i reversnih navlačenja, čini granicu između Spoljašnjih i Središnjih Dinarida koje na teritoriji Slovenije i Hrvatske predstavlja Paleozojsko-mezozojska oblast.

Dubinski razlom u pojasu Krke odražava opšte povećanje anomalnog polja za nekoliko nT u pravcu severoistoka (do Gradišća), u odnosu na polje sa jugozapadne strane. Prostire se više stotina kilometara kroz Jugoslaviju na potezu Tolmin—Ljubljana—Tupusko, odakle se prema jugoistoku »račva« ka Zvorniku odnosno Zlatiboru, gde razlome markiraju intenzivne pojave bazita. Severozapadno od r. Kupe predstavlja granicu između Središnjih Dinarida (Paleozojsko-mezozojske oblasti) i Istočnih Alpa, a jugoistočno od Kupe čini granicu između Središnjih i Unutrašnjih Dinarida (ogranak prema Zvorniku), odnosno

granicu između Paleozojsko-mezozojske i Paleozojske oblasti, koje na dotičnom prostoru zajednički čine Središnje Dinaride (ogranak prema Zlatiboru).

Na postojanje dubinskih razloma u predelu Gradišća i Vojnika ukazuje osetna promena karaktera anomalnog polja između prostora koje razdvajaju, uz prisustvo odgovarajućih geoloških ukazatelja. Prema napred iskazanoj lito-loškoj prirodi uzročnika anomalnog polja, proizilazi da razgraničavaju područja sa različitim magmatogenim osobenostima. Nedostaju podaci za uvid u prostranstvo ovih razloma na teritoriji Slovenije i dalje, a stim u vezi i za njihovo integralno značenje kao granica određenih geotektonskih jedinica relativno nižeg reda, u okviru Istočnih Alpa.

Dubinski razlom na području Maribora proističe po posebno vidno izraženoj, skokovitoj promeni anomalnog polja regionalnog karaktera. I ovaj se razlom pruža više stotina kilometara kroz Jugoslaviju i dalje, na pravcu Maribor—Osijek—Melenci—Apuseni (Romunija). U našoj zemlji nema površinskih manifestacija. Njegovo postojanje proističe iz podataka magnetskih i drugih geofizičkih ispitivanja. Predpostavlja se da je u domenu svoga rasprostranjenja, za vreme dugotrajne aktivnosti, uslovio proboj različitih magmatita — bazita i terciarnih granitoida i vulkanita. Severozapadno od ušća Mure predstavlja granicu između Istočnih Alpa i Panonida, a jugoistočno razgraničava Panonide i Dinaride.

Dakle, prema napred navedenom proizilazi da profil Pula—Maribor preseca Jadransku masu — Zemljinu koru platformskog tipa, Dinaride, Istočne Alpe i Panonide (sl. 2). Na dotičnoj teritoriji od poznatih Dinarskih geotektonskih jedinica prisutni su Spoljašnji u celini, sa Primorskom zonom i Mezozojskom oblašću, i Središnji, predstavljeni Paleozojsko-mezozojskom oblašću, dok Unutrašnji Dinaridi nisu, ne prostiru se u pravcu severozapada dalje od masiva Medvednica—Kalničko Gorje. Dijagrami ΔT intenziteta iskazuju da u domenu predmetnog profila Jadransku masu i Panonide odlikuje dosta ujednačeno negativno anomalno polje, Dinaride — jedna izrazita anomalija (Primorske zone), zatim opšte sniženo (Mezozojske oblasti) i povećano anomalno polje (Paleozojsko-mezozojske oblasti) i da Istočne Alpe karakteriše po intenzitetu najveće opšte povišenje ΔT , sa delom ujednačenog polja i delom gde su izražena prilično česta i oštra kolebanja ΔT intenziteta.

Zaključak

Aeromagnetska ispitivanja duž profila Pula—Maribor izvršena su 1980. godine, u cilju dobijanja podataka koji će uz podatke dubokog seizmičkog sondiranja poslužiti proučavanju građe Zemljine kore. Aeromagnetska merenja su izvedena na dva visinska nivoa, duž tri maršrute međusobno udaljene 4 km. Viši nivo imao je istu apsolutnu visinu — 2500 m, dok je niži blago sledio morfologiju terena, na prosečnoj relativnoj visini od oko 500 m.

