Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1993

Ljubljana 1994

+115706

115706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1993	KNJIGA 36	Str. 1 do 343	LJUBLJANA 1994

Narodna in univerzitetna knjižnica LJUBLJANA

SPP400885

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 36. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik so opravili *Simon Pirc* in delno sami avtorji. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik: *Stanko Buser*, Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Uredniški odbor: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* in *Ljubo Žlebnik*

Naklada 600 izvodov

Cena 2000 SIT

Tisk in vezava: Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, leto 1994

Financirata: Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije in Geološki zavod Ljubljana

Po mnenju Urada Vlade za informiranje Republike Slovenije št. 23/109-93, z dne 14. aprila 1993 je ta publikacija uvrščena med proizvode, za katere se plačuje 5-odstotni davek od prometa

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 36 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and partly by the authors themselves. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Editor-in-Chief: *Stanko Buser*, Ljubljana Geological Survey, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana

Editorial Board: *Stanko Buser, Matija Drovenik, Miran Iskra, Dušan Kuščer, Anton Nosan, Mario Pleničar* and *Ljubo Žlebnik*

Printed in 600 copies

Price US $ 60.0

Printed by the Tiskarna Ljudske pravice, Ljubljana, Kopitarjeva 6, in 1994

Financed by the Republic of Slovenia, Ministry of Science and Technology and the Ljubljana Geological Survey

GEOLOGIJA *36*, 1–343 (1993), Ljubljana 1994

VSEBINA – CONTENTS

Paleontologija – Paleontology

Senowbari-Daryan, B. & Ingavat-Helmcke, R.
Sponge assemblage of some Upper Permian reef limestones from Phrae province (Northern Thailand) 5

Kolar-Jurkovšek, T.
Karnijski mikrofosili iz Bevškega 61
Carnian microfossils from Bevško 64

Ramovš, A.
Epigondolella abneptis and *E. spatulata* in the Lower Norian in the central Kamnik Alps, Slovenia 69

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T.
Fosilne želve v Sloveniji 75
Fossil turtles in Slovenia 84

Pohar, V. & Kotnik, J.
Alpski svizec iz Matjaževih kamer 95
The Alpine marmot from the cave Matjaževe kamre 110

Šribar, L. & Pavšič, J.
Primerjava biocenoze in tanatocenoze iz morskih opazovalnih postaj med Istrskim polotokom in delto reke Pad 119
Comparison of Biocoenosis with Thanatocoenosis from Adriatic, between the peninsula Istria and the river Po 148

Flügel, E., Ramovš, A. & Bucur, I. I.
Middle Triassic (Anisian) Limestones from Bled, Northwestern Slovenia: Microfacies and Microfossils 157

Stratigrafija – Stratigraphy

Pleničar, M. & Dozet, S.
Contribution to the Knowledge of Upper Cretaceous Beds in Kočevje and Gorski Kotar Area (NW Dinarides) 183

Jurkovšek, B.
Karnijske plasti s školjkami južno od Rovt 195
Carnian beds with pelecypods south of Rovte 200

Žlebnik, L.
Geološke posebnosti pleistocenskih zasipov na Gorenjskem 207
Geological peculiarities of the Pleistocene gravel and conglomerate deposits in the Upper Carniola, NW Slovenia 207

Kristalografija – Crystallography

Žorž, M.
Pyroelectrically caused twisting of quartz crystals 211

Geokemija – Geochemistry

Andjelov, M.
Rezultati radiometričnih in geokemičnih meritev za karto naravne radioaktivnosti Slovenije 223
Results of radiometric and geochemical measurement for the natural radioactivity map of Slovenia 246

Rudišča – Ore deposits

Mlakar, I.
O problematiki Litijskega rudnega polja 249
On the problems of the Litija ore field. 331

Navodila avtorjem 339
Instructions to authors 341

GEOLOGIJA 36, 5–59 (1993), Ljubljana 1994

UDK 563.4:551.736(593)=20

Sponge assemblage of some Upper Permian reef limestones from Phrae province (Northern Thailand)

Baba Senowbari-Daryan
Institute of Paleontology, University of Erlangen, Loewenichstr. 28
D-91054 Erlangen, Deutschland

Rucha Ingavat-Helmcke
c/o Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere,
University of Göttingen, Goldschmidtstr. 3, D-37077 Göttingen, Deutschland

Abstract

The sponge fauna of uppermost Permian reef or reefal limestones of the Phrae province in northern Thailand include representatives of hexactinellida, sclerospongea, "sphinctozoans", and "inozoans". The "sphinctozoans" and "inozoans" are described in detail. Following taxa are new:

"Sphinctozoans": *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp., *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.

"Inozoans": *Bisiphonella tubulara* n. sp., *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp.

The genus name *Belyaevaspongia* nom. nov. is proposed for *Polysiphonella* Belyaeva, 1991 (in Boiko et al., 1991), non *Polysiphonella* Russo, 1981.

Geological setting

During recent mapping in Phrae province (northern Thailand, text-fig. 1) an outcrop of Upper Permian (Dorashamian) rocks, rich in sponges, was discovered. This outcrop is situated in a small creek, located approximately 650 m north of kilometer 17.5 on the highway from Phrae to Amphoe Long (text-fig. 2). According to Mickein (1922, unpublished) the creek follows a small syncline which trends NE-SW and that is disturbed by some minor NE-SW trending faults. The trough of the syncline is held up by a series of alternating fossiliferous limestones, shales, sandstones and volcanic rocks (text-fig. 3). Such alternating sequences are typical of the uppermost Permian in this part of Thailand (Chonglakmani, pers. comm. 1991).

The locality described here is located west of the "Nan-Uttaradit" suture, in that part of northern Thailand in which Triassic strata of the "Lampang Group" are widely distributed.

This interpretation does not fully explain the geological relationships of northern Thailand. The Early and Middle Permian of the region between Mae Hong Son and

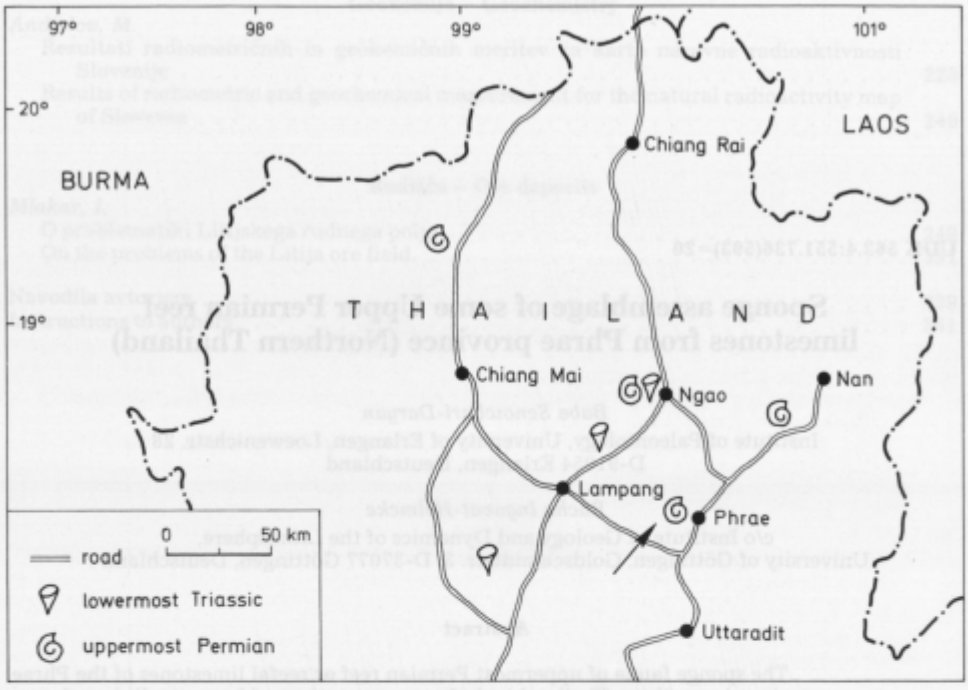


Fig. 1. Fossil localities of latest Permian and earliest Triassic age in northern Thailand. The new locality is indicated by an arrow

Pai in northwestern Thailand – far to the west of the Nan-Uttaradit suture and the described outcrop – have long been known (Konishi, 1953; Baum et al., 1970) to be composed of strata clearly indicative of subtropic paleolatitudes: oolitic and oncolithic limestones are a clear indication that these areas were not at all influenced by the Permian-Carboniferous Gondwana glaciations.

The Early Permian fusulinid faunas described from northern Thailand (Ingavat et al., 1980; Toriyama, 1984) also clearly contain arctic elements. These data indicate that the Nan-Uttaradit suture can not be the trace of the former ocean (Paleotethys) which was some thousand kilometers wide (separating the Gondwana facies from the tropical facies). Only a minor oceanic basin closed along the Nan-Uttaradit suture. This closure occurred in the Middle Permian, as proved by data from the Phetchabun fold and thrust belt (Helmcke & Lindenberg, 1983; Helmcke 1985, 1986; Ahrendt et al., 1991), from the Nan-Uttaradit suture itself (Barr & Macdonald, 1987), and from the region of Phrae (Lüddecke et al., 1991; Mickein, unpublished 1992). K/Ar data show that a tectonic-metamorphic event occurred in all of these regions at approximately 260 Ma.

The Late Permian sponge fauna described in this paper, therefore, did not live on a seamount in the Paleotethys or on the passive margin of a displaced terrane. There is growing evidence that many areas of Thailand were affected by extension after the cessation of Middle Permian contractional deformation (Helmcke, 1983; Cooper

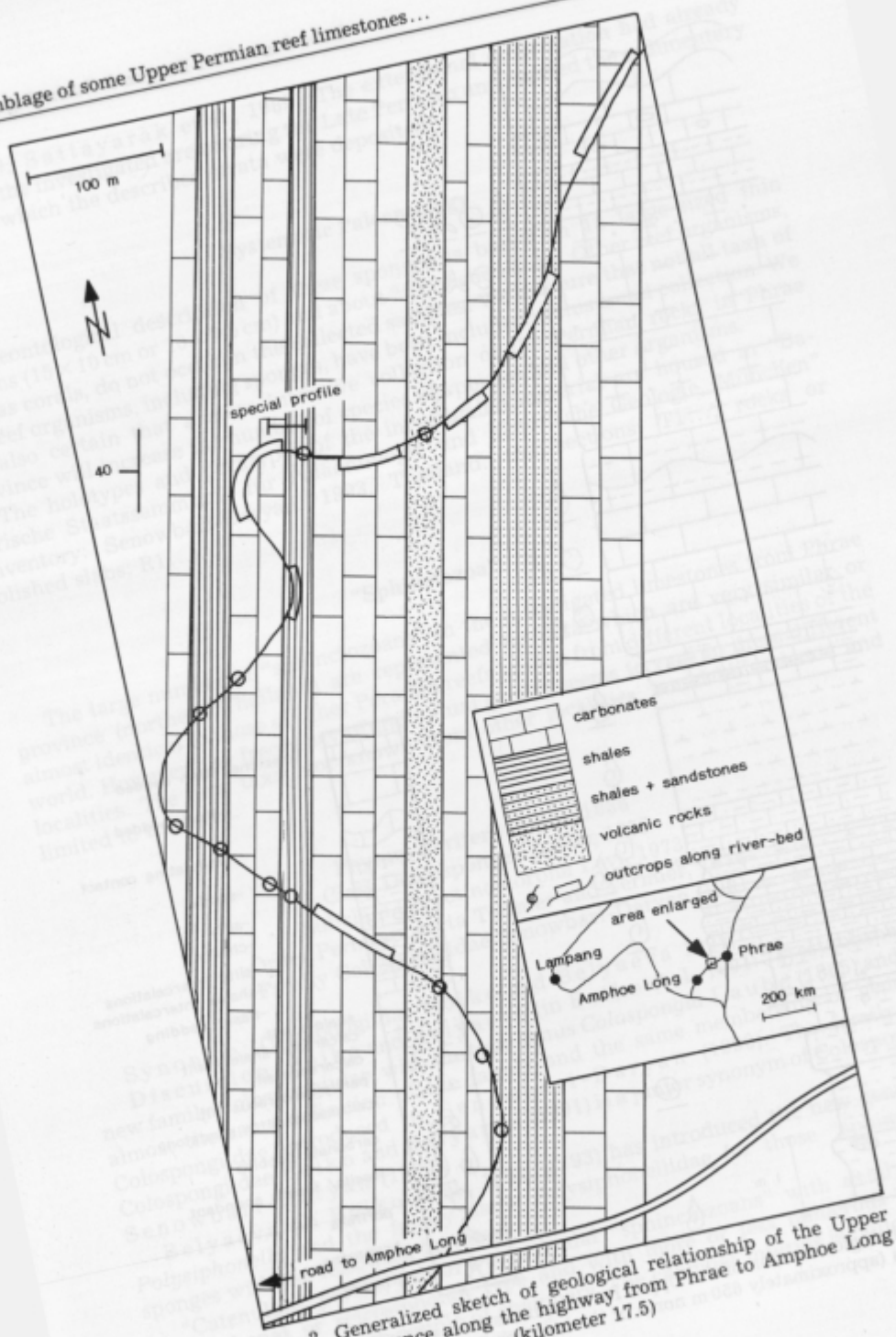


Fig. 2. Generalized sketch of geological relationship of the Upper Permian sequence along the highway from Phrae to Amphoe Long (kilometer 17.5)

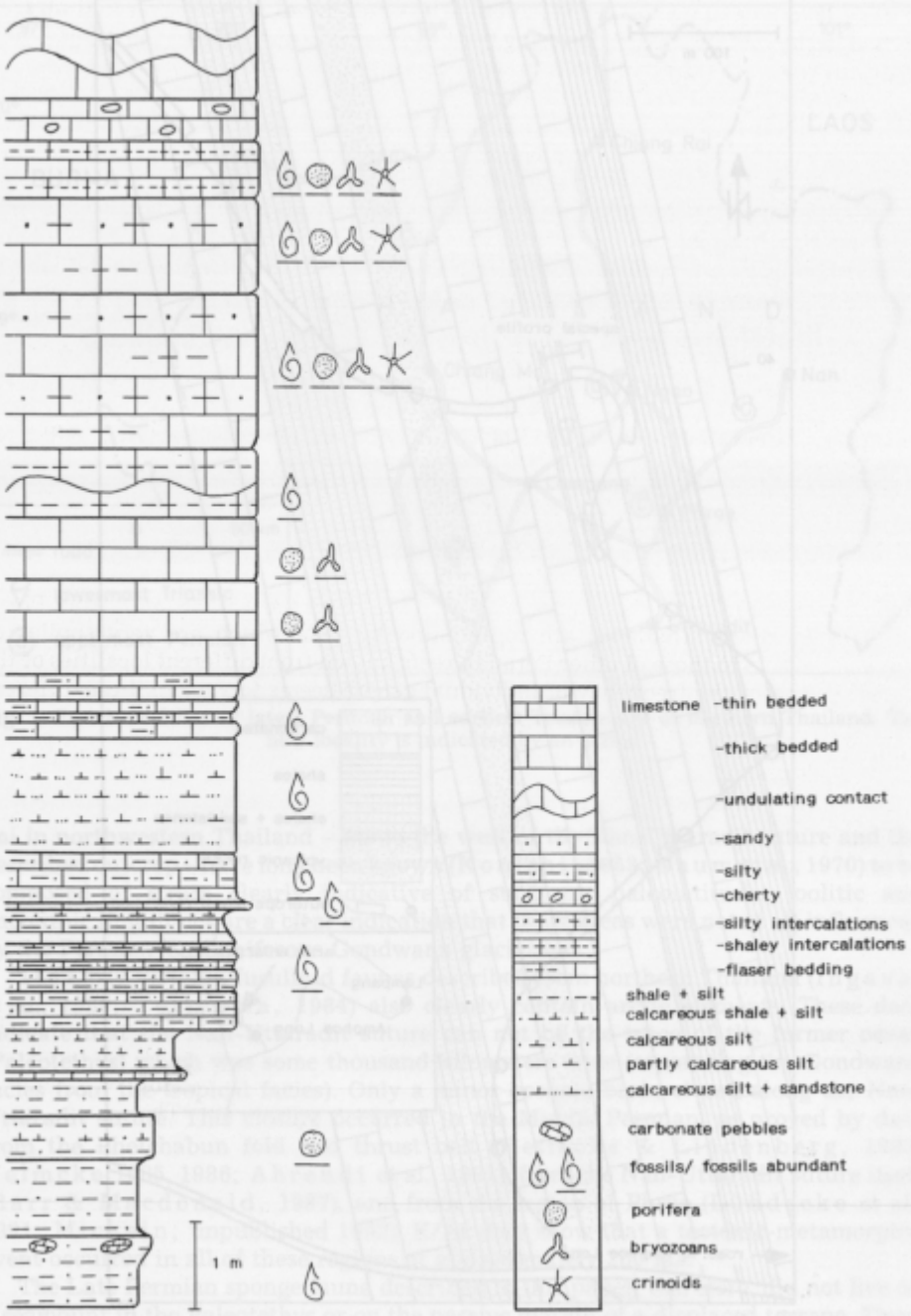


Fig. 3. Lithological section of the Upper Permian limestones which yielded the rich sponge fauna (approximately 650 m north of the highway from Phrae to Amphoe Long)

et al., 1989; Sattayarak et al., 1989). The extensional deformation had already started in the investigated area during the Late Permian and created the sedimentary basins in which the described strata were deposited.

Systematic Paleontology

Paleontological description of these sponges is based on 15 large-sized thin sections (15 × 10 cm or 10 × 7.5 cm) and about 20 polished slabs. Other reef organisms, such as corals, do not occur in the collected samples. We are sure that not all taxa of the reef organisms, including sponges, have been included in this small collection. We are also certain that a more intensive collection of the Permian rocks in Phrae province will increase the number of species of sponges and other organisms.

The holotypes and paratypes of the investigated material are housed in "Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, München" (inventory: Senowbari-Daryan, 1993, Thailand: thin-sections: T1..., rocks or polished slabs: R1...).

"Sphinctozoa"

The large number of "sphinctozoans" in the investigated limestones from Phrae province (northern Thailand) are represented by taxa which are very similar or almost identical to those of other Permian reefs known from different localities of the world. However, the frequency of individual genera seems to vary in these different localities. The new taxa, not known from other localities, could be endemic and limited to this area.

Phylum Porifera Grant, 1836
Class Demospongea Sollas, 1875
Subclass Ceractinomorpha Lévi, 1973
Order Permosphincta Termier and Termier, 1974
Family Colospongiidae Senowbari-Daryan, 1991

Synonym: Colospongiidae Boiko and Belyaeva 1991.

Discussion: Boiko and Belyaeva (in Boiko et al., 1991: 78) established the new family Colospongiidae, with the type genus *Colospongia* Laube (1865) and with almost the same definition of the family and the same membership of genera as Colospongiidae introduced by Senowbari-Daryan (1990). The family name Colospongiidae Boiko and Belyaeva (1991) is a junior synonym of Colospongiidae Senowbari-Daryan (1990).

Belyaeva (in Boiko et al., 1991, p. 93) has introduced the new genus name *Polysiphonella* and the family name Polysiphonellidae for those "sphinctozoan" sponges with the following features:

"Catenulate, porate, solitary or colonial "sphinctozoans" with axial canals of ambisiphonat or retrosiphonat type and with more or less numerous peripheral canals passing through couple of chambers. The chamber interior is hollow or filled with some spore-like filling structure".

Some remarks regarding the Role of International Zoological Nomenclature (RIZN) and the systematic affinity of sponges described as *Polysiphonella* by Belyaeva are necessary:

1. The genus name *Polysiphonella* is occupied by an inozoan genus introduced by Russo (1981) and therefore according to (RIZN) the name *"Polysiphonella"* Belyaeva is an invalid name. Because of the invalidity of the genus name the family name "Polysiphonellidae" Belyaeva (non Polysiphonellidae Wu (1991)) with the type genus *Polysiphonella* Russo (1981) is also invalid as well (our consideraton of RIZN in this paper does not mean to justify the family name in the classification of sphinctozoid sponges by Wu, 1991).
2. The memberships of the familiy Intrasporeocoeliidae Fan and Zhang (*Rhabdactinia* Yabe & Sugiyama, 1934, and *Intrasporeocoelia* Fan & Zhang, 1985) were moved from this family as Intrasporeocoeliinae to the new family Polysiphosponelliidae by Belyaeva. Here the RIZN was not taken in consideration by the author. Consequently the representatives of the family Polysiphonelliidae should be placed as Polysiphonelliinae into the family Intrasporeocoeliidae.
3. According to Belyaeva (in Boiko at el., 1991, p. 93) the sponge described as *Polysiphonella insolita* possesses several ambisiphonate or retrosiphonate axial spongocoels. The axial spongocoels can not be seen in specimen(s) illustrated by Belyaeva in pl. 20, fig. 1–3. Also the spore-like filling structure within the chamber interior, as mentioned by Belyaeva, can not be seen in the illustrated specimens of Belyaeva. The chamber interiors are filled either with micritic sediment showing partly geopetal structure or with sparry calcite cement. Some vesiculae occur within the chamber interiors.

The morphology, catenulate arrangement of the chambers, perforation of the chamber walls and the occurrence of vesiculae within the chamber interiors of sponges described as *Polysiphonella insolita* by Belyaeva and also in this paper are identical with *Colospongia* Laube. Large ostia within the chamber walls occur in the type species *Colospongia dubia* and also in some other species of *Colospongia* (see Senowbari-Daryan & Rigby, 1988, p. 183; Senowbari-Daryan, 1990, p. 64). However, these ostia or sieve-like plates are only on the exowall and not developed in the interwall. The ostia occurring in some species of *Colospongia* do not pass through a couple or several chambers as in *"Polysiphonella" insolita*. For this reason we accept the opinion of Belyaeva that a separate genus should be established for this sponge. Because of the invalidity of *Polysiphonella* Belyaeva 1991 (in Boiko et al., 1991) (non *Polysiphonella* Russo 1981) the genus name *Belyaevaspongia* nov. nom. is proposed. *Belyaevaspongia* is placed in the family Colospongiidae Senowbari-Daryan (1990).

Genus *Belyaevaspongia* nov. nom.

Derivatio nominis: Named for Dr. G. V. Belyaeva who described this sponge for the first time.

Diagnosis: Moniliforme, porate "sphinctozoan" sponge without a spongocoel but with numerous small tubes passing through one or two chambers. Interiors of the chambers are hollow or filled with vesiculae.

Type species: *Polysiphonella insolita* Belyaeva, 1991 (in Boiko et al., 1991).

Belyaevaspongia insolita (Belyaeva, 1991)
(Pl. 1, fig. 1–4, pl. 2, fig. 1–2, pl. 3, fig. 1/D, 2, 4)

1990 *Polysiphonella insolita* n. gen., n. sp. – Belyaeva (in Boiko et al., 1991), p. 93–95, pl. 20, fig. 1–3.

1993 *"Polysiphonella" insolita* Belyaeva. – Senowbari-Daryan & Ingavat-Helmcke, fig. 1/D, 4.

Description: The single or branched stems of this sponge reach a length of more than 100 mm. The sponge is composed of several spherical or hemispherical chambers arranged moniliforme, one above the other. Diameters of the chambers are usually greater than their heights. According to Belyaeva the height of the chambers is about 1/4 of the diameter. In our material diameters of the chambers range between 6.5 and 15 mm and heights of the chambers reach from 3.5 mm to 10 mm. The ratio of the chamber width/height is always more than 1 (text-fig. 4). Chambers at branching points are very wide (see text-fig 4, stars in circles).

Outer segmentation of the sponge is well developed. The relatively thick chamber wall of 0.5–1.2 mm is pierced by numerous single, unbranched pores about 0.2–0.3 mm in diameter (according to Belyaeva 0.25–0.35 mm).

Chamber interiors are either hollow and now filled with sparry calcite cement and/or sediment, or some vesiculae occur within the chamber interiors. Spore-like filling sturctures, as described by Belyeava for the holotype from the Southern Pamir (but not recognizable in illustrated specimen(s) by the author), could not be observed in our material from Thailand.

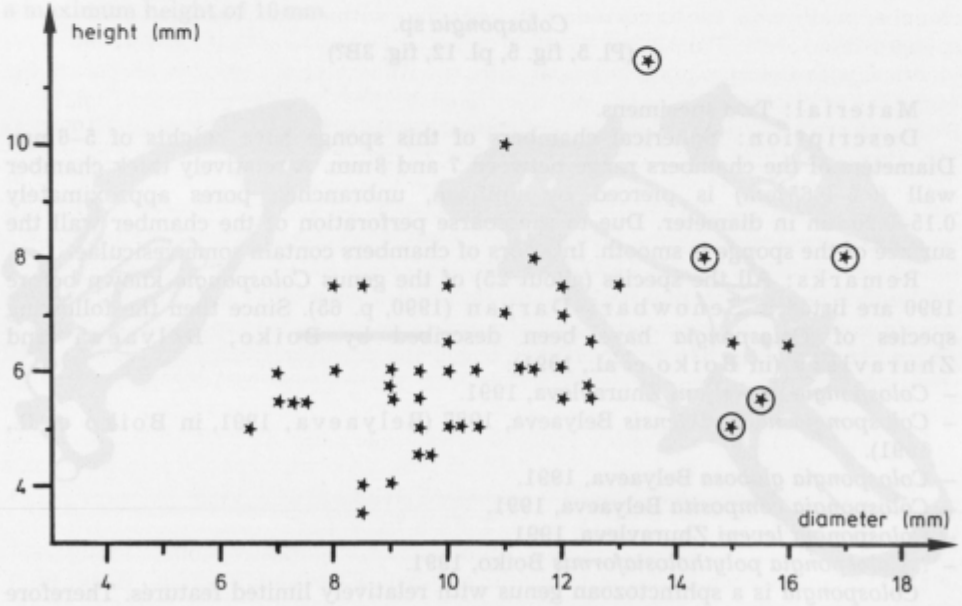


Fig. 4. Diagram showing the ratio of chamber height/chamber width in *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva) from Phrae province, northern Thailand. The stars in circles indicate the large diameter of the chambers on the branching points

An axial spongocoel that pass through the whole sponge is not developed (at least in our material). Very typical for this sponge are several small tubes pass through one or two chamber roofs. Chambers with 2 tubes were also be observed (pl. 1, fig. 2). These tubes are usually situated in interwalls between chambers (chamber roofs). Tubes in the outer wall (exowall) are rare but do occur (pl. 1, fig. 1). Outer diameters of the tubes range from 1.2 to 3 mm, and inner diameters from 0.7 to 1.3 mm. According to Belyaeva diameters of the tubes range from 1.2 to 2.0 mm. These tubes are usually developed in the chamber wall at branching points (pl. 1, fig. 2–4). Walls of the tubes are also pierced with pores if the same size as those in the chamber walls. The tubes are of ambisiphonate type (sensu Seilacher, 1962).

Occurrence: *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva) is known from the type locality (Primoria, Far East) and now from the uppermost Permian of Phrae province, Thailand. It seems to be an endemic sponge limited to the Middle and Eastern Tethyan realm. It has not been observed in collection from the western part of the Tethys. *Belyaevaspongia insolita* is the most abundant sphinctozoan sponge within the investigated limestones of Phrae province in Thailand.

Genus *Colospongia* Laube, 1865

Diagnosis: see Senowbari-Daryan and Rigby, 1988.

Type species: *Manon dubium* Münster, 1841.

Colospongia sp.
(Pl. 5, fig. 5, pl. 12, fig. 3B?)

Material: Two specimens.

Description: Spherical chambers of this sponge have heights of 5–6 mm. Diameters of the chambers range between 7 and 8 mm. A relatively thick chamber wall (0.5–0.65 mm) is pierced by uniform, unbranched pores approximately 0.15–0.20 mm in diameter. Due to the coarse perforation of the chamber wall the surface of the sponge is smooth. Interiors of chambers contain some vesiculae.

Remarks: All the species (about 25) of the genus *Colospongia* known before 1990 are listed in Senowbari-Daryan (1990, p. 65). Since then the following species of *Colospongia* have been described by Boiko, Belyaeva and Zhuravleva (in Boiko et al., 1991):

- *Colospongia arakeljani* Zhuravleva, 1991.
- *Colospongia nachodkiensis* Belyaeva, 1987 (Belyaeva, 1991, in Boiko et al., 1991).
- *Colospongia globosa* Belyaeva, 1991.
- *Colospongia composita* Belyaeva, 1991.
- *Colospongia leveni* Zhuravleva, 1991.
- ? *Colospongia polytholosiaformis* Boiko, 1991.

Colospongia is a sphinctozoan genus with relatively limited features. Therefore determination of individual species is not easy and most of them are confused. The genus *Colospongia*, like *Amblysiphonella*, should be revised carefully.

Determination of the *Colospongia* from Phrae province has not been carried to

species level because no completely preserved specimen was available. The two specimens illustrated in pl. 5, fig. 5 and pl. 12, fig. 3B could belong to different species.

Genus *Tristratocoelia* Senowbari-Daryan and Rigby, 1988

Diagnosis: see Senowbari-Daryan and Rigby, 1988.

Type species: *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby, 1988.

Tristratocoelia rhythmica Senowbari-Daryan and Rigby, 1988
(Pl. 10, fig. 1–2, text-fig. 5)

1988 *Tristratocoelia rhythmica* n. sp. – Senowbari-Daryan and Rigby, p. 189–190, pl. 29, fig. 5–6, 9, text-fig. 10).

1991 *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby. – Senowbari-Daryan and Rigby, p. 625, fig. 3.6, 3.7.

1993 *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby, – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. 5/A.

Material: One branched or two separate specimen(s) were divided by cutting one of the samples. The sponges were investigated in two polished slabs.

Description: This tiny and curved sponge is at least 40 mm long and is composed of 5 barrel-like chambers. The chambers have a diameter of 5 mm and a maximum height of 10 mm.

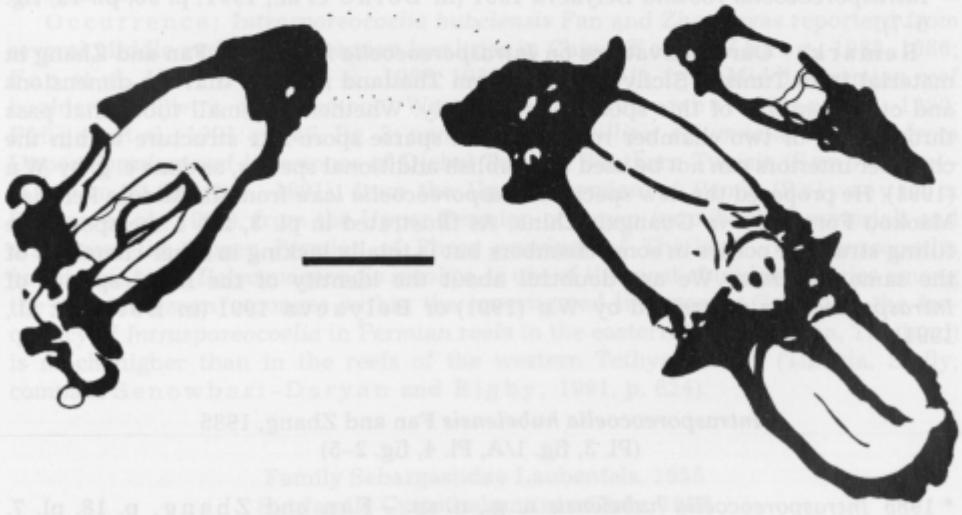


Fig. 5. Drawing of a section of *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby, exhibiting the chambers with some vesiculae and the thick and ring-like chamber roofs pierced by pores (compare pl. 10, fig. 1). Scale 5 mm

The chamber walls are of varying thickness, in some areas up to 0.65 mm in others only 0.12 mm. Because of recrystallization of the chamber walls neither the pores nor the two-layered nature of the walls, as described by Senowbari-Daryan and Rigby (1991, p. 625), could be recognized. However, some large ostia up to 0.7 mm in diameter pierce the segment walls. The chamber roofs, called ring chambers (RC) in the original description by Senowbari-Daryan and Rigby (1988), are between 1.5 and 2.5 mm thick and are pierced by several large and branched openings. The chamber roofs are developed as a ring with a diameter that is larger than the chambers.

Interiors of the chambers are filled with vesiculae. Vesiculae run in some cases parallel to the chamber walls.

Occurrence: Until now *Tristratocoelia rhythmica* was known only from the Upper Permian reefs in Djebel Tebaga, Tunisia (Senowbari-Daryan & Rigby, 1988, 1991). In the type locality only three specimens were found. Within the investigated limestones of Phrae province only one branched(?) specimen or two individual specimens have been found.

Family Intrasporeocoeliidae Fan and Zhang, 1985
Genus *Intrasporeocoelia* Fan and Zhang, 1985

Diagnosis: see Fan and Zhang, 1985: 17.

Type species: *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang, 1985.

Further species:

- *Intrasporeocoelia laxa* Wu (1991: p. 82, pl. 11, fig. 2, 5).
- *Intrasporeocoelia orientalis* Belyaeva 1991 (in Boiko et al., 1991: p. 95–96, pl. 19, fig. 3–5).
- *Intrasporeocoelia robusta* Belyaeva 1991 (in Boiko et al., 1991: p. 96, pl. 19, fig. 6–7).

Remarks: Our observations on *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang in material from Tunisia, Sicily and now from Thailand indicate that the dimensions and other features of this sponge vary greatly. Whether the small tubes that pass through one or two chamber roofs, and the sparse spore-like structure within the chamber interiors can not be used to establish additional species, as done e. g. by Wu (1991). He proposed the new species *Intrasporeocoelia laxa* from the Middle Permian Maokou Formation in Guangxi, China. As illustrated in pl. 3, fig. 1 the spore-like filling structure occurs in some chambers but is totally lacking in other chambers of the same specimen. We are doubtful about the identity of the listed species of *Intrasporeocoelia* descreibed by Wu (1991) or Belyaeva 1991 (in Boiko et al., 1991).

Intrasporeocoelia hubeiensis Fan and Zhang, 1985
(Pl. 3, fig. 1/A, Pl. 4, fig. 2–5)

* 1985 *Intrasporeocoelia hubeiensis* n. g., n. sp. – Fan and Zhang, p. 18, pl. 7, fig. 4, 8 (non 6).

1990 *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang, – Senowbari-Daryan, p. 101, pl. 33, figs. 3–5 (see for complete synonymy).

1991 *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang. – Senowbari-Daryan and Rigby, fig. 3.3–3.5.
1991 *Preverticillites columnella* Parona. – Flügel, Di Stefano and Senowbari-Daryan, pl. 46, fig. 3.
1991 *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang, – Wu, p. 82, pl. 10, fig. 13, pl. 13, fig. 1.
1993 *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang. – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. 4/A.

Description: Usually single or rarely branched (pl. 2, fig. 1) specimens of this cylilndrical or subcylindrical sponge range in the material from Thailand to lengths of more than 170mm and to diameters of 30mm. However, large specimens up to 42mm in diameter have been reported from Upper Permian reef limestones of Djebel Tebaga, Southern Tunisia (Senowbari-Daryan & Rigby, 1991, p. 623). Outer segmentation of the sponge is absent or poorly developed, but the internal segmentation is clearly recognizable.

The sponge is composed of several crescent-like chambers, each 3–10mm high in the central part of the sponge.

Chamber walls are distinct from the internal filling structure in thin section and polished slabs. They appear dark and are massive. Chamber interwalls are usually 1–1.5mm thick and pierced by equally distributed pores with diameters of 0.2–0.8mm. Because younger chambers overlap older ones, the exowall is thicker than the endowall. It has a thickness of up to 2.5mm (pl. 4, fig. 2, 4).

Chamber interiors are filled by densely packed spherical – appearing filling structures, called "spore-like" structures by Fan and Zhang (1985: 17–18) and described in detail from Chinese material by Rigby et al. (1988). Because of recrystallization of the filling structures, individual "spores" can not be easily recognized.

Occurrence: *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang was reporterd from several Middle and Upper Permian localities in China (Fan & Zhang, 1985, 1986; Fan et al., 1987; Rigby et al., 1988, 1989; Wu, 1991), from Middle Permian reef boulders of Pietra de Salamone, Western Sicily (Senowbari-Daryan, 1990; Flügel et al., 1991: pl. 46, fig. 3; named *Preverticillites columnella* Parona), from Upper Permian reef limestones of Djebel Tebaga, Southern Tunisia (Senowbari-Daryan & Rigby, 1991), from the Upper Permian of Pamir (Belyaeva: in Boiko at al., 1991), from the Upper Permian of Oman (unpublished material) and now from the Upper Permian of Phrae province of Thailand. *Intrasporeocoelia hubeiensis*, with *Belyaevaspongia insolita*, is one of the most abundant species among the "sphinctozoan" sponges within the investigated limestones. Generally the frequency of *Intrasporeocoelia* in Permian reefs in the eastern Tethys (China, Thailand) is much higher than in the reefs of the western Tethyan realm (Tunisia, Sicily; compare Senowbari-Daryan and Rigby, 1991, p. 624).

Family Sebargasiidae Laubenfels, 1955
Subfamily Cystothalamiinae Girty, 1908
Genus *Discosiphonella* Inai, 1936

Diagnosis: see Senowbari-Daryan (1990, p. 56).

Type species: *Discosiphonella manchuriensis* Inai, 1936.

Remarks: The genera *Discosiphonella* Inai, *Cystauletes* King, *Ascosymplegma* Rauff and *Lichuanospongia* Zhang, and consequently the families Cystothalamiidae Girty (1908) and Stromatocoeliidae Fan and Zhang (1985) were synonymized with Sebargasiidae Steimann (1882) by Senowbari-Daryan (1990). Belyaeva (in Boiko et al., 1991, p. 102) introduced the new family Cystauletidae, with type genus *Cytauletes* King (1943). Wu (1991, p. 87) also introduced the family name *Cystauletidae* but without giving a diagnosis of the family and choosing a type genus.

First we want to give the name Cystauletidae Belyaeva (non Cystauletidae Wu) priority because she named the type genus and defined the family Cystauletidae. However, the genus *Cystauletes* King (1943) was synonymised with *Discosiphonella* Inai (1936) by Senowbari-Daryan (1990).

Concerning establishment of the family Cystauletidae and its membership (see Senowbari-Daryan, 1990; Belyaeva, in Boiko et al., 1991; the new genus *Squamella* established by Belyaeva seems to be identical with the genus *Imbricatocoelia* Rigby et al., 1989) could exist differences of opinion but we think that relationships of genera within the family Sebargasiidae and "Cystauletidae" (*sensu* Belyaeva) are very close and that they should be included in a single family. Of course the classification of Senowbari-Daryan (1990) is used in this paper.

All the species of the genera *Discosiphonella* (including *Ascosymplegma* Rauff 1938, *Cystauletes* King 1943 and *Lichuanospongia* Zhang, 1983) are listed in Senowbari-Daryan (1990, p. 57). Belyaeva (in Boiko et al., 1991) has described two (three) new species of the genus *"Cystauletes"* as *"C." primoriensis* (p. 105), ? *"C." squamilis* (p. 104) and *"C." bzhebsi* (p. 165–166). In addition a new species of the genus *"Lichuanospongia" ("L." primorica"* was established by the same author.

Within the investigated limestones of Phrae province, the genus *Discosiphonella* is represented by a small and poorly preserved species described below:

Discosiphonella sp.
(Pl. 2, fig. 5–6, pl. 6, fig. 2/B?, 3)

1993 *Discosiphonella* sp. – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. D/C.

Description: Stems of this sponge have a maximum diameter of 3–4 mm. The small spherical chambers, with diameters of 1–2 mm, are arranged in one layer around an axial spongocoel, which is up to 1 mm in diameter. Chamber interiors are hollow and no vesiculae were observed. The specimen illustrated in pl. 6, fig. 3 shows that the chambers are connected to the axial spongocoel by large openings, about 0.12 mm in diameter. The chamber walls, as well as the wall of spongocoel, are relatively thick (0.2–0.3 mm). Because almost all the specimens are recrystallized perforations of the wall can not be recognized and exact sizes of pores in the chamber wall can not given. This sponge is not abundant in the investigated limestones.

Remarks: Representatives of the genus *Discosiphonella* (including the genera *Cystauletes, Ascosymplegma* and *Lichuanospongia*) with their dimensions and other morphological features are listed in Senowbari-Daryan (1990, p. 58). Our species from Phrae province is differentiated from all other known species listed in Senowbari-Daryan (1990) by the extremely small dimensions of the sponge, its chambers and other elements.

Dimensions of the specimens from Thailand are almost the same as those of ? *"Cystauletes" squamilis* and *"Cystauletes" primoriensis* described by Belyaeva (in Boiko et al., 1991, p. 104–106) and perhaps represent one of those species.

Subfamily Cystothalamiinae Girty, 1990
Genus *Cystothalamia* Girty, 1908

Diagnosis: see Senowbari-Daryan (1990, p. 54).
Type species: *Cystothalamia nodulifera* Girty, 1908.

Cystothalamia? sp.
(Pl. 2, fig. 3)

Description: As illustrated in pl. 2, fig. 3, this sponge is composed of numerous spherical chambers in a polyglomerate (in several layers) arrangment around a spongocoel(?). The sponge has a length of 15 mm and a diameter of 5 mm in its upper part. Individual chambers have inner diameters of 0.25–0.8 mm. The chamber walls are 0.05–0.1 mm thick. Chamber interiors are hollow; no vesiculae nor other filling structures are developed. Because of recrystallization of the sponge skeleton, no pores could be recognized in the chamber walls. It is also possible that this sponge belongs to the aporate sphinctozoans *(Glomocystospongia)*. Only one specimen of this sponge has been found.

Family Deningeriidae Boiko (in Boiko et al., 1991)

Discussion: Boiko (in Boiko et al., 1991) established the family Deningeriidae with the following diagnosis:

"Colonies catenulate, chambers subspherical, filling skeleton reticular, formation of the siphon is asiphonate or retrosiphonate".

Engeser (1986) had earlier proposed the family Solenolmiidae for all segmented sponges with a reticular filling skeleton and the retrosiphonate type of siphon (see Senowbari-Daryan, 1990). It would be practical to limit the family Deningeriidae to those genera without any spongocoel but with a reticular filling skeleton. The following described sponge is without siphon but possesses a filling skeleton of reticular type.

Genus *Ambithalamia* n. gen.

Derivatio nominis: Ambiguus (lat. =) indistinct. Because of poor and indistinct segmentation.

Diagnosis: Cylindrical, seldom branching sponge without a spongocoel. Outer as well as internal segmentation is poorly developed. Chamber roofs(?) or the growth lines(?) are marked by very thin and fine perforated lines. The interior of the chambers or the internal skeleton of the sponge is composed of relatively regular fibers of reticular type.

Type species: *Ambithalamia permica* n. sp.

Ambithalamia permica n. sp.
(Pl. 5, fig. 4/C, pl. 6, fig. 4/C, pl. 7, fig. 1/B, 3/B, 4, pl. 10, 1/C, 2/B, pl. 11, fig. 1, 2/C, 3/B, 4, pl. 12, fig. 2/A, 3/A, pl. 13, fig. 3/B, 4/A, 5/B)

1993 "Inozoa"? gen. et. sp. indet. – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. 5/A/d.

Derivatio nominis: Named for the occurrence of the sponge in Permian limestones.

Holotype: As holotype we choose the specimen marked with "H" in pl. 7, fig. 4. (R6).

Locus typicus: Outcrup in the small creek, located approximately 650 m north of the highway between Phrae and Amphoe Long, northern Thailand (see text-fig. 1–2).

Stratum typicum: Upper Permian (Dorashamian).

Material: Numerous specimens in several polished slabs.

Diagnosis: See diagnosis of the genus.

Description: This cylindrical and rarely branched sponge reaches a length of more than 25 mm and usually has a diameter of 3–4 mm. The sponge displays indistinct segmentation which is developed poorly in some specimens (e. g. pl. 7, fig. 3/B, pl. 11, fig. 3/B), but relatively well in others (e. g. pl. 7, fig. 4, pl. 11, fig. 1–2). Both outer and internal segmentation is hardly recognizable.

The holotype (pl. 7, fig. 4/H) is represented by and oblique section which, like other specimens in pl. 7, fig. 4, shows relatively well developed segmentation. Chambers range in shape from crescent-like to hemispherical. The segment roofs, which look like a thin cortex, are very thin (approximately 0.05 mm) and pierced by very small pores about 0.05 mm in diameter. Heights of segments ranges in the holotype from 0.5 to 1.3 mm, but has greater variation in other specimens. Interiors of the segments are filled with relatively regular reticular fiber structures. The fibers are approximately 0.1 mm thick.

Some specimens (e. g. pl. 7, fig. 3, 4: in the middle part, pl. 12, fig. 3) exhibit large, spongocoel-like, "openings" that have a peripheral position. We interprete these openings as activities of boring organisms.

Occurrence: *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. is one of the most abundant sphinctozan sponges in the investigated limestones. More than 100 specimens have been cut in several polished slabs.

Family Phragmocoliidae? Ott, 1974
Thalamid sponge gen. et sp. indet
(Pl. 10, fig. 1/B, pl. 12, fig. 1/A)

Material: Three specimens in polished slab R7.

Description: The largest specimen (pl. 12, fig. 1/A: in the right corner) reaches a maximum diameter of 2 mm and a length of 10 mm. It is composed of 5 chambers with heights between 1.5 and 2.5 mm. A spongocoel, with a diameter to 1.2 mm, passes throught the sponge. Chamber walls are 0.05 mm thick, but because of strong recrystallization the pores or ostia in the walls are not preserved. The most charac-

teristic feature of the sponge is the sept-like filling structure subdividing chamber interiors into bubble-like small units.

Remarks: This sponge is most probably a representative of a new genus, but we describe it here only as gen. et sp. indet. Only three poorly preserved specimens are available. The most characteristic feature of this tiny sponge are the sept-like elements within the chamber interiors, like those occurring within the family Phragmocoeliidae Ott (1974). Only two genera have been placed into this family: the Devonian genus *Radiothalamos* Pickett and Rigby (1983) and the Triassic genus *Phragmocoelia* Ott (1974). Sponges with radially arranged and sept-like elements within chamber interiors have not been known from Permian deposits until now.