Na osnovu dobijenih aeromagnetskih podataka proizilazi da je geomagnetsko polje duž ispitivanog profila relativno slabo poremećeno. Veći deo profila karakteriše opšta povećanja — sniženja ΔT , neznatna po intenzitetu. Izrazitije anomalije — »lokalne«, registrovane su na SI i JZ delu profila, između kojih je polje blisko normalnom.

S obzirom na formu dijagrama ΔT intenziteta zaključuje se da su poremećaj geomagnetskog polja uslovile strukture gornjeg i donjeg dela Zemljine kore.

Magnetoaktivne članove gornjeg dela predstavljaju u osnovi bazični plutonit, vulkaniti i kristalaste stene, koji su izazvali anomalije lokalnog karaktera. Donji deo Zemljine kore odražen je preko opštih povišenja — sniženja anomalnog polja na dužim delovima maršruta.

Bazirajući se na karakteru ustanovljenih promena ΔT intenziteta i na drugim relevantnim geološko-geofizičkim podacima u domenu profila, kao i na poznatim geološko-strukturnim odnosima šire teritorije, izdvojeni su dubinski razlomi i izvršena je opšta geotektonska rejonizacija, razgraničavanje osnovnih geotektonskih jedinica duž ispitnog profila.

Composition of Earth's crust along Pula—Maribor section as based on aeromagnetic data

Summary

The airborne magnetometric investigations along the Pula—Maribor section were conducted in 1980. These investigations were directed, combined with the deep seismic soundings, to give more data on the composition of the Earth's crust. The total intensity of geomagnetic field was measured at two altitude levels, along the three flight lines, mutually separated by 4 km. The higher level was at the absolute altitude of 2500 m, and the lower at average relative altitude of about 500 m.

According to data obtained by aeromagnetic survey, the geomagnetic field along the investigated section has been only slightly disturbed (fig. 1). Most of the section is featured by the low intensity, general increases or decreases of ΔT value. More conspicuous "local" anomalies were registered in the NE and SW parts of the section, with the field remaining close to normal between these anomalies.

The shape of diagrams of ΔT intensity indicate the anomalous sources produced by structures located both in the upper and lower parts of the Earth's crust. The magnetically active members in the upper parts consist generally of the basic igneous, volcanic and crystalline rocks, which caused the anomalies of the local character. The anomalous sources in the lower parts of the crust are expressed by general increases or decreases of anomalous field along the longer parts of the flight lines.

Based on the character of detected variation of ΔT intensity, as well as on the other structural, geological and geophysical features of the entire region, the deep lineaments were identified and the most important geotectonic units were delineated along the investigated section (fig. 2).

Literatura

Damjanović, K. i dr. 1968, Jadranska magnetska anomalija. Simpozijum o Mohorovičića diskontinuitetu, JAZU, Zagreb.

Roksančić, M. 1966, Dubinske i površinske strukture u Spoljašnjim Dinari-dima i Jadranskom moru. Vesnik ZGGI, knj. VII, serija C, Beograd.

Vukašinić, S. 1977, Zemljina kora i geotektonska rejonizacija Srednjeg Jadrana u svetlosti aeromagnetskih podataka. Radovi Geoinstituta, knj. XI, Beograd.

Vukašinić, S. 1981, Izveštaj o aeromagnetskim ispitivanjima duž profila Pula-Maribor. FSD Geoinstituta, Beograd.

Zagorac, Z. 1975, Neki rezultati magnetometrije u sklopu kompleksne geofizičke interpretacije područja Dinarida. Nafta br. 26.

Frank Moseley: Übungen zur geologischen Karteninterpretation. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1982. Prevedla iz angleščine Sabina Lütke-meier-Hosseini-pour. Original z naslovom **Advanced Geological Map Interpretation** je izšel v Londonu leta 1979 pri založbi Edward Arnold Ltd. Obseg 78 strani, 47 slik. Format 18 × 20,5cm. Kartonirano, cena DM 19,80.

Knjiga je kot priročnik uporabna za vaje iz predmeta Geološko kartiranje, pa tudi za druge osnovne geološke predmete. Gre za zbirko geoloških kart in skic, ki jih mora študent razbrati, dobiti iz njih določene podatke in jih razložiti. Prvi del knjige vsebuje 21 geoloških kart (delno so to skice) in pri vsaki so postavljene naloge, ki jih je treba rešiti. V drugem delu knjige so iste karte nadrobno razložene in tu najdemo tudi rešitve nalog.

Karte so izbrane z angleških območij, Španije, francoskih Alp, Tanzanije in južnega dela Arabskega polotoka. Kot je v knjigi omenjeno, so bile nekatere karte predelane, oziroma nekoliko prikrojene za didaktične namene. Izbrane so bile tako, da se lahko študent seznanj z geološkimi problemi na ozemljih, zgrajenih iz sedimentnih, magmatskih in metamorfnih kamenin. Nekaj primerov je z območij, ki so bila prekrita z ledeniki. Naloge, ki jih je treba rešiti, se nanašajo na geološko zgradbo (razlaga struktur) ter na probleme hidrogeološke in inženirskogeološke narave; nekatere so zahtevnejše in zato je knjiga zanimiva tudi za geologa, ki že dela v praksi: ob njej si bo utrdil ali obnovil svoje znanje.

Za vsebinsko ponazoritev praktičnih nalog navajamo naslednje primere: Sestaviti je treba strukturno karto, prognozne profile, izračunati, koliko znašajo premiki ob prelomih, določiti prvotno smer tokov (paleotokov), ki so nanašali usedline, pojasniti geološko zgodovino ozemlja, napisati hidrogeološko poročilo o določenem ozemlju in izdelati geološko karto na podlagi terenskih podatkov in zapiskov.

Knjiga je učni pripomoček, ki ga je mogoče s pridom uporabljati na univerzi, zlasti v prvih dveh letnikih, pa tudi pozneje.

Mario Pleničar

Hisaharu Igo: Permian Conodont Biostratigraphy of Japan. Palaeontological Society of Japan. Special Papers. Number 24, 1981. 52 strani, 14 slik med tekstem, 12 tabel. Format 18 × 25,6 cm, kartonirano, Tokyo, 3900 jenov.

Na japonskih otokih so od paleozojskih kamenin najbolj razširjene tiste iz permskega sistema. Biostratigrafske raziskave permskih plasti na Japonskem so doslej v glavnem slonele na fuzulinidnih foraminiferah iz apnena facies,

medtem ko so na raziskave kamenin neapnenih faciesov japonski geologi skoraj pozabili. Avtor in njegovi sodelavci pa so tudi v slednjih našli veliko permjskih in tudi triadnih konodontov. Tako je H. Igo poskušal zbrati permjske konodonte iz apnenca in roženca v naslednjih masivih: Hida-Mino, Kiso, Kwan-to in Ashio.

V delu so zbrani rezultati prve obsežne študije permjskih konodontov iz Japonske. Opisana je konodontna favna in označen je njen biostratigrafski pomen. Precejšen del je odmerjen geološkim razmeram preiskanih profilov iz omenjenih masivov. Slika 1 kaže geografski položaj vseh petnajstih najdišč, medtem ko je iz tabel 2, 3, 7, 9, 10 in 12 razvidna njihova natančna situacija. Stratigrafsko zaporedje kamenin z označeno stratigrafsko razširjenostjo konodontov nekaterih značilnejših profilov je tudi grafično prikazano na slikah med tekstem 4, 5, 6, 8, 11 in 13. V konodontni favni iz apnenca in roženca je avtor določil trinajst rodov in štiriinštirideset vrst. Od tega je dvanajst novih vrst in ena podvrsta. To so: *Anchignathodus minutus permicus* Igo n. sp., *Diplognathodus augustus* Igo n. sp., *D. lanceolatus* Igo n. sp., *D. nodosus* Igo n. sp., *Diplognathodus?* sp. A n. sp., *Neogondolella asiatica* Igo n. sp., *N. gujioensis* Igo n. sp., *N. intermedia* Igo n. sp., *Neogondolella* sp. A n. sp., *Neostreptognathodus exsculptus* Igo n. sp., *N. foliatus* Igo n. sp., *N. toriyamai* Igo n. sp. in *Xaniognathus sweeti* Igo n. sp. Nadrobni opisi vseh najdenih vrst in podvrst konodontov so podani v sistematskem delu. Odlični posnetki konodontnih elementov so bili narejeni z elektronskim mikroskopom in so razporejeni na dvanajstih tablah. Na 51. strani je tudi abecedni seznam vseh fosilov, ki so omenjeni v publikaciji.