Suborder Aporata Seilacher, 1962
Family Thaumastocoeliidae Ott, 1967
Subfamily Thaumastocoeliinae Senowbari-Daryan, 1990

Genus *Sollasia* Steinmann, 1882

Diagnosis: see Senowbari-Daryan (1990).

Type species: *Sollasia ostiolata* Steinmann, 1882.

Further species: All species of *Sollasia*, known before 1990, are listed in Senowbari-Daryan (1990: p. 128). Since then only one species – *S. arta* – has been described by Belyaeva, 1991 (in: Boiko et al., 1991) from the Upper Permian of the Far East.

Sollasia ostiolata Steinmann, 1882
(Pl. 3, fig. 1/C, pl. 4, fig. 1/B, pl. 6, fig. 4/A, 6, pl. 12, fig. 1/B)

1882 *Sollasia ostiolata* n. sp. – Steinmann, p. 151–152, pl. 7, fig. 3.
1990 *Sollasia ostiolata* Steinmann. – Senowbari-Daryan, p. 128, pl. 43, fig. 7, pl. 45, fig. 4, 8, pl. 56, fig. 9, text-fig. 47 (synonymy-list).
1991 *Sollasia ostiolata* Steinmann. – Wu, p. 85, pl. 10, fig. 1, pl. 11, fig. 4.
1991 *Sollasia ostiolata* Steinmann. – Belyaeva (in Boiko et al., 1991), p. 62, pl. 7, fig. 2–4, pl. 8, fig. 1–5, pl. 9, fig. 1–3.

Description: Diameter of this moniliform sponge ranges greatly. In the investigated material diameters of specimens range between 3 and 8mm, but larger specimens, up to 15mm are known from Permian reefs of Djebel Tebaga, Tunisia (Senowbari-Daryan & Rigby, 1988). The individual chambers are spherical or barrel-sahped and reach heights of up to 7mm. Exowalls and endowalls of chambers are pierced by large ostia (pl. 6, fig. 4, 6). Diameters of ostia depend on diameters of the sponges. Usually the small specimens have small ostia and larger specimens have relatively larger ones. Vesiculae were not observed within chamber interiors.

Occurrence: *Sollasia ostiolata* Steinmann is a cosmopolitian thalamid sponge, occurring in several Carboniferous and Permian localities in Western Tethys (Spain, Sicily, Slovenia, Tunisia, Oman) and Eastern Tethys (the Far East, China, Kambotscha), as well as in the Guadalupe Mountains in Texas and New Mexiko (Senowbari-Daryan, 1990). In Sicily (Senowbari-Daryan & Di Stefano, 1988)

and especially in Djebel Tebaga, Tunisia (Senowbari-Daryan & Rigby, 1988) it is a very abundant thalamid sponge. In the investigated limestone from Phrae province, however, *Sollasia* is a relatively rare sponge.

Sollasia spheroida Rigby, Fan and Zhang, 1989
(Pl. 2, fig. 7, pl. 5, fig. 1?, 2, 4, pl. 7, fig. 2/B)

1989a *Sollasia spheroida* n. sp. – Rigby, Fan & Zhang, p. 438, fig. 19.7–19.9, 20.7–20.9).

Description: Diameters of this species range between 5 and 11mm and thicknesses of chamber walls range between 0.5 and 0.7mm. The chamber wall is pierced by large ostia 0.35–0.5mm in diameter. Interiors of chambers are filled with vesiculae.

Subfamily Enoplocoeliinae Senowbari-Daryan, 1990
Genus *Girtyocoelia* Cossman, 1909

Diagnosis: see Senowbari-Daryan, 1990: 130.
Type species: *Heterocoelia beedei* Girty, 1908.

Girtyocoelia beedei (Girty, 1908)
(Pl. 7, fig. 1, pl. 8, fig. 3? pl. 9, fig. 2)

1908 *Heterocoelia beedei* n. sp. – Girty, S. 248, Taf. 14, fig. 1–8.
1990 *Girtyocoelia beedei* (Girty). – Senowbari-Daryan, p. 130–131, pl. 45, fig. 1–3, 5–7, text-fig. 48 (synonymy-list).
? 1991 *Girtyocoelia* cf. *beedei* (Girty). – Belyaeva (in Boiko et al., 1991), p. 61, pl. 6, fig. 1–3, pl. 7, fig. 1.

Description: Only two (three?) specimens of this certainly very rare sponge were found within the investigated limestones. Both of them are 5.5mm in diameter, a little smaller than the diameter of this species from other localities (compare Senowbari-Daryan & Di Stefano, 1988). The axial spongocoel has an inner diameter of 1mm. Chamber walls, as well as the wall of the spongocoel, are 0.22–0.4mm thick and are pierced by ostia with an inner diameter of 0.3mm. Ostia typically display the short exaules, as known in *Girtyocoelia beedei* from other localities.

Occurrence: *Girtyocoelia beedei* is known from numerous Carboniferous and Permian localities in the USA (Guadalupe- and Glass Mountains in Texas and New Mexico), and from several localities of the Western and Southern Tethys (Europe: Sicily, Spain, Alps; Africa: Tunisia; Oman, the Far East). The genus *Girtyocoelia* has not been reported from the Permian reefs of southeastern Asia (China or other localities). Sponges, described as *Girtyocoelia markamensis* by Deng (1982) from the Permian reefs of China, has perforated chamber walls and does not belong to the genus *Girtyocoelia* (see Senowbari-Daryan, 1990, p. 131). The discovery of *Girtyocoelia beedei* in Phrae province indicates an occurrence of the genus and species within the Permian reef limestones of the eastern part of the Tethys.

Genus *Phraethalamia* n. gen.

Derivatio nominis: From Phrae province and thalamos (= chamber).

Diagnosis: Aporate thalamid sponge with two or more axial spongocoels and ring-like chambers. Numerous, occasionally dichotomous, branched tubes extend from the spongocoel wall into the hollow chambers. Chamber interiors without vesiculae and filling structure.

Type species: *Phraethalamia tubulara* n. sp.

Discussion: The chamber shape, arrangment of the chambers and, perhaps, also the ostia on the chamber wall in the new genus are similar or identical to *Girtyocoelia* Cossman. *Phraethalamia* differs, however, from *Girtyocoelia* by possession of two or more axial spongocoels and by the distinct tubes which run from the spongocoel wall into the hollow chambers. Such tubes are known from the Permian demospongid genus *Pseudoamblysiphonella* Senowbari-Daryan and Rigby (1988) and from the calcispongid sponge *Barroisia lehmanni* described from Cretaceous deposits of northern Germany by Hilmer and Senowbari-Daryan (1986). Both of those genera belong to the porate sphinctozoans and both of them have perforated walls. However, a sponge like *Phraethalamia* is not known within the aporate sphinctozoans.

Phraethalamia tubulara n. sp.
(Pl. 3, fig. 1/B, pl. 4, fig. 1, pl. 11, fig. 2/A, 3/A, text–fig. 6)

1993 *Girtyocoelia?* sp. – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. 4/A.

Derivatio nominis: Named for the distinct tubes that extend from the spongocoel wall into the chamber interiors.

Holotype: Longitudinal section illustrated in pl. 3, fig. 1/B and the enlargment from the same specimen illustrated in pl. 4, fig. 1.

Locus typicus: Small creek ca. 650 m north of the highway between Phrae and Amphoe long (see text–fig. 1–2).

Stratum typicum: Upper Permian (Dorashamian).

Diagnosis: See diagnosis of the genus.

Material: Two or four (?) specimens.

Description: The holotype of *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp. is weathered out in the sample illustrated in pl. 3, fig. 1. An enlargment of it is shown in pl. 4, fig. 1 (see text-fig. 6). The specimen has a length of 45 mm and a diameter of 7 mm. It is composed of 6 spherical chambers with lengths of 7–8 mm. Two relatively wide axial tubes (spongocoels), with diameters of 1.25 or 1.6 mm, run vertically through the whole sponge. These tubes are connected to others by large openings, as shown in text-fig. 6. Connection between axial canals and surrounding chambers are made by some small tubes that may branch dichotomously within the chambers (see text-fig. 6). The diameter of the tubes is approximately 0.35 mm in diameter.

One of the paratypes (pl. 11, fig. 3/A) seen in a longitudinal section is composed of three (four) globular and ring-like chambers with diameters of 5.5–7.5 mm. Chambers have heights of 6–7 mm. All other features of this specimen correspond completely to

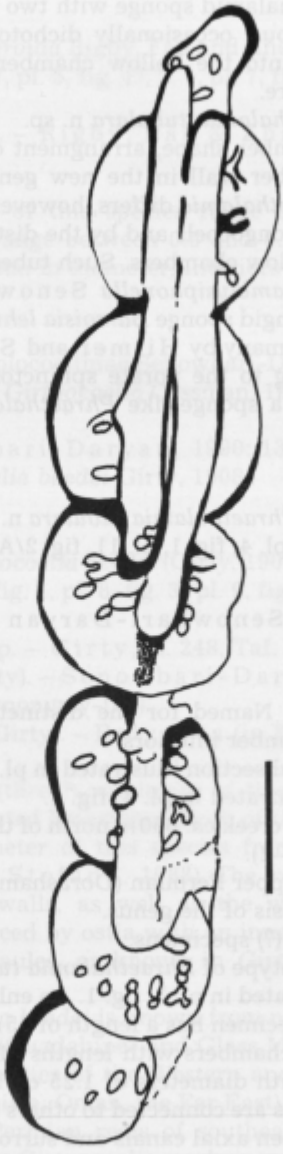


Fig. 6. Drawing of a thin section of *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp. The spherical chambers exhibit imperforate walls. Some tubes extend from the spongocoel wall into the chamber interiors. Two, relatively wide and axial spongocoels pass vertically through the sponge. Scale 5mm

those of the holotype. Interiors of the spongocoels show additionally secreted skeleton which were not observed in the holotype.

Two other paratypes (pl. 11, fig. 2/A), which can not be identified with certainty, are only seen in cross or oblique sections.

"Inozoa"

The term "Inozoa" was introcuced by Steinmann (1882) for those fossil sponges which have a calcareous rigid skeleton and – in contrast to "sphinctozoa" – no segmentation. Most post-Triassic inozoans have a spicular skeleton of primary calcite composition (Hurcewics, 1975). In representatives of Triassic and Paleozoic inozoans no such spicular skeleton has been found to date. The group of sponges, called the "inozoa", is – like "sphinctozoa" – of polyphyletic nature. It seems likely that the Triassic and Paleozoic inozoans belong to a completely different group than the post-Triassic representatives.

The classification of post-Triassic "inozoan" sponges is based on the composition, shape and arrangement of the spicular skeleton (Wagner, 1964; Hurcewicz, 1975; Müller, 1984). However, a generally accepted classification for Triassic and pre-Triassic "inozoan" sponges is still needed. The classifications of Dieci et al. (1968), Russo (1981), Bizzarini and Russo (1986) is based on the canal system for water circulation and has included only a part of known Triassic "inozoans". This classification scheme was used by Rigby et al. (1989b) to describe the Permian inozoan sponges from China. Wu (1991) was influenced by the classification of Rigby et al. (1989) and used the outline of that classification to propose a new classification for inozoan sponges. This classification is also based only on a part of the Permian material (Permian "inozoans" of China), is to much too theoretical, and does not take consider relationship of closely related genera into consideration. For example, "inozoans" described from other localities, were not included by Wu. The mineralogic composition (calcite, Mg-calcite, or aragonite) and the microstructure of the rigid skeleton were also disregarded. Taxa described by Wu (1991) are poorly documented and his description and illustrations of almost all species make it difficult for other workers. Despite efforts by Wu (1991) the classification of Dieci et al. (1968), which is based on the type of canal system and which was followed by others (especially Rigby et al., 1989, and Wu 1991) seems to be most useful in classifying the "inozoan" sponges.

"Inozoa" in the investigated limestones from Phrae province are limited to only a few genera. However, they are the second most important reef builders in the investigated limestones, following the "sphinctozoans".

Order Pharetronda Zittel, 1878
Suborder Inozoa Steinmann, 1882
Family Peronidellidae Wu 1991
Genus *Peronidella* Hinde, 1893
(pro *Peronella* Zittel, 1878)

Diagnosis: see Zittel, 1878: 120.
Type species: *Spongia pistilliformis* Mouroux, 1821

Peronidella sp.
(Pl. 3, fig. 3, pl. 6, fig. 5, 7/B, pl. 9, fig. 3–4)

Description: Single specimens of this species range in diameter from 2 to 6 mm. An axial spongocoel, with diameters of 1–2 mm (30–40 % of the whole sponge), passes through each sponge. The relatively loose reticular fiberous structure has elements approximately 0.2–0.3 mm thick. The skeleton is strongly recrystallized.

Peronidella is not abundant in the investigated limestones.

Remarks: More than 30 species of *Peronidella* have been described in the literature (see Zittel, 1878; Hurcewicz, 1975). Most of these description concern Triassic to Cretaceous taxa. The following species of *Peronidella* have been described from Permian strata:

- *Peronidella baloghi* Flügel, 1973
- *Peronidella beipeiensis* Rigby, Fan and Zhang, 1989
- *Peronidella gravida* Wu, 1991
- *Peronidella labiaformis* Wu, 1991
- *Peronidella minicoeliaca* Wu, 1991
- *Peronidella recta* Hinde, 1893 (in Wu 1991)
- *Peronidella recta grossa,* Wu 1991
- *Peronidella regulara* Rigby, Fan and Zhang, 1989
- *Peronidella rigbyi* Senowbari-Daryan (= pro *Peronidella parva* Rigby, Fan and Zhang, non *Peronidella parva* Nutzubidze 1964, see Senowbari-Daryan, 1991).

Most of these species, especially those described by Wu (1991), are described using only one or two cross sections and without emphasizing the differences from the other known *Peronidella* of Permian age. A complete revision of the genus *Peronidella* is necessary.

Genus *Bisiphonella* Wu, 1991

Diagnosis: see Wu (1991, p. 60).

Type species: *Bisiphonella cylindrata* Wu, 1991.

Bisiphonella tubulara n. sp.
(Pl. 5, fig. 2/C, 3; pl. 6, fig. 1, 2/A, 7/A, pl. 7. fig, 1/C, 2/A, 3/A, pl. 8, fig. 1–2, 4–6, pl. 11, fig. 2/B? pl. 12, fig. 2/C, 3/C, pl. 13, fig. 2/B, 3/A, 8)

1993 "Inozoa"? gen. et. sp. indet. – Senowbari-Daryan and Ingavat-Helmcke, fig. 5/A/C.

Derivatio nominis: Named for the short tubes (exaulos-like) which pass from the spongocoel wall into the interior of the chambers (see pl. 8, fig. 2).

Holotype: Longitudinal section in pl. 8, fig. 2A (half of the holotype is figured in pl. 8, fig. 4/B and is connected by lines with fig. 2/A of the same plate).

Locus typicus: Small creek, approximately 650 m north of kilometer 171.5 on the highway between Phrae and Amphoe Long (see text-fig. 1–2).

Stratum typicum: Upper Permian (Dorashamian).

Material: Several thin sections and polished slabs.

Diagnosis: Cylindrical sponge with two spongocoels of the same size that extend vertically through the axial region of the sponge. The spongocoels possess their own walls, but there is a common wall between the two spongocoels. A loose fiberous structure is developed between the outer wall and the wall of the spongocoels. Numerous openings with short tube-like walls lead to the spogocoels from the surrounding and loosely packed fiberous skeletal structure. The outer surface of the sponge is rough and has a spiny appearance.

Differential diagnosis: Follows description of the species.

Description: This cylindrical and single sponge reaches a length of more than 35 mm and a diameter of up to 6 mm. The holotype in the polished slab (pl. 8, fig. 1/A-4/B) has a length of 35 mm and a diameter of 4 mm. Two spongocoels of the same size, each approximately 1 mm in diameter, pass vertically through the sponge. The diameter of the spongocoels is relatively constant. In paratypes it ranges between 0.75 and 1.1 mm. The spongocoels have their own walls that are approximately 0.15–0.2 mm thick. The common wall between the spongocoels has the same thickness. The space between the outer wall of the sponge and the wall of the spongocoels is filled with loose radially arranged fiberous structures. The space between the radially arranged fibers appears to be small tubes that extend from the walls of the spongocoels (pl. 8, fig. 2). The spongocoels and interspaces between the surrounding fiberous structures are connected by openings with diameters of approximately 0.1–0.2 mm. Such openings show short exaulos–like tubes (pl. 6, fig. 2). The outer surface of the sponge is rough and appears to be covered by spine-like elements in the thin section (see pl. 5, fig. 1–2, 7, pl. 6, fig. 4).

Remarks: *Bisiphonella tubulara* is the most abundant inozoan sponge in the investigated limestones of Phrae province. More than 50 specimens were observed in the polished slabs and thin sections.

Bisiphonella tubulara n. sp. differs from the type species of the genus – *Bisiphonella cylindrata* Wu (it seems that two sponges with different fiberous skeletal structures have been included to the same species by Wu) – by the type of fiberous skeletal structure (reticular in *B. cylindrata*, but radial in *B. tubulara*), by the spongocoels having its own wall, by openings with exaulos like tubes within the wall, and by the rough (in thin section spiny appearing) surface of the sponge. In addition to these, the wall between the spongocoels in the type species is relatively thick and has the same recicular fiber structure as the surrounding wall, however in the new species the wall is thin and massive (not porous like in the type species) (see pl. 5, fig. 7. pl. 6, fig. 2, 5).

Family unceartain

Genus *Solutossaspongia* n. gen.

Derivatio nominis: Solutus (lat. =) loose, ossa (lat. =) skeleton. Because of the loose fiber skeleton in the interior of the sponge.

Diagnosis: Cylindrical and unbranched sponges, each with a distinct thick outer wall. Teh skeleton interior of each sponge is composed of loose reticular fibers. Sponge lacks a spongocoel.

Discussion: Wu (1991) established the superfamily Acoelioidea and the family Acoeliidae for those Chinese Permian inozoan sponges which have neither distinct

inhalant and exhalant canals nor a spongocoel. He did not take into consideration other known inozoan sponges without canals.

The type genus of the family Acoeliidae, *Acoelia* Wu and the type species *A. rudia* Wu, were described using only one thin section, which could also be a marginal section of any number of other inozoid sponges. Also, the description of the genus, *Ramospongia* Wu, which belongs to the same family, is documented using with a section which could be a piece of other inozoid sponge, as well. Because of the totally insufficient descriptions and illustrations of both genera we are not able to follow the author in describing our sponges. The genus described here differs from Wu's acoeliid "genera" by its distinct thick outer wall and by the loosely packed fiberous skeletal structure in the inside of the sponge.

Solutossaspongia crassimuralis n. sp.
(Pl. 5, fig. 2/D, pl. 7, fig. 1/C, 3/C, pl. 12, fig. 2/B, 4, pl. 13, fig. 2/A, 3/C, 5/A, 6, 7)

Derivatio nominis: Named for the thick outer wall of the sponge.
Holotype: Longitudinal section in pl. 13, fig. 3 (R5).
Locus typicus: Outcrop in the small creek, located approximately 650 m north of kilometer 17.6 on the highway between Phrae and Amphoe Long (see text-fig. 1–2).
Stratum typicum: Upper Permian (Dorashamian).
Material: Numerous specimens in several polished slabs.
Diagnosis: See diagnosis of the genus.
Description: The stems of this sponge usually have diameters of 3–5 mm and lengths of up to several centimeters. The holotye (pl. 13, fig. 3) has a diameter of 4 mm and a length of 15 mm. The most characteristic feature of this sponge in the thick outer wall, which has a thickness of 1 mm in the holotype and ranges between 0.4 mm and 1.3 mm in the paratypes. The outer wall is pierced by large openings which can be observed in only some of the specimens (pl. 13, fig. 2A). The diameter of the openings is approximately 1 mm. The interior of the sponge is characterized by a loosely packed fiberous structure of reticular type. The thickness of the fibers is approximately 0.3 mm. An orientation of the fibers parallel to the axis of the sponge can be observed in some specimens (pl. 12, fig. 4).
Remarks: The fiber structure of *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. is similar to that of *Bisiphonella tubulara*. Marginal sections of *Bisiphonella tubulara* could be mistaken for longitudinal sections of *S. crassimuralis*, but they may be distinguished by the thick outer wall in the latter sponge.

Inozoan sponge gen. et sp. indet
(Pl. 11, fig, 4, pl. 12. fig. 1/D, pl. 13, fig. 1)

Material: Numerous specimens in several polished slabs.
Description: The stems of this inozoan are single or branched dichotomously (pl. 13, fig. 1), and they reache diameters of up to 10 mm and lengths of more than 50 mm. Stems are composed of relatively regularly arranged fiberous skeleton of reticular type. The thickness of the fibers is approximately 0.08 mm. Fibers on the exterior surface are finer than those in the interior of the sponge. A spongocoel and inhalant and exhalant canals are absent. Cross sections of some specimens, however,

show some radially arranged small canals that are produced by the radial arrangement of the fiber structures (pl. 11, fig. 11).

Remarks: This sponge includes the largest inozoan sponge in the investigated limestones. It has an appearance similar to *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp., but differs from it by a lack of coarse segmentation, by having fine and regular fiberous skeletal structure and by its large dimensions.

Sclerospongea

After the "sphinctozoans" and "inozoans", the sclerosponges are the third most abundant sponges as well as the third-most important reef organisms in the investigated limestones. A detailed determination of the sclerosponges was not carried out because:

a) most of them are poorly preserved and,
b) a generally accepted classification of Permian sclerosponges (chaetetids) has not been established.

The most abundant genus of sclerosponges is illustrated in pl. 5, fig. 1/B, 5/B, pl. 9, fig. 5–7, pl. 12, fig. 1/C. This sponge is characterized by tubes with diameters of 0.3–0.5 mm, that diverge form the axis toward the periphery of the stems. Internal parts of nearly all of the specimens are recrystallized (pl. 5, fig. 1/B, pl. 9, fig. 6–7).

Hexactinellida

Hexactinellid sponges are not abundant in the investigated limestones. Most of them were either largely destroyed or the silicification of the sediment between the hexactinellid lattice caused the disappearance of that skeletal structure. Only a few specimens are relatively well preserved where the hexactinellid lattice can be recognized (pl. 6, fig. 4/B, pl. 9, fig. 7). However, the determination of hexactinellids to genus or other categories is not possible in our thin sections.

Other organisms

In addition the sponges noted above, some bryozoans (the genus *Polypora* is most abundant), algae? (some red algae are preserved, but green algae were not found), abundant echinoderms, gastropods, brachiopods, *Tubiphytes obscurus* Maslov, and small foraminifers were found. It should be emphasized that corals and fusulinid foraminifers, as well as encrusting organisms, are completely missing. *Archaelithoporella,* an encrusting organism (binder) which is usually abundant in other Permian reefs or reefal limestones, is also completely absent in the investigated limestones. The small foraminifers are represented by *Geinitzina* ex. gr. *G. postcarbonica, Geinitzina* cf. *G. taurica, Geinitzina* sp., *Protonodosaria* sp., *Hemigordius* sp., and *Colaniella* ex. gr. *C. parva.* According to Jenney-Deshusses and Baud (1989) the occurrence of *Colaniella* ex gr. *parva* indicates an uppermost Permian age (Dorashamian) for the investigated limestones.

Microfacies types

Matrix between organisms in the investigated samples is micritic. Abundant organic detritus is imbedded in the micritic sediment. All of the limestones are bafflestones in which sponges and some bryozoans functioned as bafflers. The complete absence of spary matrix, green algae (e. g. dasycladaceans), as well as of fusulinid foraminifers, indicates relatively deep water for the environment of accumulation (deeper than wave-base, maybe deeper than the photic zone). The absence of encrusting organisms, like *Archaeolithoporella*, could indicate that the rate of sedimentation was too high and that these organisms could not exist in this environment.

Comparision

Compared to other Permian reef or reefal limestones of the world, we conclude that the diversity of organisms of the investigated Upper Permian limestones of Phrae province in northern Thailand is not high, but, as mentioned above, we are sure that intensive field collection will greatly increase the number of taxa.

The most important organisms in the reefal limestones of Phrae province are the sponges. The most important group is the "sphinctozoans", followed by "inozoans" and sclerosponges, respectively.

Belyaevaspongia insolita is the most abundant sphinctozoid sponge. It has been described before now only from the Permian of the Far East by Belyaeva (in Boiko et al., 1991). The lack of *Belyaevaspongia* in relatively well investigated Permian localities in the western part of the Tethys (Tunisia, Sicily, Alps) indicates that this sponge is limited to the eastern parts of the Tethyan realm.

The next most abundant genus is *Intrasporeocoelia*, which also occurs in Permian reefs of the Western Tethys (Sicily, Tunisia, Oman), but it is apparently a more abundant sponge in Permian reefs in China. *Intrasporeocoelia* is an endemic sponge of Middle and Upper Permian reefs and its present ranges is limited to the Tethyan realm. It is not known from the Permian reefs of the Guadalupe Mountains in North America.

The genera *Sollasia*, *Girtyocoelia* and *Discosiphonella* are cosmopolitian sponges and they occur with abundances that vary in many Carboniferous and Permian localities of the world. The absence of *Amblysiphonella* is remarkable, but it is a cosmopolitian sponge like *Sollasia* or *Girtyocoelia* which occur in nearly all Carboniferous or Permian reef localities of the world. Certainly *Amblysiphonella* seems to be a most abundant sphinctozoan sponge in Permian reefs in the eastern part of the Tethys (China), but is lacking in Phrae province. The two new described genera – *Phraethalamia* and *Ambithalamia* – are not yet known from other localities.

Among the "inozoans" the genus *Bisiphonella* is the most abundant genus within the investigated limestones, followed by *Solutossaspongia* and *Peronidella*. *Bisiphonella*, described first from the Upper Permian reefs of China, occurs also in the Permian reefs in western Tethys (unpublished material). *Peronidella*, however, is a cosmopolitian sponge and occurs in many Carboniferous and Permian reefs in the western Tethyan realm. The number of "inozoan" genera in the investigated limestones seems to be lower than in the Permian reefs of China. The majority of the "inozoan" genera described by Deng (1982b, 1982c), Rigby et al. (1989b), and Wu

(1991) were not found in Thailand. This is also true for the "hydrozoans" described by Fan et al. (1991). This could indicate that only some of the sponges could exist under the limited environmental conditions which prevailed during the sedimentation of the reefal limestones in Phrae province, Thailand.

Conclusions

The investigation of the sponge fauna of a few samples of Upper Permian reef or reefal limestones of the Phrae province in northern Thailand documents a high diversity of sponges. The sponge fauna is represented by "sphinctozons", "inozoans", sclerosponges and hexactinellida. "Sphinctozoans" are the most abundant and diverse sponges, followed by inozoans.

The genus name *Belyaevaspongia* nom. nov. is proposed for *Polysiphonella* Belyaeva, 1991 (in Boiko et al., 1991, non *Polysiphonella* Russo 1981). *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva) is the most abundant "sphinctozoan" sponge species, followed by *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang. *Amblysiphonella*, a most abundant "sphinctozoan" genus in other Permian reefs of the world, especially in Middle and Upper Permian reefs in the Eastern Tethys (China), was not found in the Phrae province faunas in northern Thailand. The genera *Phraethalamia* and *Ambithalamia* and the species *Phraethalamia tubulara* and *Ambithalamia permica* are described for the first time.

Phraethalamia, a *Girtyocoelia*-like thalamid sponge is placed into the family Thaumastocoeliidae. *Ambithalamia* represents a poorly segmented sponge which belongs to the family Deningeriidae.

Among the "inozoans" the folowing taxa are described for the first time: *Bisiphonella tubulara* n. sp. and *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp.. *Bisiphonella tubulara* is the most abundant species among the inozoan sponges.

The reef or reefal limestones of Phrae province are generally developed as bafflestones. Encrusting organisms, like *Archaeolithoporella*, an abundant encrusting organism in other Permian reef limestones, are totally absent. The absence of *Archaeolithoporella* could be indicative of the high rate of sedimentation. The occurrence of *Colaniella* ex. gr. *parva* indicates an uppermost Permian (Dorashamian) age for the investigated limestones.

The "sphinctozoan" and "inozoan" fauna of the investigated limestones show little similarities to other known Permian reefs. In addition to the cosmopolitian sponges, e. g. *Sollasia, Girtyocoelia, Colospongia, Peronidella,* no endemic sponges occuring in Phrae province, are known from other Permian localities of the world. It should be emphasized that *Amblysiphonella,* an abundant sphinctozoan sponge in other Permian reefs, especially in China, did not occur in the investigated limestones from the Phrae province.

Acknowledgments

This paper contains results of the cooperative program between the Department of Mineral Resources, Bangkok, and the Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere, Göttingen, on the geodynamic evolution of northern Thailand. The investigations, reported here, were carried out in the Institute for Paleontology,

University of Erlangen-Nürnberg, within the research project of priority program "global and regional controls on biogenic sedimentation" supported by the "Deutsche Forschungsgemeinschaft" in cooperation with Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere, University of Göttingen. We thank the National Research Council of Thailand, Bangkok, and the German Research Foundation (DFG), Bonn-Bad Godesberg for financial support. Special thanks are due to Dr. C. Chonglakmani for valuable information about the Late Permian rocks in northern Thailand and to Dipl. Geol. A. Mickein who provided us with the necessary data to draw Figure 2 and to describe the regional setting of the locality. Prof. Dr. J. Keith Rigby (Brigham Young University, Provo) provided a very helpful review of the manuscript.

References

Ahrendt, H., Chonglakmani, C., Hansen, B. T. & Helmcke, D. 1991: Geochronological cross-section through northern Thailand. – Seventh Reg. Cong. Geol. Min. and Energy Res. Southeast Asia (GEOSETA VII), pp. 13, Bangkok.

Barr, S. M. & Macdonald, A. S. 1987: Nan River suture zone, northern Thailand. – Geology, *15:* 907–910, 4 figs., Boulder.

Baum, F., Bruan, E. von, Hess A., Koch, K. A., Kruse, G., Quarch, H. & Siebenhuner, M. 1970: On the geology of northern Thailand. – Beih. Geol. Jb., *102,* 23 pp., 1 tab., 1 geol. map, Hannover.

Boiko, E. V., Belyaeva, G. V. & Zhuravleva, I. T. 1991: Phanerozoic sphinctozoan from the Territory of UDSSR. – Akad. Sci. UdSSR, Siberian Department, Inst. Geol. Geophys., Akad. Sci. Tajikistan, UdSSR, Inst. Geol. Tajikistan, 223 pp., 32 figs., 4 tabs., 64 pls., Moscow.

Bizzarini, F. & Russo, F. 1986: A new genus of Inozoa from S. Cassiano Formation (Dolomiti di Braies, Italy). – Mem. Sci. Geol., Inst. Geol. Miner. Univ. Padova, *38,* 129–135, 2 figs., 1 pl., Padova.

Cooper, M. A., Herberet, R. & Hill, G. S. 1989: The structural evolution of Triassic intermontane basin in northeastern Thailand: in Thanasuthipitak, T. & Ounchanum, P. (eds.). – Proc. Inter. Symp. on Intermontane Basin, Chiang Mai Univ., 418–424, 7 figs., Chiang Mai.

Deng, Z. 1982: Late Palaeozoic and Mesozoic fossil sponges of Zizang. – Ser. of the Sci. Exped. to the Qinghai-Xizang Plateau, Paleont. of Xizang, IV, 189–194, 1 pl., Nanjing.

Dieci, G., Antonacci, A. & Zardini, R. 1968: Le Spugne Cassiane (Trias mediosuperiore) della regione dolomitica attorno a Cortina'Ampezzo. – Boll. Soc. Paleont. Ital., 7 (2), 94–155, 10. figs., pl. 18–33, Modena.

Engeser, T. 1986: Nomenklatorische Notiz zur Gattung *Dictyocoelia* OTT 1967 ("Sphinctozoa", Porifera). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1986* (10), 587–590, Stuttgart.

Fan, J., Rigby, J. K. & Zhang, W. 1991: "Hydrozoa" from Middle and Upper Permian reefs of South China. – J. Paleont., *65* (1), 45–68, 17. figs., 7 tabs., Tulsa.

Fan, J. & Zhang, W. 1985: "Sphinctozoans" from Late Permian of Lichuan, West Hubei, China. – Facies, *13,* 1–44, 6 figs., 2 tabs., pl. 1–8, Erlangen.

Fan, J. & Zhang, W. 1986: On a new sphinctozoan family – Intrasporeocoeliidae – from Upper Permian reefs in the Lichuan district, West Hubei. – Sci. Geol. Sinica, *1986* (2), 159–168, 4 figs., 1 tabs. 4 pls., Beijing.

Fan, J., Zhang, W. & Wang, J. Qi. 1987: On the main feature of Lower Permian reefs in Guangnan County, SE Yunnan province and their frame-building organisms sphinctozons. – Sci. Geol. Sinica, *1,* 50–60, 7 figs., 3 pls., Beijing.

Flügel, H. W. 1973: *Peronidella baloghi,* a new Inozoa from the Upper Permian of the Bükk-Mountains (Hungary). – Acta Miner.-Petrogr. Szeged, *21* (1), 49–53, 1 tab., 1 pl., Szeged.

Flügel, E., Di Stefano, P. & Senowbari-Daryan, B. 1991: Microfacies and Depositional Structure and Allochthonous Carbonate Base-of-Slope Deposits: The Late Permian Pietra di Salomone Megablock, Sosio Valley (Western Sicily). – Facies, *25,* 147–186.

Girty, G. H. 1908: On some new and old species of Carboniferous fossils. – Proc. U. S. Nat. Mus., *34,* 281–303, pl. 14–21, Washington.

Helmcke, D. 1983: Variscan and Indosinian orogeny in central Southeast Asia: a contradiction or a completion. – Proc. Ann. Tech. Meeting 1982, Chiang Main Univ., Chiang Mai, 101–107, 1 fig., Chiang Mai.

Helmcke, D. 1985: The Permo-Triassic "Paleotethys" in mainland SE Asia and adjacent parts of China. – Geol. Rundschau, *74,* 215–228, 9 figs., 1 tab., Stuttgart.

Helmcke, D. 1986: Die Alpiden und die Kimmeriden: Dei verdoppelte Geschichte der Tethys – Discussion. – Geol. Rundschau, *75,* 495–499, 4 figs., Stuttgart.

Helmcke, D. & Lindenberg, H. G. 1983: New data on the "Indosinian" orogeny from central Thailand. – Geol. Rundschau, *72,* 317–328, 4 figs., Stuttgart.

Hilmer, G. & Senowbari-Daryan, B. 1986: Sphinctozoen aus dem Cenoman von Mühlheim-Broich, SW-Westfalen. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, *61,* 161–187, 1 fig., 1 tab., 8 pls., Hamburg.

Hurcewicz, H. 1975: Calcispongea from the Jurassic of Poland. – Acta Palaeont. Polonica, *20* (2), 223–291, 32 figs., pl. 29–41, Warschau.

Hutchion, C. S. 1989: Geological evolution of SE Asia, Oxford Mono, Geol. and Geoph., *13,* 368 pp., Tokyo.

Inai, Y. 1936: *Discosiphonella* a New Ally of *Amblysiphonella*. – Proc. Imp. Acad. Japan, *12*, 169–171, 4 figs., Tokyo.

Ingavat, R., Toriyama R. & Pitakpaivan, K. 1980: Fusuline zonation and faunal characteristisc of the Ratburi Limestone in Thailand and its equivalents in Malaysia. – Geol. Paleont. Southeast Asia, *21*, 43–56, 11 tbs., Tokyo.

Jenney-Deshusses, C. & Baud, A. 1989: *Colaniella*, foraminifère index du Permian tardif téthysien: Proposition pour une taxonomie simplifiée, répartition géographique et environments. – Eclogae geol. Helv., *82* (3), 869–901, 15. figs., Chiang Mai.

King, R. H. 1943: New Carboniferous and Permian sponges. – State Geol. Surv. Kansas, Bull. *47*, 1–36, pl. 1–3, Lawrence.

Konishi, K. 1953: New *Boultonia* and other microfossils from north Thailand. – Trans. Proc. Palaont. Soc. Japan, *12*, 103–110, 1 pl., Tokyo.

Laube, G. C. 1865: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. I. Abteilung. – Denkschr. Kaiser. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., *24*, 223–296, pl. 1–10 Wien.

Lüddecke, S., Chonglakmani, C. & Helmcke, D. 1991: Analysis of pebble associations from the marine Triassic of northern Thailand. – Jour. Thai. Geosci., *1* (1), 91–101, 5 figs., Chiang Mai.

Müller, W. 1984: Die Kalkschwämme der Unterordnung Inozoa Steinmann aus dem oberen Jura von Würtemberg (SW-Deutschland). – Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B., *100*, 1–85, 4 figs., 24 pls., Stuttgart.

Nutzubidze, K. Sh. 1964: Liassic sponges on Dzirul Massiv. – Acad. Sci. GSSR, Trud. Geol. Inst., Ser. Geol. *14* (19), 5–35, 15 pls., Tbilisi.

Ott, E. 1974: *Phragmocoelia* n. g. (Sphinctozoa), ein segmentierter Kalkschwamm mit neuem Füllgewebetyp aus der alpinen Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1974*, 712–723, 4. figs., Stuttgart.

Pickett, J. W. & Rigby, J. K. 1983: Sponges from the early Devonian Garra Formation New South Wales. – J. Paleont., *57* (4), 720–741, 9 figs., Tulsa.

Rauff, H. 1938: Über einige Kalkschwämme aus der Trias der peruanischen Kordillere, nebst einem Anhang über *Stellispongia* und ihre Arten. – Paläont. Z., *20*, 177–214, pl. 18–21, Berlin.

Rigby, J. K., Fan, J. & Zhang, W. 1988: The sphinctozoan sponge *Intrasporeocoelia* from the Middle and Late Permian of China: re-examination of its filling structure. – J. Paleont., *62* (5), 747–753, 6 figs., Tulsa.

Rigby, J. K., Fan, J. & Zhang, W. 1989 a: Sphinctozoan sponges from the Permian reefs of South China. – J. Paleont.; *63* (4), 404–439, 20 figs., Tulsa.

Rigby, J. K., Fan, J. & Zhang, W. 1989 b: Inozoan Calcareous Porifera from the Permian reefs in South China. – J. Paleont., *63* (6), 778–800, 13 figs., Tulsa.

Russo, F. 1981: Nuove spugne calcarea triassiche die Campo (Cortina d'Ampezzo, Belluno). – Boll. Soc. Paleont. Ital., *20* (1), 3–17, pl. 1–4, Modena.

Sattayarak, N., Srikulwong, S. & Pum-Im, S. 1989: Petroleum potential of the Triassic pre-Khorat intermontane basin in northeastern Thailand: in Thanasuthipiak, T. and Dounchanum P. (eds.). – Proc. Inter. Symp. Intermontane Basins, Chiang Mai Univ., 43–57, 7 figs., 1 tab., Chiang Mai.

Seilacher, A. 1962: Die Sphinctozoa, eine Gruppe fossiler Kalkschwämme. – Akad. Wiss. Lit., Abh., math.-naturwiss. Kl., *1961* (10), 720–790, 8 figs., pl. 1–9, Maina.

Senowbari-Daryan, B. 1990): Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte. – Münchner Geowiss. Abh., A, *21*, 326 pp. 70 figs., 18 tab., 63 pls., München.

Senowbari-Daryan, B. 1991: Nomenklatorische Notiz unter Berücksichtigung des Homonymiegesetzes. – Paläont. Z., *65* (3/4), 405, Stuttgart.

Senowbari-Daryan, B. & Di Stefano, P. 1988: Microfacies and sphinctozoan assemblage of some Lower Permian breccias from the Lercara Formation (Sicily). – Riv. Paleont. Stratigr. Ital., *94* (1), 3–34, 3 figs., 8 pls. Milano.

Senowbari-Daryan, B. & Ingavat-Helmcke, R. 1993: Upper Permian sponges from Phrae province (northern Thailand). – International Symposium on Biostratigraphy of Mainland Southeast Asia: Facies and paleontology, 439–451, 5 figs., Bangkok.

Senowbari-Daryan, B. & Rigby, J.K. 1991: Three addition al thalamid sponges from the Upper Permian reef of Djebel Tebaga (Tunisia). – J. Paleont., *65* (4), 623–629, 5 figs., Tulsa.

Steinmann, G. 1882: Pharetronen-Studien. – N. Jb. Miner. etc., *II:* 139–191, pl. 6–9, Stuttgart.

Toriyama, R. 1984: Summary of the fusuline faunas in Thailand and Malaysia. – Geol. Palaeont. Southeast Asia, *25*, 137–146, 2 figs., 1 tabs., Tokyo.

Wagner, W. 1964: Kalkschwämme aus dem Korallenkalk des oberen Malm von Laisacker bei Neuburg a. d. Donau. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., *4*, 23–36, 7 figs., pl. 5–7, München.

Wu Ya Sheng 1991: Organisms and Communities of Permian Reef of Xiangbo, China. – International Academic Publishers, Beijing, China, 192 pp., 39 figs., 11 tab., 26 pls., (Inter. Acad. Publ.), Beijing.

Zhang, W. 1983: Study on the sphinctozoans of Upper Permian Changxing Formation from Lichuan area, West Hubei, China. – in: A collection of theses for master's degree 1983, Inst. Geol., Acad. Sinica, 1–11, 6 pls., Beijing.

Zittel, K. A. 1878: Studien über fossile Spongien. Dritte Abteilung: Monactinellidae, Tetractinellidae und Calcispongiae. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kal., *13* (2), 1–48, pl. 10–12, München.