Po stratigrafski razširjenosti konodontov in že prej znanih fuzulinidnih foraminiferah je avtor najdene konodontne elemente razdelil na štiri cone, in sicer si stratigrafsko sledijo: cona *Streptognathodus elongatus*, cona *Neogondolella bisselli-Sweetognathus whitei*, cona *Diplognathodus oertlii-Neostreptognathodus pequopensis* in cona *Diplognathodus lanceolatus-Diplognathodus nodosus*.

Prav permjski konodonti so bili doslej najmanj poznani; zato je delo še posebno dobrodošel pripomoček vsem raziskovalcem konodontov in biostratigrafom.

Tea Kolar-Jurkovšek

Gerd Gudehus: **Bodenmechanik**. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1981. VIII + 268 strani. 254 slik, 8 tabel, 135 nalog in njihovih rešitev, 15,5 × × 23 cm, alkorphan vezava DM 54.

Knjiga predstavlja učbenik uvodnega kurza mehanike tal za študente gradbeništva na univerzi v Karlsruhe. Nastala je iz zapiskov avtorjevih predavanj na katedri za mehaniko tal in temeljenje pri Inštitutu za mehaniko tal in kamenin. Snov je podana na nekonvencionalen način. Upoštewane so najnovejše smeri razvoja mehanike tal. Obdelavo snovi sosednjih interesnih področij, kot so geologija, mehanika itd., je avtor opustil. Za namen publikacije imajo posebno vrednost primeri praktičnih nalog, dodanih vsakemu poglavju, oziroma podpoglavju; rešitve nalog so zbrane v zaključnem poglavju.

V uvodnem poglavju je podan obseg snovi. Sledi 2. poglavje, kjer se obravnava zgradba in sestava tal. Tu so prikazane na zelo jedrnat način tudi metode standardnih laboratorijskih preiskav ter različne tehnike sondiranja in vzorčevanja. V tem poglavju bralec pogrša klasifikacijo zemljin. V naslednjem, tj. 3. poglavju je obravnavano v glavnem le stacionarno stanje strujanja podzemeljske vode. Posedanje je obravnavano v 4. poglavju. Po opisu metod za določevanje stisljivosti in vertikalnih napetosti je obravnavana določitev končnih posedkov ter njihovega časovnega razvoja. V 5. poglavju je prikazana problematika mejnega ravnovesnega stanja. Najprej so podane metode strižnih preiskav in razložen je Coulombov kriterij loma, oziroma porušitve. Nato sledi obširnejša ponazoritev aktivnega in pasivnega stanja zemeljskega pritiska po Coulombu. Poglavje zaključujeta problematika stabilnosti pobočij in loma temeljnih tal. V problematiki mejnih ravnovesnih stanj pa žal ni vključeno dimenzioniranje podpornih zidov, zagatnih sten, kolov itd., kar je sicer standardna praksa v knjigah podobne usmeritve. Deformacije in napetosti v tleh, ki se nahajajo v stabilnem stanju (tj. v stanju pred mejnim ravnovesjem), so obravnavane v predzadnjem, tj. 6. poglavju. Zadnje, 7. poglavje vsebuje rešitve praktičnih primerov, sezname uporabljene strokovne literature, angleških in francoskih prevodov najvažnejših strokovnih pojmov s področja mehanike tal ter uporabljenih simbolov. Knjigi je posebej priložen še dve strani obsegajoč seznam tiskarskih napak in popravkov.

V zelo moderni učni knjigi je snov podana na subjektiven način, ob zelo neortodoksnem pokrivanju standardnega študijskega programa. Sicer pa je knjiga namenjena študentom kot uvodna strokovna literatura in tudi gradbenim inženirjem, ki niso specialisti, pri reševanju praktičnih problemov temeljenja.

Janko Drnovšek

Helmut Schröcke & Karl-Ludwig Weiner: Mineralogie. Ein Lehrbuch auf systematischer Grundlage. Walter de Gruyter, Berlin, New York 1981. Obseg: XII + 952 strani, 564 slik, 9 tabel in 1 priložena tabla periodnega sistema elementov. 17 × 24 cm. Vežano DM 198.

Pričujoča knjiga je moderen učbenik sistematske mineralogije, kjer prihaja fizikalno kemijska stran mineralogije še posebej do veljave. Temu primerno je knjiga opremljena s številnimi faznimi diagrami, ki jih v več primerih dopolnjujejo skice mineralnih paragenez. Notranjo zgradbo najvažnejših mineralov ponazorjujejo slike osnovnih celic ustreznih kristalnih mrež. Zelo poučno je, da so z risbami ponazorjena tudi najvažnejša rudišča.

Knjiga je razdeljena na naslednja poglavja: Uvod (1—58); 1. Elementi in intermetalne spojine (zlitine, karbidi, nitridi, fosfidi) (59—110); 2. Sulfidi (vključno selenidi, teluridi, arzenidi, antimonidi in bismutidi) (111—308); 3. Halogenidi (309—339); 4. Oksidi in hidroksidi (vključno titanati, antimonati, niobati in tantalati) (341—497); 5. Nitrati, karbonati, borati (499—566); 6. Sulfati, kromati, molibdati in wolframati (567—605); 7. Fosfati, arzenati, vanadati (607 do 647); 8. Silikati (649—919); 9. Organski minerali (921—924); Imensko kazalo mineralov (925—933); Abecedno kazalo kemijskih formul mineralov (934—943);

Seznam mineralnih struktur (944—945); Eno in večfazni sistemi (946—947); Stvarno kazalo (948—952).

Knjiga ima kratek uvod, ki pa vsebuje vse najvažnejše pojme iz splošne mineralogije. V njem se obravnava, kaj predstavljajo kristali, minerali in kamenine. Avtorja se držita v glavnem H. Strunzove klasifikacije mineralov na fizikalno kemijski osnovi. Velik poudarek je na mineralogenezi in nastanku rudišč. Tekst dopolnjujejo tabele s področja kristalografije, geokemije in petrografije.

V obširnem sistematskem delu knjige je temeljito obravnavanih 450, v skrajšani obliki pa 370 mineralov. Za posamezne minerale so najprej navedene njihove kristalografske in fizikalne lastnosti. Kristalografski razredi so pri tem označeni z Hermann-Maguinovo in Schönfliesovo simboliko. Sledijo še potrebni podatki, ki okarakterizirajo osnovne celice ustreznih kristalnih mrež, in kar je povsem razumljivo, tudi podatki o gostoti, trdoti in razkolnosti obravnavanih rudnin. Sledi poglavje o fizikalno kemijskih lastnostih mineralov. Številni fazni diagrami prikazujejo bodisi obnašanje določene faze pod različnimi zunanji vplivi, ali pa izločanje mineralov iz talin v odvisnosti od koncentracije posameznih komponent, pritiska in temperature. Za vsak mineral se obravnava tudi njegova uporaba, izvor imena in kar je še drugo zgodovinsko zanimivega.

Knjigo zaključujejo seznami: abecedni seznam obravnavanih mineralov; njihove kemijske formule, nanizane po abecedi; strukture in na koncu še stvarno kazalo.

Schröcke & Weinerjeva Mineralogija predstavlja vsekakor pomemben člen v nizu najnovejših nemških učbenikov mineralogije. V njej je poudarek na sistematski mineralogiji. Napisana pa je tako, da čim bolj dopolnjuje druge učbenike mineralogije. Pri sistematiki je upoštevana predvsem fizikalno kemijska stran mineralogije, medtem ko je splošni mineralogiji posvečen le krajši uvod, ki pa povsem zadostuje za razumevanje ustreznih pojmov s področja sistematske mineralogije. S tega vidika je povsem razumljivo, da avtorja v knjigi ne obravnavata kristalne optike, saj je tovrstnih knjig dovolj na razpolago.

V knjigah, posebno še v njihovih prvih izdajah, se vrinejo tudi napake in pomanjkljivosti. Bolj redko se avtorji potrudijo v navajanju pravih krajevni imen. V geološki literaturi je navada, da na primer za znana rudišča Sedmograške navajajo samo madžarska imena. Tako se tudi v pričujoči knjigi kot nahajališče nagyagita navaja Nagyag (p. 243). Ni pa navedeno romunsko ime rudnika Săcăramb. Priporočljivo bi bilo, navesti obe krajevni označbi; starejše nas pouči, odkod ime minerala, za drugo pa moramo vedeti, če hočemo poiskati kraj na karti. V naslednjem se omejimo na jugoslovanska nahajališča. Make-donski rudnik antimona Alšar je označen kot »Allchar« (p. 294). Po označbi »Idria/Istrien« (p. 220) bi mogel nepoučeni bralec sklepati, da je Idrija v Istri. Podobno velja za Mies/Kroatien (p. 151), posebno še, ker je na str. 604 označen rudnik Mies/Slovenien. Na str. 604 je pri obravnavi wulfenita kot poseben rudnik omenjen Schwarzenbach/Kärnten. Avtorja bi morala pač uporabiti naši imeni, Mežica in Črna na Koroškem. V tej zvezi bi moralo biti omenjeno tudi tretje koroško rudišče z isto mineralno paragenezo, kot jo kažeta Mežica in Bleiberg-Kreuth, namreč Rabelj, nemško Raibl, italijansko Cave del Predil, ki danes pripada Italiji.