Plate 1

1–4 Belyaevaspongia insolita (Belyaeva) from Upper Permian reef limestones of Phrae province, Northern Thailand

1 Longitudinal section through several chambers. The arrow indicates the small tubes developed usually in the branching points. Chamber interiors contain some vesiculae. R1, 2×

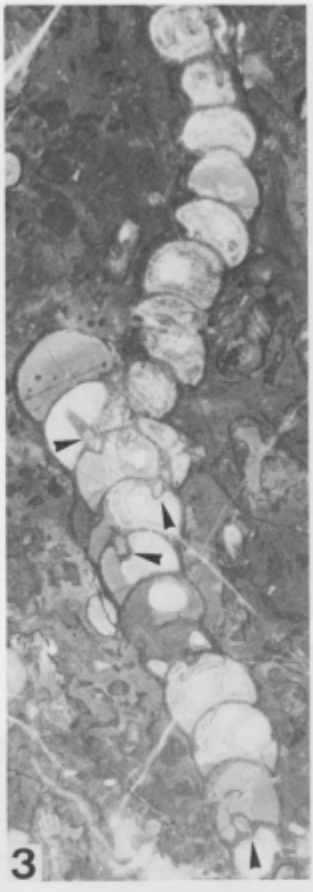
2 Longitidinal section through a branched specimen composed of numerous crescent-like to hemispherical chambers. The arrows indicate the small tubes on the chamber roofs. R4, 1.2×

3 Similar section like fig. *2*. The arrows indicate the small tubes. R2, 1.2×

4 Enlargment of the middle part of fig. *3* shows the position of the tubes and the perforation of the tube walls. 4×







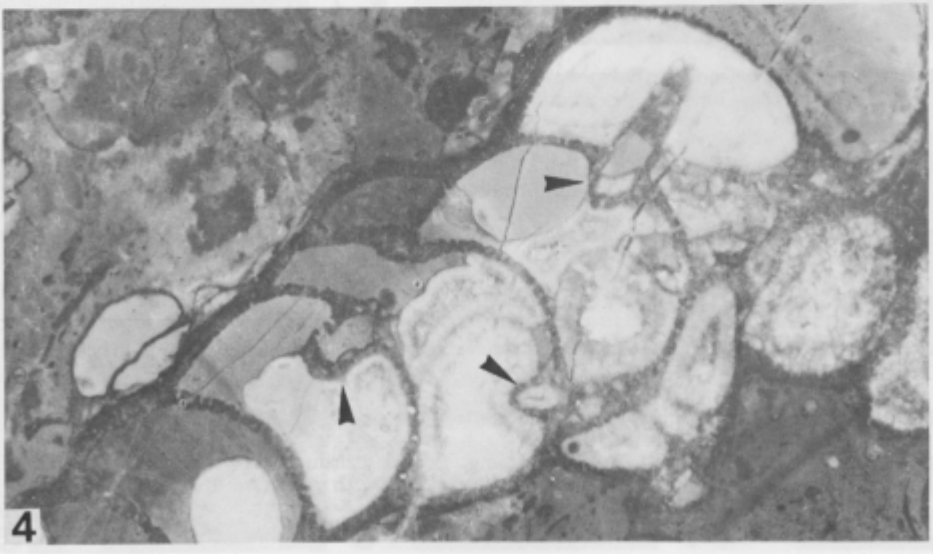


Plate 2

1 *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva). Longitudinal section through two or three(?) specimens. The arrows indicate the small tubes in the chamber walls. Natural weathered rock surface. R3, 1×

2 Enlargment of one specimen from fig. *1* (lower part) exhibits the small tube and perforation of the chamber walls, as well as the wall of the tube. R3, 3×

3 *Cystothalamia?* sp. or *Glomocystospongia?* sp. Section through glomerate chambers arranged in layers around the spongocoel. T1/2, 5×

4 Sclerospongea gen. et sp. indet. T5/1, 2.4×

5 *Discosiphonella* sp. Longitudinal- and transverse cross-section through two poorly preserved specimens. T1/2, 4×

6 *Discosiphonella* sp. Similar longitudinal section like fig. *5*. T1/2, 8.5×

7 *Sollasia spheroida* Rigby, Fan and Zhang. Section through two chambers of a poorly preserved specimen. The chamber interiors are filled with vesiculae. T1, 3.2×

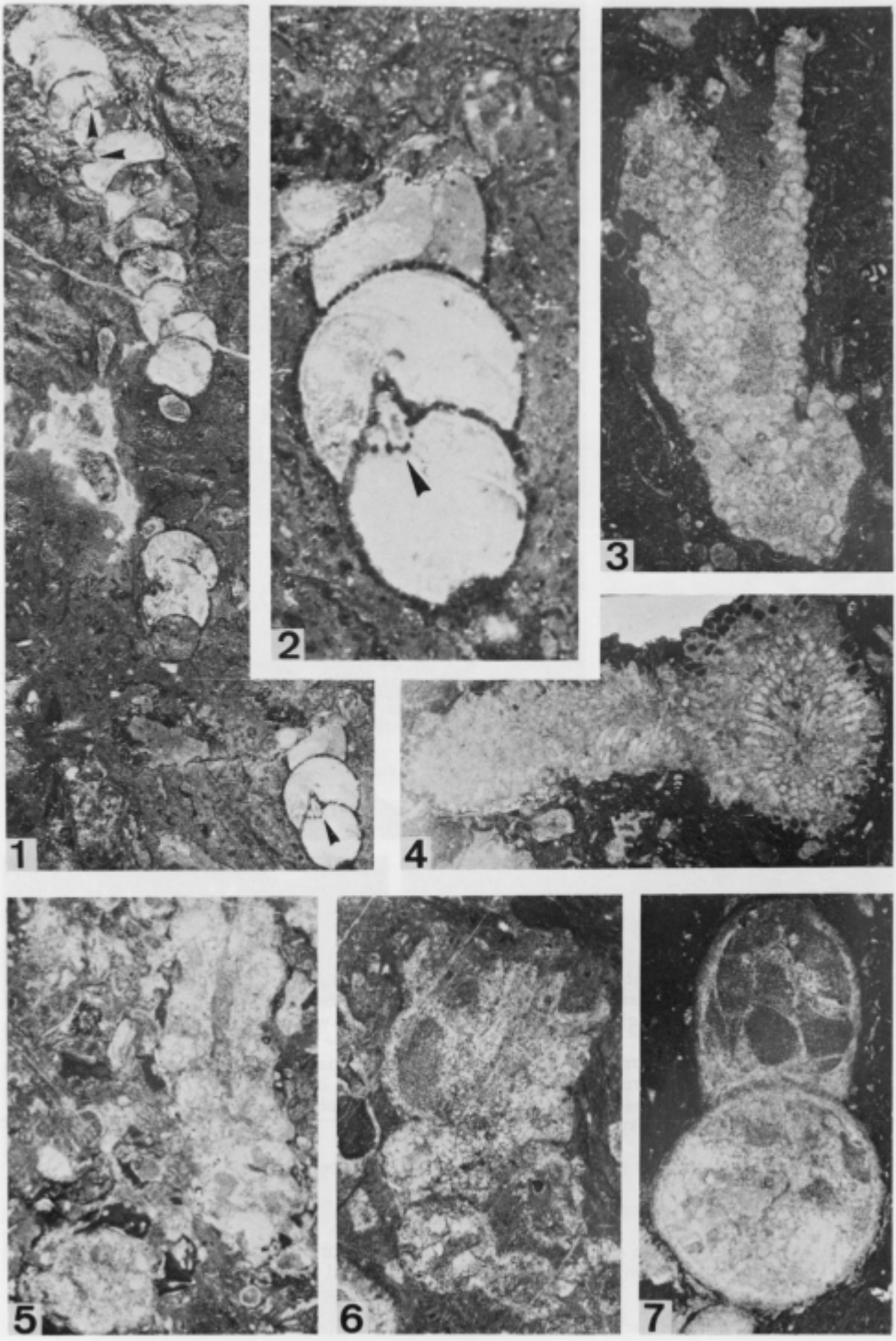

1
2
3
4
5
6
7



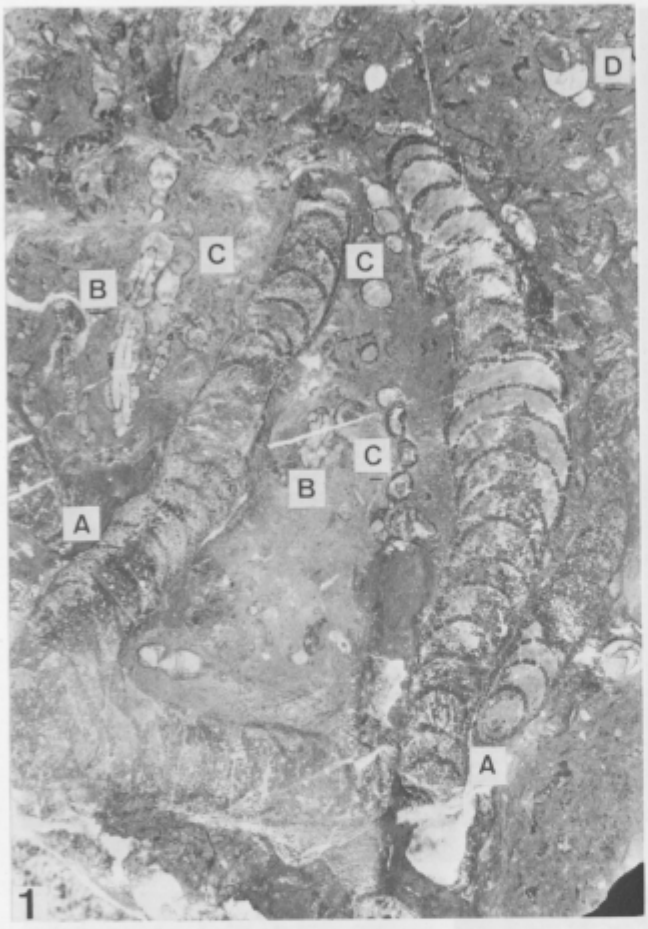
Plate 3

1 A) *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang. Longitudinal section through three specimen of different size. The specimen on the left side of the picture is branched. The two specimens on the right side exhibit some chambers with and some without spore-like filling structure
B) *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp. (holotype, compare pl. 4, fig. *1*)
C) Longitudinal and transverse cross sections of *Sollasia ostiolata* Steinmann
D) Section through three chambers of a specimen of *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva). Natural weathered rock surface. R8, 0.7×

2 *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva). Section through a recrystalized specimen, 2×

3 Cross- and oblique-sections of *Peronidella* sp.. T4/2, 8×

4 *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva). Section through a branched specimen. The interior of some chambers (lower part) show some vesiculae. Natural weathered rock surface. T3, 0.7×


D
C
C
B
C
B
A
A
1


2


4


3

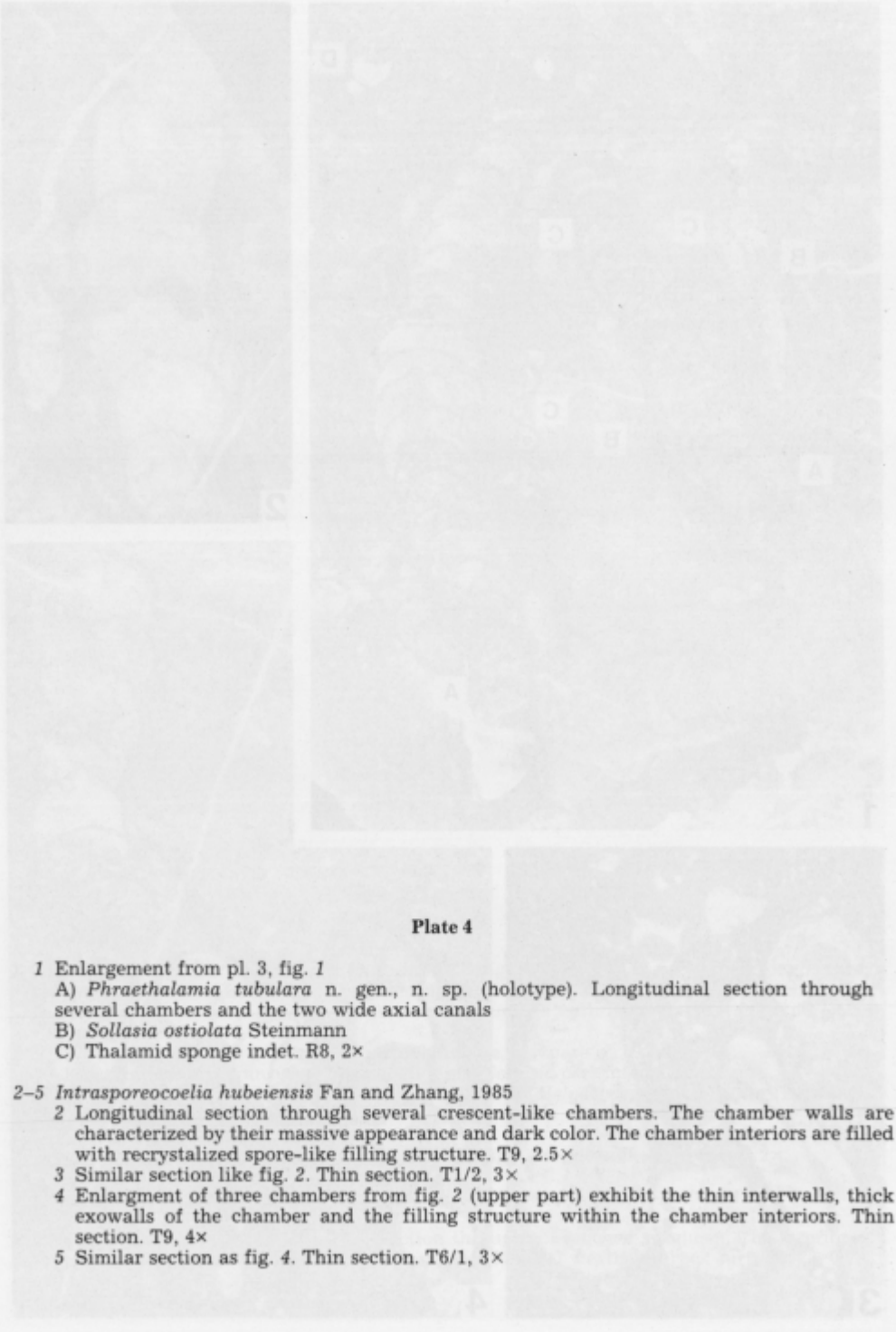


Plate 4

1 Enlargement from pl. 3, fig. *1*
A) *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp. (holotype). Longitudinal section through several chambers and the two wide axial canals
B) *Sollasia ostiolata* Steinmann
C) Thalamid sponge indet. R8, 2×

2–5 *Intrasporeocoelia hubeiensis* Fan and Zhang, 1985
2 Longitudinal section through several crescent-like chambers. The chamber walls are characterized by their massive appearance and dark color. The chamber interiors are filled with recrystalized spore-like filling structure. T9, 2.5×
3 Similar section like fig. *2*. Thin section. T1/2, 3×
4 Enlargment of three chambers from fig. *2* (upper part) exhibit the thin interwalls, thick exowalls of the chamber and the filling structure within the chamber interiors. Thin section. T9, 4×
5 Similar section as fig. *4*. Thin section. T6/1, 3×

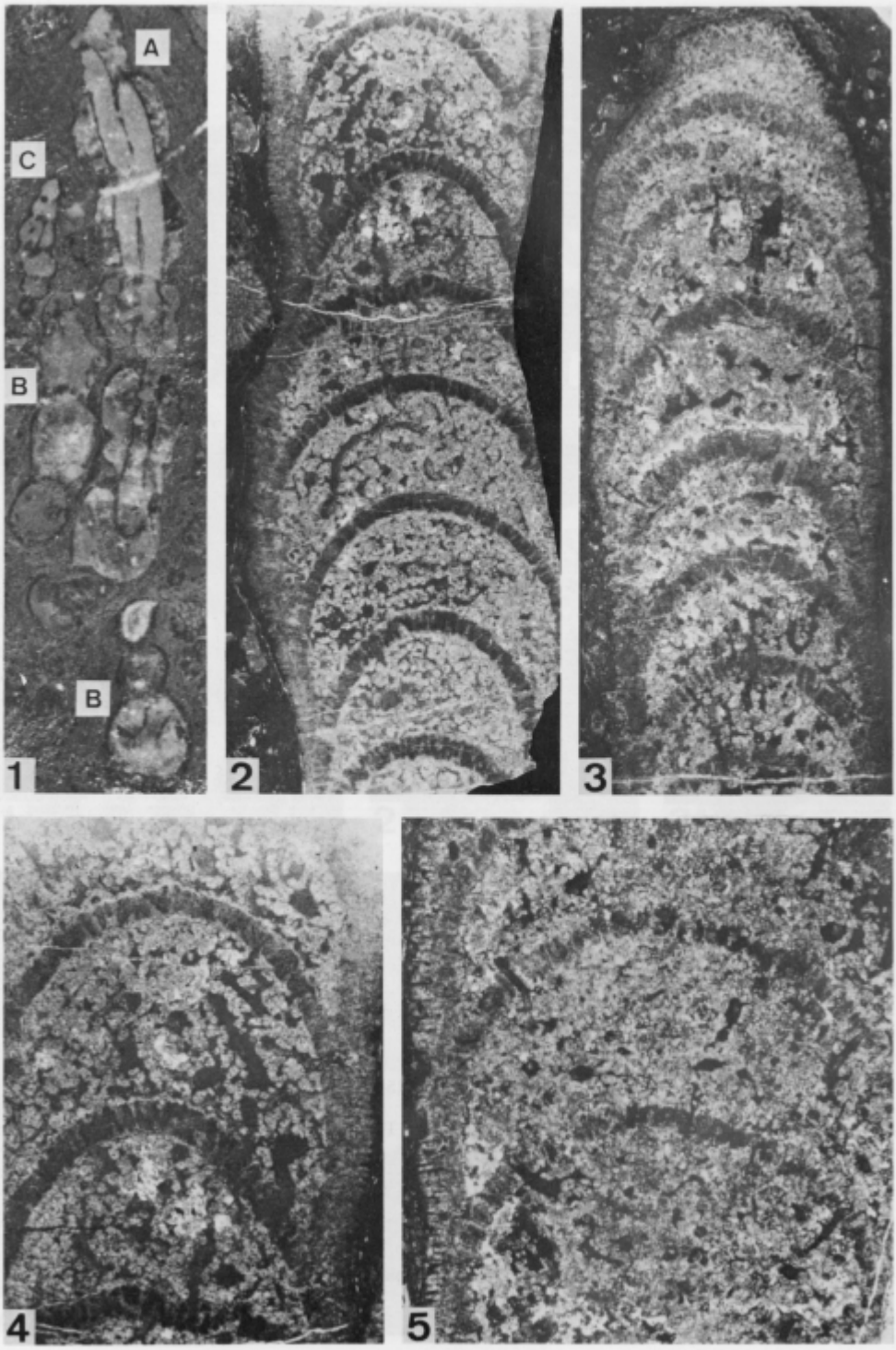

A
C
B
B
1
2
3
4
5

Plate 5

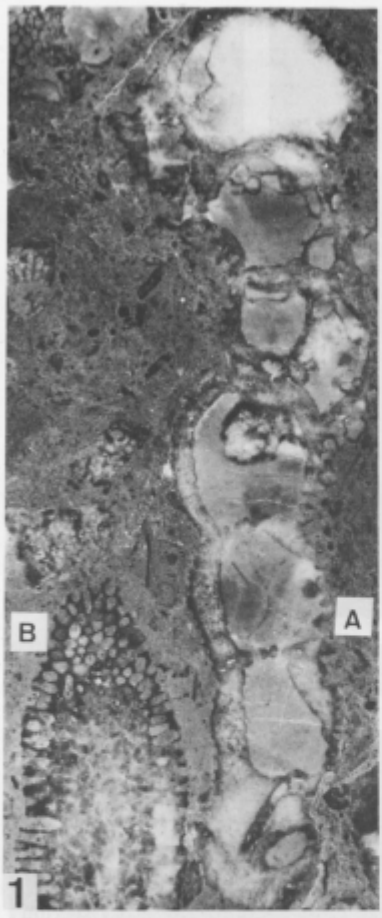
1 A) ? *Sollasia spheroida* or *Colospongia*?. Because of the perforation of the segment roofs the affinity to *Sollasia* is uncertain and the specimen could belong to *Colospongia*
B) Sclerosponge gen. et sp. indet. R6, 4×

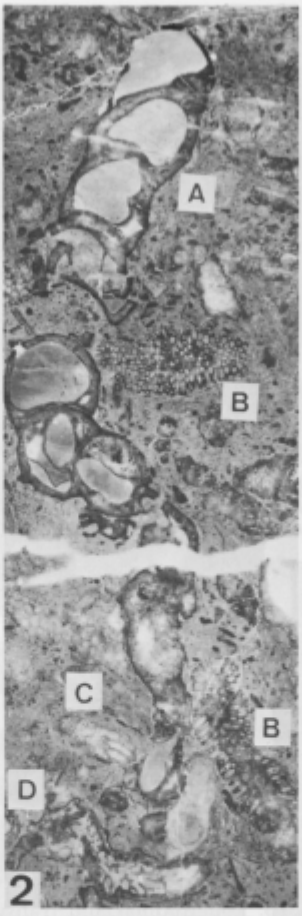
2 A) *Sollasia spheroida* Rigby et al. Longitudinal section through several chambers. The chamber interiors are partly filled with vesiculae
B) Sclerosponge gen. et sp. indet
C) *Bisiphonella tubulara*. Oblique section
D) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. R5, 1.7×

3 *Bisiphonella tubulara* n. sp. Longitudinal section. The two spongocoels are cut in the lower part. R9, 3.2×

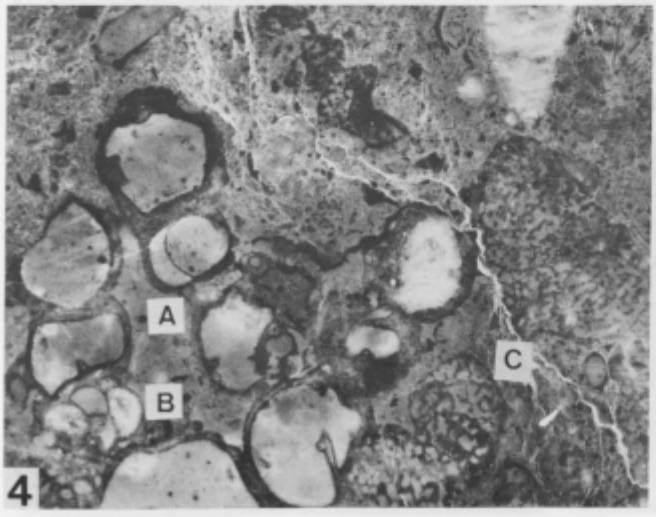
4 A) *Sollasia spheroida* Rigby et al. Section through several chambers
B) A few chambers of *Discosiphonella* sp.
C) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. R6, 4×

5 *Colospongia* sp. Section through three spherical chambers. R9, 3×


B
A
1


A
B
C
B
D
2


3


A
B
C
4

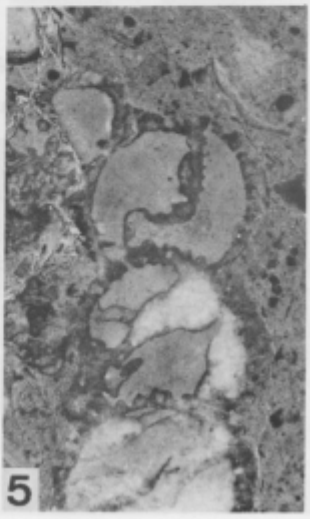

5

Plate 6

1 *Bisiphonella tubulara* n. sp. Longitudinal and transverse cross section. The cross section exhibits four canals and therefore its affinity to *Bisiphonella* is not sure. T6/2, 2.3×

2 A) *Bisiphonella tubulara* n. sp. Longitudinal to oblique section
B) Section through several glomerate chambers of *Discosiphonella* sp. T5/2, 2.7×

3 *Discosiphonella* sp. Longitudinal section through glomerate chambers around the axial spongocoel. T5/2, 5.4×

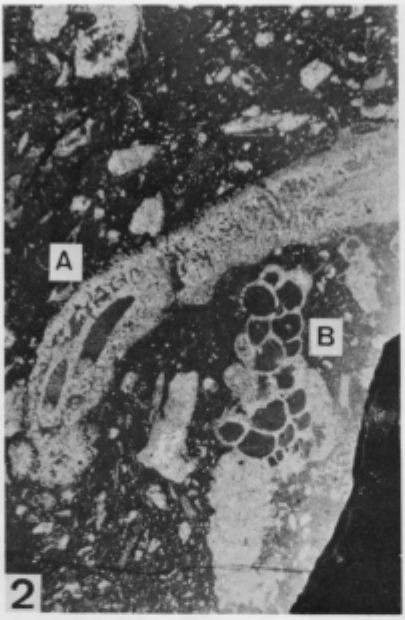
4 A) *Sollasia ostiolata* Steinmann
B) Section through an undetermined hexactinellid sponge
C) Several sections through an "inozoan" sponge. T3, 2.5×

5 *Peronidella* sp. Oblique- and transverse cross-sections through two specimens. T5/1, 2.7×

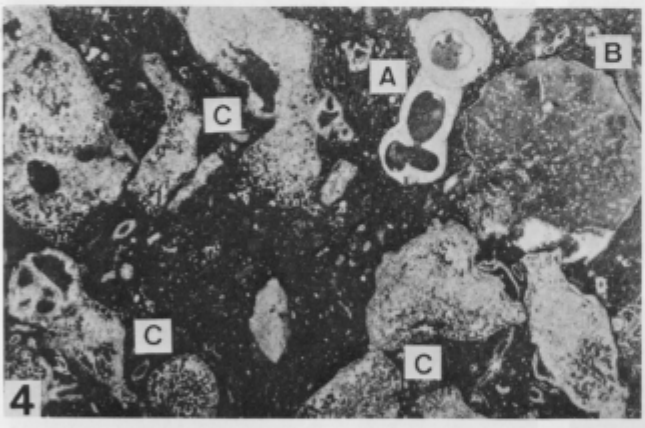
6 *Sollasia ostiolata* Steinmann. Section through three chambers. An ostium is cut in the wall of the youngest chamber. T4, 7×

7 A) *Bisiphonella tubulara* n. sp. Cross section exhibits the two spongocoels surrounded by a reticular fiber structure
B) *Peronidella* sp. Cross-section
C) Diverse and undetermined thalamid sponges. T2/1, 4×




A
B




A
B
C
C
C





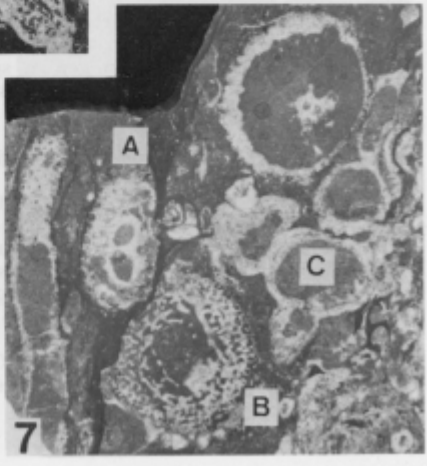

A
C
B



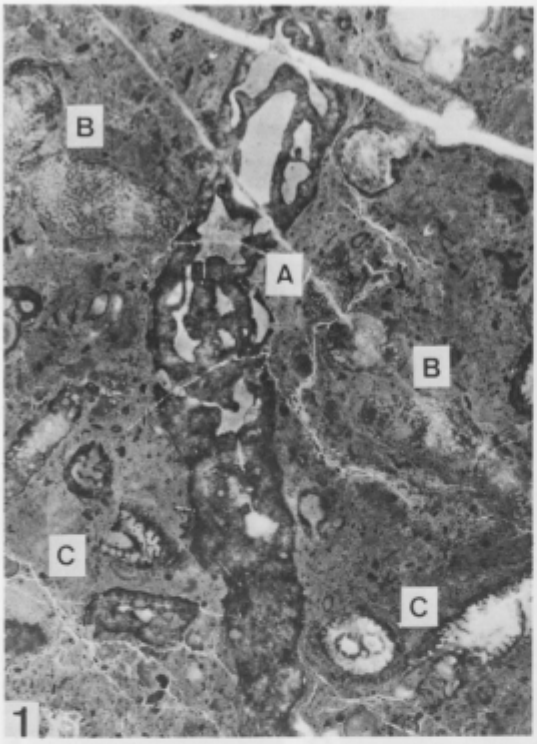
Plate 7

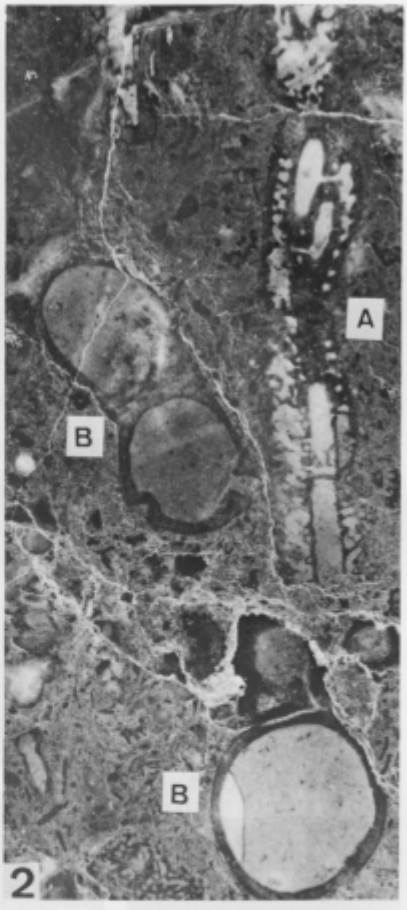
1 A) *Girtyocoelia beedei* (Girty). Longitudinal section. The spongocoel is cut in the upper part of sponge
B) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.
C) *Bisiphonella tubulara* n. sp. Cross sections. In one specimen the two spongocoels can be seen. R7, 2×

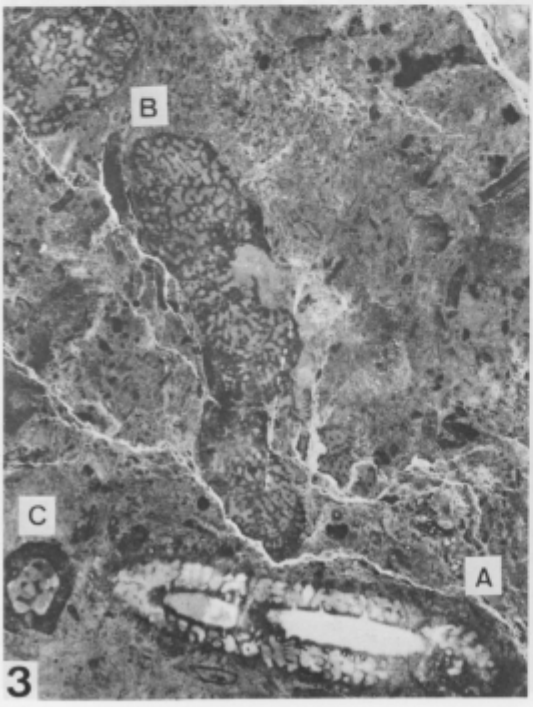
2 A) *Bisiphonella tubulara* n. sp. Longitudinal section. The two spongocoels are cut in the upper part of the sponge
B) *Sollasia spheroida* Rigby et al. Section through three chambers. R6, 4×

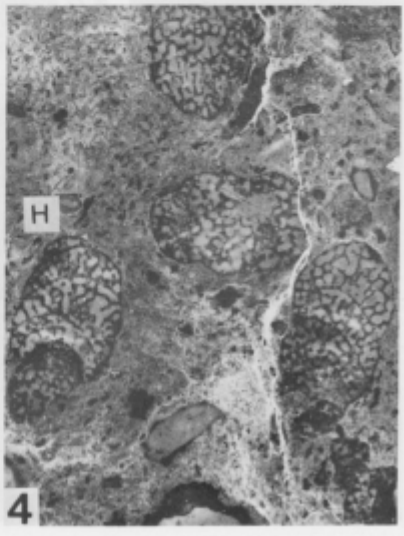
3 A) *Bisiphonella tubulara* n. sp. Oblique section
B) *Ambithalamia tubulara* n. gen., n. sp.
C) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. Cross section exhibits the thick outer wall and the loose fiberous structure of the interior of the sponge. R6, 4×

4 *Ambithalamia tubulara* n. gen., n. sp. Oblique section through several specimens exhibit the poorly developed segmentation of the sponge. R6, 4×


B
A
B
C
C
1


A
B
B
2


B
C
A
3


H
4

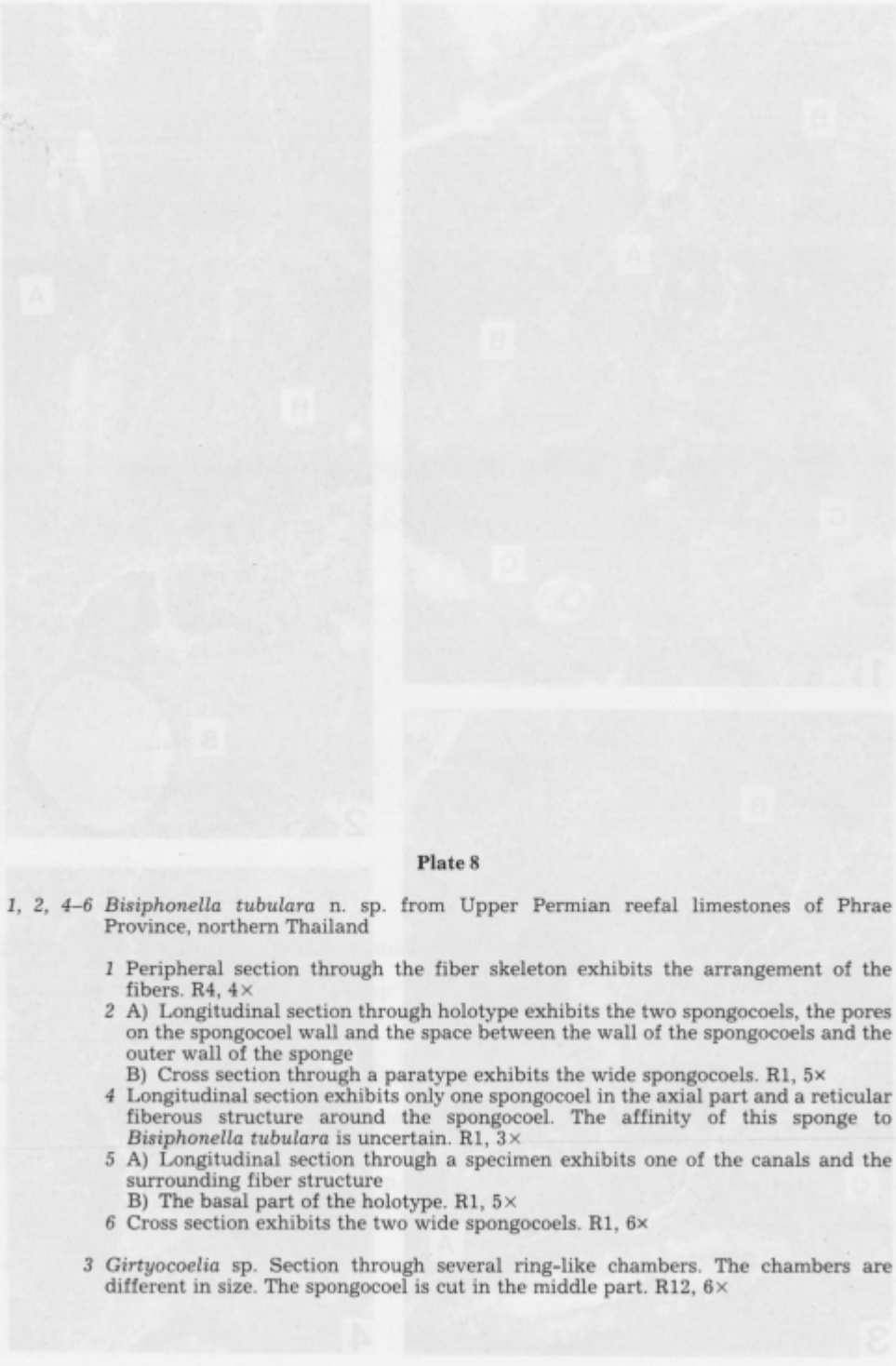


Plate 8

1, 2, 4–6 *Bisiphonella tubulara* n. sp. from Upper Permian reefal limestones of Phrae Province, northern Thailand

1 Peripheral section through the fiber skeleton exhibits the arrangement of the fibers. R4, 4×

2 A) Longitudinal section through holotype exhibits the two spongocoels, the pores on the spongocoel wall and the space between the wall of the spongocoels and the outer wall of the sponge
B) Cross section through a paratype exhibits the wide spongocoels. R1, 5×

4 Longitudinal section exhibits only one spongocoel in the axial part and a reticular fiberous structure around the spongocoel. The affinity of this sponge to *Bisiphonella tubulara* is uncertain. R1, 3×

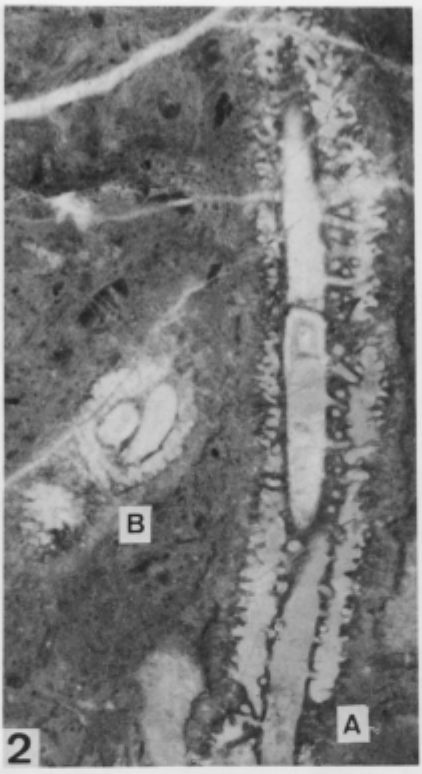
5 A) Longitudinal section through a specimen exhibits one of the canals and the surrounding fiber structure
B) The basal part of the holotype. R1, 5×

6 Cross section exhibits the two wide spongocoels. R1, 6×

3 *Girtyocoelia* sp. Section through several ring-like chambers. The chambers are different in size. The spongocoel is cut in the middle part. R12, 6×



1



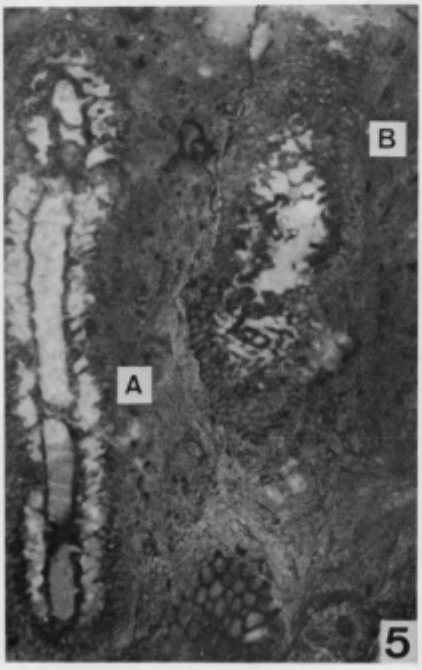
2



3



4



5



6

Plate 9

1 Section through an undetermined hexactinellid sponge exhibits the hexactine spicular skeleton. R6/2, 12×

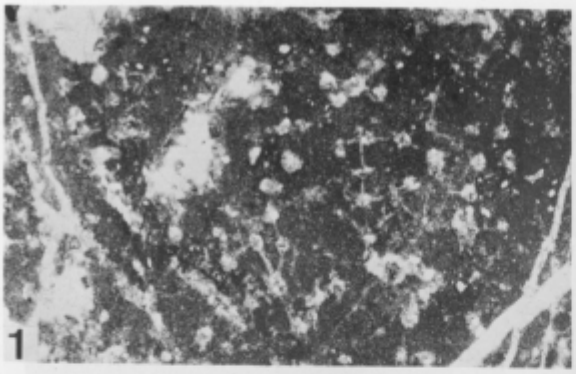
2 Cross section through *Girtyocoelia beedei* (Girty). The recrystallized skeleton exhibits two large ostia each with a short exaulos on the outer wall. R5/2, 12×

3 *Peronidella* sp. Cross section. T/4, 7×

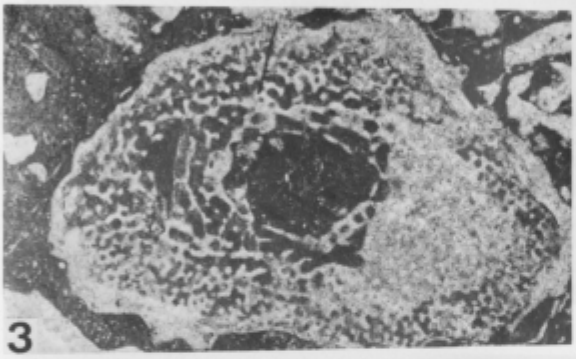
4 *Peronidella* sp. Oblique section. T2, 8×

5 Sclerospongea gen. et sp. indet. T4, 6×

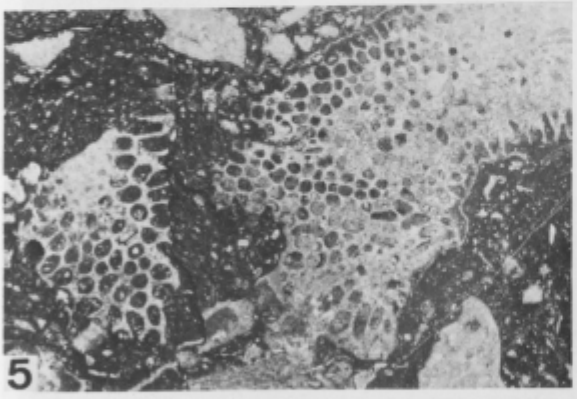
6, 7 Sclerospongea (*Reticulocoelia* sp.)
Fig. *6*: T4, 5×
Fig. 7: T4, 5×

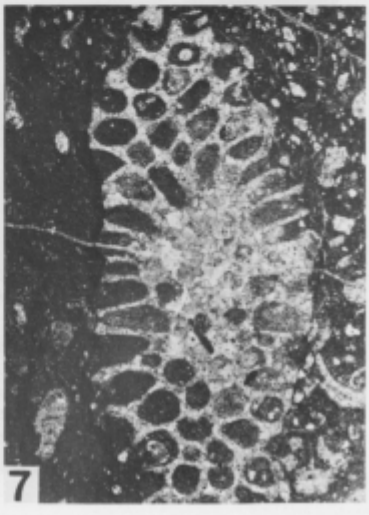

1

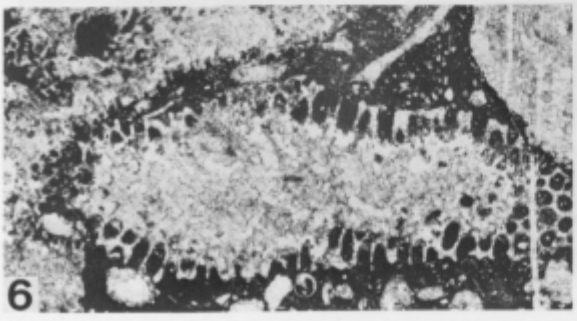

2


3


4


5


7


6

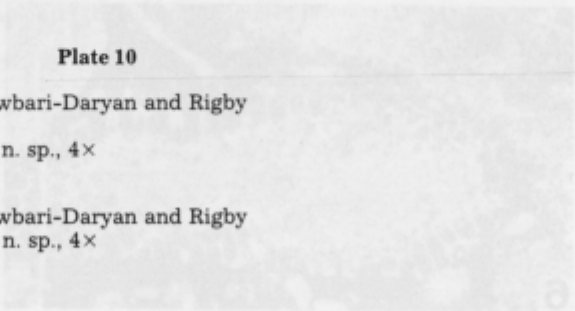


Plate 10

1 A) *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby
B) *Sollasia ostiolata* Steinmann
C) *Ambithalamia tubulara* n. gen., n. sp., 4×

2 Polished slab opposite to fig. *1*
A) *Tristratocoelia rhythmica* Senowbari-Daryan and Rigby
B) *Ambithalamia tubulara* n. gen., n. sp., 4×


C
A
B
A
C
1

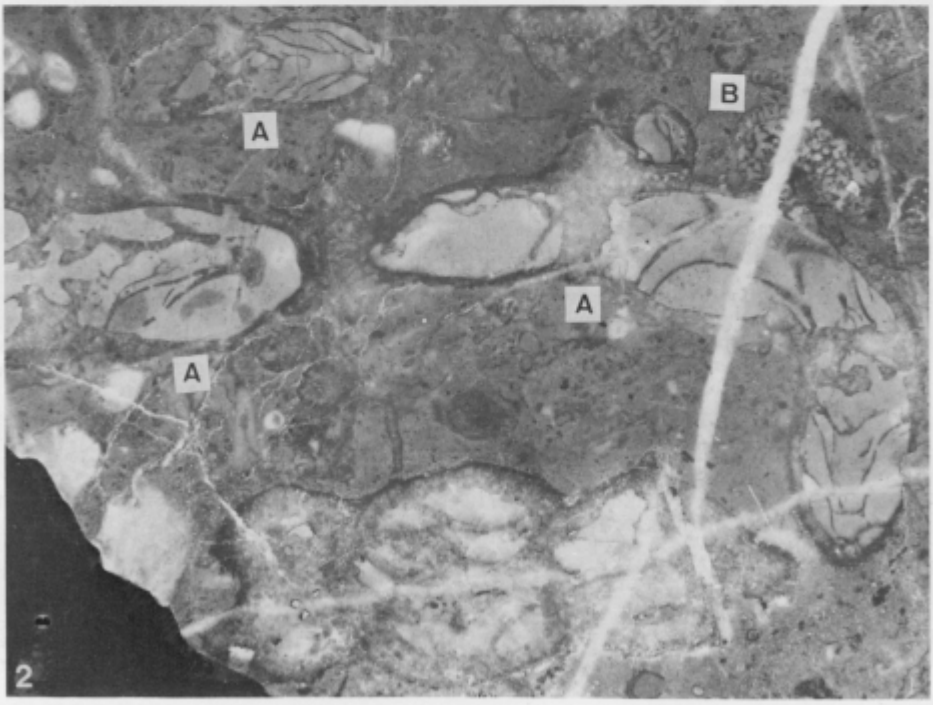

A
B
A
A
2

Plate 11

1 *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. Longitudinal and transverse cross sections exhibit the relatively easely recognizable segmentation of the sponge. The cross section (in the middle part of the picture) shows an axial cavity (spongocoel? or boring?). R4, 3,5×

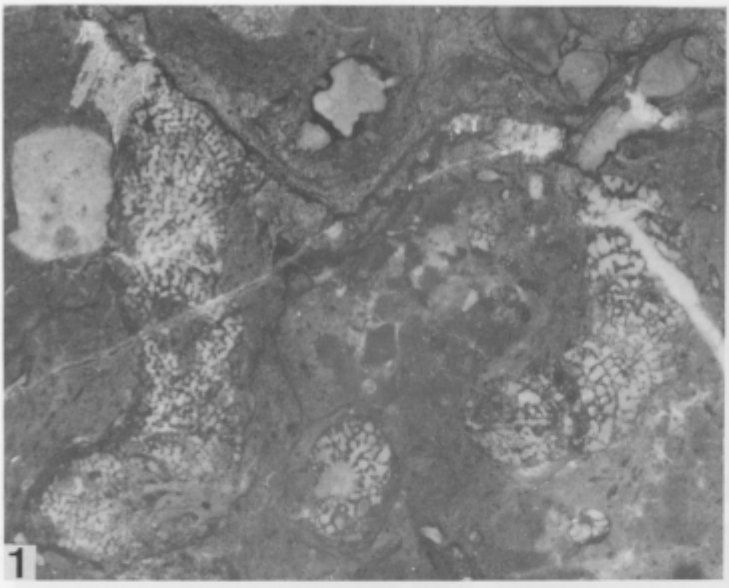
2 A) *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp.
B) ? *Bisiphonella tubulara* n. sp. Marginal section?
C) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. The oblique section exhibits well developed segmentation. R14, 3,5×

3 A) *Phraethalamia tubulara* n. gen., n. sp. Longitudinal section through four chambers exhibiting the dichotomously branched tubes passing from the wall of the spongocoel into the interior of the chambers. Some vesiculae-like structure occur in the spongocoels. A cross section of a chamber of the same specimen (?) or an other specimen (?) is cut on the right in the picture
B) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. Longitudinal section exhibits the poorly developed segmentation
C) Sphinctozoa gen. et sp. indet. R13, 2,3×

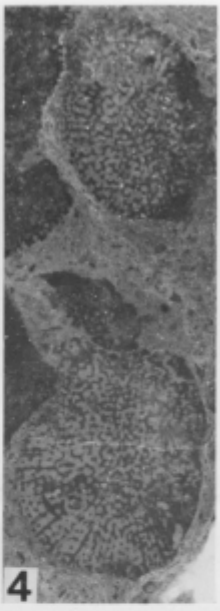
4 Inozoan sponge gen. et sp. indet. Cross sections through two specimens exhibit the fine and relatively regular reticular fibers. R17, 3,5×

5 *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. Oblique section exhibits the poorly developed segmentation and the regular fiber structure. R16, 3×

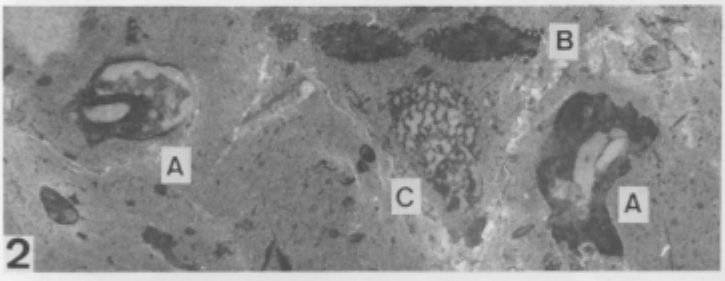
6 *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. Longitudinal section exhibiting the thick outer wall and loose internal skeleton of the sponge. R9, 3,5×



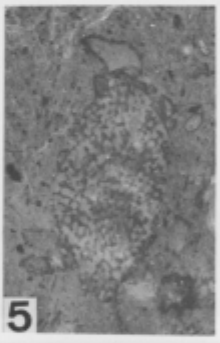
1



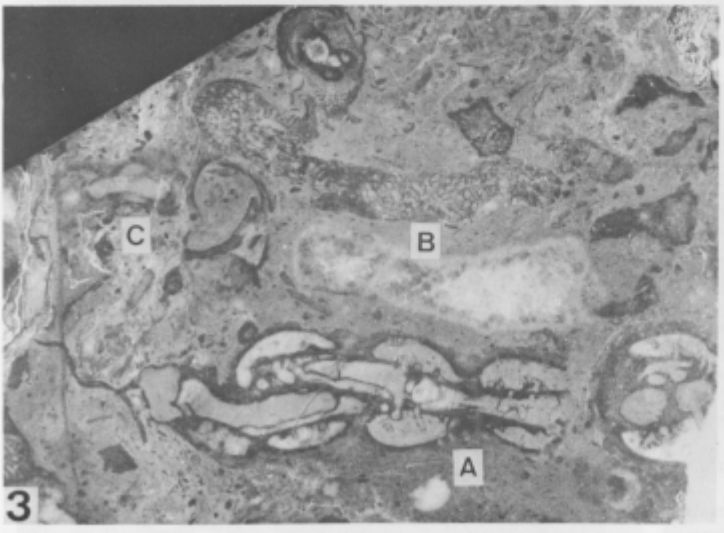
4



2



5



3



6

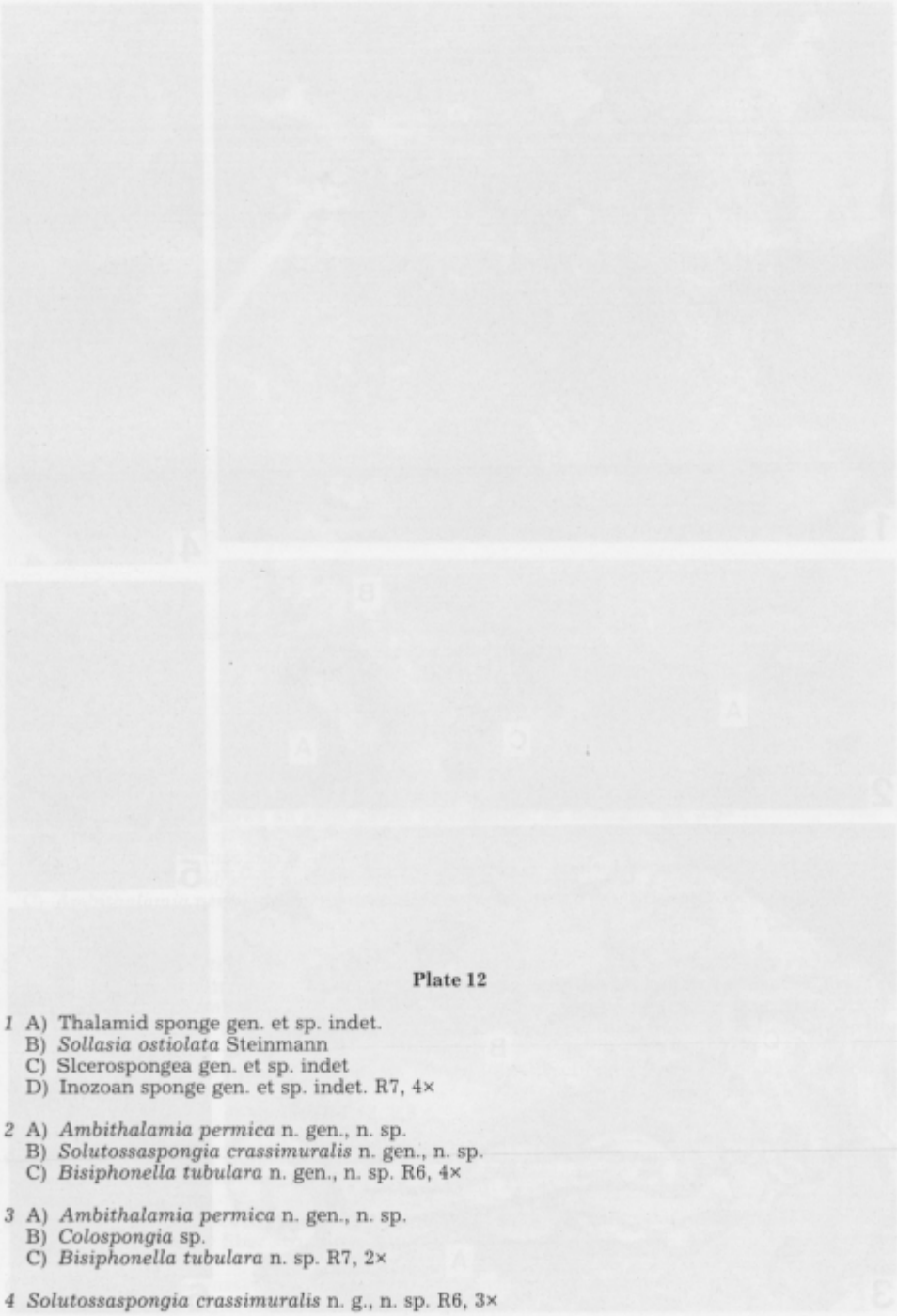


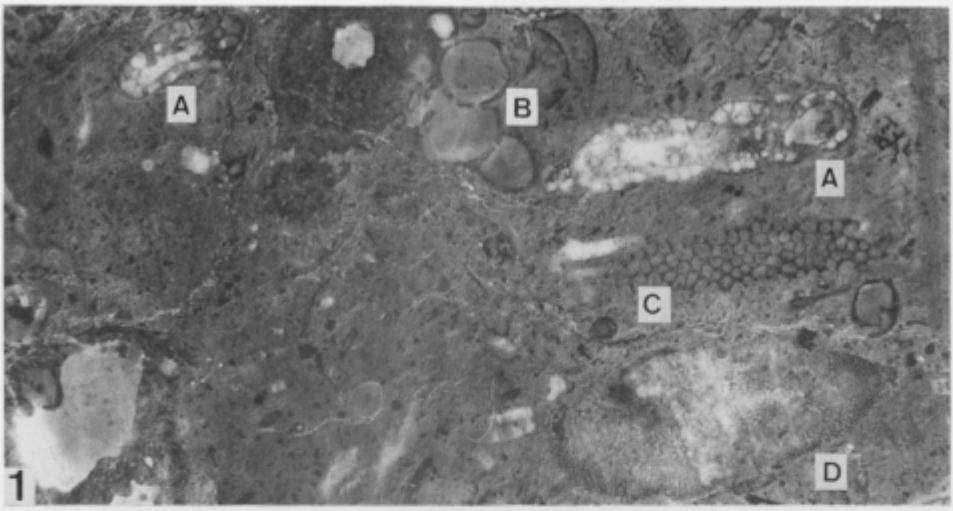
Plate 12

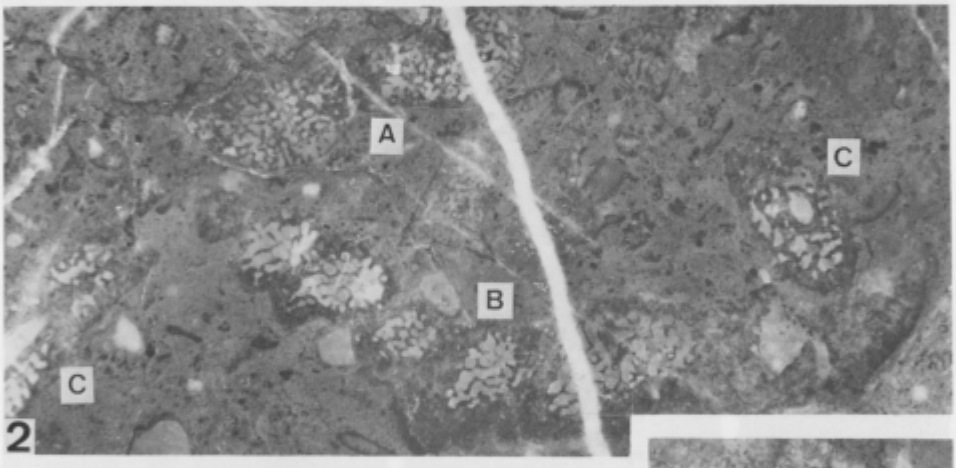
1 A) Thalamid sponge gen. et sp. indet.
B) *Sollasia ostiolata* Steinmann
C) Slcerospongea gen. et sp. indet
D) Inozoan sponge gen. et sp. indet. R7, 4×

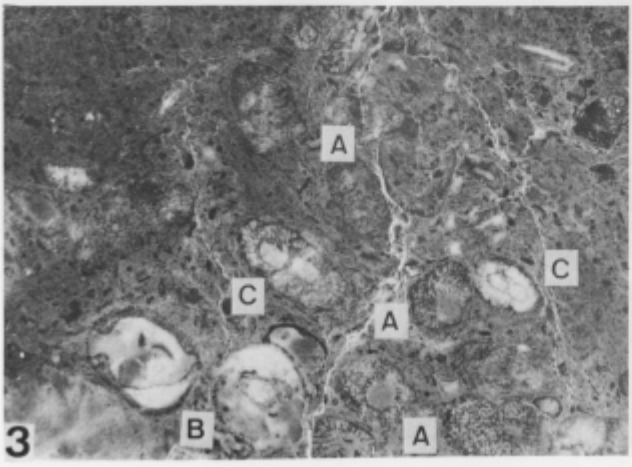
2 A) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.
B) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp.
C) *Bisiphonella tubulara* n. gen., n. sp. R6, 4×

3 A) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.
B) *Colospongia* sp.
C) *Bisiphonella tubulara* n. sp. R7, 2×

4 *Solutossaspongia crassimuralis* n. g., n. sp. R6, 3×


A
B
A
C
D
1


A
C
B
C
2


A
C
C
A
B
A
3


4

Plate 13

1 Inozoan sponge gen. et sp. indet. Longitudinal section through a branched specimen. R13, 3×

2 A) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp.
B) *Bisiphonella tubulara* n. gen., n. sp. Cross sections through two specimens. R10, 3,5×

3 A) *Bisiphonella tubulara* n. sp.
B) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.
C) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp., R15, 3,5×

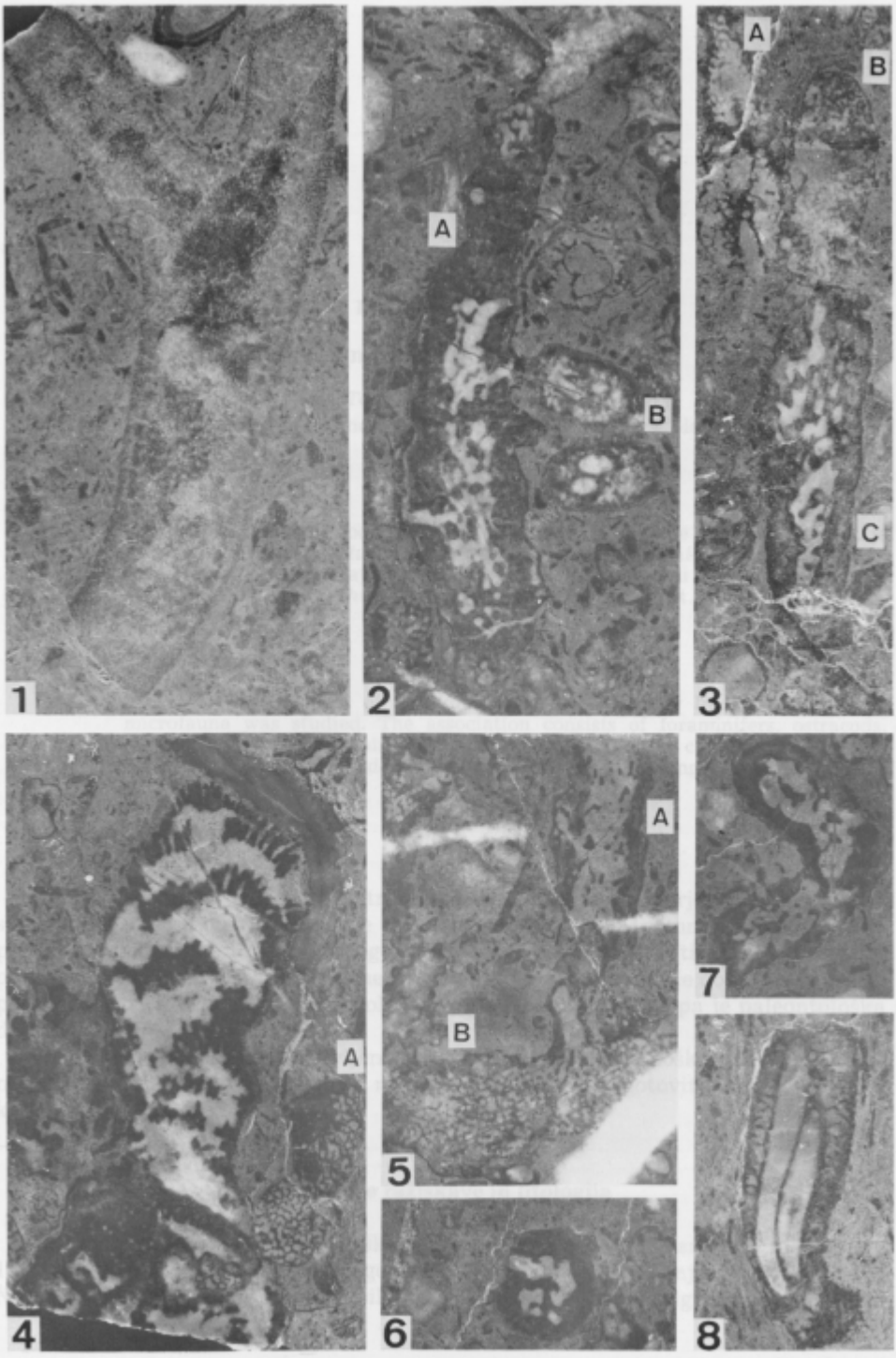
4 A) *Ambithalamia permica* n. gen., n. sp.
B) *Rhabdactinia* cf. *columnaria* Yabe and Sugiyama. Longitudinal section through some chambers. The chamber walls exhibit both small and large openings. R11, 3×

5 A) *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. Longitudinal section of a specimen exhibiting the thick outer wall and the loose fiberous structure in the sponge
B) ?*Ambithalamia permica* n. gen., n. sp. R10, 3,5×

6 *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. Cross section. R7, 3,5×

7 *Solutossaspongia crassimuralis* n. gen., n. sp. Section through a branched (?) specimen exhibits the thick outer wall and the loose fibers in the interior of the sponge. R6, 3,5×

8 *Bisiphonella tubulara* n. sp. Oblique to longitudinal section exhibits the two axial canals and the surrounding net-like fiber skeleton. R13, 3,5×


1
2
A
B
3
A
B
C
4
A
5
A
B
6
7
8

GEOLOGIJA *36*, 61–67 (1993), Ljubljana 1994

UDK 56.02:551.761(497.12)=863

Karnijski mikrofosili iz Bevškega

Carnian microfossils from Bevško

Tea Kolar-Jurkovšek
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Iz profila zahodno od Bevškega, v katerem prevladuje ploščati apnenec, je raziskana fosilna mikrofavna. Združbo sestavljajo foraminifere, ostrakodi, konodonti in ostanki rib. Najdena mikrofavna, ki vsebuje tudi konodontni element *Neogondolella polygnathiformis*, dokazuje karnijsko starost.

Abstract

In the section west of Bevško with prevailing platy limestone the fossil microfauna was studied. The association consists of foraminifers, ostracods, conodonts and fish remains. Determined microfauna is characterized by the conodont element *Neogondolella polygnathiformis* indicating the Carnian stage.

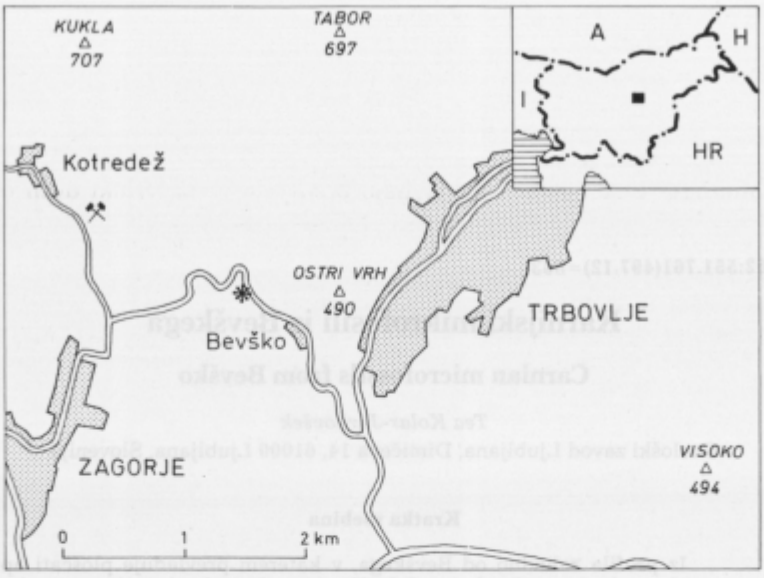
Uvod

Na širšem področju Zasavja so triasni sedimenti precej razširjeni. Paleogeografska rekonstrukcija tega območja je težka zaradi zapletene tektonske zgradbe, zato primerjavo posameznih enot omogočajo le krono- in litostratigrafsko natančno opredeljeni horizonti. Starost sedimentov je bila do sedaj marsikje določena samo na podlagi lege plasti in na osnovi litološke primerjave, manjkala pa je paleontološka določitev.

V tem prispevku so predstavljeni rezultati mikropaleontoloških raziskav triasnega profila, njihov namen pa je bil na osnovi mikrofavne ugotoviti natančno starost kamnin v profilu Bevško.

Dosedanje raziskave in litologija

V strugi potoka zahodno od Bevškega je lepo odkrit profil triasnih sedimentov (sl. 1). Ti ležijo v tektonskem stiku z oligocenskim kremenovim peščenjakom in laporjem. Na geološki karti lista Celje so bile te plasti zaradi litostratigrafske primerjave



Sl. 1. Geografski položaj preiskovanih plasti pri Bevškem
Fig. 1. Geographic position of studied beds near Bevško

kamnin širšega prostora in tedaj še nerazvitih mikropaleontoloških metod uvrščene v ladinijsko stopnjo (Buser, 1978, 1979).

Vzorčevanje je zajelo 150 debelinskih metrov triasnih kamnin. V profilu prevladuje temnosiv do črn apnenec. Debelina apnenčevih plasti znaša 5–30 cm, v njih pogosto zasledimo kalcitne žilice. V spodnjem delu profila se pojavlja temnosiv debeloplastovit (0,5–1 m) dolomit. Srednji del profila označuje prisotnost pol apnenega laporja, ki je ponekod gomoljast.

Material in metode

Terensko delo je potekalo v oktobru 1987. Pri vzorčevanju je sodeloval R. Petrica. Za njegovo pomoč na terenu kakor tudi za posredovanje nekaterih podatkov se mu na tem mestu najlepše zahvaljujem. Skupno smo odvzeli 14 vzorcev apnenca, težkih od 1,5 do 2 kg. Vzorce smo preparirali po standardnem postopku za pripravo konodontnih vzorcev. Za topljenje smo uporabili ocetno kislino. Ločevanje v kislini netopnega ostanka na osnovi specifičnih tež je bilo opravljeno z bromoformom. Nekatere najbolj značilne primerke mikrofavne smo fotografirali na elektronskem mikroskopu EM JEOL (mag. J. Rode – Oddelek za biologijo Univerze v Ljubljani). Vsa najdena mikrofavna je shranjena na Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko Geološkega zavoda v Ljubljani (inventarne številke od 2192 do 2200, 2207 in od 2209 do 2212).

Fosilna vsebina

Mikropaleontološka vsebina vseh odvzetih vzorcev je dokaj bogata in zelo raznovrstna. Med mikrofosili so zastopane foraminifere, ostrakodi, konodonti in ostanki rib. Sestava fosilnih združb vzdolž celotnega profila je zelo podobna; med seboj se največkrat razlikujejo le po pogostnosti foraminifer in ostrakodov.

Foraminifere. V združbah se pojavljajo predvsem predstavniki dveh družin, in sicer Ammodiscidae in Nubeculariidae, redkeje tudi Nodosariidae. Določene so naslednje vrste in rodovi: *Ammodiscus semiconstrictus* Waters, *Ammodiscus* sp., *Glomospirella* sp., *Tolypammina discoidea* Trifonova (tab. 1, sl. 8), *Ophthalmidium exiguum* Koehn Zaninetti, *O. fusiformis* (Trifonova), *O. triadicum* (Kristan), *Nodophthalmidium anae* Gheorghian in *Nodobacularia vujisici* Urošević & Gaździcki.

Ostrakodi so zastopani v manjšem številu kakor foraminifere. Pogostnejši so v zgornjem delu profila. To skupino predstavljata družini Bairdiidae, prisotne so neskulpturirane oblike, in Polycopidae (tab. 1, sl. 6, 7).

Ribji zobje in luske so nasploh pogostni spremljevalci triasnih mikrofosilnih združb. Poleg ribjih zob *Acodina* sp. so v vzorcih iz Bevškega zelo številne ribje luske uvrščene v rod *Nurrella*. Ugotovljeno je več vrst, ki se med seboj razlikujejo po različno oblikovani zgornji ploskvi. Določene so naslednje vrste: *Nurrella citae* Pomesano-Cherchi, *N. costata* Pomesano-Cherchi, *N. maxiai* Pomesano-Cherchi in *N. vardabassoi* Pomesano-Cherchi.

Konodontni elementi so prisotni v vseh vzorcih. Ugotovljeni so naslednji elementi: *Epigondolella* sp. (tab. 1, sl. 3), *Gladigondolella malayensis* Nogami (tab. 1, sl. 1), *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov) (tab. 1, sl. 4, 5), *Neospathodus* sp. (tab. 1, sl. 2) in vejnati elementi.

Element *N. polygnthiformis* je prisoten v vseh vzorcih. V spodnjem delu profila ga pogosto spremljata element *G. malayensis* in juvenilne oblike rodu *Epigondolella*, katere bi lahko pripisali kar nekaj elementom. Prisotnost neospatodidnega elementa je ugotovljena le v enem vzorcu. Konodonti so črni. Njihov barvni indeks (color alteration index) je 5 (Epstein et al., 1977).

Sklep

Z raziskavami v profilu Bevško smo ugotovili prisotnost bogate fosilne mikrofavne. Predstavljajo jo foraminifere, ostrakodi, konodonti in ostanki rib, od teh je najdba konodontnih elementov najpomembnejša. To so: *Epigondolella* sp., *Gladigondolella malayensis, Neogondolella polygnathiformis* in *Neospathodus* sp. Element *N. polygnathiformis* je po dosedanjih podatkih najpogostnejši in značilen za večino karnijskih združb v Sloveniji (Kolar-Jurkovšek, 1991). Po primerjavi z družbami iz drugih prostorov Tetidino-pacifičnega področja, glede na sestavo favne kakor tudi glede na stopnjo razvitosti platforme elementa *N. polygnathiformis* smemo sklepati na julsko in morda tudi na zgornji del cordevolske podstopnje. Ob tem se postavlja vprašanje natančne starosti dolomitov v talnini raziskanih apnenčevih plasti v profilu Bevško. Pri nadaljnjih raziskavah bo potrebno natančno preveriti odnose med obema litostratigrafskima enotama oziroma razmisliti o uvrstitvi zgornjega dela anizijskega dolomita v ladinijsko stopnjo.

Carnian microfossils from Bevško

Summary

In the paper results of micropaleontological study of Triassic beds west of Bevško (fig. 1) are presented. The strata are in tectonic contact with the Oligocene quartz sandstone and marl. On the geologic map of sheet Celje these beds were attributed to the Ladinian stage (Buser 1978, 1979) on the ground of lithostratigraphic comparison with rocks of the wider area and owing to the insufficiently developed micropaleontological methods at that time. In the traverse dark grey to black limestone prevails. Thickness of limestone beds is 5–30 cm. In them calcite veinlets are frequent. In the lower part of the column occurs thickly bedded (0.5–1 m) dolomite. The middle part of traverse is characterized by sheets of calcareous marl which is partly nodular.

In the study of the Bevško traverse a rich fossil microfauna was discovered. It is represented by foraminifers, ostracods, conodonts and fish remains. The most important of them are finds of conodont elements. These are: *Epigondolella* sp., *Gladigondolella malayensis, Neogondolella polygnathiformis* and *Neospathodus* sp. The element *N. polygnathiformis* is the most frequent, according to previous data, and characteristic for the majority of Carnian assemblages in Slovenia (Kolar-Jurkovšek, 1991). On the basis of comparison with assemblages from other regions of the Tethyan-Pacific realm as regards the composition of fauna, as well as the degree of evolution of the platform of element *N. polygnathiformis*, the Julian and possibly also the upper part of the Cordevolian substage might be indicated. Along with this the question of precise dating of dolomites underlying the investigated limestone beds in the Bevško traverse is posed. During future studies the relations between the two lithostratigraphic units should be carefully verified, and the possibility of attribution of the upper part of Anisian dolomite to the Ladinian stage considered.

Literatura

Buser, S. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Celje. – Zvezni geološki zavod Beograd.

Buser, S. 1979: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač lista Celje. – Zvezni geološki zavod, 72 p., Beograd.

Epstein, A. G., Epstein, J. B. & Harris, L. D. 1979: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap. 995, 27 p., Washington.

Kolar-Jurkovšek, T. 1991: Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostratigrafski pomen. – Geologija *33*, 21-170, Ljubljana.

Tabla 1 – Plate 1

1 *Gladigondolella malayensis* Nogami. Bevško 4 (2196), 83 ×

2 *Neospathodus* sp. Bevško 4 (2196), 125 ×

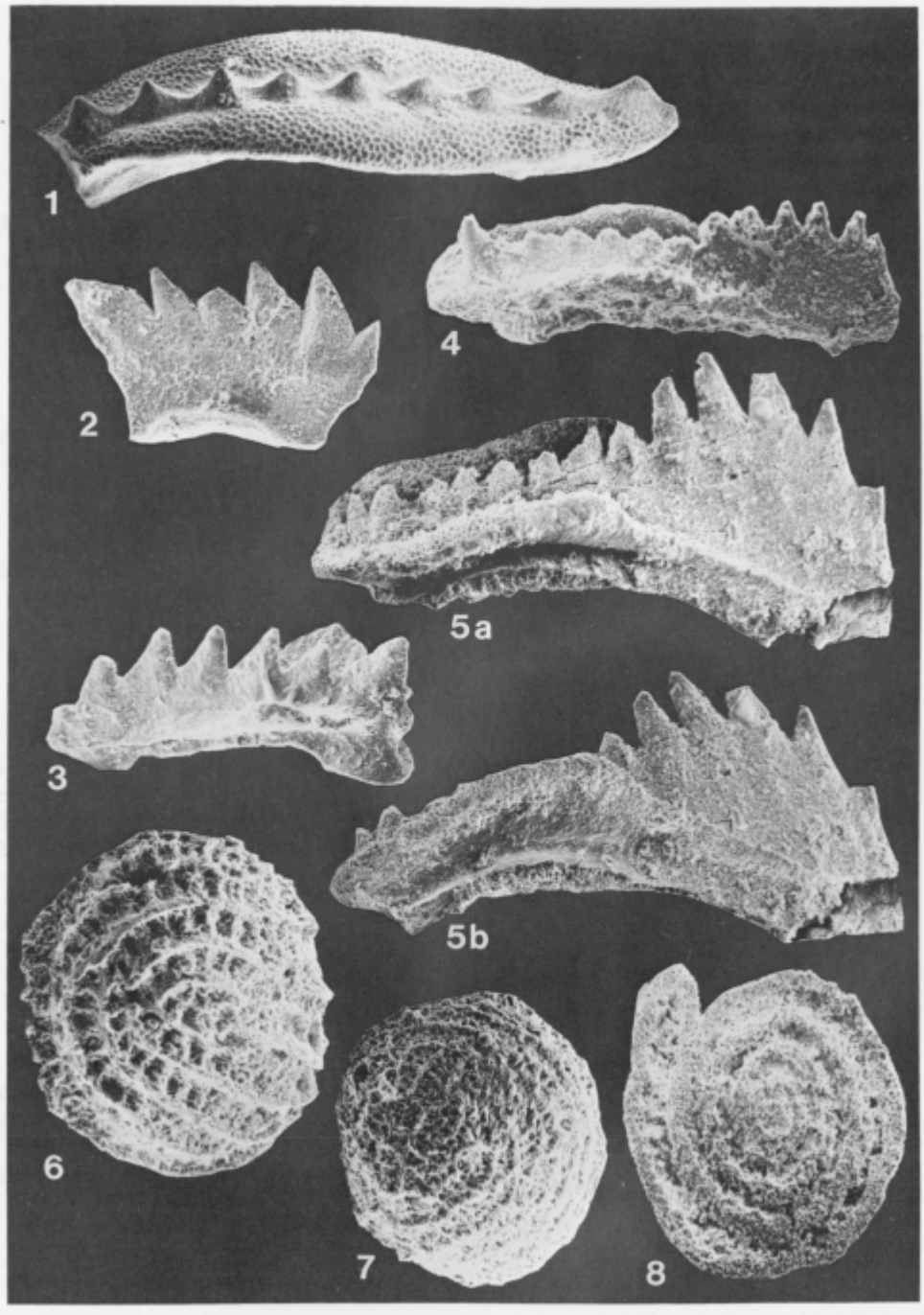
3 *Epigondolella* sp. Bevško 4 (2196), 125 ×

4 *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). Bevško 2 (2199), 125 ×

5a, 5b *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov & Stefanov). Bevško 8 (2197), 125 ×

6, 7 *Polycope* sp. Bevško 11 (2211), 125 ×

8 *Tolypammina discoidea* Trifonova. Bevško 4 (2196), 83 ×


1
2
4
5a
3
5b
6
7
8

GEOLOGIJA *36*, 69–74 (1993), Ljubljana 1994

UDK 56.02:551.761(497.12)=863

Epigondolella abneptis and *E. spatulata* in the Lower Norian in the central Kamnik Alps, Slovenia

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana, Slovenija

Abstract

Epigondolella abneptis (Huckriede, 1958) and *E. spatulata* (Hayashi, 1968) from the Lower Norian (Upper Triassic) deeper marine micritic limestones with chert nodules and lenses in the locality Sleme, central Kamnik Alps, are presented.

Introduction

In the locality Sleme south of the Skuta Mountain well bedded dark gray micritic limestones with chert nodules and lenses contain very rich holothurian skeletons and individual conodonts with *Epigondolella abneptis* (Huckriede, 1958) and ramiform elements. Conodont samples contain also fish teeth, *Nurella* sp. and remains of floating crinoids (Ramovš & Jamnik, 1991; Jamnik & Ramovš, 1993).

Conodonts

Genus *Epigondolella* Mosher, 1968
Type species: *Polygnathus abneptis* (Huckriede, 1958)

Epigondolella abneptis (Huckriede, 1958)
Pl. 1, figs. 1a-d, 3a-c

1958 *Polygnathus abneptis* n. sp. – Huckriede, 156–157, pl. 11, 12, 14.
1980 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede, 1958 – Kovács & Kozur, 562–565, pl. 3, figs. 2, 3, pl. 4, figs. 1, 3 (cum syn.).
1989b *Epigondolella abneptis* (Huckriede) – Kozur, pl. 18, fig. 5 (from Kovács & Kozur, 1980, pl. 3, fig. 3).

Material: 6 specimens.
Age: *E. abneptis* A.-Z., Lower Norian, Upper Triassic.

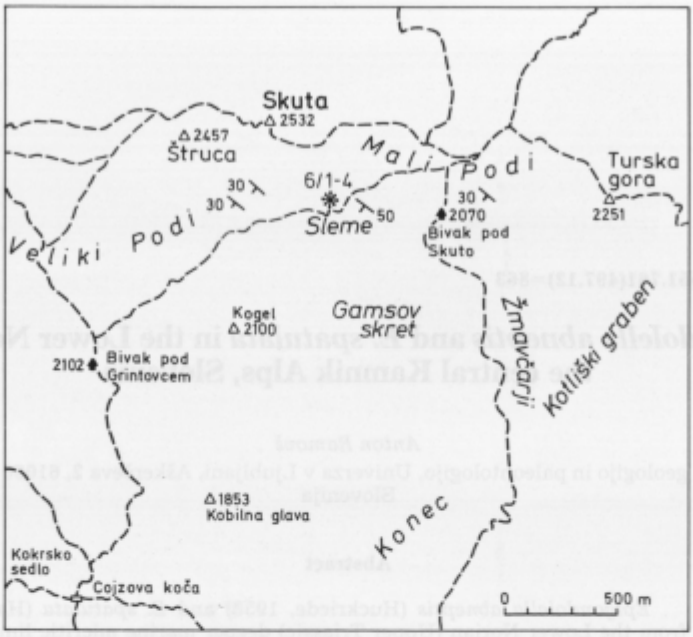


Fig. 1. Locality Sleme in the central Kamnik Alps with the Lower Norian deeper marine beds with conodonts and holothurian skeletons (after Jamnik & Ramovš, 1993)

Type species: *Epigondolella spatulata* (Hayashi, 1968)

Epigondolella spatulata (Hayashi, 1968)
Pl. 1, figs. 2a-c, 4a-c

1968 *Gladigondolella abneptis* var. *spatulata* var. nov. – Hayashi, 69, pl. 2, fig. 5.

1980 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi, 1968) – Kovács & Kozur, 565–569, pl. 3, figs. 4, 5, pl. 4, fig. 2 (cum syn.).

1989a *Epigondolella spatulata* (Hayashi) – Kozur, 402.

1991 *Epigondolella spatulata* (Hayashi) – Koike, Kodachi, Matsuno & Baba, pl. 2, figs. 36–39.

Material: 10 specimens.

Age: *E. abneptis* A.-Z., Lower Norian, Upper Triassic.

Emended diagnosis: A subspecies of *Metapolygnathus abneptis* with nodes and sometimes ridges on the posterior part of the platform, which is commonly broadened in a spatula-like manner in adult specimens (Kovács & Kozur, 1980, 568).

Remarks: The juvenile forms from Sleme show a small denticle in the middle part of the platform and which is characteristic for juvenile stage of *E. spatulata* (cf. Kovács & Kozur, 1980, 565). In adult stage the specimens from Sleme are characterized with ridges on the posterior part of the platform.

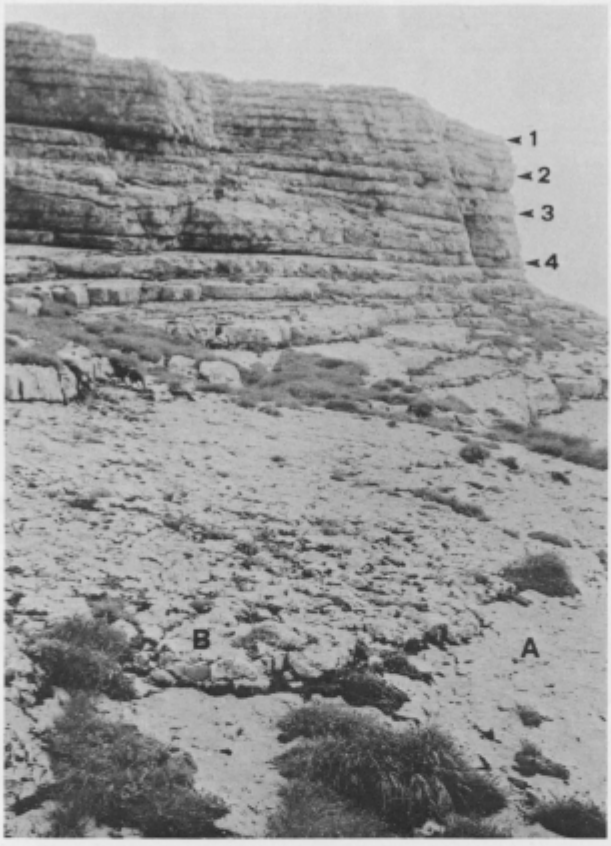


Fig. 2. Lower Norian limestone with chert on Sleme and sites of conodont samples 6/1–4 (after Jamnik & Ramovš, 1993)
Photo A. Jamnik
A – limestone, B – chert

Acknowledgment

This work was carried out partly at the Institut of Geology and Paleontology (Fachbereich Geowissenschaften), University Marburg/Lahn. The author was kindly recieved at the Institute. Photographs were taken with Cam Scan by K. Fecher, and the prints prepared by J. Kirsch, Institut of Geology and Paleontology, University Marburg/Lahn. The work was supported by the Alexander von Humboldt-Stiftung. Warmest thanks are extended to all.

Plate 1

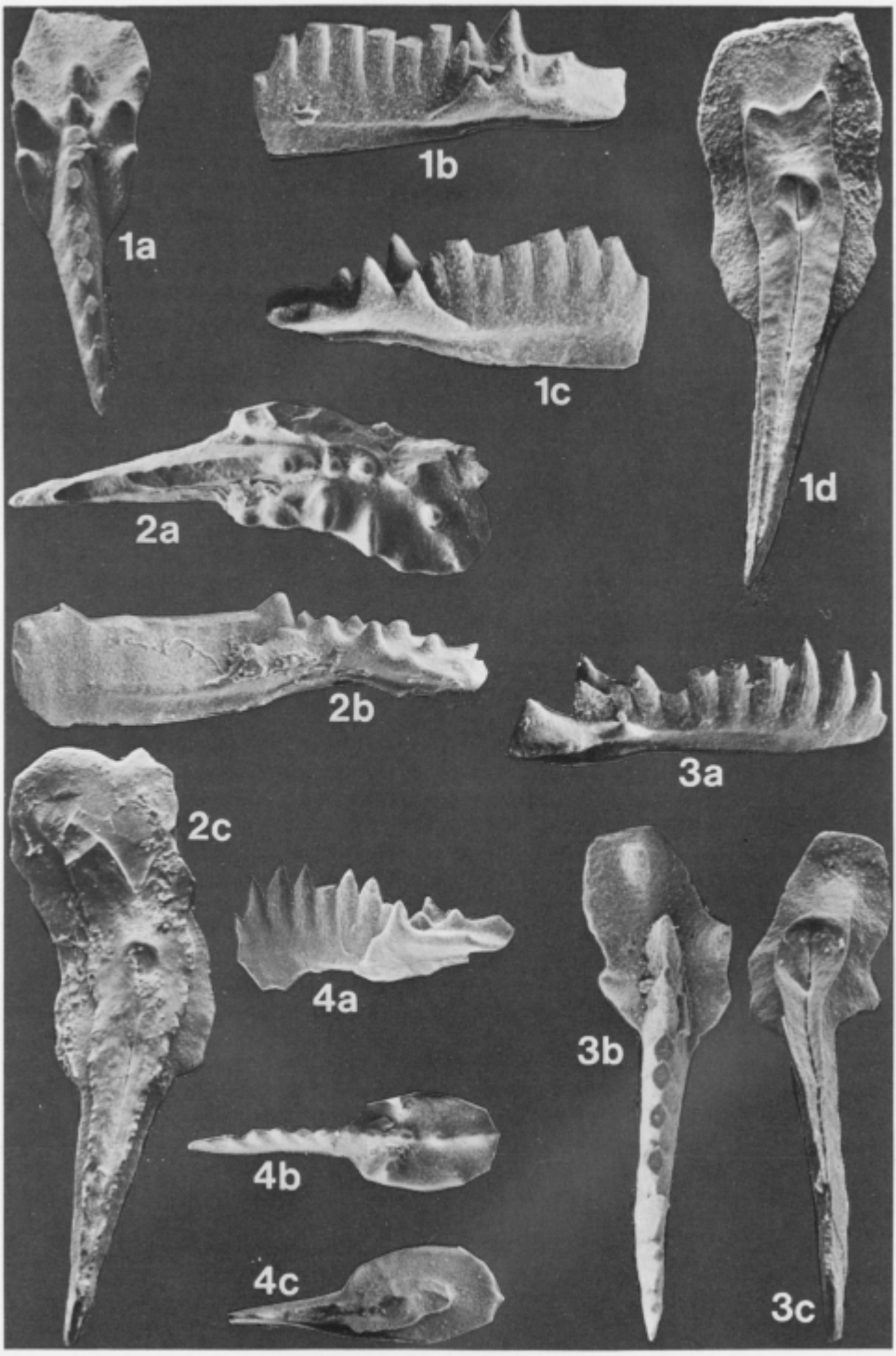
Lower Norian conodonts *Epigondolella abneptis* (Huckriede, 1958) and *E. spatulata* (Hayashi, 1968) on Sleme in the central Kamnik Alps

1 *Epigondolella abneptis* (Huckriede, 1958). Sleme, 6/3; *1a* upper view, *1b*, *1c* lateral views, × 100; *1d* lower view, × 140; adult form

2 *Epigondolella spatulata* (Hayashi, 1968). Sleme, 6/2; *2a* upper view, *2b* lateral view, × 70, *2c* lower view, × 90; adult form

3 *Epigondolella abneptis* (Huckriede, 1958). Sleme, 6/3; *3a* lateral view, × 135, *3b* upper view, *3c* lower view, × 180; juvenile stage

4 *Epigondolella spatulata* (Hayashi, 1968). Sleme, 6/1; *4a* lateral view, *4b* upper view, *4c* lower view, × 160; juvenile stage


1a
1b
1c
1d
2a
2b
2c
3a
3b
3c
4a
4b
4c

References

Huckriede, R. 1958: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – Pal. Z. *32*, 141–175, 5 pls., 1 tab, Stuttgart.

Jamnik, A. & Ramovš, A. 1993: Holoturijski skleriti in konodonti v zgornjekarnijskih (tuvalskih) in norijskih apnencih osrednjih Kamniških Alp /Holothurian sclerites and conodonts in the Upper Carnian (Tuvalian) and Norian limestones in the central Kamnik Alps/. – Geologija *35*, (1992), 7–63, Ljubljana.

Kovács, S. & Kozur, H. 1980: Some remarks on Middle and Upper Triassic platform conodonts. – Rec. Res. Geol. *6*, 541–581, Dehli.

Koike, T., Kodachi, Y., Matsuno, T. & Baba, H. 1991: Triassic conodonts from exotic blocks of limestone in northern Kuzun, the Ashio Mountains. – Sci. Repts Yokohama Nat. Univ., ser. II, *38*, 53–69, Yokohama.

Kozur, H. 1989a: Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg *117*, 385–408, Frankfurt.

Kozur, H. 1989b: The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. – Courier Forsch. – Inst. Senckenberg *117*, 409–469, Frankfurt.

Ramovš, A. & Jamnik, A. 1991: The first proof of the deeper marine Norian (Upper Triassic) beds with conodonts and holothurian skeletons in the Kamnik Alps (Slovenia). – Rudar. – metal. zbornik *38*, 365–367, Ljubljana.

GEOLOGIJA *36*, 75–93 (1993), Ljubljana 1994

UDK 568.13:551.781:069.5(497.12)=863

Fosilne želve v Sloveniji

Fossil turtles in Slovenia

Bogdan Jurkovšek & Tea Kolar-Jurkovšek
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Avtorja podajata strnjen pregled najdb fosilnih želv v Sloveniji ter nekaj osnov o njihovih morfoloških in evolucijskih značilnostih. Iz skupine vijevratk (Pleurodira) je poznana v Sloveniji le vrsta *Sontiochelys cretacea* Stache, ki so jo našli v krednih plasteh pri Gorici. Vsi drugi primerki spadajo v podred kritovratnic (Cryptodira); večino njihovih fosilov so našli že v prejšnjem stoletju v oligocenskih plasteh Zasavja. Med njimi gre za pomembni primerek holotipa vrste *Testudo riedli* Hoernes in več mehkoščitk (Trionychidae) iz rodu *Trionyx*. Vsi opisani terciarni primerki so shranjeni v Štajerskem deželnem muzeju Joanneum v Gradcu, Koroškem deželnem muzeju v Celovcu, Pokrajinskem muzeju v Celju in v Muzejski zbirki v Laškem.

Abstract

Authors present a comprehensive review of finds of fossil turtles in Slovenia and some basic notions on their morphological and evolutionary characteristics. From the suborder Pleurodira in Slovenia there is the only species *Sontiochelys cretacea* Stache known which has been found in Cretaceous beds near Gorica. All other specimens belong to the suborder Cryptodira, and most of them were collected in previous century in Oligocene beds of Zasavje. Among them appears the important specimen of the holotype of *Testudo riedli* Hoernes and several specimens of soft-shelled turtles (Trionychidae) belonging to the genera *Trionyx*. All described Tertiary specimens are deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, Austria, Carinthian provincial museum in Klagenfurt, Austria, Provincial museum in Celje and in Museal collection in Laško, both in Slovenia.

Uvod

V zadnjih letih smo priče pospešenemu zapiranju slovenskih rudnikov. Za Idrijo in Mežico bodo v prihodnjih letih na vrsti zasavski premogovniki. Nekvalitetni premog in predrage odkopne metode bodo verjetno za vselej ustavile tudi pridobivanje premoga na površini. Po dobri stari navadi sledi po opravljenem delu obračun, v katerem se ozremo nazaj vse do pionirskih časov rudarjenja in poleg strogih tehnično-dokumentacijskih opravil ocenimo še vse dobre in slabe strani našega

dolgoletnega početja za naravo. Najina želja v tem, in morda še v bodočih prispevkih, je predvsem podati pregled nekaterih pomembnih skupin fosilov, ki so jih rudarji, geologi in številni naravoslovci različnih poklicev v več kot sto letih rudarjenja nad zemljo in pod njo našli na področju zasavskih premogovnikov. Zanimalo naju je predvsem, kje so shranjeni primerki fosilov, kako so ohranjeni in kakšen je njihov pomen za geološko znanost ter njihov prispevek k poznavanju slovenske in svetovne naravne dediščine.