Napačen je podatek, da je bil Žiga Zois (1747—1819), po katerem se imenuje mineral zoisit, štajerski industrialec in naravoslovec (p. 723). Ta pripomba je potrebna posebej zato, ker je obstajala poleg kranjske še štajerska veja Zoisov. Imenovani Žiga Zois je živel v Ljubljani, glavnem mestu bivše vojvodine Kranjske. Zato bi ga avtorja morala označiti v smislu takratnega opredeljevanja kot kranjskega industrialca in naravoslovca.

Ernest Faninger

Helmut Prinz: Abriß der Ingenieurgeologie. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1982. Obseg XVI, 420 strani, 252 slik, 50 tabel. Format 15,5 × 23 cm. Kartonirano, cena DM 49.

Učbeniki inženirske geologije podajajo predvsem osnove mehanike tal in osnove tistih področij geologije, ki so pomembne za gradbeništvo. Večina inženirskih geologov pogreša zato v začetku svojega praktičnega dela osnovno znanje metod gradbeništva, predvsem pri fundiranju, zemeljskih delih, gradnji predorov in hidrotehniških objektov. Knjiga, ki je pred nami, pa se odlikuje prav po sorazmerno velikem obsegu tistih osnov gradbeništva, ki so za inženirskega geologa pomembna. Da obseg knjige ne bi preveč narastel, je moral avtor osnove geologije in geomehanike močno skrajšati.

Snov je razdeljena na 21 poglavij. Dve začetni poglavji obravnavata fizikalne lastnosti hribin, definirata najvažnejše mehanske parametre in podajata opis najbolj uporabljenih metod za njihovo določevanje. Posebno poglavje obravnava terenske inženirskogeološke raziskave, sondažno vrtnanje, sondažne izkope in mehanske raziskave na terenu. Prav na kratko opisuje tudi tiste geofizikalne raziskovalne metode, ki jih uporabljamo danes v inženirski geologiji. Sledi pet poglavij, v katerih so opisane metode fundiranja in ocenjevanja posredkov pri različnih načinih temeljenja. Sledijo poglavja o zaščiti zgradb pred vplivi podzemeljske vode, o zemeljskem pritisku, o gradbenih jamah in njihovi zaščiti pred vodo. Naslednja štiri poglavja obravnavajo zemeljska dela, gradnjo nasipov, stabilnost pobočij in plazove. Predzadnji poglavji obravnavata gradnje v skali, predorov in dolinskih pregrad. Posebnost knjige je zadnje poglavje, v katerem podaja avtor pregled inženirskogeoloških problemov na območju usadov na kraških območjih in nad solišči. To je področje, na katerem je avtor sam mnogo delal.

Vsa poglavja so razdeljena s podnaslovi, kar močno poveča preglednost teksta in uporabnost knjige. Veliko število shematskih skic in tabel olajšuje razumevanje snovi. Marsikdo bo v knjigi pogrešal izpeljavo formul in diagramov, ki jih avtor v knjigi navaja. Avtor pa je moral očitvidno podrobnejše obravnavanje teoretičnih osnov opustiti, da je obdržal dogovorjeni obseg knjige.

Knjiga ne vsebuje poglavij, ki jih vedno pričakujemo v učbenikih inženirske geologije, kot so osnove petrologije in fizikalne geologije s poudarkom na tistih geoloških pojavih, ki so za inženirsko geologijo pomembni: erozija, preperevanje, tektonska geologija idr. Knjiga je torej sorazmerno malo geološka in bo gradbenikom povedala le sorazmerno malo novega, saj obravnava precej

snovi, ki jo že poznajo. Zato bo pa bolj zanimiva za geologe, ki dobijo v teku svojega študija predvsem teoretske osnove inženirske geologije, zelo malo pa zvedo o praktični izvedbi gradbenih del in o vlogi geologije pri posameznih vrstah gradenj.

Za samostojen študij inženirske geologije knjige torej ne moremo priporočiti. Pač pa bo zelo dobro dopolnilo geologom v praksi prav zaradi njene bolj gradbeniške vsebine.