V pomladnih mesecih leta 1993, ko sva opravljala strokovni pregled paleontološke zbirke v depoju Pokrajinskega muzeja v Celju (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1993), sva naletela na oklep sladkovodne želve rodu *Trionyx*, ki je bila po vsej verjetnosti najdena v krovnih plasteh premoga pri Trbovljah. V Vodniku po muzejskih zbirkah pokrajinskega muzeja v Celju iz leta 1889 je navedeno, da je med terciarnimi fosili tudi primerek želve *Trionyx styriacus* Peters. Ali gre za isti primerek ali ne, je danes nemogoče ugotoviti, saj je bilo primerku iz celjskega muzeja zaradi nepopolne ohranjenosti mogoče določiti le rodovno pripadnost. Ko je Hoernes (1881) raziskoval terciarne želve, je zapisal, da so v Avstro-Ogrski monarhiji tudi na našem ozemlju do takrat našli številne vrste iz rodu *Trionyx* in da so ti kosi shranjeni v različnih zbirkah. Med temi je navedel tudi zasebno zbirko rudarskega svetnika E. Riedla iz Celja. Trije primerki želv iz lapornih plasti pri Trbovljah naj bi bili shranjeni v celovškem muzeju (Hoernes, 1882). Kasneje je Hoernes (1892) opisal še novo vrsto želve; imenoval jo je *Testudo riedli*, bržkone zaradi plodnega sodelovanja z E. Riedlom. Kameno jedro njenega oklepa so našli v oligocenskih plasteh pri Trbovljah in naj bi bilo po navedbi avtorja shranjeno v celjskem muzeju. Kasneje sva med študijem terciarnih fosilnih želv, ki jih hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu v svojem depoju, našla omenjeni »celjski« holotip in še sedem primerkov rodu *Trionyx* iz Trbovelj. Domnevava, da je večino želv gospodu R. Hoernesu v pregled in raziskavo poslal E. Riedl, enega pa je muzeju daroval rudar A. Kompoš iz Trbovelj, kakor je zapisano na spremljajočem listku pri fosilu.

Šele po obisku muzejev zunaj Zasavja (Celje, Gradec, Celovec) in po najdbi dragocenih primerkov v njihovih varnih, skrbno urejenih depojih, sva se ozrla na zbirke v Zasavju. Zbirki v zagorski in trboveljski jamomernici sta nastali že pred desetletji in sta razen res redkih izjem fosilov komaj omembe vredni. Za zbirko, ki je bila nekoč v jamomernici laškega rudnika, pa se je verjetno za vselej izgubila sled. Prijetno presenečenje naju je čakalo v depoju Muzejske zbirke v Laškem, kjer poleg nekaj vreč kaotično pomešanih fosilov večinoma brez osnovnih podatkov, hranijo dva fosilna ostanka želv rodu *Trionyx*, za katera je avtor zbirke zapisal, da sta bila najdena v Trbovljah.

Avtorja meniva, da bi lahko bili posamezni primerki shranjeni še v nekaterih zasebnih zbirkah predvsem v sosednji Avstriji, zagotovo pa bi jih našli v depoju dunajskih in leobenskih muzejskih zbirk, npr. *Trionyx petersi trifailensis* Teppner iz Trbovelj v zbirki Geološkega inštituta Montanistične Univerze v Leobnu (Teppner, 1914), poleg številnih drugih fosilov iz Zasavja.

Ko govorimo o fosilnih želvah v Sloveniji moramo omeniti še najdbo vrste *Sontiochelys cretacea* Stache, ki je opisana iz ploščastih krednih apnencev Svete gore pri Gorici (Stache, 1905) (sl. 1).

Od recentnih želv živi danes ponekod v Sloveniji še sklednica *Emys orbicularis* Linné, vendar je mnogo redkejša kot je bila v preteklosti. Že kranjski polihistor Valvasor je zapisal, da je bilo v njegovem času – to je v drugi polovici sedemnajstega stoletja – na Ljubljanskem barju zelo veliko sklednic (Valvasor, 1689).



Sl. 1. Položajna skica nahajališč fosilnih želv v Sloveniji

Fig. 1. Location map of fossil turtles in Slovenia

Z osuševanjem in obdelovanjem Barja se je njihov življenjski prostor krčil, zato je dvajseto stoletje dočakalo le skromno število teh močvirskih želv. Morda je imel Sajovic (1950) prav, ko je že leta 1919 zapisal, da bodo prihodnji rodovi slovenskih prirodoslovcev lahko zapisali: »Nekdaj je živela na Ljubljanskem barju tudi sklednica (*Emys orbicularis*).« Omenimo naj še najdbo subfosilne črepinje želve, izkopane pri Štepanji vasi, ki jo omenja Sajovic (1950) in jo danes hrani Prirodoslovni muzej Slovenije v Ljubljani.

Paleontološki del

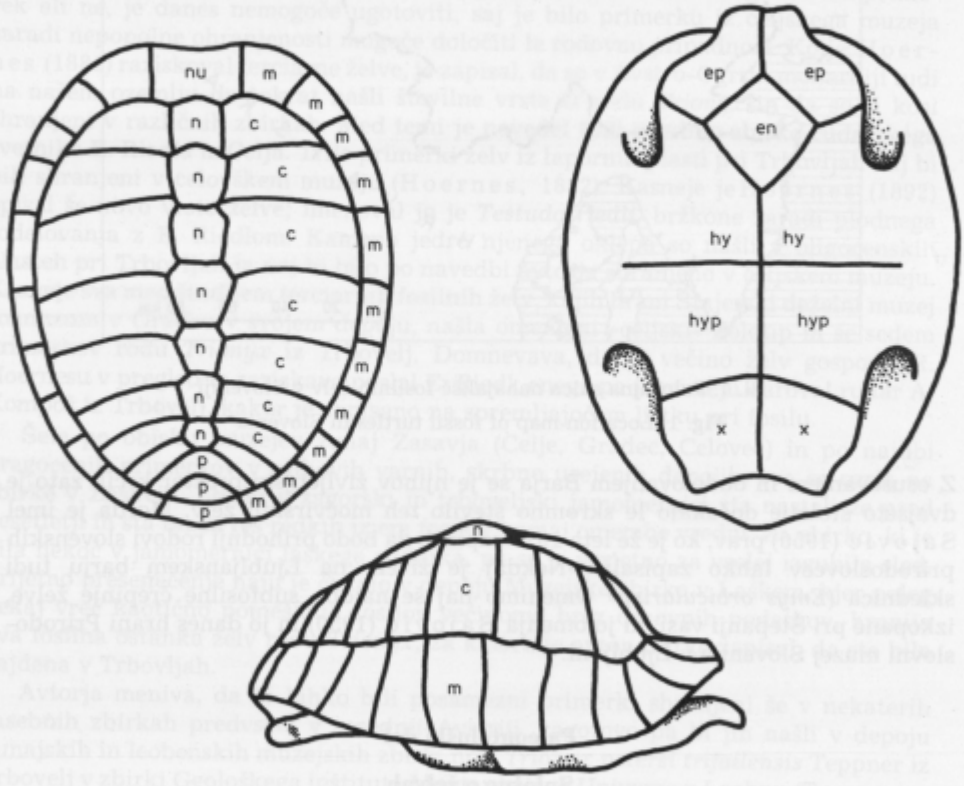
Splošno o želvah

Razvoj plazilcev lahko sledimo daleč nazaj v geološko zgodovino, v obdobje karbona. Nekdanji plazilci so bili med vretenčarji prvi pravi gospodarji Zemlje in so osvojili vsa možna okolja na kopnem in v vodi. Višek razvoja so dosegli v mezozoiku.

Od nekoč velike skupine plazilcev so se do danes ohranile le želve (Chelonia), prakuščarji (Rhynchocephalia) z enim samim živečim predstavnikom – novozelandsko tuataro, luskarji (Squamata) in krokodili (Crocodylia). Čeprav plazilci danes niso več to, kar so bili v mezozoiku, so vseeno uspešni štirinožci, ki so vztrajali in vzdržali skozi dolge geološke dobe v tekmi z višje razvitimi vretenčarji, kot so ptiči in sesalci.

Med plazilci predstavljajo želve najbolj nenavadno in v mnogočem tudi najbolj konservativno skupino. Imajo anapsidno lobanjo. Njihov oklep predstavlja poseben obrambni ščit. Od triasa dalje se želve niso kaj dosti spreminjale in so preživele navkljub spremembam v okolju, ki so bile pogubne za večino plazilskih redov.

Osnovna in za želve značilna specializacija je razvoj varovalnega oklepa. Ta je sestavljen iz koščenih plošč, katere pokriva roževinasti ščit (želvovina). Razporeditvi roževinastih lusk in koščenih plošč se ne skladata, največkrat se le-te izmenjujejo, kar povečuje trdnost oklepa. Koščen oklep sestavljata dva dela: obokani karapaks (hrbtni ščit) in sploščeni plastron (trebušni ščit) (sl. 2). Oba dela sta ob straneh zvezana z mehkim ali okostenelim šivom. V sredini karapaksa je niz koščenih nevralnih plošč, ki so zlite z nevralnimi loki spodaj ležečih vretenc. Na vsaki strani



Sl. 2. Shematiziran prikaz oklepa kopenske želve
Karapaks (levo zgoraj): *c* – kostalne plošče, *m* – marginalne plošče, *n* – nevralne plošče, *nu* – nuhalna plošča, *p* – pigalne plošče; plastron (desno zgoraj): *en* – entoplastron, *ep* – epiplastra, *hy* – hioplastra, *hyp* – hipoplastra, *x* – ksifiplastra; pogled s strani (spodaj) (Prirejeno po Romerju, 1950)

Fig. 2. Shell reconstruction of terrestrial turtle
Carapace (top left): *c* – costal plates, *m* – marginal plates, *n* – neural plates, *nu* – nuchal plate, *p* – pygal plate; plastron (top right): *en* – entoplastron, *ep* – epiplastra, *hy* – hyoplastra, *hyp* – hypoplastra, *x* – xiphyplastra; lateral view (bottom). (Modified after Romer, 1950)

nevralnih plošč poteka vrsta plošč, ki so zrasle z rebri pod njimi in jih zato imenujemo kostalne plošče. Karapaks obkroža obroč, sestavljen iz robnih elementov (marginalije). V osrednjem nizu pred nevralijami lahko leži nuhalna plošča, za nevralijami pa še nekaj pigalnih plošč.

Trebušni del sestavlja manj kostnih elementov. V sprednjem delu leži medialna plošča, imenovana entoplastron. Preostali elementi so parni; od spredaj nazaj si sledijo epiplastra, hioplastra, mesoplastra (pri nekaterih primitivnih oblikah), hipoplastra in ksifiplastra.

Karapaks je verjetno nastal z razvojem novih dermalnih plošč. Takšne plošče so imeli nekateri že izumrli plazilci, razvile pa so se tudi pri nekaterih kuščarjih in krokodilih. Želve se od njih razlikujejo po tem, da imajo plošče združene v enoten in trden oklep. Nepremična povezava vretenc z nevralnimi ploščami in reber s kostalnimi ploščami deluje kot učinkovita opora oklepu. Večji del plastrona je verjetno nastal zaradi povečanja in ojačanja »abdominalnih reber«, ki so poznane pri številnih primitivnih plazilcih (Romer, 1950).

Zaradi razvoja oklepa je hrbtenica močno spremenjena. Rep je kratek in lahko upogljiv. Vratna vretenca pri modernih oblikah, ki umaknejo glavo v oklep, imajo zapleteno razporejene sklepe.

Prve prave želve so se pojavile v triasu. Značilni triasni rod *Proganochelys* (=*Triassochelys*) je imel sicer primitivnejšo zgradbo kot kasnejši prestavniki, vendar je imel že popolnoma razvit oklep. Prednike te skupine moramo iskati daleč nazaj. V permskih plasteh Južne Afrike so našli rod *Eunotosaurus*. Za tega, le nekaj centimetrov dolgega plazilca je značilno, da je imel robove čeljusti in nebo opremljeno z zobmi (Romer, 1950; Colbert & Morales, 1990). Največjo pozornost zbuja specializacija v predelu trupa. Osem izredno širokih reber sega daleč v stran, med seboj pa se skorajda dotikajo. To bi lahko primerjali s stanjem pri želvah, saj pri njih osem reber podpira kostalne plošče, ki sestavljajo večino karapaksa. Eunotozavrusa sicer ne moremo imeti za neposrednega prednika želv, vendar je bil z njihovimi predniki nedvomno v tesnem sorodu. Značilno za triasne želve rodu *Proganochelys* je, da na robovih čeljusti niso imele zob, medtem ko so bili na ustnem nebu mali zobje še vedno prisotni. Telo je bilo zaščiteno s težkim oklepom. To pa so že osnovne želvje značilnosti, ki so se med razvojem še izboljšale.

Med evolucijo so želve razvile zmožnost, da umaknejo glavo, noge in rep pod oklep, kar še ni bilo možno pri triasnih predstavnikih. Sčasoma so prevladale vrste, ki so bile popolnoma brez zob in so imele čeljusti pokrite z roževinastim kljunom. Ta je služil kot močan strižni mehanizem in je še pri današnjih želvah enako učinkovit tako za prehranjevanje z mesno kot z rastlinsko hrano. Glede na različno življenjsko okolje so se prilagodile tudi noge; pri kopenskih želvah so kratke, močvirske imajo razvite prave lopate s plavalno kožico med prsti, medtem ko so noge morskih želv podaljšane in razširjene tako, da oblikujejo veslaste plavuti.

Pomembne razvojne spremembe pri želvah so se odvijale predvsem v njihovem vratu. Že v juri lahko razlikujemo dve evolucijski liniji. Čeprav prvotno prepoznavanje sloni na zmožnosti delovanja vratu, pa primitivni predstavniki obeh skupin še niso imeli tipičnih mehanizmov za umaknitev vratu (Gaffney & Meylan, 1988). Skupini, v kateri uvrščamo tudi recentne želve, predstavljajo vijevratke (Pleurodira) in kritovratnice (Cryptodira). Za vijevratke je značilno, da zvijejo vrat v vodoravni smeri v stran takrat, ko glavo umaknejo pod oklep, medtem ko so kritovratnice sposobne vrat prepogniti z navpičnim gibom v obliki črke S.

Podred Pleurodira predstavljajo neposredne potomke starinskih želv, ki so bile

v kredi in v začetku terciarja močno razširjene. Danes so omejene le na tople predele južne poloble. Od recentnih pleurodir oziroma vijevratk so znane pelomeduzne želve (Pelomedusidae) in kačjevratke (Chelidae).

Kritovratnice so bolj napredna in uspešnejša skupina kot vijevratke. V juri so prestale nagle spremembe, ki so vodile v razvoj številnih skupin (Carroll, 1988). Od krede dalje te želve predstavljajo pomembno skupino štirinožcev, saj so se prilagodile na različne načine življenja na kopnem in v vodi. Izvorne oblike kritovratnic so bile verjetno močvirske želve, ki so imele precej sploščen in močan oklep (Romer, 1950). Kriptodire oziroma kritovratnice predstavljajo ena že izumrla naddružina Baenoidea in tri danes še živeče naddružine: Trionychoidea, Chelonioidea in Testudinoidea; med slednje spadajo tudi bolj znane želvje družine: zaklepnice (Kinosternidae), tabaskovke (Dermatemydidae), novogvinejske mehkoščitke (Carettochelyidae), mehkoščitke (Trionychidae), usnjače (Dermochelyidae), morske želve (Cheloniidae), želve hlastavke (Chelydridae), močvirske želve ali sklednice (Emydidae) in kopenske želve ali kornjače (Testudinidae).

Medtem ko so fosilni ostanki želv iz podreda vijevratk (Pleurodira) v Sloveniji zelo redki, saj je znana le kredna vrsta *Sontiochelys cretacea* Stache s Svete gore (Stache, 1905), so predstavniki iz podreda kritovratnic (Cryptodira) v terciarnih plasteh Zasavja kar pogosti. Med slednjimi sta zastopani družini Testudinidae in Trionychidae.

Testudinidae vključujejo večino vseh kopenskih želv. Zanje je značilen močan in visoko obokan oklep. Največkrat se prehranjujejo z rastlinsko hrano in imajo stebraste noge. Vključujejo tudi največje predstavnike vseh kopenskih želv, ki danes živijo na otokih Galapagos v Tihem oceanu in na Sejšelskih ter nekaterih manjših otokih v Indijskem oceanu. V južnih predelih Evrope živi kar nekaj vrst rodu *Testudo*, najbolj znana med njimi je grška kornjača.

Trionychidae (mehkoščitke) so izključni prebivalci sladkih voda. Označuje jih nizek in ploščat oklep, ki ni pokrit z debelimi roževinastimi ploščami, marveč z mehko usnjeno kožo. Imajo dolg vrat in majhno glavo z rilčastim gobčkom. Noge so dobro prilagojene za življenje v vodi. Te želve odlikuje velika gibčnost, ki je pomembna prilagoditev plenilskemu načinu življenja. Rod *Trionyx*, ki danes živi v rekah in jezerih Severne Amerike, Azije in Afrike, je poznan od spodnje krede dalje.

Določevanje vseh fosilnih želv temelji v glavnem na zgradbi in obliki koščenih skeletnih delov, saj se mehka tkiva in roževinasti deli ponavadi niso fosilizirali. Najpomembnejše razlike med posameznimi vrstami rodu *Trionyx* so: zgradba posameznih plošč karapaksa, obris oklepa in skulptura na zunanji površini oklepa. Vrste se med seboj razen po obliki razlikujejo tudi po velikosti in izbočenosti oklepa. Zelo pomembna je oblika in razporeditev nevralnih plošč in šiv med nuhalno in prvo nevralno ploščo. Pri kostalnih pločah moramo upoštevati njihovo velikost kakor tudi razmerje velikosti med posameznimi ploščami. Zunanja površina karapaksa se med posameznimi vrstami razlikuje; ornamentacijo zunanjega roba največkrat tvorijo vzporedno potekajoče letve, ki se proti notranjosti združujejo v bolj ali manj nepravilno mrežo. Želve rodu *Trionyx* nimajo razvitih marginalnih plošč. Izpod oklepa segajo še 2–3 cm dolgi deli reber.

Popis terciarnih fosilnih želv iz Trbovelj

Večino fosilnih želv so našli že v prejšnjem stoletju, kar lahko razberemo iz številnih literaturnih podatkov. Zanimivo je, da so bile, vse razen krednega primerka s Svete gore pri Gorici (Stache, 1905), najdene v terciarnih plasteh pri Trbovljah. O najdbah fosilnih želv so bile ponavadi priobčene le kratke vesti, medtem ko so bile le redke deležne večje pozornosti.

Zaradi preglednosti podajava popis posameznih najdb fosilnih želv iz terciarnih plasti pri Trbovljah v zgoščeni obliki. Poleg določitve fosila obsega popis še prvotno lito- in kronostratigrafsko uvrstitev primerka, zbirko, v kateri je primerek, njegovo inventarno številko, morebitne navedbe v strokovni literaturi in vse druge spremljajoče podatke. Ob koncu podajava še kratek opis samega primerka.

Trionyx stadleri Teppner (tab. 1, sl. 1.) – Trbovlje, sladkovodne plasti, katij (Hoernes, 1882; Teppner, 1913, sl. 1; Ramovš, 1974, sl. 417). Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11831 (op.: štiri primerke želv z zaporednimi inventarnimi številkami od 11831 do 11834 je Joanneum dobil z zamenjavo s Koroškim deželnim muzejem iz Celovca dne 6. 5. 1932). Zelo dobro ohranjen primerek z ovalnim, v nevralnem delu rahlo stisnjenim karapaksom. Večina plošč karapaksa je v celoti ohranjena. V razpravi Hoernes (1882) omenja tri primerke želv rodu *Trionyx*. Za primerek z lepo vidno razporeditvijo in ornamentacijo nevralnih in kostalnih plošč meni, da verjetno pripada novi vrsti. Kasneje je Teppner (1914) ta primerek opisal kot novo vrsto *T. stadleri*.

Trionyx sp. (tab. 1, sl. 2) – Trbovlje, akvitanijske sladkovodne plasti. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11832. Nepopolno ohranjen oklep. Na hrbtni strani je v celoti ohranjen niz sedmih nevralnih plošč in šest fragmentov kostalnih plošč.

Trionyx sp. (tab. 1, sl. 3) – Trbovlje, sladkovodne plasti, katij. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11833. Primerek predstavlja odtis večjega dela karapaksa. Odtis je daljši kot širši. Nekaj nepopolno ohranjenih plošč je prisotnih na zadnjem delu primerka.

Trionyx sp. (tab. 2, sl. 1) – Trbovlje, sladkovodne plasti, katij. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11834. Na laporni plošči je odtisnjen večji del karapaksa, ki ga v manjši meri pokrivajo zdrobljene in nepopolno ohranjene kostalne plošče.

Trionyx sp. (tab. 2, sl. 2) – Trbovlje. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 5907. Primerek je daroval prof. dr. J. Kahn. Na kosu laporja je viden karapaks; eno stran predstavlja le odtis, medtem ko so na drugi strani ohranjene kostalne plošče. Nevralne plošče niso prisotne.

Trionyx sp. (tab. 2, sl. 3) – Trbovlje, soteške plasti. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 64 138. Primerek je poklonil A. Kompoš leta 1881. Fosil je ohranjen na kosu premoga. Na odtisu večjega dela karapaksa so ponekod ohranjene posamezne plošče. Primerek se odlikuje po izjemni velikosti, v dolžino meri 46 cm.

Trionyx sp. (tab. 3, sl. 1) – Trbovlje. Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 9191. Primerek je poklonil rudarski svetnik E. Riedl (op.: prvi kustos muzeja v Celju). Slabo ohranjeni karapaks je brez sprednjega in zadnjega dela, z nepopolnima nizoma kostalnih plošč, zato lahko le ugibamo kakšen je bil obris celotnega oklepa. Primerek je v predelu nevralnih plošč močno poškodovan. Ohranjeni sta le dve nevralni plošči.

Trionyx sp. (tab. 3, sl. 2) – Trbovlje, sladkovodne plasti, katij. Hrani Koroški deželni muzej v Celovcu, ni inventarizirano. Odlično ohranjeni primerek z ovalnim karapaksom, ki je v nevralnem delu nekoliko stisnjen. Razporeditev in skulptura plošč je razločno vidna. Hoernes (1882) opisuje tri primerke *Trionyx* sp., izmed katerih je Teppner (1914) kasneje opisal novo vrsto *T. stadleri* (sedaj shranjena v Joanneumu).

Primerka *T. stadleri* in *Trionyx* sp. iz celovškega muzeja si ustrezata tako po dimenzijah kakor po zgradbi hrbtnega dela ščita. Očitno je bilo v celovškem muzeju shranjenih več primerkov rodu *Trionyx*, nekatere so v muzeju verjetno pridobili po Hoernesovi (1882) objavi, nekatere pa so zamenjali z zbirko v Joanneumu (glej njihove inv. št. 11831 do 11834).

Trionyx sp. (tab. 3, sl. 3) – sladkovodni del soteških plasti, zgornji oligocen (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1993, tab. 4., sl. 2). Hrani Pokrajinski muzej Celje, ni inventarizirano. Primerek je dobro ohranjen. Na zgornji površini so ohranjene nekatere plošče. Na zunanjem delu kostalnih plošč je vidna vzdolžna, v srednjem delu pa mrežasta struktura. V Vodniku po muzejski zbirki v Celju iz l. 1889 piše, da muzej hrani primerek želve vrste *Trionyx styriacus* Peters, vendar ni gotovo, ali gre za ta primerek, saj je inventarna knjiga zgubljena.

Trionyx sp. (tab. 4, sl. 1) – Trbovlje, oligocen. Hrani Muzejska zbirka Laško, ni inventarizirano. Na kosu velikosti 39 x 25 cm je odtisnjena notranjost karapaksa. Ohranila sta se le fragmenta dveh kostalnih plošč. Odtisi šivov med kostalnimi in nevralnimi ploščami so jasno vidni.

Trionyx sp. – Trbovlje, oligocen. Hrani Muzejska zbirka Laško, ni inventarizirano. Primerek predstavlja le notranji odtis karapaksa. Na zelo majhni površini edine ohranjene nevralne plošče je vidna ornamentacija.

Testudo riedli Hoernes (tab. 4, sl. 2 a, b) – Trbovlje, oligocen (Hoernes, 1892; Ramovš, 1974; Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1993, sl. 3). Hrani Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 5908. Od te kopenske želve je ohranjeno le kameno jedro oklepa. Zaradi poškodbe dorzalnega dela obris nevralnih plošč in stik s kostalnimi ploščami žal ni viden. Za vrsto *T. riedli* je Hoernes (1892) zapisal, da poseduje mešanico lastnosti med rodovoma *Emys* in *Testudo*. Primerjal jo je z miocensko vrsto *Testudo praeceps* Haberlandt. Ker ima *T. riedli* le še v majhni meri izmenično klinasto izoblikovane kostalne plošče kot tudi izredno razvita krila na hio- in hipoplastri, ki pri recentnih ne nastopajo, lahko sklepamo, da je filogenetsko starejša od vrste *T. praeceps*. Po navedbi Hoernesa (1892) naj bi bil holotip vrste *T. riedli* shranjen v Pokrajinskem muzeju Celje. Ker doslej nismo vedeli, kje je, oziroma ali je morda celo zgubljen, je ponovno odkritje tega dragocenega primerka pomemben podatek za slovensko paleontologijo, še posebno zato, ker prvi opis ni bil slikovno dokumentiran.

Sklep

Na koncu najinega prispevka bi se želela še enkrat povrniti k obračunu, ki sledi vsakemu dobro ali slabo opravljenemu delu. Če se ozremo nazaj v 19. stoletje, v obdobje rajnke Avstro-Ogrske monarhije, lahko ugotovimo, da je bilo vsaj za področje makropaleontologije delo odlično opravljeno. Skrbno iskanje in prepariranje fosilov, najdenih pri jamskem ali površinskem odkopavanju premoga, njihova znanstvena preiskava in varno ter strokovno hranjenje je bilo tedaj vsakdanje

opravilo, pri katerem sta sodelovala tudi rudarski svetnik E. Riedl, prvi kustos celjskega muzeja, in rudar A. Kompoš iz Trbovelj. Osveščanju rudarjev, da so fosili nekaj redkega, za znanost dragocenega in nenazadnje njihovemu nagrajevanju ob pomembnejših najdbah, se imamo zahvaliti, da so bili v prvi polovici 20. stoletja tja do prvih let po II. svetovni vojni še posamezniki, ki so v fosilih – če ne drugega – videli pomemben del naše naravne dediščine. Od tedaj naprej pa tisti, ki so bili najdbam fosilov najbližje – to pa so geologi rudniških geoloških služb, niso naredili nič ali skoraj nič. Izgovarjanje na hitre moderne odkopne metode, hlastanje za čimvečjo proizvodnjo premoga, ki naj bi se ne zamujala z iskanjem fosilov, ne zaleže kaj dosti. S podobnimi problemi se je ubadal že rudar A. Kompoš konec prejšnjega stoletja. Gre preprosto za nezanimanje in nezainteresiranost, verjetno pa tudi za geološko neznanje odgovornih geoloških služb, ki o fosilih niso vedele nič, kaj šele to, da jim lahko poleg podatkov o okolju, klimi in starosti plasti olajšajo tudi pot do premoga. Pustimo jih pri miru in povejmo le še to, da so nam za vedno odtujili del naravne dediščine, ki je namesto v muzejskih zbirkah končala na revirskih jaloviščih.

Že Peters (1855, 1859), ki je preučeval fosilne želve, je menil, da zaenkrat še nimajo večjega pomena, vsekakor pa zaslužijo pozornost stratigrafov, saj so zelo pogostne v južnoevropskih eocenskih in spodnjemiocenskih plasteh. Večje število primerkov rodov *Trionyx, Chelydra* in *Emys* ter njihova primerjava na širšem prostoru naj bi v prihodnosti omogočila študij terciarnega morja in njegovo povezavo s sladkovodnimi sistemi.

Avtorja tega sestavka Petersovemu razmišljanju pravzaprav nimava kaj dodati, saj se število najdb fosilnih želv v Zasavju v tem stoletju ni bistveno spremenilo. Zato ne moremo pričakovati tudi pri poznavanju kopenskih želv (npr. rodu *Testudo*) kakšnih revolucionarnih dopolnitev njihove evolucijske linije.

Tokrat je bil najin namen pregledati le to, kje in kako so shranjene »zasavske« fosilne želve in jih s tem prispevkom predstaviti Slovencem.

V bodoče bomo morali, seveda če bomo želeli ohraniti svojo državno identiteto, razmišljati tudi o nakupu nekaterih pomembnih fosilov iz Slovenije, bodisi doma ali v tujini, ne glede na to, če bo cena nekoliko višja. Opozoriti je potrebno na nedavni nakup čeljustnice sesalca iz Motnika, ki jo je od vnuka zadnjega lastnika motniškega premogovnika odkupil Bavarski deželni muzej (Heissig, 1990). Preiskani fosil, ki je bil kupljen kot »*Antracotherium dalmatinum* H. v. Meyer«, je Heissig (1990) opisal kot novo vrsto *Anthracohyus slavonicus*, češ da je Slavonija staro ime za Slovenijo. Ob tem si lahko vsi skupaj le želimo, da bi takšne odkupe v bodoče opravila naša država, s čimer pa bi se izognili tudi nedopustnemu popačenju imena Slovenije v tuji literaturi.

Zahvala

Ob koncu razprave o slovenskih fosilnih želvah in razmišljanja o usodi zasavskih terciarnih fosilov, bi se avtorja želela zahvaliti kustosoma dr. I. Fritzu iz Štajerskega deželnega muzeja Joanneum v Gradcu in dr. F. Uciku iz Koroškega deželnega muzeja v Celovcu, ki sta nama omogočila ogled in študij fosilnih želv iz njihovih zbirk. Zahvaljujeva se tudi kolektivu Pokrajinskega muzeja v Celju in g. J. in T. Majcnu, ki sta omogočila dostop in pregled fosilnega inventarja iz Muzejske zbirke Laško. Najina posebna zahvala velja dr. B. Kryštufeku, ki je rokopis prispevka pregledal in nama posredoval nekatere pomembne podatke o tej zanimivi plazilski skupini.

Raziskava fosilnih želv je temeljila na najinem dolgoletnem zbiranju in preučevanju terciarnih fosilov v Zasavju z namenom ugotoviti, kje je danes in kaj se je v preteklosti godilo z našo naravno dediščino iz revirjev. Razpravo sva pripravila v okviru raziskovalne naloge Fosilne makrofavne Slovenije na Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko, ki jo financira Ministrstvo za znanost in tehnologijo.

Fossil turtles in Slovenia

Introduction

In recent years we have witnessed an accelerated closing down of mines in Slovenia. After Idrija and Mežica the turn in coming years is on the Zasavje collieries. Owing to low quality of coal and costly excavating methods also the open pit mining will be probably stopped for good. It is a good habit after the work done to adjust accounts, to examine the mining back to the pioneer times and to evaluate along with documenting the purely technical aspects also all good and bad sides of this long impact on Nature.

Our wish is to present in this paper, and possibly in a few others to come, above all a survey of several important groups of fossils which were found by miners, geologists and naturalists of various profiles in more than a century of underground and open pit mining in the region of the Zasavje collieries. We were especially interested in what collections the fossils are housed, in the state of their preservation, and in their importance for the geological science and for Slovenian natural heritage.

In spring months of 1993, during our examination of the paleontological collection in depository of the Provincial museum in Celje (Jurkovšek & Kolar–Jurkovšek, 1993), we came across a shell of freshwater turtle of genus *Trionyx* that was found most probably in hanging wall beds of the coal seam at Trbovlje. In the Guidebook of museum collections of the Celje provincial museum from 1889 among the Tertiary fossils also a specimen of turtle *Trionyx styriacus* Peters was mentioned. It was not possible to establish the identity of the specimen we found, since only the generic attribution could be performed on the specimen from the Celje museum owing to its state of presevation. When Hoernes (1881) studied the Tertiary turtles he mentioned many species of genus *Trionyx* found in the Austro–Hungarian monarchy until then, and listed various collections in which these specimens were deposited. Among them he also referred to private collection of the mining councillor E. Riedl in Celje. Three specimens of turtles from marl beds at Trbovlje should be housed in the Klagenfurt museum (Hoernes, 1882). Later Hoernes (1892) described also a new species of tortoise; he named it *Testudo riedli*, obviously due to fertile cooperation with E. Riedl. The internal mould of its shell was found in Oligocene beds at Trbovlje, and deposited according to that author in the Celje provincial museum. Later, during our study of Tertiary fossil turtles deposited at the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, we discovered in its depository the mentioned "Celje" holotype, as well as seven specimens of genus *Trionyx* from Trbovlje. We presume that most of fossil turtles were sent to R. Hoernes for

examination and determination by E. Riedl, while one was donated to museum by the miner A. Kompoš from Trbovlje, as written on the accompanying label of the fossil.

Only after the visit to museums outside Zasavje (Celje, Graz, Klagenfurt), and after locating the priceless specimens under their care, carefully maintained depositories, we turned to the Zasavje collections. The collections in the Zagorje and Trbovlje mine survey offices were founded decades ago, and they are next to a few really rare exceptions of fossils hardly worth mentioning. Of the former collection in the survey office of the Laško colliery not a trace was left. A pleasant surprise, however, awaited us in the Museum collection in Laško where along with several bags of choatically mixed fossils, mainly without data, also two fossil turtles of genus *Trionyx* occur for which the author of the collection wrote they were found at Trbovlje.

The authors consider that individual specimens are probably also kept in other private collections, especially in neighbouring Austria, and almost certainly they could be found in museum collections of Vienna and Leoben, e.g. *Trionyx petersi trifailensis* Teppner from Trbovlje in collection of the Geological institute of the Mining university in Leoben (Teppner, 1914), along with numerous other fossils from Zasavje.

When speaking of fossil turtles in Slovenia *Sontiochelys cretacea* Stache should also be mentioned, which has been found in platy Cretaceous limestone of Sveta gora near Gorica (Stache, 1905) (Fig. 1).

Nowdays there still lives the European pond turtle *Emys orbicularis* Linné in some places in Slovenia though it occurs much less frequently than in the past. The Carniolian polyhistor J.W. Valvasor already wrote that in his time – in the second part of the seventeenth century – there lived many European pond turtles in Ljubljana Moor (Valvasor, 1689). Because of draining and amelioration of the moor their living space shrinked, so that only a small number of these swamp turtles survived to the beginning of the twentieth century. Perhaps Sajovic (1950) was right when he wrote in 1919 that the future generations of Slovenian naturalists may write: "The European pond turtle also lived in Ljubljana Moor". The finding of the subfossil turtle shell excavated at Stepanja vas should also be mentioned (Sajovic, 1950); it is kept in the Slovene Museum of Natural History in Ljubljana.

List of Tertiary fossil turtles from Trbovlje

Most of fossil turtles were found already in the last century, as witnessed by numerous references. It is interesting to note that all of them, with the exception of the Cretaceous specimen from Sveta gora near Gorica (Stache, 1905), were found in Tertiary beds at Trbovlje. The findings of fossil turtles were usually reported in short published notices, only to very few of them more attention was accorded.

For better transparency the listing of individual finds of turtles from Tertiary beds at Trbovlje is presented here in condensed form. Along with determination of the fossil the register contains also the original litho- and chronostratigraphic attribution of the specimen, collection in which it is preserved, its inventory number, eventual references in professional literature and all other accompanying data. At the end, there is also a short description of the specimen.

Trionyx stadleri Teppner (Pl. 1, fig. 1) – Trbovlje, freshwater beds, Chattian (Hoernes, 1882; Teppner, 1913, Fig. 1; Ramovš, 1974, Fig. 417). Deposited in

Styrian provincial museum Joanneum in Graz, Inv. no. 11831 (Obs.: four turtle specimens with successive inventory numbers 11831 to 11834 were obtained by Joanneum through exchange with Carinthian provincial museum in Klagenfurt on 6th May 1932). Very well preserved specimen with oval carapace, in neural part slightly compressed. Most of carapace plates are completely preserved. In his treatise Hoernes (1882) mentions three turtle specimens belonging to the genera *Trionyx*. He considers the specimen with well observable distribution and ornamentation of neural and costal plates to belong probably to a new species. Later Teppner (1914) described this specimen as a new species *T. stadleri*.

Trionyx sp. (Pl. 1, fig. 2) – Trbovlje, Aquitanian freshwater beds. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11832. Partly preserved shell. On dorsal side entirely preserved succession of seven neural plates and six fragments of costal plates.

Trionyx sp. (Pl. 1, fig. 3) – Trbovlje, Chattian, freshwater beds. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11833. Specimen is impression of a larger part of carapace. Length is superior to width. Several incomplete plates occur on posterior part of the specimen.

Trionyx sp. (Pl. 2, fig. 1) – Trbovlje, freshwater beds, Chattian. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11834. On marl slab impression of the larger part of carapace, covered to a lesser extent by broken and imperfectly preserved costal plates.

Trionyx sp. (Pl. 2, fig. 2) – Trbovlje. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 5907. Specimen donated by Prof. Dr. J. Kahn. On a piece of marl slab the carapace is visible; one side is represented by imprint, and on the other side the costal plates are preserved. Neural plates absent.

Trionyx sp. (Pl. 2, fig. 3) – Trbovlje, Socka beds. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 64138. Specimen was donated by A. Kompoš in 1881. Fossil sticks to a chunk of coal. On impression of the larger part of carapace in places individual plates are visible. Specimen is distinguished by its extraordinary size, length 46 cm.

Trionyx sp. (Pl. 3, fig. 1) – Trbovlje. Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 9191. Specimen legated by mining councillor E. Riedl (Obs.: the first curator of museum in Celje). Poorly preserved carapace has no anterior and posterior part, with imperfect series of costal plates, therefore the outline of the entire carapace can be only guessed. Specimen is badly damaged in the area of neural plates. Preserved are only two neural plates.

Trionyx sp. (tab. 3, sl. 2) – Trbovlje, Chattian, freshwater beds. Deposited in the Carinthian provincial museum in Klagenfurt, not inventoried. Excellent preservation state, oval carapace in neural part slightly compressed. Arrangement and ornamentation of plates is well visible. Hoernes (1882) described three specimens of *Trionyx* sp., among which Teppner (1914) described the new species *T. stadleri* (now deposited in Joanneum).

Trionyx sp. (tab. 3, sl. 3) – freshwater part of Socka beds, Upper Oligocene (Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1993, Pl. 4, Fig. 2). Deposited in the Provincial museum Celje, not inventoried. Specimen is well preserved. On upper surface are preserved a few plates. On the exterior part of costal plates the longitudinal structure is visible, and in the central part reticular structure. In Guidebook of the museal collection in Celje from 1889 we read that the museum keeps the turtle specimen

Trionyx styriacus Peters. However, it is not certain whether this specimen is referred to, since the inventory book has been lost.

Trionyx sp. (Pl. 4, fig. 1) – Trbovlje, Oligocene. Deposited by the Museum collection Laško, not inventoried. On a slab of 39 × 25 cm the interior of carapace surface is impressed. Preserved are only fragments of two costal plates. Impressions of sutures between costal and neural plates are clearly visible.

Trionyx sp. – Trbovlje, Oligocene. Deposited by the Museum collection Laško, not inventoried. Specimen represents only the impression. On very small surface of the only preserved neural plate ornamentation is visible.

Testudo riedli Hoernes (Pl. 4, fig. 2a, b) – Trbovlje, Oligocene (Hoernes, 1892; Ramovš, 1974; Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1993, Fig. 3). Deposited in the Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 5908. The mould of shell is preserved. Owing to damaged dorsal part of mould the outline of neural plates and contact with costal plates unfortunately are not visible. According to Hoernes (1892) *T. riedli* possesses a mixture of properties of genera *Emys* and *Testudo*. He compared it with Miocene species *Testudo praeceps* Haberlandt. Since *T. riedli* displays only to a minor degree the wedge-like formed costal plates, as well as extraordinarily developed wings on hyoplastra and hypoplastra which do not occur in recent forms, it results that the form is phyllogenetically older than species *T. praeceps*. According to Hoernes (1892) the holotype of species *T. riedli* is kept in the Provincial museum Celje. Since previously its actual repository was not known, the rediscovery of this precious specimen has become an important piece of information for the Slovenian paleontology, even more pictorially documented since the first description was not illustrated.

Conclusion

When looking back to the 19th century, to times of the Austro-Hungarian monarchy, it may be stated that at least as what macropaleontology is concerned, the practices were excellent. Careful search and preparation of fossils which were found at underground or open pit mining of coal, their scientific examination and safe and professional conservation were in those times ordinary practice in which took part aso the mining coucillor E. Riedl, the first curator of the Celje museum, and the miner A. Kompoš from Trbovlje. Thanks to the enlightment of the miners who believed that fossils were something rare and valuable for science, and last not least, thanks to rewards paid to them for important finds, there still were in the first part of 20th century until the first years after the World War 2 individuals who considered the fossils an important part of our natural heritage. From those times on, however, those who are the closest to fossils, the geologists of geological services of the collieries, did do nothing, or almost nothing in this sense. Excuses in the name of fast, modern methods of mining, striving for higher coal production which could suffer because of fossil hunting, are indeed just excuses. No doubt similar problems had also the miner A. Kampoš in the last century.

Already Peters (1855, 1859) who studied fossil turtles considered that they had no special importance at that time, but nevertheless they deserved attention of stratigraphers owing to their frequency in southern European Eocene and Lower Miocene beds. A larger number of specimens of genera *Trionyx, Chelydra* and *Emys*

and their comparisons on the wider region should permit in future detailed studies of the Tertiary sea and of its connection with the freshwater systems.

The authors of this paper actually do not have to add anything to Peters' reasoning, since the number of finds of fossil turtles in Zasavje during the present century did not change essentially. Therefore also in understanding of terrestrial turtles (e.g. genus *Testudo*) hardly any revolutionary additions to their evolutionary line could be expected.

Our intention was to establish the present locations of the Zasavje fossil turtles and to present them with this contribution to the readers.

In the future, however, in order to strenghten our national identity, we will have to think also about purchasing some important fossils from Slovenia, at home and also abroad, regardless of their possibly higher price. Let us not forget about the recent purchase of the mammal jawbone from Motnik which was bought from the grandson of the last owner of the Motnik colliery by the Bavarian provincial museum (Heissig, 1990). The studied fossil which was purchased as "*Antracotherium dalmatinum* H. v. Meyer", was described by Heissig (1990) as new species *Anthracohyus slavonicus*, on the ground that Slavonia were the ancient name for Slovenia. At this occasion it could be hoped by the geological community that such purchases in the future will be made by our government, which would prevent among others also inadmissible disfigurements of the name Slovenia in foreign literature.

Acknowledgements

We would like to thank the curators Dr. I. Fritz from the Styrian provincial museum Joanneum in Graz and Dr. F. Ucik from the Carinthian provincial museum in Klagenfurt for allowing us the inspection and study of fossil turtles from their collections. We also thank the staff of the Provincial museum in Celje and Mr. J. and T. Majcen who permitted the access and survey of fossil inventory of the Museum collection Laško. We are also indebted to Dr. B. Kryštufek for critical reading of the manuscript; his comments and suggestions are gratefully acknowledged.

The investigation of fossil turtles is based on our long collecting and study of Tertiary fossils in Zasavje with the aim to establish what happened to our natural heritage from the mining areas. The treatise was written in the frame of the research project, financed by the Ministry for science and technology, Fossil macrofauna of Slovenia at the Institute for Geology, Geotechnics and Geophysics.

Literatura

Carroll, R. L. 1988: Vertebrate Paleontology and Evolution.–W.H. Freeman and Company, xiv + 698 pp., New York.

Colbert, E. H. & Morales, M. 1990: Evolution of the Vertebrates.–Fourth Edition. John Wiley and Sons, Inc, XVII + 470 pp., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.

Gaffney, E. S. &. Meylan, P. A. 1988: A Phylogeny of Turtles.–In Benton, M. J. (ed.): The Phylogeny and Classification of the Tetrapods, Volume 1: Amphibians, Reptiles, Birds. Systematics Association Special Volume No. *35*. A., 157–219, Clarendon Press, Oxford.

Heissig, K. 1990: Ein Oberkiefer von *Anthracohyus* (Mammalia, ? Artiodactyla) aus dem Eozän Jugoslawiens.–Mitt. Bayer. Staatsslg, Paläont. hist. Geol. *30*, 57–64, München.

Hoernes, R. 1881: Zur Kenntniss der mittelmiocänen *Trionyx*- Formen Steiermarks.–Jb. k. k. geol. R. A. *31/4*, 479–482, Wien.

Hoernes, R. 1882: *Trionyx*-Reste des Klagenfurter Museums von Trifail in Südsteiermark.–Verh. k. k. geol. R. A. 3, 39–40, Wien.

Hoernes, R. 1892: Neue Schildkrötenreste aus steierischen Tertiärablagerungen (I. *Trionyx Hilberi* nov. form. aus dem Untermiocän von Wies. II. *Testudo Riedli* nov. form. aus dem Oligocän von Trifail.–Verh. k. k. geol. R. A. 9, 242–246, Wien.

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 1993: Okamnine v Pokrajinskem muzeju Celje. – Celjski zbornik, 123–141, Celje.

Peters, K. 1855: Schildkrötenreste aus den österreichischen Tertiär-Ablagerungen. –Denkschrift. k.k. Akad. Wiss. *9*, 1–22, Wien.

Peters, K. 1859: Beiträge zur Kenntniss der Schildkrötenreste aus den österreichischen Tertiärablagerungen.–Beiträge zur Palaeontographie von Oesterreich. I. Band., II. Heft, 59–64, 4 Taf., Wien–Olmüz.

Ramovš, A. 1974: Paleontologija.–Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Univerza v Ljubljani. XIII + 304 pp., Ljubljana.

Romer, A. S. 1950: Vertebrate Paleonotology.–Fourth Edition. University of Chicago Press. ix + 687 pp., Chicago, Illinois.

Sajovic, G. 1950: Zgodba sklednice.–Proteus XII/8, (1949/50), 249-258, Ljubljana.

Stache, G. 1905: *Sontiochelys*, ein neuer Typus von Lurchschildkröten (Pleurodira) aus der Fischschieferzone der unteren Karstkreide des Monte Santo bei Görz.–Verh. k.k. geol. R.–A. 13, 285–292, Wien.

Teppner, W. 1913: Südsteierische *Trionyx*-Reste in Kärntner Landesmuseum in Klagenfurt.–Verh. k. k. geol. R. A. 13, 322–332, Wien.

Teppner, W. 1914: Zur phylogenitischen Entwicklung der »protringuiden Trionyciden« des Tertiärs und *Trionyx Petersi* R. Hoernes var. *trifailensis* nov. var. aus dem Miocän von Trifail in Steiermark.–Centralblatt für Miner. Geol. u. Paläont. 20, 628–638, Stuttgart.

Valvasor, J. W. 1698: Die Ehre des Hertzogthums Crain. I. Theil (Faksimilirana izdaja: Reisp, B. 1970: redakcija faksimila in spremna beseda), 696 pp. Ljubljana – München.

– 1889: Führer durch die Sammlungen des Localmuseums der Stadt Cilli. Im Selbstverlage des Museal-Vereins, 29 pp, Cilli.

Tabla 1 – Plate 1



1 Trionyx stadleri Teppner

Dolžina primerka je 31 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11831

Length of specimen 31 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11831



2 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 30,5 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11832

Length of specimen 30.5 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11832



3 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 34 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11833

Length of specimen 34 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11833

Tabla 2 – Plate 2



1 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 28,5 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 11834

Length of specimen 28.5 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 11834



2 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 19 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 5907

Length of specimen 19 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 5907



3 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 46 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 64138

Length of specimen 46 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 64138

Tabla 3 – Plate 3



1 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 21 cm. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 9191

Length of specimen 21 cm. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 9191



2 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 31 cm. Koroški deželni muzej v Celovcu, ni inventarizirano

Length of specimen 31 cm. Carinthian provincial museum in Klagenfurt, not inventoried



3 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 34 cm. Pokrajinski muzej Celje, ni inventarizirano

Length of specimen 34 cm. Provincial museum Celje, not inventoried

Tabla 4 – Plate 4



1 Trionyx sp.

Dolžina primerka je 26 cm. Muzejska zbirka Laško, ni inventarizirano

Length of specimen 26 cm. Museum collection Laško, not inventoried





2 a, b Testudo riedli Hoernes

Dolžina primerka je 20 cm. *a* – lateralno, *b* – dorzalno. Štajerski deželni muzej Joanneum v Gradcu, inv. št. 5908

Length of specimen 20 cm. *a* – lateral view, *b* – dorsal view. Styrian provincial museum Joanneum in Graz, inv. no. 5907

GEOLOGIJA *36*, 95–117 (1993), Ljubljana 1994

UDK 569.32:551.793(497.12)=863

Alpski svizec iz Matjaževih kamer

The Alpine marmot from the cave Matjaževe kamre

Vida Pohar
Katedra za geologijo in paleontologijo,
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana, Slovenija

Jože Kotnik
Pod Gonjami 45, 62391 Prevalje, Slovenija

Kratka vsebina

Izkopavanja v manjši dvorani večjega jamskega sistema Matjaževe kamre so odkrila v pleistocenskih sedimentih paleolitsko postajo z različno starima kulturnima horizontoma in favno, ki je količinsko sicer bogata, po številu vrst pa skromna. V sestavku sta avtorja paleontološko obdelala le fosilne ostanke alpskega svizca, ki so jih zbrali v plasti 2 paleolitske postaje in sosednjem stranskem rovu istega jamskega sistema. V paleolitski postaji so kosti namensko razbite in ožgane, v stranskem rovu pa so ostale skoraj nepoškodovane. Primerjava izmerjenih vrednosti zob, kranialnega in postkranialnega skeleta s starejšimi in enako starimi najdbami alpskih svizcev v slovenskih najdiščih je pokazala, da se mere le malo razlikujejo med seboj in večinoma ne presegajo dimenzij recentnih živali.

Glede na to, da med favno, odkrito v plasti 2, prevladujejo fosilni ostanki alpskih svizcev in da manjkajo zastopniki tundre, sta avtorja to plast uvrstila v pozni glacial. S to ugotovitvijo se ujema v isti plasti odkrito kameno orodje, ki ga je Osole (1974, 29) pripisal epigravettienu. Verjetno so enake starosti tudi svizčevi ostanki iz stranskega rova.

Abstract

The excavations carried out in the Pleistocene sediments of a minor chamber belonging to a major cave complex, referred to as Matjaževe kamre, disclosed a paleolithic station with two cultural horizons of various ages and a fauna rather abundant in quantity but frugal in the number of species involved. In the present treatise the two authors deal merely with the paleontological elaboration of Alpine marmot fossil remains assembled in the layer 2 of the paleolithic station as well as in the adjacent side gallery of the same cave complex. In the paleolithic station the bones have been crashed and burnt on purpose, while in the side gallery, they have persisted nearly intact. The comparisons of measured dimensions of teeth, and of cranial and postcranial skeleton with findings of Alpine marmots of the same or surpassing age on the territory of Slovenia, show that measures differ but slightly, agreeing usually with the size of recent animals.

Due to the fact that the fauna unearthed from the layer 2 is essentially represented by the fossil remains of the Alpine marmot, whilst the representatives

of the tundra are missing, the authors attributed this layer to the late glacial. The statement is furthermore confirmed by the classification of stone tools having been discovered in the same layer and attributed by Osole (1974, 29) to Epigravettian. The marmot remains from the side gallery are most probably of the same age.

Uvod

O alpskih svizcih so podrobno pisali številni avtorji, vendar o njihovem izvoru ne vemo še nič dokončnega. Po Hofmannu (cf. Krapp, 1978, 165) so se v pliocenu razvili iz severnoameriškega rodu *Plesioarctomys*. Prve najdbe v Evropi izvirajo iz mlajšega pleistocena. Takrat sta po Mottl-ovi (1958, 96) v Evropi živeli dve geografsko ločeni vrsti: *Marmota marmota* (L.) (alpska oblika) in *Marmota bobak* (L.)

Tabela 1. Pogostost nastopanja alpskega svizca v Sloveniji v posameznih obdobjih mlajšega pleistocena

Table 1. Frequency of Alpine marmot's occurrence in paleolithic stations belonging to different stages of Pleistocene

Marmota marmota (L.) Obdobje – Stage		N	%
Riško-würmski interglacial (R/W) Riss-Würm interglacial	(1)	2	0.8
Starejši würm (WI) Lower Würm	(3)	86	10.9
Srednji würm (WI/II) Middle Würm	(0)	–	–
Mlajši würm – Upper Würm			
Drugi würmski stadial (WII) Second Würm stade	(1)	29	8.0
Paudorfski interstadial (WII/III) Paudorf interstade	(1)	22	15.3
Tretji würmski stadial (WIII) Third Würm stade	(4)	393	40.5
Pozni glacial (PG) Late Glacial	(7)	1682	69.9
Starejši holocen (H) Lower Holocene	(5)	–	–

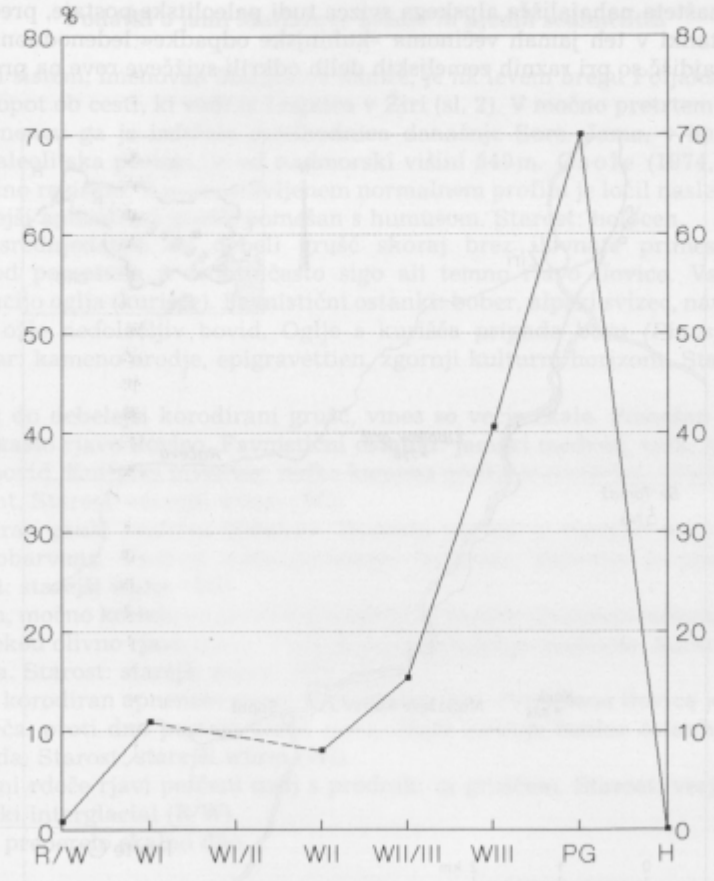
N = Število najdb alpskega svizca
Number of marmot's findings

() = Število upoštevanih najdišč alpskega svizca
Number of marmot's localities referred to

% = Odstotni delež najdb alpskega svizca glede na vsoto vseh določljivih paleontoloških najdb, zbranih v slovenskih mlajšepleistocenskih najdiščih
Percentage level of marmot's findings with regard to the entire lot of determinable paleonthological findings in the Upper Pleistocene localities of Slovenia

(stepska oblika). V času največje ekspanzije ledenikov sta se življenjski področji obeh vrst dotikali v Nemškem Sredogorju. Bobak se je razširil iz sibirskih in ruskih step sicer daleč proti zahodu, na jugu pa ni nikoli prestopil Alp in Karpatov (Wehrli, 1935, 237). Konec pleistocena se je bobak umaknil na vzhod, alpski svizec pa je v Vzhodnih Alpah izumrl. Ponovno so ga naselili v začetku prejšnjega stoletja, pri nas pa pred približno 30 leti (Amon, 1958, 101). Tako živi danes alpski svizec v Pirenejih, Alpah in Karpatih. Naseljuje področje od roba sklenjenega gozda do nadmorske višine 3200 m. Naseli se povsod tam, kjer so vsaj 3 m globoka tla. Rove koplje na travnatih pobočjih visokih planot, v gorskih dolinah obdanih z iglavci in v meliščih visoko ležečih krnic. Prehranjuje se s travo, koreninami in sočnimi zelišči. Zimsko spanje traja 6 mesecev ali več, odvisno od nadmorske višine (Krapp, 1978, 165–170).

Najdbe svižčevih ostankov v slovenskih paleolitskih postajah in na prostem niso ravno redke (tabela 1, sl. 1). Prve izvirajo iz konca riško-würmskega interglaciala.

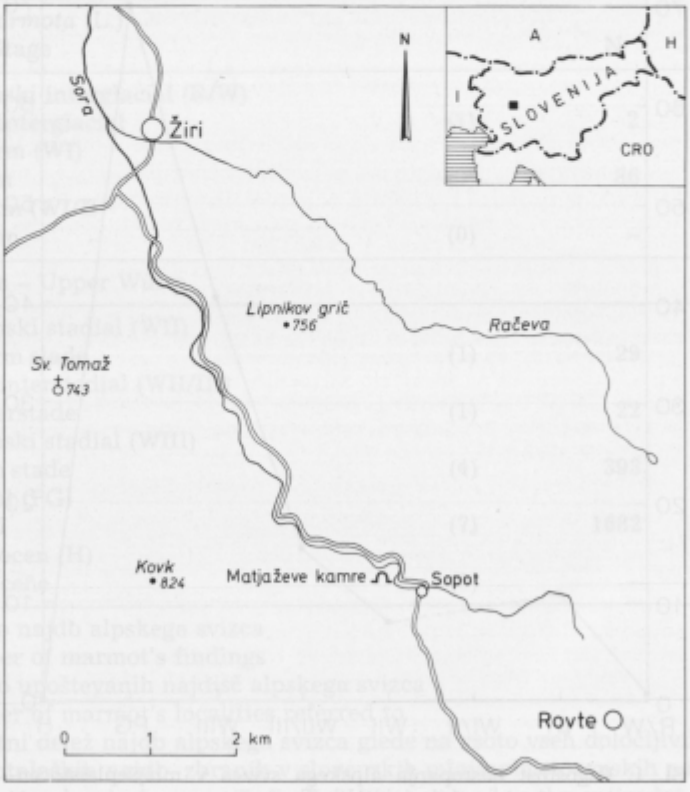


Sl. 1. Pogostost nastopanja alpskega svizca v mlajšepleistocenskih najdiščih Slovenije

Fig. 1. Frequency of Alpine marmot's occurrence in Upper Pleistocene localities of Slovenia

Poznamo jih iz Betalovega spodmola (Rakovec, 1952, 213 in 1959, 296) in iz Jame pod Herkovimi pečmi (Pohar, 1981, 246). Z nastopom starejšega würma so najdbe pogostejše. Ostanki alpskega svizca so znani iz Marovške zijalke (Pohar, 1976, 111). Jame pod Herkovimi pečmi (Pohar, 1981, 246), Betalovega spodmola, Parske golobine, Mornove zijalke in Špehovke. Srednjewürmske starosti so fosilni ostanki iz Potočke zijalke, Špehovke in Parske golobine (Rakovec, 1975, tab. 1). Iz mlajšega würma so najdbe številnejše. Odkrili so jih v Ovčji jami in v Jami v Lozi (Rakovec, 1962–1963, 243 in 252) ter v Ciganski jami (Pohar, 1992, 153). V poznem glacialu se je svizec tako razširil, da je prevladoval med takratno favno. Njegove ostanke so dobili na Krasu (Zakajeni in Županov spodmol – Rakovec, 1975, tab. 1), v osrednji Sloveniji (Matjaževe kamre – Rakovec, 1975, tab. 1; Babja jama – Pohar, 1985b, 107), na Dolenjskem (Lukenjska jama – Pohar, 1983, 79), na Gorenjskem (Poljšiška cerkev – Pohar, 1991, 321) in celo v Beli krajini (Judovska hiša – Pohar, 1985a, 10).

Ker so našteta nahajališča alpskega svizca tudi paleolitske postaje, predstavljajo svižčevi ostanki v teh jamah večinoma »kuhinjske odpadke« ledenodobnih lovcev. Poleg teh najdišč so pri raznih zemeljskih delih odkrili svižčeve rove na prostem. Na



Sl. 2. Lega paleolitske postaje Matjaževe kamre
Fig. 2. Locality map of the paleolithic station Matjaževe kamre

take fosilne rove so naleteli v okolici Bleda na vzpetini Dolgo brdo (Rakovec, 1961, 353), pri Podhomu in v Zagorici. Rakovec (1935, 273) jih je uvrstil v pozni glacial, vendar dopušča možnost, da so se ohranili še v začetne faze holocena.

Pod Javorom, vzhodno od Ljubljane so se v kamnolomu dolomita po odstrelu pokazali svižčevi rovi, ki sodijo v würmski glacial. V isto obdobje je Rakovec (1964, 126) uvrstil rove odkrite na severnem pobočju Bukove gore pri Trbovljah.

Vse to so najdbe na prostem, ki stratigrafsko niso opredeljive. Izsledki dosedanjih paleontoloških raziskav mezolitskih najdišč Pod Črmukljo (Pohar, 1986), Breg (Pohar, 1984) in Mala Triglavca (Pohar, 1990, 44) kažejo, da alpskega svizca v starejšem holocenu vsaj v nižinskih predelih Slovenije ni bilo več. Ker tudi med holocensko favno Potočke zijalke in Mokriške jame ni zastopan, je verjetno konec pleistocena pri nas izumrl.

Podatki o jami Matjaževe kamre in njenih sedimentih

Jamski sistem, imenovan Matjaževe kamre, je na levem bregu Poljanske Sore pri zaselku Sopot ob cesti, ki vodi iz Logatca v Žiri (sl. 2). V močno pretrtem zgornjetriasnem apnencu ga je izdelala predhodnica današnje Sore. Jama, v kateri je bila odkrita paleolitska postaja, je na nadmorski višini 540 m. Osole (1974, 1977) jo je sistematično raziskal. V poenostavljenem normalnem profilu je ločil naslednje plasti:

1. Drobnejši apnenčasti grušč, pomešan s humusom. Starost: holocen.
2. Sipki srednjedebeli do debeli grušč skoraj brez ilovnate primesi. Plast je ponekod pomešana z drobtinčasto sigo ali temno rjavo ilovico. Vsebuje črno infiltracijo oglja (kurišče). Favnistični ostanki: bober, alpski svizec, navadni jelen, los in ožje nedoločljiv bovid. Oglje s kurišča pripada boru *(Pinus)*. Kulturni inventar: kameno orodje, epigravettien, zgornji kulturni horizont. Starost: pozni glacial.
3. Drobni do debelejši korodirani grušč, vmes so večje skale. Pomešan je s temno rumenkasto rjavo ilovico. Favnistični ostanki: jamski medved, volk, los, navadni jelen, bovid. Kulturni inventar: redka kamena orodja moustérien, spodnji kulturni horizont. Starost: starejši würm (WI).
4. Korodiran grušč različne debeline. Ilovnata primes je rumeno rjavo ali temno rjavo obarvana. Vsebuje kosti jamskega medveda, kulturno je plast sterilna. Starost: starejši würm (WI).
5. Droben, močno korodiran grušč s precejšnjo primesjo rjavkasto rumene ilovice, ki je ponekod olivno rjave barve. Vsebuje kosti jamskega medveda, kulturno je plast sterilna. Starost: starejši würm (WI).
6. Močno korodiran apnenčev grušč, vmes nekaj skal. Primešana ilovica je rumenkasto rdeča, proti dnu postaja bledo rjava. Plast vsebuje fosilne ostanke jamskega medveda. Starost: starejši würm (WI).
7. Alohtoni rdeče rjavi peščeni melj s prodniki in gruščem. Starost: verjetno riško-würmski interglacial (R/W).
8. Močno preperelo skalno dno.

Paleontološki del

Ker sestavek ni posvečen obdelavi celotne favne odkrite v Matjaževih kamrah, temveč fosilnim ostankom alpskega svizca, podajava v tem poglavju le podrobni opis in vrednotenje kranialnega in postkranialnega skeleta tega največjega predstavnika družine veveric.

Fosilni ostanki izvirajo iz sipkih gruščev plasti 2 paleolitske postaje (1) in iz podobnih sedimentov sosednjega stranskega rova istega jamskega sistema (2).

Pri določanju zbranih kostnih ostankov in zob sva za primerjavo uporabljala fosilni osteološki material iz drugih slovenskih najdišč. Vsa merjenja sva izvedla po navodilih Hue-a (1907) in von den Driescheve (1976).

Razred Mammalia
Red Rodentia
Družina Sciuridae Gray, 1821
Rod *Marmota* Blumenbach, 1779
Marmota marmota (Linnaeus, 1758)
Tab. 1, sl. 1–6; tab. 2, sl. 1–9

Fosilni ostanki alpskega svizca so v poznoglacialnih najdiščih med najpogostnejšimi. To potrjujejo tudi najdbe v Matjaževih kamrah, saj smo v paleolitski postaji (1) in stranskem rovu (2) zbrali kar 1040 določljivih najdb, ki pripadajo najmanj 50 osebkom vseh starosti. Število najdb je prikazano v tabeli 2.

Posamezne najdbe so razmeroma dobro ohranjene, kosti so svetlo rjave ali rumenkaste barve, tiste, ki so ležale v bližini kurišča, so rahlo ožgane in zato temnejše. V paleolitski postaji so cele kosti redke, večina je razbitih in nosijo sledove urezov in udarcev (tabela 2, sl. 3). Nasprotno pa so v stranskem rovu fosilni ostanki veliko bolje ohranjeni (tabela 2, sl. 4).

V paleolitski postaji ni ohranjena nobena cela lobanja, izkopali so le fragmente posameznih lobanjskih kosti, med njimi pet zatilnic (sl. 3). V stranskem rovu so lobanje mnogo bolje ohranjene (Tab. 1, sl. 1). Zbrali so jih enajst, dve med njimi sta skoraj celi (tabela 2, sl. 4), druge so bolj ali manj fragmentarno ohranjene. Izvedla sva vse možne meritve in jih podala v tabeli 3.

Če primerjamo izmerjene dimenzije lobanj iz Matjaževih kamer z enakimi, vendar različno starimi najdbami iz Ajdovske jame, Hude luknje, Zagorice, Potočke zijalke (Rakovec, 1935, 274–275, 215, 217) in iz nemških najdišč (Wehrli, 1935, 242–243) vidimo, da se le malo razlikujejo med seboj.

Spodnje čeljustnice (Tab. 1, sl. 2) zbrane v paleolitski postaji, so precej poškodovane, bolje ohranjene (Tab. 1, sl. 3) izvirajo iz stranskega rova (tabela 2, sl. 3 in 4). V nekaterih mandibulah še tičijo glodači, vendar je večina odlomljena na meji med robom alveole in krono zoba (Tab. 1, sl. 2). V marsikateri čeljustnici so ohranjeni tudi premolarji (P_4) in molarji (M_{1-3}). Vsi četrti premolarji imajo tri korenine, vsi glodači so oranžno obarvani, tako da ni nobenega dvoma o pripadnosti vrsti *Marmota marmota*.

Po primerjavi izmerjenih dimenzij spodnjih čeljustnic in glodačev iz Matjaževih kamer (tabela 4, sl. 5 in 6) z najdbami v Lukenjski jami (Pohar, 1983, 80), Babji jami (Pohar, 1985b, 107). Poljšiški cerkvi (Pohar, 1991, 332), Ciganski jami (Pohar, 1992, 154) in s starejšimi najdbami iz Mornove zijalke in iz Špehovke (Rakovec, 1949, 215, 217), vidimo, da se v glavnem ujemajo.

Tabela 2. Deli kranialnega in postkranialnega skeleta alpskega svizca iz paleolitske postaje (1) in iz stranskega rova (2) Matjaževih kamer

Table 2. Parts of cranial and postcranial skeleton of the Alpine marmot from the paleolithic station (1) Matjaževe kamre and side gallery (2)

	N		%		K		%	
Marmota marmota (L.)	1	2	1	2	1	2	1	2
Ossa cranii	31	11	3.3	8.8	–	2	–	1.5
Mandibulae	70	12	7.6	9.6	–	8	–	6.4
Dentes icisivi	89	14	9.7	11.2	–	–	–	–
Vertebrae	8	33	0.9	26.4	–	33	–	26.4
Costae	174	3	19.0	2.4	16	1	1.7	0.8
Claviculae	22	–	2.4	–	8	–	0.9	–
Scapulae	35	6	3.8	4.8	–	2	–	1.6
Humeri	45	9	4.9	7.2	–	6	–	4.8
Ulnae	62	6	6.0	4.8	5	4	0.5	3.2
Radii	45	3	4.9	2.4	3	1	0.3	0.8
Ossa coxae	50	11	5.5	8.8	–	4	–	3.2
Femora	28	6	3.1	4.8	1	3	0.1	2.4
Tibiae	46	14	5.0	11.2	1	8	0.1	6.4
Fibulae	16	3	1.7	2.4	–	2	–	1.6
Metapodia	19	–	2.1	–	16	–	1.7	–
Phalanges	5	–	0.5	–	–	–	–	–
Izgubljeno Lost	170	–	18.7	–	–	–	–	–
Skupaj Total	915	125	100.0	100.0	50	74	5.4	59.2

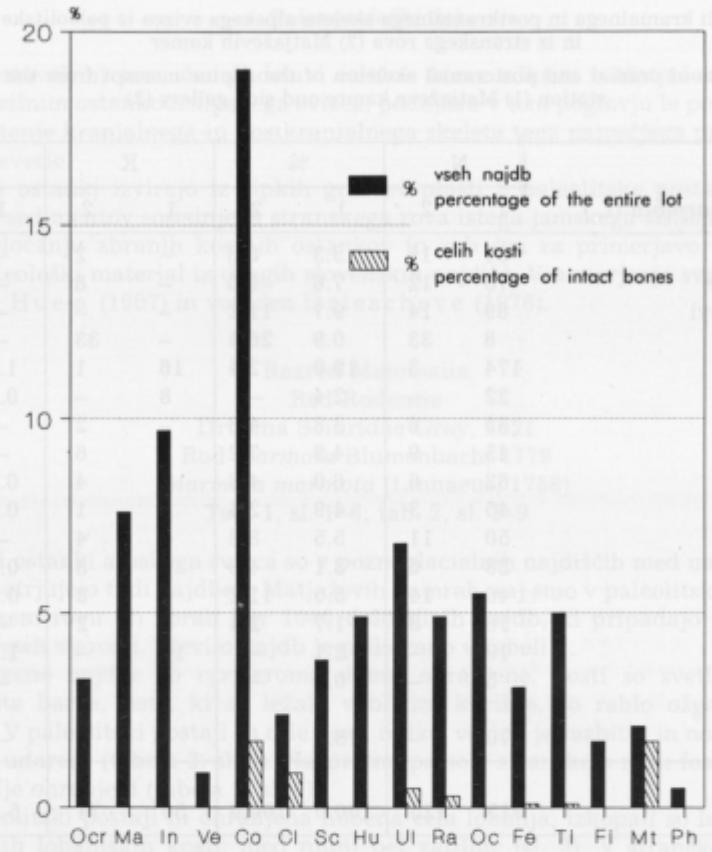
N = Število določljivih najdb – Number of determinable findings
K = Število celih kosti – Number of intact bones
1 = Paleolitska postaja – Paleolithic station
2 = Stranski rov – Side gallery

V paleolitski postaji so cele ekstremitetne kosti prava redkost. Skoraj vse imajo razbite diafize, dobro pa so ohranjeni proksimalni in distalni deli kosti (Tab. 2, sl. 2, 3, 6, 7). Nasprotno so dolge kosti, izkopane v stranskem rovu, v večini primerov cele (Tab. 2, sl. 1, 5). Ker jih pripada veliko mladim (nedoraslim) osebkom, epifize še niso v celoti zrasle z diafizo. Pri fosilizaciji so zato epifize nekaterim kostem odpadle in smo jih dobili zraven diafiz.

Po primerjavi izmerjenih vrednosti postkranialnega skeleta z enakimi najdbami iz drugih, različno starih slovenskih najdišč, sva ugotovila, da so odstopanja minimalna.

Sklepi

Favna iz paleolitske postaje in sosednjega stranskega rova Matjaževih kamer je v primerjavi z živalskimi ostanki iz drugih, enako starih slovenskih paleolitskih postaj izredno pičla. Skromna je tako po številu vrst kot po številu osebkov. Le za



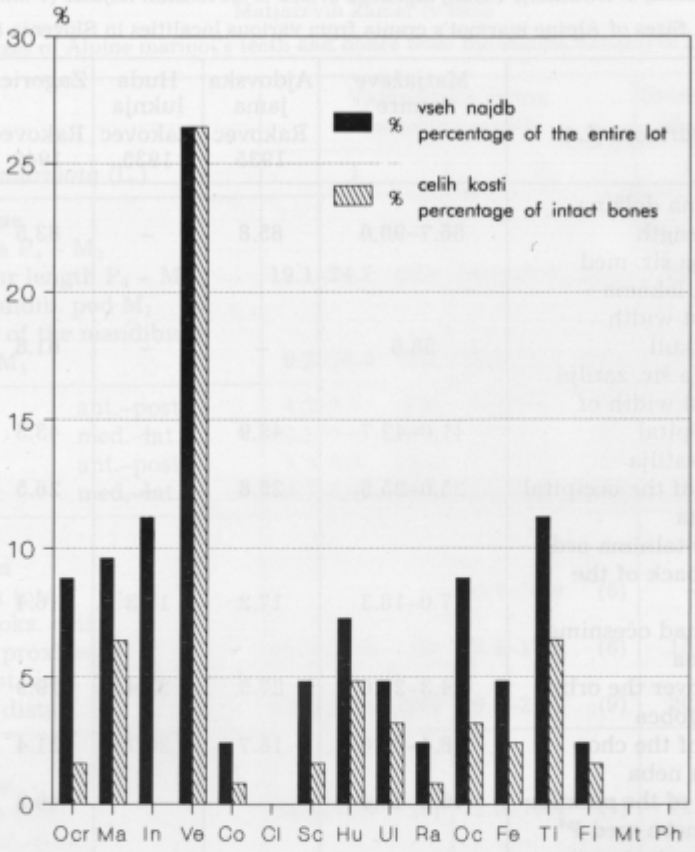
Sl. 3. Primerjava celih in razbitih kosti alpskega svizca iz paleolitske postaje Matjaževe kamre, izražena v odstotkih

Fig. 3. Comparison of Alpine marmot's intact and crashed bones from the paleolithic station Matjaževe kamre expressed in percentage

Legenda k slikama 3 in 4:

Legend to figures 3 and 4:

Ocr = Lobanjske kosti – Ossa cranii
Ma = Spodnje čeljustnice – Mandibulae
In = Glodači – Dentes incisivi
Ve = Vretenca – Vertebrae
Co = Rebra – Costae
Cl = Ključnice – Claviculae
Sc = Lopatice – Scapulae
Hu = Nadlahtnice – Humeri
Ul = Podlahtnice – Ulnae
Ra = Koželjnice – Radii
Oc = Kolčnice – Ossa coxae
Fe = Stegnenice – Femora
Ti = Golenice – Tibiae
Fi = Mečnice – Fibulae
Mt = Metapodiji – Ossa metacarpi, Ossa metatarsi
Ph = Prstni členki – Phalanges



Sl. 4. Primerjava celih in razbitih kosti alpskega svizca iz stranskega rova Matjaževih kamer, izražena v odstotkih

Fig. 4. Comparison of Alpine marmot's intact and crashed bones from the side gallery of Matjaževe kamre expressed in percentage

alpskega svizca in jamskega medveda *(Ursus spelaeus)* to ne velja. Jamski medved je številčno najmočneje zastopan v staropleistocenskih plasteh 6 do 3, alpski svizec pa v poznoglacialni plasti 2 in v enako starih sedimentih stranskega rova.

V tabeli 5 podajava dopolnjen in delno že objavljen (Osole, 1977, 22) pregled živalskih vrst iz Matjaževih kamer. Zaradi lažje primerjave z drugimi, enako obdelanimi najdišči sva izračunala odstotni delež posameznih živalskih vrst glede na vrsto vseh določljivih paleontoloških najdb. Ker pa je sestavek v glavnem posvečen paleontološki obdelavi in vrednotenju fosilnih ostankov alpskega svizca, podajava tu le kratek pregled drugih živalskih vrst, ki so jih prav tako zbrali v pleistocenskih plasteh paleolitske postaje.

Sklenjeno celoto predstavljajo plasti 6 do 3. V vseh so v večini fosilni ostanki jamskega medveda (tabela 5). Najdbe volka *(Canis lupus)*, losa *(Alces alces)*, navadnega jelena *(Cervus elaphus)* in natančneje nedoločljivega bovida *(Bos* seu *Bison)* ne

Tabela 3. Dimenzije lobanj alpskega svizca iz slovenskih najdišč (v mm)
Table 3. Sizes of Alpine marmot's crania from various localities in Slovenia (in mm)

Marmota marmota (L.)	Matjaževe kamre	Ajdovska jama Rakovec 1935	Huda luknja Rakovec 1935	Zagorica Rakovec 1949	Potočka zijalka Rakovec 1949
1. Bazilarna dolžina Basal length	86.7–90.0	85.8	–	83.5	87.7
2. Največja šir. med ličnima lokoma Greatest width of the skull	58.6	–	–	61.8	–
3. Največja šir. zatilja Greatest width of the occipital	41.0–42.7	43.9	–	43.5	–
4. Višina zatilja Height of the occipital	25.0–25.6	25.8	–	26.5	28.3
5. Širina za postorbitalnima ord. Width back of the frontal	17.0–18.3	17.2	17.3	16.4	15.3
6. Širina nad očesnima dupljama Width over the orbit	24.3–24.6	27.5	23.4	29.9	–
7. Širina gobca Width of the chop	18.4–21.6	18.7	20.7	21.4	–
8. Dolžina neba Length of the maxilla	46.0–48.4	–	–	49.8	51.4
9. Širina neba med P^4 (na zunanji strani) Width of the maxilla between P^4 (outside)	20.4–24.3–24.6	–	–	24.6	26.6
10. Diastema Length of diastema	25.0–25.5–26.2	–	23.5	26.1	27.4
11. Alveolarna dolžina $P^3 - M^3$ Alveolar length $P^3 - M^3$	21.4–21.7	–	22.3	21.8	21.1
12. Največja širina nad kondilom Width at the condylus occipitalis	17.6–20.5	–	–	20.5	20.8
13. Višina zatilne line Length of foramen magnum	7.5–8.2	8.4	–	7.9	10.5
14. Širina zatilne line Width of foramen magnum	10.3–12.0	12.4	–	10.5	11.0

Tabela 4. Dimenzije zob in kosti alpskega svizca iz paleolitske postaje (1) in stranskega rova (2) Matjaževih kamer (v mm)

Table 4. Sizes of Alpine marmot's teeth and bones from the station Matjaževe kamre (in mm)

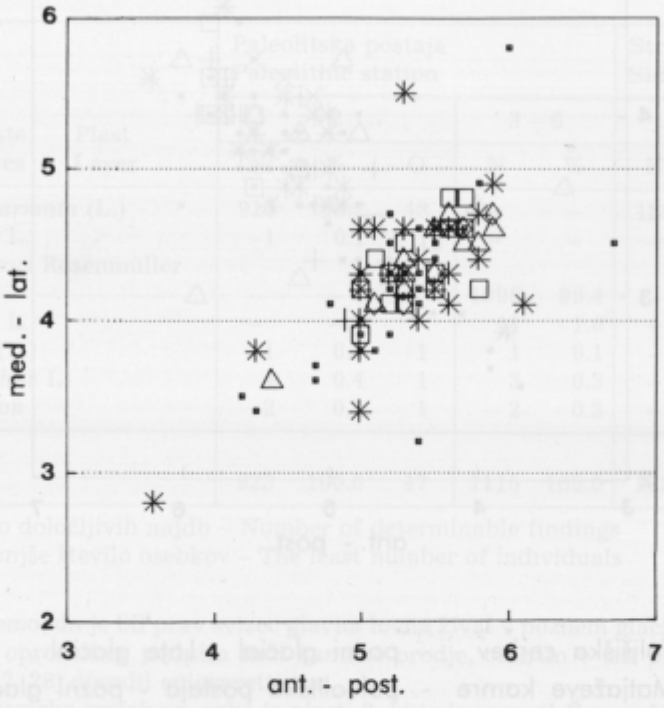
Marmota marmota (L.)	Variacijska širina Variation width				Srednja vrednost Medium value	
	1		2		1	2
Mandibulae						
1. Dolžina $P_4 - M_3$ Alveolar length $P_4 - M_3$	19.1–24.2	(53)	18.1–21.4	(11)	21.1	20.2
2. Viš. mandib. pod M_1 Height of the mandibula under M_1	9.2–16.4	(54)	12.0–17.0	(11)	14.4	15.1
I^1 Širina ant.–post.	4.2–6.7	(34)	4.9–5.6	(3)	5.3	5.2
Width med.–lat.	3.2–5.8	(34)	4.0–4.1	(3)	4.2	4.0
I_1 Širina ant.–post.	4.5–6.0	(50)	4.6–5.9	(11)	5.2	5.3
Width med.–lat.	3.7–5.2	(50)	3.2–4.5	(11)	3.7	3.8
Humeri						
1. Dolžina Length total	–		69.8–78.9	(6)	–	74,4
2. Šir. proks. epif. Width proximal	12.5–17.0	(3)	15.4–17.5	(6)	15.2	16.3
3. Šir. dist. epif. Width distal	19.2–22.4	(26)	19.8–22.7	(9)	20.0	21.4
Ulnae						
1. Dolžina Length total	69.4–75.4	(6)	72.0–75.4	(4)	72.3	73.4
2. Vel. ant.–post. prem. olekr. Great ant.–post diameter of olecr.	7.9–11.7	(39)	9.9–11.3	(6)	10.2	10.5
3. Vel. prečni prem. vel. sigm. vdolbine Great cross diameter of great sigm. bowl	6.0–9.4	(39)	5.6–8.6	(5)	7.9	7.6
4. Mali prečni prem. vel. sigm. vdolbine Small cross diameter of great sigm. bowl	3.8–6.3	(43)	5.3–6.3	(6)	4.8	5.7
Radii						
1. Dolžina Length total	53.5–63.2	(5)	58.9–62.8	(2)	57.6	60.8
2. Šir. proks. epif. Width proximal	7.2–10.0	(32)	8.8–9.4	(3)	9.0	9.1
3. Šir. dist. epif. Width distal	9.5–9.6	(3)	10.1		9.6	–

Marmota marmota (L.)	Variacijska širina Variation width				Srednja vrednost Medium value	
	1		2		1	2
Femora						
1. Dolžina Length total	60.3–79.2	(2)	81.3–87.7	(3)	71.1	83.8
2. Šir. proks. epif. Width proximal	16.3–20.8	(12)	18.9–20.8	(5)	18.7	19.5
3. Šir. dist. epif. Width distal	11.4–17.7	(4)	16.4–17.6	(3)	14.2	17.0
Tibiae						
1. Dolžina Length total	73.3		69.3–85.1	(10)	–	79.6
2. Šir. proks. epif. Width proximal	13.9–17.5	(5)	13.3–19.1	(9)	15.4	16.6
3. Šir. dist. epif. Width distal	10.2–12.2	(19)	10.3–12.2	(11)	10.7	11.0
Fibulae						
1. Dolžina Length total	–		71.6–74.3	(2)	–	72.9
2. Šir. proks. epif. Width proximal	7.3–7.6	(3)	–		7.5	–
3. Šir. dist. epif. Width distal	7.0–8.2	(7)	–		7.5	–

( ) = Število izmerjenih najdb – Number of measured findings
1 = Paleolitska postaja – Paleolithic station
2 = Stranski rov – Side gallery

presegajo 1.5 %. Glede na enak gruščnat sediment in na srednjepaleolitski orodni inventar, ki so ga odkrili v najmlajši plasti 3, je Osole (1977, 29) imenovani kompleks uvrstil v starejši würm.

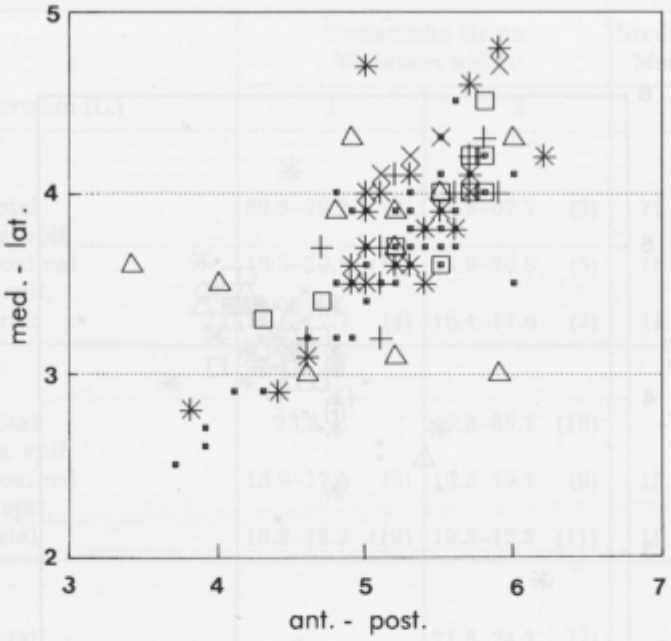
Favnistična sestava mlajše plasti 2 se bistveno loči od prejšnjih. Jamskega medveda ni več. Med zbranimi 923 paleontološkimi najdbami jih je vsega osem (0.8 %) pripadlo bobru *(Castor fiber)*, losu, navadnemu jelenu in generično nedoločljivemu bovidu. Alpski svizec je zastopan z 915 različnimi zobmi in deli kranialnega in postkranialnega skeleta. Vendar je med naštetimi svižčevimi ostanki le 5,4 % celih kosti in zob (tabela 2, sl. 3). Večina je namensko razbitih (Tab. 1, sl. 2, 4, 6; Tab. 2, sl. 2, 3, 6 do 9). Na diafizah so dobro vidni urezi, narejeni s kamenim orodjem. Kosti, ki so ležale v bližini kurišč, so tudi ožgane. To je razumljivo, saj so svižčeve kosti, odkrite v paleolitski postaji, ostanek lovskega plena ledenodobnega človeka. Tudi daleč jim ni bilo treba hoditi na lov, saj so svizci v sosednjem stranskem rovu kopali rove in tam prebivali in tudi poginjali. Pri izkopavanju so v tem rovu zbrali 125 svižčevih kosti in zob, kar 74 (59.2 %) je bilo celih (tabela 2, sl. 4). Mnoge kosti so tudi tukaj poškodovane, vendar zato, ker so pripadale nedoraslim osebkom. S poginom



□ Poljšiška cerkev - pozni glacial - Late glacial
• Matjaževe kamre - paleolitska postaja - pozni glacial
paleolithic station - Late glacial
+ Matjaževe kamre - stranski rov - pozni glacial
side gallery - Late glacial
× Babja jama - böllinški interstadial
Bölling interstade
✳ Ciganska jama - tretji würmski stadial (WIII)
Third Würm stade (WIII)
△ Marovška zijalka - starejši würm (WI)
Lower Würm (WI)

Sl. 5. Primerjava dimenzij zgornjih glodačev (I^1) alpskih svizcev iz mlajšepleistocenskih najdišč Slovenije (v mm)

Fig. 5. Comparison of sizes of Alpine marmot's upper incisors (I^1) from Upper Pleistocene localities of Slovenia (in mm)



□ Poljšiška cerkev - pozni glacial - Late glacial
▪ Matjaževe kamre - paleolitska postaja - pozni glacial
paleolithic station - Late glacial
+ Matjaževe kamre - stranski rov - pozni glacial
side gallery - Late glacial
× Babja jama - böllinški interstadial
Bölling interstade
✳ Ciganska jama - tretji würmski stadial (WIII)
Third Würm stade (WIII)
△ Marovška zijalka - starejši würm (WI)
Lower Würm (WI)

Sl. 6. Primerjava dimenzij spodnjih glodačev (I_1) alpskih svizcev iz mlajšepleistocenskih najdišč Slovenije (v mm)

Fig. 6. Comparison of sizes of Alpine marmot's lower incisors (I_1) from Upper Pleistocene localities of Slovenia (in mm)

takih juvenilnih primerkov so vezi med lobanjskimi kostmi popustile, tudi epifize, ki pri dolgih kosteh še niso bile prirasle, so odpadle od diafiz (Tab. 1, sl. 1, 2, 5).

Za določitev starosti favnističnih najdb v plasti 2 je alpski svizec najbolj uporaben. Iz dosedanjih raziskav pleistocenske favne, zbrane v slovenskih paleolitskih

Tabela 5. Pregled pleistocenske favne iz Matjaževih kamer
Table 5. Review of fauna species from Matjaževe kamre

Živalske vrste / Fauna species	Plast / Layer	Paleolitska postaja Paleolithic station					Stranski rov Side gallery		
		2			3 – 6				
		N	%	O	N	%	N	%	O
Marmota marmota (L.)		915	99.2	43	–	–	125	100	7
Castor fiber L.		1	0.1	1	–	–	–	–	–
Ursus spelaeus Rosenmüller et Heinroth		–	–	–	1098	98.4	–	–	–
Canis lupus L.		–	–	–	11	1.0	–	–	–
Alces alces (L.)		1	0.1	1	1	0.1	–	–	–
Cervus elaphus L.		4	0.4	1	3	0.3	–	–	–
Bos seu *Bison*		2	0.2	1	2	0.2	–	–	–
Skupaj / Total		923	100.0	47	1115	100.0	125	100	7

N = Število določljivih najdb – Number of determinable findings
O = Najmanjše število osebkov – The least number of individuals

najdiščih, vemo, da je bil prav svizec glavna lovna žival v poznem glacialu (tabela 1, sl. 1). Tako opredelitev podpira tudi kameno orodje, odkrito v isti plasti, ki ga je Osole (1977, 28) dosodil epigravettienu.

Antrakotomska preiskava oglja iz plasti 2, ki jo je opravil Šercelj (cf. Osole, 1977, 23), je pokazala, da so okolico Matjaževih kamer v poznem glacialu obraščali v glavnem borovci (*Pinus* sp.). Bor kot rastlinski pionir kaže na slaba tla oziroma zaostrene klimatske razmere. Tudi številne najdbe alpskih svizcev v majhni nadmorski višini Matjaževih kamer (540 m) to potrjujejo. Prisotnost bobra pa nasprotno najavlja bližino listnatih gozdov.

Na podlagi navedenega sklepava, da so se plast 2 v paleolitski postaji in grušči v stranskem rovu Matjaževih kamer odlagali na prehodu stadiala v toplejše obdobje. V katerem prehodnem obdobju poznoglacialnih oscilacij je bila jama naseljena, je težko reči. Zanesljivo je le, da je bila naseljena na prehodu enega izmed dryasnih hladnih sunkov v interstadial in ne obratno na prehodu (alleröd skega) interstadiala v hladni sunek (mlajšega dryasa), kot je to zapisal Rakovec (1975, tab. 1).