Dušan Kuščer

Avtorsko kazalo k 25. knjigi (1982)

Author Index to Volume 25 (1982)

	Del Part	Stran Page
1. <i>Babič, M.</i> , glej 15. <i>Prelovšek, P.</i> et al.	2	335
2. <i>Brumen, S.</i> , glej 19. <i>Pungartnik, M.</i> et al.	2	237
3. <i>Dimkovski, T.</i> , glej 17. <i>Premru, U.</i>	1	201
4. <i>Faninger, E.</i>		
Ali je predkambrij na Pohorju	1	191
Does Precambrian occur at Pohorje	1	191
5. <i>Hinterlechner-Ravnik, A.</i>		
Pohorski eklogit	2	251
Eclogite from the Pohorje Mountains	2	285
6. <i>Jelen, B.</i>		
Quantitative palynological analysis of Julian clastic rocks from the lead-zinc deposit of Mežica	2	213
Kvantitativna palinološka analiza julijskih klastičnih kamenin v mežiškem rudišču	2	221
7. <i>Kolar-Jurkovšek, T.</i>		
Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita	1	167
Conodonts from Amphiclina beds and Bača dolomite	1	167
8. <i>Krivic, P.</i>		
Variations naturelles de niveau piézométrique d'un aquifère karstique	1	129
Naravna nihanja gladine podtalnice kraškega vodonosnika	1	129
9. <i>Krivic, P.</i>		
Transmissions des ondes de marée à travers l'aquifère côtier de Kras	2	309
Razširjanje valov plimovanja skozi obalni vodonosnik Krasa	2	309
10. <i>Kušej, J.</i> , glej 6. <i>Jelen, B.</i>	2	213
11. <i>Ogorelec, B.</i> , glej 19. <i>Pungartnik, M.</i> et al.	2	237
12. <i>Omajev, V.</i>		
Raspodela U, Th i K u alevrolitima, psamitima i psefitima Zi- rovskog vrha	2	289
Distribution of U, Th, and K in siltstone, psammitic and pse- phitic rocks of Žirovski vrh	2	304

13. <i>Ózer, S.</i>			
	Three new species of the genus <i>Gorjanovicia</i> Polsak from Ko-		
	caeli region (Northwestern Anatolia)	2	229
14. <i>Placer, L.</i>			
	Tektonski razvoj idrijskega rudišča	1	7
	Structural history of the Idrija mercury deposit	1	7
15. <i>Prelovšek, P., Babič, M. & Uran, B.</i>			
	Meritve toplotne prevodnosti kamenin z izboljšano metodo grel-		
	ne žice	2	335
	Thermal conductivity measurements of rocks by improved hot		
	wire method	2	335
16. <i>Premru, U.</i>			
	Geološka zgradba južne Slovenije	1	95
	Geologic structure of southern Slovenia	1	95
17. <i>Premru, U. & Dimkovski, T.</i>			
	Odgovor na Placerjeve pripombe k članku:		
	Škofjeloška obročasta struktura	1	201
	Replay to the comments of L. Placer on the publication:		
	Ring structure of Škofja Loka in Central Slovenia	1	201
18. <i>Premru, U.,</i> glej 20. <i>Ravnik, D. et al.</i>		2	327
19. <i>Pungartnik, M., Brumen, S. & Ogorelec, B.</i>			
	Litološko zaporedje karnijskih plasti v Mežici	2	237
	Lithologic succession of Carnian beds at Mežica	2	248
20. <i>Ravnik, D., Verbovšek, R. & Premru, U.</i>			
	Gostota Zemljinega toplotnega toka v konjiški udorini	2	327
	Heat flow density in the fault basin of Konjice	2	327
21. <i>Uran, B.,</i> glej 15. <i>Prelovšek, P. et al.</i>		2	335
22. <i>Verbovšek, R.,</i> glej 20. <i>Ravnik, D. et al.</i>		2	327
23. <i>Vukašinović, S.</i>			
	Zemljina kora na potezu Pula—Maribor u svetlu aeromagnet-		
	skih podataka	2	341
	Composition of Earth's crust along Pula—Maribor section as		
	based od aeromagnetic data	2	348
23. <i>Ziebnik, L.</i>			
	Hidrogeološke razmere na Dravskem polju	1	151
	Hydrogeology of the Drava field	1	151