Zahvale

Zahvalo za izdelavo tega sestavka sva dolžna prof. dr. F. Osoletu, ker nama je prepustil v obdelavo kostno gradivo, ki ga je zbral pri izkopavanjih v Matjaževih kamrah. Za tehnično izvedbo članka se zahvaljujeva višjemu tehničnemu sodelavcu Katedre za geologijo in paleontologijo, M. Grmu, ki je po predlogah izdelal diagrame in slike. V prijetno dolžnost nama je tudi, da se na tem mestu zahvaliva M. Pohar, ki je prevedla povzetek in podnapise k tabelam, slikam in tablam ter B. Poharju za potrpežljivo tipkanje in ureditev teksta.

The Alpine marmot from the cave Matjaževe kamre

Summary

Alpine marmot fossil remains found in the Slovene paleolithic stations and in the open air could not be regarded just as occasional findings (Table 1, fig. 1). The very first descend from the end of Riss-Würm Interglacial and the two localities, i.e. Betalov spodmol (Rakovec, 1952, 213 and 1959, 296) and Jama pod Herkovimi pečmi (Pohar 1981, 246) are to be mentioned in this connection. With the period of Lower Würm setting in, the findings made themselves even more frequent. The caves Marovška zijalka (Pohar, 1976, 111), Jama pod Herkovimi pečmi (Pohar, 1981, 246), Betalov spodmol, Parska golobina, Mornova zijalka and Špehovka are well known by their Alpine marmot remains. Potočka zijalka, Špehovka and Parska golobina (Rakovec, 1952, tab. 1) disclosed fossil remains belonging to the Middle Würm, as well. The Upper Würm is really abundant in this regard. The remains were discovered in the caves Ovčja jama and Jama v Lozi (Rakovec, 1962 – 1963, 243 and 252) as well as in Ciganska jama (Pohar, 1992, 153). In the Late Glacial the Alpine marmot spread to such a degree that it was absolutely dominating the fauna of the time. His remains were found in the area of Karst (Zakajeni spodmol and Županov spodmol – Rakovec, 1975, Tab. 1) in western Slovenia (Matjaževe kamre – Rakovec, 1975, Tab. 1; Babja jama – Pohar, 1985b, 107) and in Lower Carniola – Dolenjska – (Lukenjska jama – Pohar, 1983, 79), in Upper Carniola – Gorenjska – (Poljšiška cerkev – Pohar, 1991, 321) and even in the region of Bela krajina (Judovska hiša, Pohar, 1985a, 10).

The above mentioned localities in which the Alpine marmot was spotted, appear as paleolithic stations, as well, therefore the marmot's remains in these caves may be usually regarded as Pleistocene hunters' "kitchen waste". Various earth-digging works in the vicinity revealed the marmot's open air passages. The latter were spotted not far away from Bled, furrowing the hill of Dolgo brdo (Rakovec, 1961, 353), near Podhom and in Zagorica. Rakovec (1953, 273) attributed them to the Late Glacial, yet admitting of the possibility of their persisting as far as into the initial phase of Holocene.

To the east of Ljubljana, in a dolomite quarry, at the foot of the village Javor dynamite blasting brought to light marmot's passages belonging to Würm glacial. The passages discovered on the northern slopes of Bukova gora near Trbovlje must have belonged to the same period according to Rakovec (1964, 126).

All theses open air findings are not determinable from the stratigraphical point of view. The paleontological researches of Mesolithic sites, such as Pod Črmukljo (Pohar, 1986), Breg (Pohar, 1984) and Mala Triglavca (Pohar, 1990, 44) carried out so far, point to the fact that during the Lower Holocene period the Alpine marmot is wanting in Slovenia, at least in the lowlands of the country. No trace of it being found among the Holocene fauna of Potočka zijalka or Mokriška jama either, a conclusion may be drawn, i.e. in our parts, the Alpine marmot probably became extinct by the end of Pleistocene.

The cave complex known as Matjaževe kamre lies on the left bank of the river Poljanska Sora, at the hamlet Sopot by the road leading from Logatec to Žiri (fig. 2). It was delineated, in the intesely deformed Upper Triassic limestone, by the precursor of the present Sora river. The cave where the paleolithic station was discovered is

situated 540 m above the sea level and it was thoroughly searched by Osole (1974, 1977). In the simplified profile he distinguished the following layers:

1. Rubble with humus. Age: Holocene.
2. Loose rubble almost deprived of loamy admixture, comprising several fire places, crashed animal bones and stone tools belonging to Epigravettian. Age: Late Glacial.
3. Corroded rubble mixed loam, Pleistocene fauna, bone remains as well as Mousterian stone tools. Age: Lower Wüm (Wl).
4. Corroded rubble with loam comprising cave bear bones. Age: Lower Würm (Wl).
5. Tiny, corroded rubble with a substantial loamy admixture, comprising cave bear bones. Age: Lower Würm (Wl).
6. Corroded rubble with loam, comprising cave bear fossil remains Age: Lower Würm (Wl).
7. Allochthonous sandy silt with pebbles and rubble. Age: probably Riss–Würm Interglacial (R/W).
8. Intensely weathered rock bed.

Paleontologic findings descend from all layers with the exception of the upper humus Cover (layer 1) and allochthonous water deposit (layer 7). The fauna extracted from these layers, compared to the fauna remains from other Slovene paleolithic stations of the same age, is extremely scarce. The findings are modest as to the number of species as well as to the number of individuals, the only exception being the Alpine marmot *(Marmota marmota)* and the cave bear *(Ursus spelaeus)*. The figures of cave bear occurrence are the highest in Lower Pleistocene layers 6 to 3, while the Alpine marmot tends to outnumber all the other species in the Late Glacial layer 2 of the paleolithic station, as well as in the old sediments of the side gallery of the same cave complex.

The table 5 presents a completed and partly already published (Osole, 1977, 22) review of animal species from the cave Matjaževe kamre. To facilitate the comparison with other sites under same investigation, we calculated the percentage of individual animal species with regard to the type of all the determinable lot of the paleontological findings. This study being mainly destined to a paleontological treatment and evaluation of fossil remains of the marmot, we will here deal but with a brief review of other animal species having been assembled from the Pleistocene layers of the paleolithic station, as well.

The layers 6 to 3 represent an accomplished entity. All of them display mostly fossil remains of the cave bear (table 5). The findings of wolf *(Canis lupus)*, elk *(Alces alces)*, red deer *(Cervus elaphus)*, accurately undeterminable bovidae *(Bos* seu *Bison)* do not surpass 1.5 %. The same rubble sediment and Middle Paleolithic tool inventory, discovered in the uppermost layer 3, led Osole (1977, 29) to attribute the above mentioned complex to the Lower Würm.

The fauna structure of the younger layer 2 differs crucially from the previous ones. Cave bear is absolutely missing. The whole lot of the paleontological findings, 923 items, comprises but 8 pieces (0.8 %) of beaver *(Castor fiber)*, elk, red deer and generically undeterminable bovidae. The Alpine marmot is present with an assortment of 915 various teeth and fragments of cranial and post cranial skeleton. Among the above quoted marmot's remains there are only 5,4 % of intact bones and teeth (Pl. 2, fig. 3). The majority of them was intentionally crashed (Pl. 1, figs. 2, 4, 6; Pl. 2, figs. 2. 3, 6 to 9). The diaphyses clearly show cuts made by stone tools. Bones scattered in

the vicinity of fire places are burnt, too. It goes without saying that the Alpine marmot's bones discovered in the paleolithic stations were just left–overs of the loot of Pleistocene hunters. No need for them to hunt far away, as their neighbours – the Alpine marmots – were so busy digging their passages in the adjacent side gallery and perishing there, as well. In the course of the excavations in this gallery, a considerable lot of 125 marmot's bones and teeth was assembled including 74 intact pieces (Pl. 2. fig. 4). A great number of bones are damaged, however, just for having belonged to not yet fully grown individuals. At the moment of their passing away the sutures of these juvenile skull bones slackened. The epiphyses in shaft bones, not yet ossified, fell off of the diaphyses (Pl. 1, figs. 1, 2, 5).

The teeth and bones have been subdued to all possible measurements and the results of the investigation are presented in the tables 3 and 4, their photographs figuring in the plates 1 and 2, though.

Having compared the measurements of sizes concerning the fauna remains extracted from the cave Matjaževe kamre with equal, yet differently aged findings from other Slovene sites, we came to a conclusion that they mostly do agree (fig. 5 and 6). The values measured in our findings do not disagree essentially with the values stated by Wehrli (1935, 242–243) in the cases of Pleistocene Alpine marmots from German sites.

In order to determine fauna findings in layer 2, the marmot lends itself as most useful. Judging by the so far existing researches of Pleistocene fauna, gathered in Slovene paleolithic sites, we know that it was marmot that used to be the main hunted animal in the course of Late Glacial (Pl. 1, fig. 1). Such a determination is moreover sustained by the discovery of stone tools from the same layer, assigned to Epigravettian by Osole (1977, 28).

Anthracotomic carbon investigation from the layer 2, carried out by Šercelj (cf. Osole, 1977, 23) showed that in the period of Late Glacial, the vicinity of the cave Matjaževe kamre was grown mainly by pine trees (*Pinus* sp.) Namely, pine tree, being a vegetal pioneer, accounts for a poor soil and rough climate conditions, respectively. Numerous findings of marmots at the low altitude of Matjaževe kamre (540 m) prove it as well. The occurrence of beavers, on the other hand, announces the nearness of deciduous trees.

On the basis of the above quoted it may be inferred that in the paleolithic station, layer 2 and rubbles would sediment in the side gallery of the cave Matjaževe kamre during the transition of the stade into a more temperate period. Yet, it would be difficult to say which transitional phase of those Late Glacial oscillations saw the cave inhabited. One thing is certain, though, i. e. it was undoubtedly inhabited during the transition of one of the Dryas cold outbursts turning into an interstade and not vice versa, i. e. during the transition of (Alleröd) interstade turning into a cold outburst (of a Younger Dryas) as stated by Rakovec (1975, Tab. 1).

Literatura

Amon, R. 1958: Die Verbreitung des Alpenmurmeltieres, *Marmota M. marmota* Linné 1758, in historischer Zeit, seine Ansiedlung in den Ostalpen.–Jb. Osterr. Arbeitskr. Wildtierf., 100–102, Graz.

Driesch, A. von den 1976: Das Vermessen von Tierknochen aus vor – und frühgeschichtlichen Siedlungen. – Inst. f. Paläoanat. Domestikationsforsch. Gesch. u. Gesch. Tiermed. d. Univ. München.

Hue, E. 1907: Musée Ostéologique, Etude de la faune quaternaire, Ostéometrie des Mammiféres, I., II., XIX + 50, Tab. 1–186 Schleicher Fréres, Paris.

Krapp. F. 1978: *Marmota marmota* (Linnaeus, 1758) – Alpenmurmeltier. – Handbuch der Säugetiere Europas 1, 153–181, Akad. Verlagsgesellschaft Wiesbaden, 1–476, Wiesbaden.

Mottl, M. 1958: Die fossilen Murmeltierreste in Europa mit besonderer Berücksichtigung Österreichs. – Jahrb. d. Österr. Arbeitskr. Wildtierf., 91–100, Graz.

Osole, F. 1974: Paleolitska kulturna zapuščina v Matjaževih kamrah. – Škofjeloški razgledi *21*. 25–40, Škofja Loka.

Osole, F. 1977: Matjaževe kamre, paleolitsko jamsko najdišče.–Arheol. vestn. *27* (1976), 13–41, pril. 1, Ljubljana.

Pohar, V. 1976: Marovška zijalka. – Geologija *19*, 107–119, tab. 1–2, Ljubljana.

Pohar, V. 1981: Pleistocenska favna iz Jame pod Herkovimi pečmi. – Geologija *24*/2, 241–284, Ljubljana.

Pohar, V. 1983: Poznoglacialna favna iz Lukenjske jame.–Geologija *26*, 71–107, Ljubljana.

Pohar, V. 1984: Favnistični ostanki mezolitske postaje na prostem Breg–Škofljica pri Ljubljani. – Poročilo v raziskov. paleol., neol. in eneol. v Sloveniji *12*, 7–27, Ljubljana.

Pohar, V. 1985a: Judovska hiša pri Moverni vasi – prva paleolitska postaja v Beli Krajini. – Poročilo o raziskov. paleol., neol. in eneol. v Sloveniji *13*, 7–15, Ljubljana.

Pohar, V. 1985b: Kvartarni sesalci iz Babje jame pri Dobu. – Razprave 4 razr. SAZU *26*, 97–130, tab. 1–5, Ljubljana.

Pohar, V. 1986: Kostni ostanki mezolitskega najdišča Pod Črmukljo pri Šembijah (Ilirska Bistrica). – Poročilo o raziskov. paleol., neol. in eneol. v Sloveniji *14*, 11–20, Ljubljana.

Pohar, V. 1990: Sesalska makrofavna v starejšem holocenu. – Poroč. o raziskov. paleol., neol. in eneol. v Sloveniji, *18*, 43–49, Ljubljana.

Pohar, V. 1991: Poznowürmska sesalska favna iz previsa Poljšiška cerkev. – Razprave IV. razreda SAZU, *32*, 315–339, Ljubljana.

Pohar, V. 1992: Mlajšewürmska favna iz Ciganske jame pri Željnah (Kočevje, južnovzhodna Slovenija). – Razprave IV. Razreda SAZU, *33*, 147–187, Ljubljana.

Rakovec, I. 1935: Diluvialni svizci južnovzhodnih Alp. – Prirodosl. razprave *2*/5, 245–292, tab. 12–14, Ljubljana.

Rakovec, I. 1949: Nove najdbe diluvialnih svizcev v Sloveniji. – Razprave razreda za prirodoslovne in medicinske vede SAZU, *4*, 206–228, Ljubljana.

Rakovec, I. 1952: O fosilnih sesalskih ostankih iz Betalovega spodmola. – Letopis SAZU *4*, 205–225, Ljubljana.

Rakovec, I. 1959: Kvartarna sesalska favna iz Betalovega spodmola pri Postojni. – Razprave 4. razr. SAZU *5*, 289–348, Ljubljana.

Rakovec, I. 1961: O novih svizčevih ostankih iz Slovenije. – Razprave IV. razr. SAZU *6*, 353–365, Ljubljana.

Rakovec, I. 1962–1963: Poznowürmska favna iz Jame v Lozi in iz Ovčje jame. – Arheol. vestn. *13–14*, 241–272, Ljubljana.

Rakovec, I. 1964: Jugoslawiens Alpenmurmeltiere und Steinböcke. – Jrb. Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere e. V., *29*, 124–132, München.

Rakovec, I. 1975: Razvoj kvartarne sesalske favne Slovenije. – Arheol. vestn. *24* (1973), 225–270, tab. 3, Ljubljana.

Wehrli, H. 1935: Die diluvialen Murmeltiere Deustschlands. – Palaeont. Zeitschrift *17*, 204–243, Berlin.

Tabla 1 – Plate 1

1 Marmota marmota (L.)
Nekoliko poškodovana lobanja, S.r.1, od zgoraj, nar. velikost, stranski rov
Skull, partly damaged, S.r.1, vertical view, nat. size, side gallery

2 Marmota marmota (L.)
Fragmentirana leva spodnja čeljustnica z zobmi: I_1, P_4, M_1 in M_3, M.K. 21/1, bukalno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left mandible, fragmented, with teeth: I_1, P_4, M_1 and M_3, M.K. 21/1, buccal view, nat. size, paleolithic station

3 Marmota marmota (L.)
Leva spodnja čeljustnica z vsemi zobmi, S.r.3, bukalno, nar. velikost, stranski rov
Left mandible, complete dentation, S.r.3, buccal view, nat. size, side gallery

4 Marmota marmota (L.)
Fragmentarno ohranjena desna lopatica, M.K. 21/2, dorzalno, nar. velikost, paleolitska postaja
Right scapula, fragmentary preserved, M.K. 21/2, dorsal view, nat. size, paleolithic station

5 Marmota marmota (L.)
Leva lopatica, S.r.4, dorzalno, nar. velikost, stranski rov
Left scapula, S.r.4, dorsal view, nat. size, side gallery

6 Marmota marmota (L.)
Fragment leve lopatice, M.K. 21/3, dorzalno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left scapula, fragment, M.K. 21/3, dorsal view, nat. size, paleolithic station

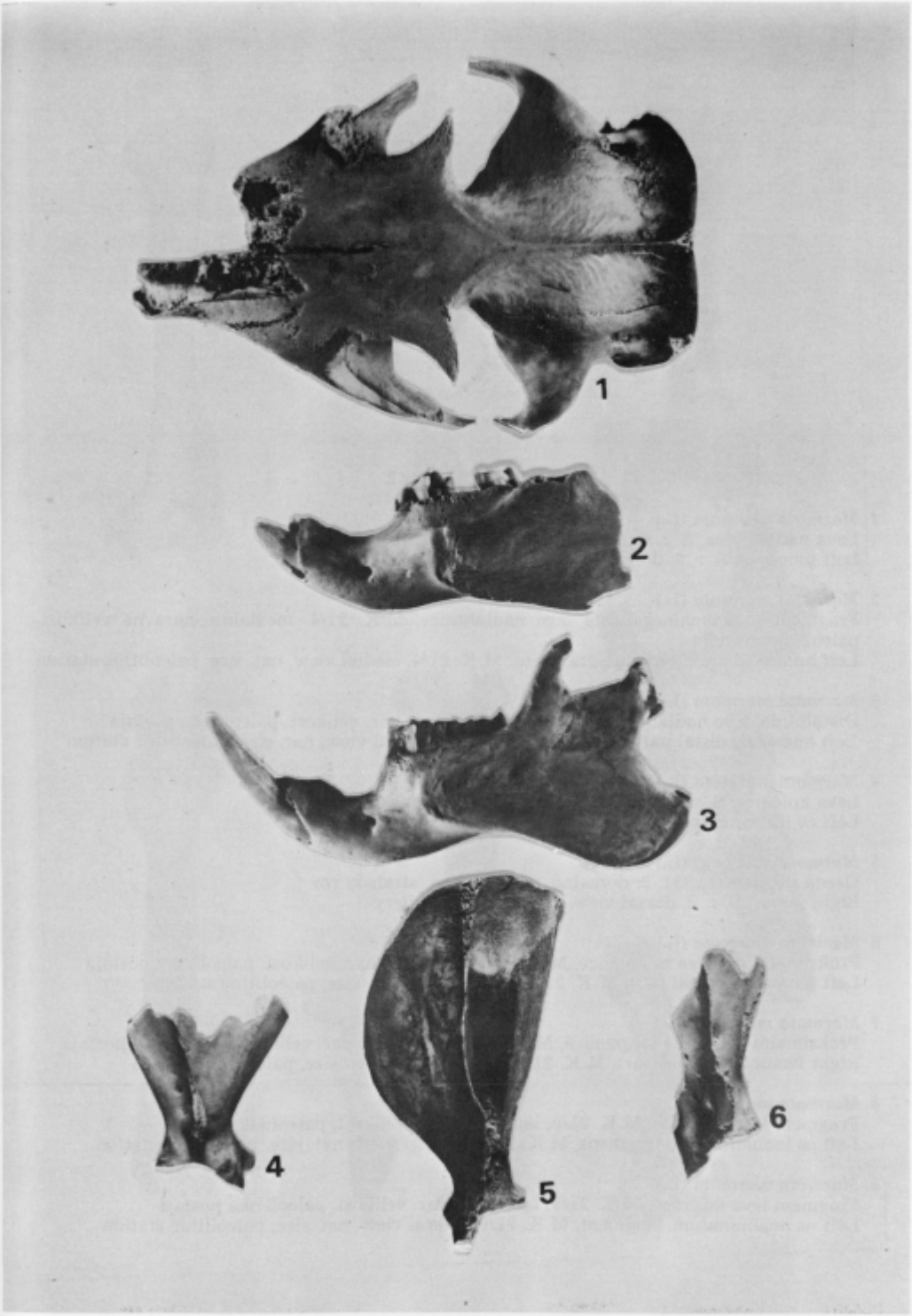

1
2
3
4
5
6

Tabla 2 – Plate 2

1 *Marmota marmota* (L.)
Leva nadlahtnica, S. r. 6, dorzalno, nar. velikost, stranski rov
Left humerus, S. r. 6, dorsal view, nat. size, side gallery

2 *Marmota marmota* (L.)
Fragment proksimalnega dela leve nadlahtnice, M.K. 21/4, medialno, naravna velikost, paleolitska postaja
Left humerus, proximal part, fragment, M.K. 21/4, medial view, nat. size, paleolithic station

3 *Marmota marmota* (L.)
Distalni del leve nadlahtnice, M.K. 21/5, dorzalno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left humerus, distal part, fragment, M.K. 21/5, dorsal view, nat. size, paleolithic station

4 *Marmota marmota* (L.)
Leva kolčnica, S. r. 5, lateralno, nar. velikost, stranski rov
Left os innominatum, S. r. 5, lateral view, nat. size, side gallery

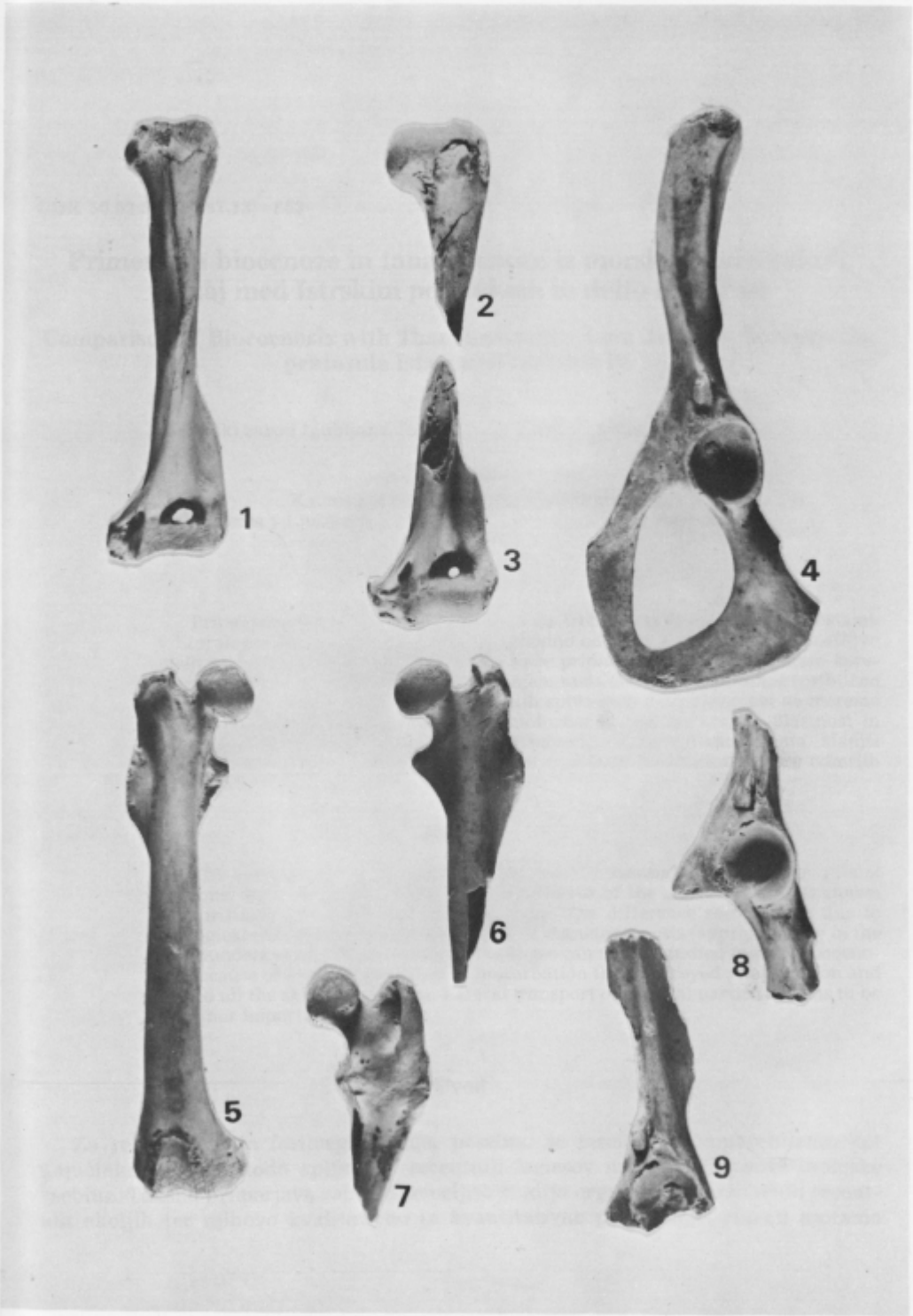
5 *Marmota marmota* (L.)
Desna stegnenica, S. r. 2, dorzalno, nar. velikost, stranski rov
Right femur, S. r. 2, dorsal view, nat. size, side gallery

6 *Marmota marmota* (L.)
Proksimalni del leve stegnenice, M.K. 21/6, dorzalno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left femur, proximal part, M.K. 21/6, dorsal view, nat. size, paleolithic station

7 *Marmota marmota* (L.)
Proksimalni del desne stegnenice, M.K. 21/7, plantarno, nar. velikost, paleolitska postaja
Right femur, proximal part, M.K. 21/7, plantar view, nat. size, paleolithic station

8 *Marmota marmota* (L.)
Fragment leve kolčnice, M.K. 21/8, lateralno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left os innominatum, fragment, M.K. 21/8, laterial view, nat. size, paleolithic station

9 *Marmota marmota* (L.)
Fragment leve kolčnice, M.K. 21/9, lateralno, nar. velikost, paleolitska postaja
Left os innominatum, fragment, M.K. 21/9, lateral view, nat. size, paleolithic station


1
2
3
4
5
6
7
8
9

GEOLOGIJA *36*, 119–156 (1993), Ljubljana 1994

UDK 56.02:577.4(497.13)=863

Primerjava biocenoze in tanatocenoze iz morskih opazovalnih postaj med Istrskim polotokom in delto reke Pad

Comparison of Biocoenosis with Thanatocoenosis from Adriatic, between the peninsula Istria and the river Po

Luka Šribar
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Jernej Pavšič
Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Primerjava biocenoze s tanatocenozo na treh morskih opazovalnih postajah v litoralnem pasu Jadranskega morja zahodno od Istre je pokazala presenetljivo malo podobnosti med obema. Razliko kaže pripisati postopnim majhnim spremembam ekoloških razmer med nastajanjem raziskovanih tanatocenoz (približno v zadnjih sto letih). Posledic teh ekoloških sprememb v tanatocenozi ne moremo preučevati, ker je izredno intenzivna bioturbacija povsem uničila plastnost in premešala skeletne ostanke v zgornjih tridesetih centimetrih sedimenta. Manjši delež pri omenjenih razlikah igra lateralni transport skeletnih ostankov odmrlih organizmov.

Abstract

The comparison of biocoenosis and thanatocoenosis at three observational stations, west of the peninsula Istria, in littoral of the Adriatic sea, has shown a suprisingly low similarity between them. The difference seems to be due to ecological changes during the deposition of thanatocoenosis (approximately in the last hundert years). These ecological changes can not be studied in thanatocoenosis because of a very high degree of bioturbation that destroyed stratification and mixed all the skeletal particles. Lateral transport of skeletal particles seems to be of minor importance.

Uvod

Za rekonstrukcijo fosilnega okolja, posebno še terciarnega, uporabljamo kot najučinkovitejšo metodo aplikacijo recentnih faciesov na osnovi njihove biološke vsebine. Takšna primerjava zahteva temeljito študijo organizmov v različnih recentnih okoljih ter njihovo kvalitativno in kvantitativno pojavljanje. Hkrati moramo

preučevati fizikalno – kemične parametre recentnih sedimentacijskih okolij in njihovo sezonsko spreminjanje. Vse dejavnike, ki vplivajo na pojavljanje osebka v združbi in njegovo abundanco, lahko razdelimo na biotske in abiotske. Vlaga, svetloba in pritisk so trije glavni abiotski dejavniki in jih imenujemo klimati. Seveda je o vlagi smiselno govoriti samo v plimskem in nadplimskem pasu, kjer so organizmi daljši ali krajši čas izpostavljeni nad površino vodne gladine. Kadar slednji prevladujejo nad edapičnimi dejavniki, ki imajo bolj lokalni značaj, imamo lepo vertikalno conacijo bentiških združb (Pérès, 1982, 52).

Po odmrtju delujejo na organizme močni fizikalni vplivi okolja (nevihtni valovi dosežejo v svoji bazi globino do 30 m), ki skupaj z biološkim transportom živih in mrtvih organizmov zmešajo sicer tipično »in situ« združbo. Tako imamo v paleontologiji v glavnem opravka s tanatocenozami; le-te predstavljajo organizme, ki skupaj fosilizirajo, ni pa nujno, da so res tudi skupaj živeli.

Veliko število današnjih združb ima enake ali podobne ekološke zahteve kot fosilne, še posebno terciarne. Terciarne združbe predstavljajo v veliki meri preživele vrste ali rodove iz enakih ali podobnih fizikalno - kemičnih okolij (Seneš, 1988b, 675).

Prikazana je kvalitativna in kvantitativna sestava tanatocenoze ter postmortalne izgube določene biocenoze oz. tanatocenoza, ki se iz nje oblikuje v določenih fizikalno - kemičnih razmerah. Najzanimivejše je vprašanje, kateri organizmi oziroma skeletni deli katerih organizmov se ohranjajo v največji meri in kaj botruje različnemu ohranjanju organizmov. Nadalje je pomembno vprašanje, kako se ohranjajo skeletni ostanki v različnih substratih, oziroma v kakšni meri je njihova ohranitev odvisna od energije sedimentacijskega okolja. Paleontologe zanima, koliko podatkov o okolju, v katerem je živela določena biocenoza, se ohrani v tanatocenozi in v kolikšni meri lahko iz nje rekonstruiramo odnose med posameznimi vrstami oziroma med posameznimi živalskimi skupinami. Zanimivo vprašanje je, ali nam ti podatki kažejo dejansko stanje in če ne, od kod izvirajo razlike. Prikazane so razlike in podobnosti med biocenozo in tanatocenozo v konkretnem fizikalno in kemično definiranem okolju in te razlike so do neke mere tudi pojasnjene. Da bi lahko tanatocenozo definirali v paleontološkem smislu, smo vzporedno z biološko vsebino preučevali tudi sam sediment, v katerem se kopičijo skeletni ostanki organizmov.

Na tem mestu se najtopleje zahvaljujeva Centru za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja, ker so omogočili nabiranje vzorcev in dostop do potrebnih podatkov. Predvsem se zahvaljujeva dr. D. Zavodniku in mag. A. Jaklinu.

Pregled dosedanjih raziskav

Na področju Jadranskega morja so potekale aktuopaleontološke in aktuogeološke raziskave sporadično zadnjih 25 let. V središču raziskav so bila predvsem specifična morska okolja, kot sta delta reke Pad (Po) in Limski kanal. Pri veliki večini raziskav, ki so potekale na območju Jadranskega šelfa, lahko najdemo le malo aktuogeoloških in aktuopaleontoloških podatkov.

Leta 1965 je skupina raziskovalcev iz Univerze v Bolonji raziskovala sedimente delte reke Pad (Ciabati et al., 1965). Vendar so te raziskave bolj pomembne s sedimentološkega kot s paleontološkega vidika. Van Straten (1966) je pri pregledu jeder z jugozahodnega dela Jadrana poleg sedimentologije velik del svojih

raziskav posvetil mikropaleontologiji. Tudi Uffenorde (1972) je glavnino svojih raziskav v Limskem kanalu namenil sedimentološki problematiki.

Najobsežnejše raziskave v smislu paleontologije je opravil Seneš (1988a, b, 1989), ki je podrobno raziskal področje Severnojadranskega in Južnojadranskega šelfa. Preiskoval je profile od plimskega pasu do globine 55 m v skupni dolžini 27 km. V njegovem delu dobimo številne podatke o batimetričnih zahtevah številnih organizmov in o njihovi afiniteti do različnega substrata.

V zadnjem času sta v sedimentološkem in mikropaleontološkem smislu raziskovala področje Severnojadranskega šelfa Puškarević in Berger (1990). Poročala sta predvsem o hitrosti sedimentacije na tem področju.

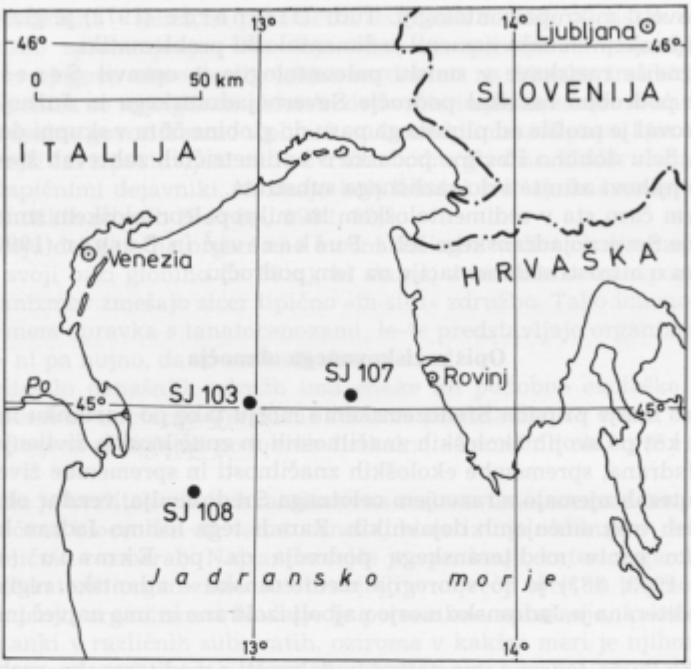
Opis raziskovanega območja

Jadransko morje pripada Sredozemskemu morju tako po nastanku in geografski povezanosti kot po svojih ekoloških značilnostih in značilnostih življenja. Geološka zgodovina Jadrana, spremembe ekoloških značilnosti in spremembe živega sveta se v glavnih potezah ujemajo z razvojem celotnega Sredozemlja, vendar obstajajo tudi razlike v vseh treh omenjenih dejavnikih. Zaradi tega ločimo Jadran kot posebno biogeografsko enoto mediteranskega področja oz. po Ekmanu (cf. Peres & Brida, 1973, 333) je to subregija mediteransko - atlantske regije. Od vseh področij Mediterana je Jadransko morje najbolj izolirano in ima največ individualnih razlik.

Bentonska favna Jadrana ima največ podobnosti z mediteransko, vsebuje pa tudi nekatere endemične vrste. Te so nastajale med geološkim razvojem Jadrana in se razvijajo še danes, predvsem zaradi relativne izolacije Jadrana in drugačnih ekoloških razmer.

Najobsežnejši del Jadrana pripada cirkomlitoralu. Na celotnem Severnem Jadranu se morsko dno končuje prav s tem območjem. Zaradi specifičnih ekoloških razmer, predvsem zaradi nizke presevnosti, dobimo na Severnem Jadranu cirkomlitoralne združbe že v globini od 13 m naprej, čeprav se navadno začnejo pojavljati v globini 35 cm. Večino tega območja ima pomično podlago, to je predvsem področje z nekoliko nižjo energijo, kjer se vsedajo terigeni in biogeni sedimenti.

Vzorci sedimenta so bili pobrani na pomorskih opazovalnih postajah zahodno od Rovinja (sl. 1.). To področje predstavlja bolj ali manj gladek Severnojadranski šelf. Opazovalni postaji SJ 103 in SJ 108 sta v neposredni bližini delte reke Pad na področju Vatove zoocenoze *Turritella* (Zavodnik & Vidaković, 1987, 263). Postaja SJ 108 je od obale oddaljena približno 20 morskih milj, medtem ko je postaja SJ 103 oddaljena od obale okoli 35 morskih milj. Globina vode na prvi znaša 31 m in na drugi 33 m. Opazovalna postaja SJ 107 leži na črti, ki povezuje delto reke Pad in Rovinj (sl. 1). Od slednjega je oddaljena okrog 20 morskih milj. Voda je tam izmed vseh treh opazovalnih postaj najgloblja in znaša 37 m. Zanjo je značilna mešana makrofavna z nekaterimi vrstami, karakterističnimi za združbo obalnega detritičnega dna in obalnega terigenega mulja. Poleg tega je prisotno veliko število vrst tolerantne infavne. Postaja leži na meji zoocenoz *Lima hians* in *Tellina*. Značilna je tudi neenakomerna razširjenost posameznih biocenoz (patch distribution).



Sl. 1. Položajna skica opazovalnih postaj

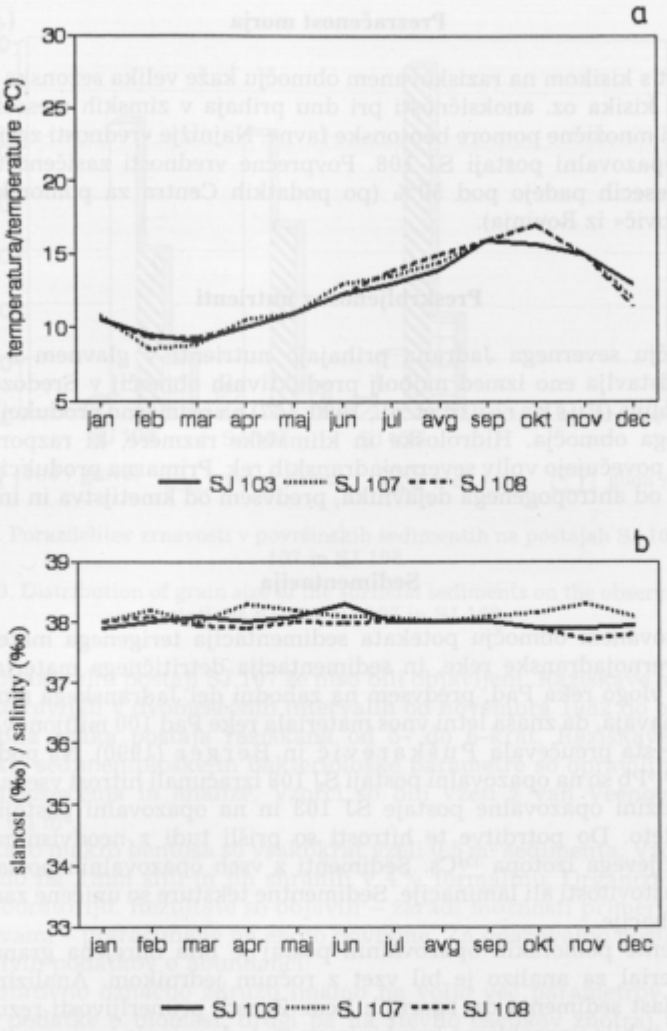
Fig. 1. Map of sample locations

Temperatura morja

Temperatura morske vode se na vseh opazovalnih postajah sezonsko spreminja (sl. 2a). Na morski površini se giblje od približno 6 °C v januarju in februarju do 26 °C v avgustu. Na dnu so amplitude nihanja temperature nekoliko nižje in zaostajajo za površinskimi. Najnižje so v marcu (9 °C) in najvišje v oktobru (16 °C) – po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja.

Slanost morske vode

Slanost se na vseh opazovalnih postajah spreminja sezonsko (sl. 2b). Za opazovalni postaji SJ 107 in SJ 108 je značilen po en sezonski maksimum in minimum slanosti, medtem ko je na opazovalni postaji SJ 103 več sezonskih minimumov in maksimumov. Največje spremembe slanosti so na površini vode, medtem ko se ta pri dnu praktično ne spreminja in se giblje okoli 30 ‰. Slanost se najbolj spreminja v površinski plasti vode na postaji SJ 108, in sicer v povprečju od 28 do 36 ‰. Maksimalne vrednosti doseže slanost v zimskih mesecih, minimalne pa v juniju. Nizke vrednosti slanosti v maju in juniju gre verjetno pripisati vplivu reke Pad, ki takrat prinaša zarati topljenja snega največje količine sladke vode. Na opazovalnih



Sl. 2. Sezonske variacije temperature (a) in slanosti (b) morske vode

Fig. 2. Seasonal variations of sea water, temperature (a) and salinity (b)

postajah SJ 103 in SJ 107 je nihanje slanosti vode dosti manjše in se giblje od 33 do 38‰ oz. od 35.5 do 38‰ – po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja.

Prezračenost morja

Zasičenost s kisikom na raziskovanem območju kaže velika sezonska nihanja. Do pomanjkanja kisika oz. anoksičnosti pri dnu prihaja v zimskih mesecih. Anoksija povzroča tudi množične pomore bentonske favne. Najnižje vrednosti zasičenja s kisikom so na opazovalni postaji SJ 108. Povprečne vrednosti zasičenosti s kisikom v zimskih mesecih padejo pod 50 % (po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja).

Preskrbljenost z nutrienti

Na območju severnega Jadrana prihajajo nutrienti v glavnem z rekami. To območje predstavlja eno izmed najbolj produktivnih območij v Sredozemlju. Reka Pad močno vpliva (Puškarević et. al., 1990, 177) na primarno produkcijo in sestavo planktona tega območja. Hidrološke in klimatske razmere, ki razporejajo vodne mase, znatno povečujejo vpliv severnojadranskih rek. Primarna produkcija je v veliki meri odvisna od antropogenega dejavnika, predvsem od kmetijstva in industrije.

Sedimentacija

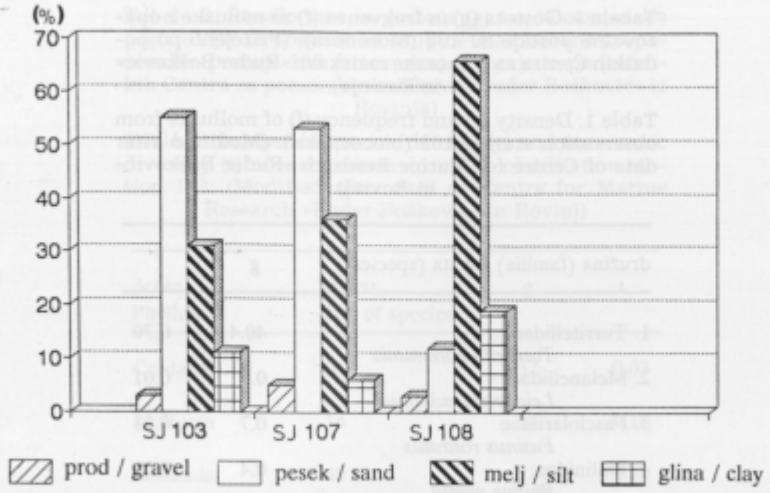
Na raziskovanem območju potekata sedimentacija terigenega materiala, ki ga prinašajo severnojadranske reke, in sedimentacija detritičnega materiala. Pri tem ima največjo vlogo reka Pad, predvsem na zahodni del Jadranskega morja. Seneš (1988a, 289) navaja, da znaša letni vnos materiala reke Pad 100 milijonov ton. Hitrost sedimentacije sta preučevala Puškarević in Berger (1990). Na podlagi svinčevega izotopa ^{210}Pb so na opazovalni postaji SJ 108 izračunali hitrost vsedanja 0.35 mm na leto. V bližini opazovalne postaje SJ 103 in na opazovalni postaji SJ 101 pa 0.11 mm na leto. Do potrditve te hitrosti so prišli tudi z neodvisnim merjenjem vsebnosti cezijevega izotopa ^{134}Cs. Sedimenti z vseh opazovalnih postaj ne kažejo nikakršne plastovitosti ali laminacije. Sedimentne teksture so uničene zaradi izredno visoke bioturbacije.

Za sedimente pomorskih opazovalnih postaj je bila narejena granulometrična analiza. Material za analizo je bil vzet z ročnim jedrnikom. Analizirana je bila površinska plast sedimenta oz. zgornjih 5 cm. Zaradi primerljivosti rezultatov analize zrnavosti je bila uporabljena kombinirana metoda sejanja in areometrije, ki so jo uporabili Ogorelec in sodelavci (1987) za določitev zrnavosti sedimentov Piranskega zaliva.

Sediment z opazovalne postaje SJ 103 je meljast pesek s 30 % melja in 11 % gline. Sediment z opazovalne postaje SJ 107 je prav tako meljast pesek s 35 % melja in 6 % gline. Sediment z opazovalne postaje SJ 108 pa je glinast melj z 19 % gline in 12 % peska (sl. 3).

Metodika dela

Raziskave bentosa na opazovalnih postajah je opravil Center za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja. Rezultate raziskav na opazovalnih postajah SJ 103 in SJ 108 sta objavila Zavodnik in Vidaković (1987), medtem ko rezultati



Sl. 3. Porazdelitev zrnavosti v površinskih sedimentih na postajah SJ 103, SJ 107 in SJ 108

Fig. 3. Distribution of grain size of the surficial sediments on the observation stations SJ 103, SJ 107 in SJ 108

raziskav na opazovalni postaji SJ 107 še niso bili objavljeni. Raziskave na prvih dveh postajah so opravljali v dvomesečnih intervalih od novembra 1982 do oktobra 1983, tako da je bila vsaka postaja raziskana od 5- do 6-krat. Raziskave za osnovne oceanografske, sedimentološke in bakteriološke parametre so opravili po standardnih metodah vzorčenja in analize. Vzorci so bili vzeti z van Veenovim grabilom z volumnom 0.1 m^3.

Za preiskavo makro bentosa so vsakokrat vzeli 0.5 m^3 sedimenta. Vzorce so sprali z morsko vodo na 2 mm situ in jih shranili v 4 % formalinu. Organizme so nadalje obdelali v laboratoriju. Rezultate so objavili – zaradi možnosti primerjave s podobnimi raziskavami – preračunane na enoto površine. Za opazovalno postajo SJ 107 še ni razpoložljivih podatkov o abundanci.

Za kvantitativno označbo združb imamo na voljo več parametrov. Nekateri se nanašajo na podatke o biomasi, drugi pa na število osebkov znotraj taksonomske enote. V svojem pregledu navajam samo slednje, saj prvi nimajo nikakršnega pomena za primerjavo s tanatocenozo. Vatova navaja (v Pérès & Brida, 1973, 158) nekaj koeficientov za izračunavanje kvantitativnih odnosov v združbi. Pod gostoto vrste razume srednje število osebkov določene vrste na m^2 površine morskega dna. Število osebkov ene vrste glede na celotno število osebkov imenuje frekvenca vrste. To lahko uporabljamo tudi za podajanje odnosov znotraj določene taksonomske skupine.

Za primerjavo biocenoze in tanatocenoze so bili ti koeficienti nekoliko spremenjeni, tako da je za osnovno taksonomsko enoto vzeta družina in ne vrsta. Gostota (g) in frekvenca (f) je izračunana samo za taksonomsko skupino moluskov. Vzroki za takšne postopke bodo navedeni kasneje. Za vse druge taksonomske skupine na nivoju debla je izračunan koeficient, poimenovali smo ga taksonomska pestrost (t), ki predstavlja razmerje med številom vrst iz enega debla in številom vseh vrst. Podatki o sestavi biocenoz iz opazovalnih postaj so podani v tabelah 1, 2, 3, 4, 5 in 6.

Tabela 1. Gostota (g) in frekvenca (f) za moluske z opazovalne postaje SJ 103 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 1. Density (g) and frequency (f) of mollusks from observation station 103 (biocoenosis). (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
1. Turritellidae	40.4	0.70
Turritella communis		
2. Melanellidae	0.7	0.01
Leiostraca subulata		
3. Fasciolariidae	0.7	0.01
Fusinus rostratus		
4. Philinidae	0.4	0.01
Philine aperta		
5. Anomiidae	0.7	0.01
Monia patelliformis		
6. Lucinidae	1.8	0.03
Myrtea spinifera		
7. Veneridae	0.8	0.01
Pitar rude		
Chione ovata		
8. Petricolidae	2.1	0.04
Mysia undata		
9. Tellinidae	3.9	0.07
Tellinella pulchella		
Quadrans serratus		
10.Semelidae	3.2	0.06
Abra pellucida		
11.Solecurtidae	1.4	0.02
Cultrensis adriaticus		
12.Solenidae	0.4	0.01
Solenidae gen.sp.		
13.Hiatellidae	0.7	0.01
Hiatella arctica		
14.Corbulidae	3.6	0.06
Corbula gibba		

Vzorci za raziskavo tanatocenoze so bili vzeti na enak način, kakor je opisano v prejšnjem poglavju, s to razliko, da so bili vzeti le enkrat in v manjši količini. Na opazovalnih postajah SJ 103 in SJ 108 je bilo vzeto 20 litrov sedimenta, na opazovalni postaji SJ 107 pa 10 litrov. Hkrati je bil na vsaki opazovalni postaji vzet tudi vzorec sedimenta z jedrnikom iz plastične cevi z notranjim premerom 5 cm in dolžine 25 cm.

Sediment je bil spran v laboratoriju na sitih z odprtinami 6.3, 2.0, 1.0. Zaradi lažjega označevanja v nadaljevanju so frakcije označene s številkami in sicer:

1 = frakcija, večja od 6.3 mm
2 = frakcija med 6.3 in 2.0 mm
3 = frakcija med 2.0 in 1.0 mm

Vse frakcije so bile posušene na temperaturi približno 50 °C do konstantne teže. V celoti sta bili pregledani frakcija 1 in frakcija 2 za vzorec iz opazovalne postaje SJ

Tabela 2. Število vrst in gostota (g) ter taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje 103 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 2. Number of species, density (g) and taxonomic diversity (t) of macrofauna from the observation station 103. (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

deblo Phyllum	št.vrst No. of species	g	t
Cnidaria	3	3.5	0.03
Mollusca	16	58	0.18
Annelida	49	210	0.56
Crustacea	9	7.8	0.10
Tentaculata	2	1.1	0.02
Echinodermata	5	672.2	0.06
Varia	3	1.8	0.03

108. Druge frakcije so bile četrtinjene do želene količine materiala, in sicer za frakcijo 2 opazovalnih postaj SJ 103 in SJ 107, ¼ materiala in iz frakcije 3, 1/16 materiala. Za opazovalno postajo SJ 108 je bila četrtinjena samo frakcija 3 in pregledana ¼ materiala.

Za kvantitativno označbo združbe so bile izračunane gostota, frekvenca in taksonomska pestrost. Vsi trije parametri se nanašajo na družino, ki je predstavljala osnovno taksonomsko enoto, zato ker velikokrat ni mogoče določiti nižjih taksonomskih enot. Za tanatocenozo bi bilo nesmiselno računati gostoto (g) na enoto površine, zato je izračunana na enoto volumna:

$$g = \frac{N}{dm^3}$$

N = št. osebkov v družini

Frekvenca (f) se računa samo za moluske, in sicer kot:

$$f = \frac{N}{Cel.N}$$

Cel.N = št. vseh osebkov

Za vse taksonomske enote na nivoju debla je izračunana samo taksonomska pestrost (t), ker za veliko skupin ni mogoče ugotoviti števila osebkov. Organizmi

Tabela 3. Gostota (g) in frekvenca (f) za moluske z opazovalne postaje SJ 108 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 3. Density (g) and frequency (f) of mollusks from the observation station SJ 108 (biocoenosis). (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
1. Turritellidae	5.5	0.04
Turritella communis		
2. Melanellidae	1.0	0.01
Leiostrarca subulata		
3. Scaphandridae	+	+
Cylichna cylindracea		
4. Philinidae	1.0	0.01
Philine aperta		
5. Nuculidae	+	+
Nucula nucleus		
6. Thyasiridae	1.0	0.01
Thyasira flexuosa		
7. Lucinidae	4.5	0.04
Myrtea spinifera		
8. Veneridae	3.5	0.03
Chione ovata		
9. Solecurtidae	1.5	0.01
Azorinus chamasolen		
Cultrensis adriaticus		
10.Tellinidae	2.0	0.02
Tellinella pulchella		
11.Semelidae	18.5	0.15
Abra nitida		
Abra pellucida		
12.Corbulidae	86.0	0.68
Corbula gibba		
13.Thracidae	+	+
Thracia pubescens		

s členjenim skeletom postmortalno razpadejo v številne členke in pri velikemu številu podobnih členkov, kot na primer pri kačjerepih, ne moremo ugotoviti, kolikim osebkom ti členki pripadajo. Podobne težave so pri kolonijskih organizmih, kjer vsako kolonijo štejemo kot en organizem. Po razpadu kolonij nikakor ne moremo več rekonstruirati njihovega števila. Taksonomska pestrost se računa:

$$t = \frac{S}{Cel.S}$$

S = št. družin v deblu
Cel.S = št. vseh družin

Za vse družine, katerih delež je nižji od 1 %, nista izračunani gostota in frekvenca, temveč je označena samo njihova prisotnost s »+«.

Tabela 4. Število vrst in gostota (g) ter taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje SJ 108 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 4. Number of species, density (g) and taxonomic diversity (t) of macrofauna from the observation station SJ 108. (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

deblo Phyllum	št.vrst No. of species	g	t
Mollusca	15	122	0.24
Annelida	34	452.5	0.55
Crustacea	4	6	0.07
Echinodermata	4	140	0.07
Varia	5	6	0.08

V vzorcu je bilo veliko juvenilnih osebkov. Pri nekaterih vrstah lahko zasledujemo postopno rast osebkov – od juvenilnih do adultnih. Osebki vrste *Corbula gibba* se pojavljajo od velikosti 1.5 mm do povsem adultnih osebkov. To je bil tudi eden izmed glavnih vzrokov, zakaj za veliko skupin moluskov ni določenih nižjih taksonomskih enot od družine. Pri zelo lahko prepoznavnih skupinah, kot je na primer družina Pectinidae, lahko prepoznamo zelo majhen fragment lupinice, pa čeprav ne vsebuje bistvenih taksonomskih znakov. Vendar jih v teh primerih ne upoštevamo, saj bi se tako neupravičeno povečal njihov delež nasproti težje določljivim ostankom. Vsako školjčno lupino smo obravnavali kot polovico osebka in smo se tako izognili povečanju števila teh v primerjavi s polži.

Pri določevanju so bila uporabljena biološka taksonomska dela avtorjev: D'Angela in Gargiulla (1978), Riedela (1970), Milešića (1991) in Nordsiecka (1968, 1969 in 1972).

Opis tanatocenoz s pomorskih opazovalnih postaj SJ 103, SJ 107 in SJ 108

V tanatocenozah z vseh treh opazovalnih postaj močno prevladujejo moluski tako po številu osebkov kot po številu družin. Med moluski na vseh opazovalnih postajah prevladujejo školjke, ki predstavljajo 66 % vseh moluskov. Njihov delež je največji na opazovalni postaji SJ 108, in sicer 70 %, na preostalih dveh postajah pa znaša ta 65 %. Predstavniki drugih debel se pojavljajo le sporadično, z eno do tremi družinami. Nekoliko drugače je le s foraminiferami, ki so prisotne v večjem številu, vendar so v raziskavi zajete le večje od enega milimetra. Zaradi vseh teh vzrokov je največ pozornosti posvečene moluskom.

Tabela 5. Seznam vrst po družinah za opazovalno postajo SJ 107 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 5. List of species from the observation station SJ 107 (biocoenosis). (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

družina (familia)	vrsta (species)
1. Turritellidae	- *Turritella communis*
2. Melanellidae	- *Leiostraca glaber*
3. Naticidae	- *Lunatia alderi*
	- *L. poliana*
4. Pyrenidae	- *Mitrella minor*
5. Nassariidae	- *Hinia incrasata*
6. Fasciolariidae	- *Fusinus rostratus*
	- *F. syracusanus*
7. Marginellidae	- *Gibberulina clandestina*
8. Turridae	- *Cythara kochi*
	- *C. pontiaca*
	- *C. stossichiana*
	- *Raphitoma hystrix*
9. Scaphandridae	- *Scaphander lignarius*
10. Philinidae	- *Philine aperta*
11. Muricidae	- *Trophonopsis muricatus*
12. Nuculidae	- *Nucula nitida*
	- *N. nucleus*
	- *Nucula* sp.
13. Mytilidae	- *Musculus marmoratus*
14. Pinnidae	- *Pinna pectinata*
15. Pectinidae	- *Aequipecten opercularis*
	- *Chlamys glabra*
	- *Pecten jacobaeus*
16. Limidae	- *Lima hians*
17. Anomiidae	- *Anomia* sp.
	- *Monia patelliformis*
18. Ostreidae	- *Ostrea edulis*
	- *Pygnodonta cochlear*
19. Ungulinidae	- *Diplodonta brochii*
20. Thyasiridae	- *Thyasira flexuosa*
21. Lucinidae	- *Loripinus fragilis*
	- *Myrtea spinifera*
22. Montaculidae	- *Mysella bidentata*
23. Chamidae	- *Pseudochama gryphina*
24. Cardiidae	- *Acanthocardia echinata*
	- *Laevicardium norvegicum*
	- *L. oblongum*
	- *Papillicardium papillosum*
	- *Parvicardium minimum*
	- *P. nudosum*
	- *Sphaerocardium paucicostatum*
25. Veneridae	- *Pitar rudis*
	- *Venerupis rhomboideus*
	- *V. aurea*
	- *V. corrugata*
	- *V. verrucosa*
	- *Timoclea ovata*
26. Petricolidae	- *Mysia undata*
27. Sanguinelariidae	- *Gari fervensis*

družina (familia)	vrsta (species)
28. Tellinidae	- *Qudrans serratus*
	- *Tellina crassa*
	- *T. distorta*
	- *T. pulchella*
29. Semelidae	- *Abra alba*
	- *A. prismatica*
	- *Abra* sp.
30. Solecurtidae	- *Azorinus chamasolen*
	- *Cultrensis adriaticus*
31. Solenidae	- *Ensis ensis*
32. Hiatellidae	- *Hiatella arctica*
33. Corbulidae	- *Corbula gibba*
34. Lyonsiidae	- *Lyonsia norvegica*
35. Thracidae	- *Thracia papyracea*
	- *T. pubescens*

Tabela 6. Število vrst in taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje SJ 107 (biocenoza). (Prirejeno po podatkih Centra za pomorske raziskave »Ruđer Bošković« iz Rovinja)

Table 6. Number of species and taxonomic diversity (t) of macrofauna from the observation station SJ 107. (Modified after data of Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« in Rovinj)

deblo Phyllum	št.vrst No. of species	t
Mollusca	74	0.28
Annelida	103	0.39
Crustacea	27	0.10
Tentaculata	6	0.02
Echinodermata	24	0.09
Rodophyta	5	0.02
Varia	24	0.10

Tabela 7. Gostota (g) in frekvenca (f) za moluske z opazovalne postaje SJ 103 (tanatocenoza)

Table 7. Density (g) and frequency (f) of mollusks from the observation station SJ 103 (thanatocoenosis)

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
1. Turritellidae	46.3	0.17
Turritella sp.		
2. Cerithiidae	2.4	0.01
Cerithium sp.		
3. Epitonidae	1.8	0.01
Epitonium tenuicostata		
4. Melanellidae	+	+
Leiostraca subulata		
5. Calyptraeidae	2.5	0.01
Calyptraea chinensis		
6. Naticidae	5.2	0.02
Natica sp.		
7. Nassariidae	5.4	0.02
Nassarius cuvieri		
8. Fasciolariidae	1.5	0.01
Fusinus rostratus		
9. Philinidae	1.5	0.01
Philine aperta		
10.Pyramidellidae	3.2	0.01
Turbonilla lectea		
11.Aporrhaidae	+	+
Aporrhais pespelecani		
12.Dentaliidae	9.6	0.04
13.Nuculidae	16.9	0.06
Nuculidae gen.spec.		
14.Mytilidae	2.4	0.01
Musculus subpictus		
15.Pectinidae	13.9	0.05
Pectinidae gen.spec.		
16.Anomiidae	4.4	0.02
Monia patelliformis		
Heteronomia squwaleta		
17.Thyasiridae	+	+
Thyasira flexuosa		
18.Lucinidae	+	+
Myrtea spinifera		
19.Cardidae	42.7	0.16
Cardidae gen.spec.		
20. Veneridae	8.3	0.03
Veneridae gen.spec.		
21.Petricolidae	8.9	0.03
Mysia undata		
22.Tellinidae	3.2	0.01
Tellinidae gen.spec.		
23.Semelidae	3.2	0.01
Abra sp.		
24.Solecurtidae	+	+
Cultrensis adriaticus		
25.Hiatellidae	3.7	0.01
Hiatella artica		
26.Corbulidae	78.5	0.29
Corbula gibba		
27.Thracidae	+	+
Thracia pubescens		
28.Cuspidariidae	+	+
Cuspidaria cuspidata		

Tabela 8. Seznam družin (razen moluskov) za tanatocenozo z opazovalne postaje SJ 103

Table 8. List of familias (except mollusks) of thanatocoenosis from the observation station SJ 103

I.RHIZOPODA	št. družin = 3 Number of families = 3
familia	species
1.Elphidiidae	*Elphidium crispum*
2.Rotaliidae	*Ammonia* sp.
3.Spiroloculinidae	*Adelosina* sp.
II.ANNELIDA	št. družin = 2 Number of families = 2
familia	species
1. Serpulidae	*Pomatoceros triqueter* *Serpula vermicularis* *Spirorbis pagenstecheri*
III.CRUSTACEA	št. družin = 1 Number of families = 1
familia	species
1.Decapoda	
IV.TENTACULATA	št. družin = 1 Number of families = 1
familia	species
1.Sertellidae	*Sertella* sp.
V.ECHINODERMATA	št. družin = 2 Number of families = 2
familia	species
1. Fibulariidae 2. Amphiuridae	*Echinocyamus pusillus*

Tanatocenoza z opazovalne postaje SJ 103 vsebuje 28 družin moluskov (tabela 7); v največji meri so zastopane školjke iz družin Corbulidae, ki predstavljajo 29 % vseh moluskov. Z več kot 10 % sta zastopani tudi družini Turritellidae in Cardiidae. Echinodermi so zastopani z dvema družinama (tabeli 8 in 9). Neregularne morske ježke predstavlja vrsta *Echinocyamus pusillus*, katere korone so zelo dobro ohranjene. Poleg tega se pojavljajo tudi številne bodice iregularnih in regularnih morskih ježkov, ki pa so na žalost nedoločljive. V vzorcu so tudi številni členki kačjerepov iz družine Amphiuridae. Od številnih morskih rakov, ki naseljujejo to območje, se ohranjajo le redki nedoločljivi deli klešč. Serpulidae in Spirorbinae se ohranjajo

Tabela 9. Število družin in taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje SJ 103 (tanatocenoza)

Table 9. Number of families and taxonomic diversity (t) of each group of macrofauna from the observation station SJ 103 (thanatocoenosis)

deblo Phyllum	št. družin No. of families	t
Rhizopoda	3	0.08
Mollusca	28	0.76
Annelida	2	0.05
Crustacea	1	0.03
Tentaculata	1	0.03
Echinodermata	2	0.05

pritrjene na zunanjo ali notranjo stran večjih školjčnih lupin in polžjih hišic. Nekatere pa so tudi odluščene v sedimentu.

Tanatocenoza z opazovalne postaje SJ 107 je najbogatejša tako po številu osebkov kot po številu družin (tabele 10, 11 in 12). Vsebuje 41 družin moluskov (tabela 10), med katerimi prevladuje družina Cardiidae, to je 23 % vseh osebkov med moluski. Z več kot 10 % je zastopana samo še družina Corbulidae z eno samo vrsto – *Corbula gibba*. V sedimentu se pojavlja tudi drobir rdečih alg. Njegova masa znaša 30 g, kar je 7.2 % vsega skeletnega detritusa.

Tanatocenoza z opazovalne postaje SJ 108 je najskromnejša tako po količini skeletnih ostankov kot po številu družin (tabele 13, 14 in 15). Vsebuje 20 družin moluskov (tabela 13), med katerimi močno prevladuje s 40 % družina Turritellidae. Več kot 10 % predstavlja še družina Corbulidae. V sedimentu s te opazovalne postaje se pojavljajo tudi aglutinirani rovi anelidov vrste *Maldane glebifex*. Ta zlepi terigene in manjše detritične delce v od 4 do 9 cm dolg in od 1 do 3 cm debel valjast rov. V prerezu rova je lepo vidna koncentrična tekstura z od 1 do 2 mm širokim prostorom v sredini. Vendar je možnost za ohranitev teh oblik zelo majhna, saj znaša razmerje med naseljenimi in praznimi rovi 9 : 1.

Vsi skeletni ostanki so bili stehtani po frakcijah (tab. 16). Največ skeletnih ostankov je vseboval sediment na opazovalni postaji SJ 107, in sicer 417 g na 10 litrov sedimenta. Prav tako so bili stehtani tudi vsi nedoločljivi fragmenti po posameznih frakcijah (tab. 16).

Delež določljivih fragmentov pada na vseh treh opazovalnih postajah z manjšanjem frakcije (sl. 4). To tendenco lahko pojasnimo s preprostim dejstvom, da skeletni ostanki pri razpadu prehajajo v manjše frakcije in se kopičijo kot skeletni drobir. Najbolje so ohranjeni skeletni ostanki na opazovalni postaji SJ 108, saj znaša masa

Tabela 10. Gostota (g) in frekvenca (f) za moluske z opazovalne postaje SJ 108 (tanatocenoza)

Table 10. Density (g) and frequency (f) of mollusks from the observation station SJ 108 (thanatocoenosis)

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
1. Turritellidae	27.0	0.40
Turritella sp.		
2. Melanellidae	0.6	0.01
Leiostrarca subulata		
3. Epitoniidae	+	+
Epitonium tenuicostata		
4. Calyptraeidae	0.4	0.01
Calyptraea chinensis		
5. Naticidae	+	+
Natica sp.		
6. Nassariidae	1.0	0.01
Nassarius cuvieri		
7. Philinidae	1.8	0.03
Philine aperta		
8. Nuculidae	4.5	0.07
Nuculidae gen.spec.		
9. Pectinidae	2.8	0.04
Pectinidae gen.spec.		
10.Anomiidae	+	+
Amonia sp.		
11.Thyasiridae	+	+
Thyasira flexuosa		
12. Lucinidae	+	+
Myrtea spinifera		
13.Cardiidae	2.6	0.04
Cardiidae gen. spec.		
14.Veneriidae	0.5	0.01
Chione ovata		
15.Tellinidae	2.0	0.03
Tellina pulchella		
16.Semelidae	4.8	0.07
Abra sp.		
17.Solecurtidae	+	+
Azurinus chamasolen		
Cultrensis adriaticus		
18.Hiatelidae	2.7	0.04
Hiatela arctica		
Saxicavella plicata		
19.Corbulidae	13.4	0.20
Corbula gibba		
20.Thracidae	+	+
Thracia pubescens		

določljivih skeletnih ostankov 72 % vseh skeletnih ostankov. Bistveno manjši delež zavzemajo določljivi skeletni ostanki na drugih dveh opazovalnih postajah. Na opazovalni postaji SJ 103 znaša ta delež 38 % in na opazovalni postaji SJ 107 36 % (sl. 5). Ko te podatke povežemo s podatki iz analize zrnavosti (sl. 3), vidimo, da je ohranitev veliko boljša v sedimentu z visokim deležem muljaste frakcije. Upoštevajoč

Tabela 11. Seznam družin (razen moluskov) za tanatocenozo z opazovalne postaje SJ 108

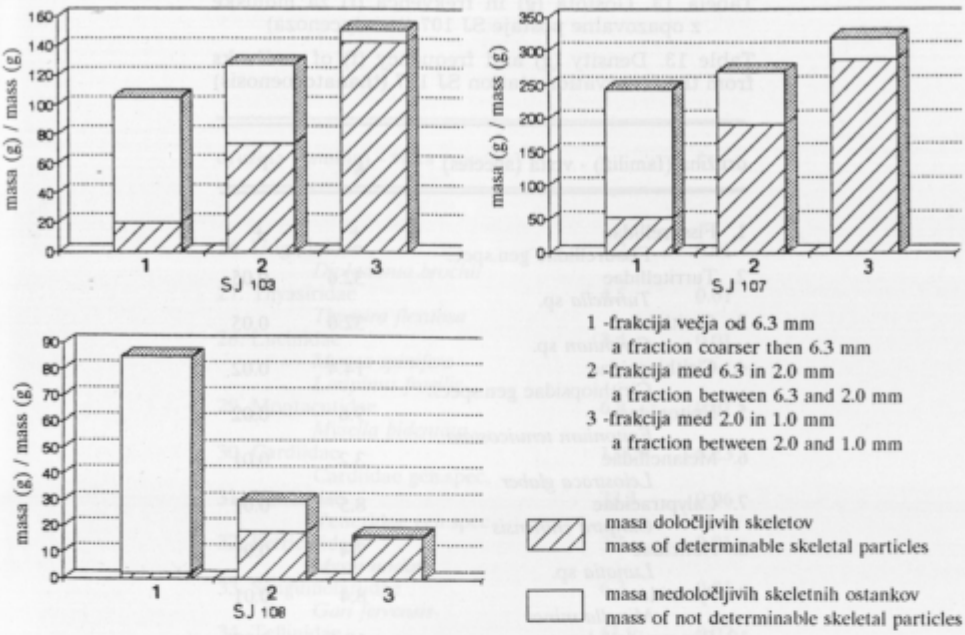
Table 11. List of families (except mollusks) of thanatocoenosis from the observation station SJ 108

I.RHIZOPODA	št. družin = 3 Number of families = 3
familia	species
1.Elphidiidae	*Elphidium crispum*
2.Rotaliidae	*Ammonia* sp.
3.Spirolocunidae	*Adalosina* sp.
	Spiroloculina dilatata
II.ANNELIDA	št. družin = 2 Number of families = 2
familia	species
1.Serpulinidae	*Pomatoceros triqueter*
	Serpula vermicularis
2.Maldanidae	*Maldane glebifex*
III.ECHINODERMATA	št. družin = 1 Number of families = 1
familia	species
Amphiuridae	/

Tabela 12. Število družin in taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje SJ 108 (tanatocenoza)

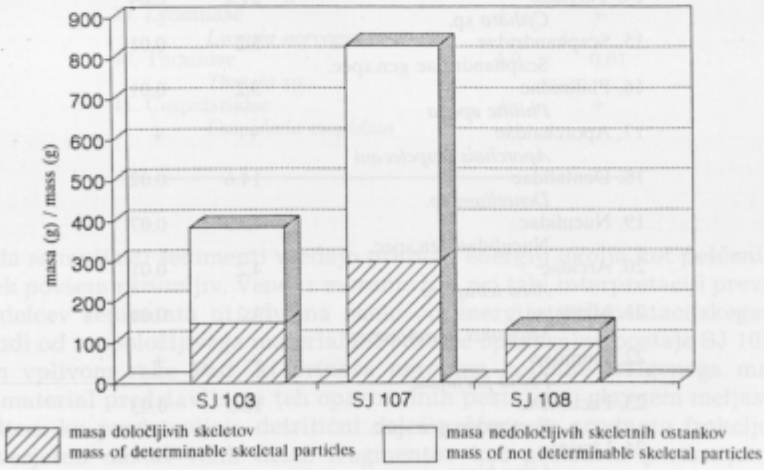
Table 12. Number of families and taxonomic diversity (t) of each group of macrofauna from the observation station SJ 108 (thanatocoenosis)

deblo Phyllum	št. družin No. of families	t
Rhizopoda	3	0.11
Mollusca	20	0.77
Annelida	2	0.08
Echinodermata	1	0.04



Sl. 4. Masa skeletnih fragmentnih ostankov po frakcijah

Fig. 4. Mass of skeletal particles in fractions



Sl. 5. Masa skeletnih ostankov v 20 litrih sedimenta

Fig. 5. Mass of skeletal particles in 20 l of sediment

Tabela 13. Gostota (g) in frekvenca (f) za moluske z opazovalne postaje SJ 107 (tanatocenoza)

Table 13. Density (g) and frequency (f) of mollusks from the observation station SJ 107 (thanatocoenosis)

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
1. Fissurellidae	+	+
Fissurellidae gen.spec.		
2. Turritellidae	32.6	0.05
Turritella sp.		
3. Cerithiidae	32.0	0.05
Cerithium sp.		
4. Cirithiopsidae	14.4	0.02
Cirithiopsidae gen.spec.		
5. Epitonidae	9.6	0.02
Epitonium tenuicostata		
6. Melanellidae	3.2	0.01
Leiostraca glaber		
7. Calyptraeidae	8.5	0.01
Calyptra chinensis		
8. Naticidae	7.4	0.01
Lunatia sp.		
9. Pyrenidae	8.4	0.01
Mitrella minor		
10. Pirammidellidae	19.6	0.03
Odostodonia conoidea		
Turbonilla lactata		
11. Nassariidae	6.0	0.01
Hinia incrasata		
12. Fasciolariidae	+	+
Fusinus sp.		
13. Marginellidae	+	+
Gibberulina clandestina		
14. Turridae	21.2	0.04
Cythara sp.		
15. Scaphandridae	5.2	0.01
Scaphandridae gen.spec.		
16. Philinidae	3.2	0.01
Philine aperta		
17. Aporchaidae	+	+
Aporchais pespelecani		
18. Dentalidae	14.6	0.02
Dentalium sp.		
19. Nuculidae	43.8	0.07
Nuculidae gen.spec.		
20. Arcidae	4.2	0.01
Arca tetragona		
21. Mytilidae	3.2	0.01
Musculus marmoratus		
22. Pinnidae	+	+
Pinna pectinata		
23. Pectinidae	16.5	0.03
Pectinidae gen.spec.		
24. Limidae	+	+
Lima hians		
25. Anomiidae	15.8	0.03
Anomia sp.		

družina (familia) - vrsta (species)	g	f
26. Ungulinidae	7.2	0.01
Diplodonta brochii		
27. Thyasiridae	4.5	0.01
Thyasira flexuosa		
28. Lucinidae	3.4	0.01
Myrtea spinifera		
Laripinus fragilis		
29. Montacutidae	6.8	0.01
Mysella bidentata		
30. Cardiidae	138.9	0.23
Cardiidae gen.spec.		
31. Veneridae	33.3	0.06
Veneridae gen.spec.		
32. Petriculidae	3.1	0.01
Mysia undata		
33. Sanguinelariidae	6.3	0.01
Gari fervensis		
34. Tellinidae	11.9	0.02
Tellinidae gen.spec.		
35. Semelidae	7.4	0.01
Abra sp.		
36. Solecurtidae	+	+
Solecurtidae gen.spec.		
37. Hiatellidae	8.8	0.01
Hiatella arctica		
38. Corbulidae	86.0	0.14
Corbula gibba		
39. Lyonsiidae	+	+
Lyonsia norvegica		
40. Thracidae	4.9	0.01
Thracia sp.		
41. Cuspidariidae	+	+
Cuspidaria cuspidata		

dejstvo, da se muljasti sedimenti vsedajo pri nižji energiji okolja kot peščeni, je tudi ta podatek povsem razumljiv. Vendar moramo biti pri taki interpretaciji previdni, saj velikost delcev sedimenta ni odvisna samo od energije sedimentacijskega okolja, temveč tudi od razpoložljivega materiala. Področje opazovalne postaje SJ 108 je pod največjim vplivom reke Pad, ki prinaša ogromne količine terigenega materiala. Terigeni material predstavlja na teh opazovalnih postajah v glavnem meljasto frakcijo, medtem ko predstavljajo detritični delci peščeno in prodnato frakcijo. Poleg tega je verjetno nastal velik delež fragmentov kot posledica predacije. Skelete moluskov drobijo na primer morske zvezde in ježki.

Na opazovalni postaji SJ 108 je hitrost sedimentacije po razpoložljivih podatkih trikrat večja kot na preostalih dveh. To pomeni, da muljast material »razredči«

Tabela 14. Seznam družin po deblih (razen moluskov) za tanatocenozo opazovalne postaje SJ 107

Table 14. List of families (except mollusks) of thanatocoenosis from the observation station SJ 107

I.Rhizopoda familia	Št.družin Number of families species
1.Elphidiidae	*Elphidium crispum*
2.Spiroloculinidae	*Adelosina* sp.
3.Rotaliidae	*Ammonia* sp.
II.ANNELIDA familia	Št.družin = 2 Number of families = 2 species
1.Serpulinidae	*Serpula vernicularis* *Spirorbis pagenstecheri*
III.TENTACULATA familia	Št.družin = 2 Number of families = 2 species
1.Sertellidae	*Sertela sp.*
2.Scrupocellariidae	*Scrupocellaria reptans*
IV.ECHINODERMATA familia	št.družin = 2 Number of families = 2 species
1.Fibulariidae	*Echinocíamus pussilus*
2.Amphiuridae	

detritične delce, kar se kaže v nižji vsebnosti skeletnih ostankov na volumsko enoto. To potrjujejo tudi podatki o abundanci bentonskih organizmov na tej postaji. Iz tega lahko sklepamo, da ohranjenost skeletnih ostankov določata dva dejavnika: energija okolja in hitrost sedimentacije.

Na vseh opazovalnih postajah so na polžjih hišicah in školjčnih lupinah vidni sledovi oziroma znaki predacije v obliki večjih ali manjših luknjic (tabela 17). Teh sledov je največ na opazovalni postaji SJ 103, kjer je navrtanih 20 % vseh moluskov. Na opazovalni postaji SJ 107 je navrtanih 10 % moluskov in na opazovalni postaji SJ 108 6 %. Zanimivo je tudi, da je družina Nuculidae, ki je na vseh opazovalnih postajah med številčnejšimi družinami, na dveh opazovalnih postajah v veliki meri žrtev predacije z vidnimi sledovi, medtem ko na tretji opazovalni postaji na osebkih te družine ni vidnih nikakršnih znakov predacije. Tako lahko sklepamo, da obstaja visoka specializacija predatorjev. Za školjke smo sklepali, da predstavlja ena navrtana lupina hkrati že en navrtani osebek.

Predatorje, ki so zapustili vidne sledove predacije le težko določimo, saj le malo

Tabela 15. Število družin in taksonomska pestrost (t) za posamezne skupine makrofavne z opazovalne postaje SJ 107 (tanatocenoza)

Table 15. Number of families and taxonomic diversity (t) of each group of macrofauna from the observation station SJ 107 (thanatocoenosis)

deblo Phyllum	št. družin No. of families	t
Rhizopoda	3	0.06
Mollusca	41	0.82
Annelida	2	0.04
Tentaculata	2	0.04
Echinodermata	2	0.04

Tabela 16. Masa fragmentnih ostankov po frakcijah

Table 16. Mass of skeletal particles in fractions

vzorec Sample	frakcija Fraction	m_1	m_2	volumen v litrih Volume in litres
SJ 103	1	105	20	
	2	128	74	
	3	151	143	
Σ SJ 103		384	237	20
SJ 107	1	122	27	
	2	135	96	
	3	160	144	
Σ SJ 107		417	267	10
SJ 108	1	85	2	
	2	30	18	
	3	17	16	
Σ SJ 108		132	36	20

m_1 = masa vseh skeletnih ostankov
mass of all skeletal particles

m_2 = masa nedoločljivih skeletnih ostankov
mass of not determinable skeletal particles

Tabela 17. Znaki predacije v odstotkih

Table 17. Evidence of predation in percentage

družina / familia	SJ 103	SJ 107	SJ 108
Turritellidae	34	25	9
Corbulidae	28	13	9
Cardiidae	8	12	16
Nuculidae	15	30	/
Tellinidae	+	+	/
Pectinidae	+	+	/
Turridae	+	+	/
Naticidae	+	+	/
Nassaridae	+	+	/
Fasciolaridae	+	+	/
Hiatelidae	+	+	/
Veneridae	+	+	/
Cerithidae	+	+	/
Mytilidae	+	+	/
Cerithiopsidae	+	+	/

Tabela 18. Primerjava gostote družin (g) predatorjev z deležem navrtanih osebkov v odstotkih (f)

Table 18. The comparison between predator families density (g) and percentage of bored prey shells (f)

	SJ 103		SJ 107		SJ 108	
familia	g	f	g	f	g	f
Naticidae	5.2		+		+	
Nassariidae	4.5	20	6.0	10	1.0	6
Fasciolariidae	1.5		+		/	

literature obravnava to problematiko. Za veliko vrst pa je način življenja povsem neznan. Predatorji, ki nosijo odgovornost za nastanek lukenj v skeletih na teh opazovalnih postajah, so prav gotovo polži iz družin Naticidae, Nasariidae in Fasciolariidae. Vendar pa je to verjetno le nepopoln seznam »vrtalcev«. Kljub vsemu pa kažejo podatki o gostoti družin na teh opazovalnih postajah presenetljivo podobnost s podatki o deležih navrtanih skeletov (tabela 18).

Dejstvo, da na opazovalni postaji SJ 108 ni navrtanih lupinic školjk iz družine Nuculidae in ne predatorjev iz družine Fasciolariidae, namiguje na možnost specializiranega predatorstva. Vendar na podlagi teh nekaj skopih podatkov tega še nikakor ne moremo povzeti.

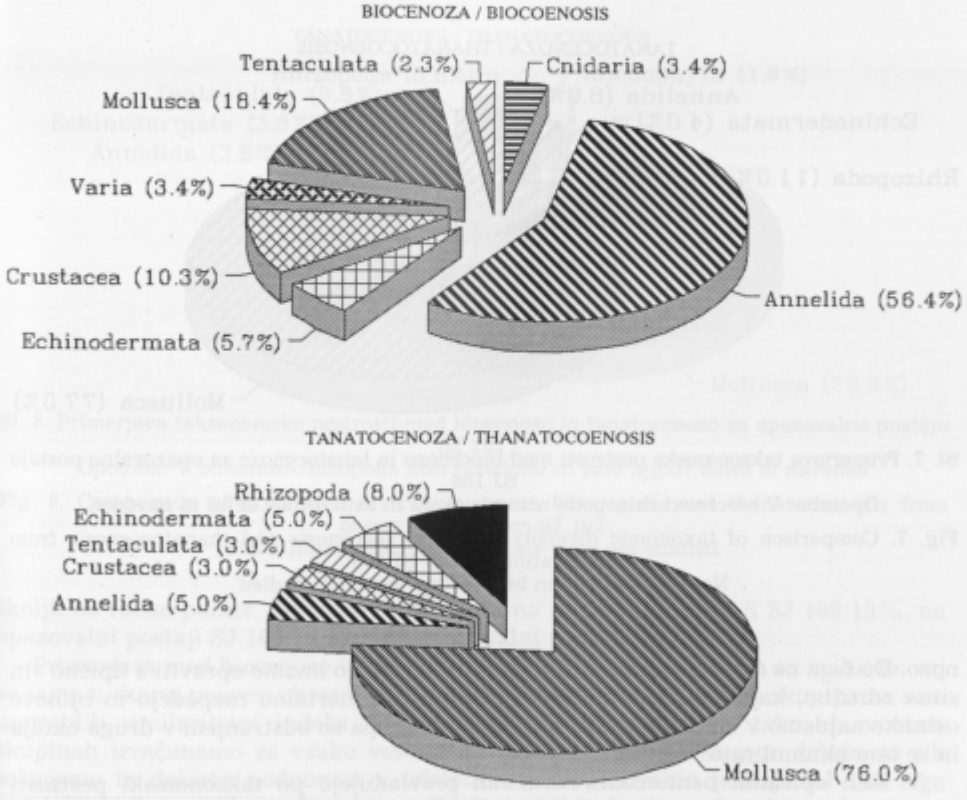
Ko govorimo o predaciji, nikakor ne smemo mimo dejstva, da večina predatorjev ne zapusti nedvoumno razpoznavnih sledov. Predaciji gre pripisati tudi velik del

zdrobljenega skeletnega materiala. Vendar predatorjev nikakor ne moremo dokazati brez neposrednega opazovanja, saj skeleti ne kažejo nikakršnih znakov oziroma sledov, ki bi jih lahko imeli za sled kateregakoli plenilca. Zdrobljen skeletni detritus lahko prav tako pripišemo fizikalnim vplivom okolja.

Primerjava biocenoze s tanatocenozo na opazovalnih postajah

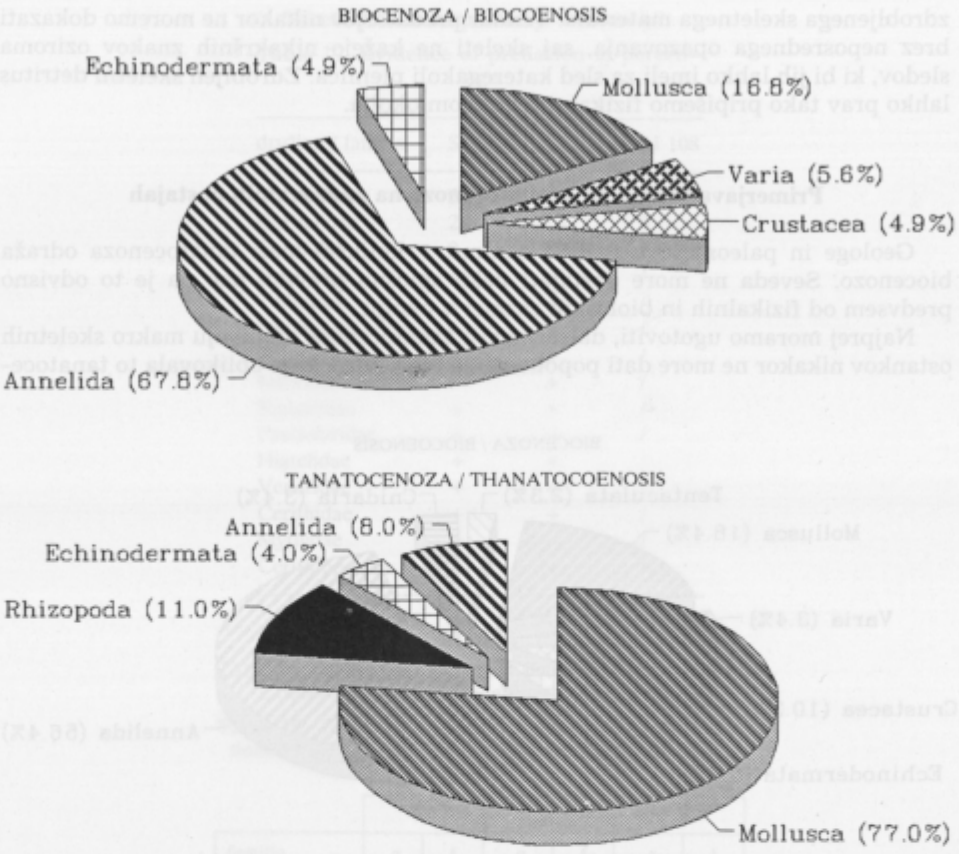
Geologe in paleontologe najbolj zanima, v kolikšni meri tanatocenoza odraža biocenozo. Seveda ne more obstajati neko splošno pravilo, pač pa je to odvisno predvsem od fizikalnih in bioloških razmer v okolju.

Najprej moramo ugotoviti, da raziskava tanatocenoze na nivoju makro skeletnih ostankov nikakor ne more dati popolne slike biocenoze, ki je oblikovala to tanatoce-



Sl. 6. Primerjava taksonomske pestrosti med biocenozo in tanatocenozo za opazovalno postajo SJ 103
Opomba: V biocenozi rhizopoda niso raziskani in zato njihov delež ni naveden

Fig. 6. Comparison of taxonomic diversity between biocoenosis and thanatocoenosis from observation station SJ 103
Note: Rhizopoda in biocoenosis were not studied



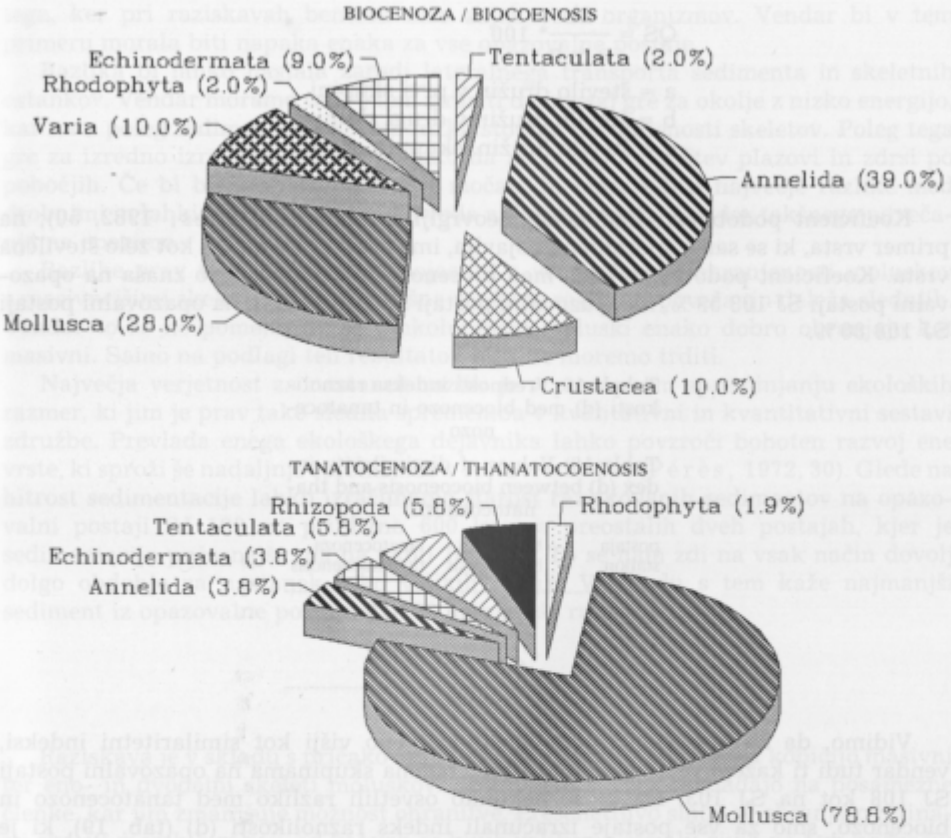
Sl. 7. Primerjava taksonomske pestrosti med biocenozo in tanatocenozo za opazovalno postajo SJ 108
Opomba: V biocenozi rhizopoda niso raziskani in zato njihov delež ni naveden

Fig. 7. Comparison of taxonomic diversity between biocoenosis and thanatocoenosis from observation station SJ 108
Note: Rhizopoda in biocoenosis were not studied

nozo. Do tega ne more priti niti v idealnih razmerah, ko imamo opraviti s tipično »in situ« združbo, kajti nekateri makro organizmi postmortalno razpadejo in njihove ostanke najdemo v mikroskopskih frakcijah, drugi pa so odstranjeni v druga okolja in se tam akumulirajo.

V vseh opisanih bentonskih združbah prevladujejo po taksonomski pestrosti anelidi, ki predstavljajo od 39 do 56% vseh taksonomskih enot. Ker pa so slednji v glavnem brez trdnih delov, njihov delež v tanatocenozi pade na vsega 4 do 8%. Vzporedno s tem pa se v tanatocenozah dvigne delež moluskov z 18 oz. 28% na celih 76 oz. 79%, medtem ko nekatere taksonomske skupine povsem izginejo (Cnidaria in Tunicata) (sl. 5, 6 in 7).

Na vseh opazovalnih postajah se med moluski v tanatocenozah zmanjša delež



Sl. 8. Primerjava taksonomske pestrosti med biocenozo in tanatocenozo za opazovalno postajo SJ 107
Opomba: V biocenozi rhizopoda niso raziskani in zato njihov delež ni naveden

Fig. 8. Comparison of taxonomic diversity between biocoenosis and thanatocoenosis from observation station SJ 107
Note: Rhizopoda in biocoenosis were not studied

školjk na račun polžev. To zmanjšanje znaša na opazovalni postaji SJ 108 15 %, na opazovalni postaji SJ 103 14 % in na opazovalni postaji SJ 107 6 %.

Primerjava med biocenozo in tanatocenozo je bila narejena samo za moluske, saj se samo ti skoraj povsem ohranijo. Za prikaz podobnosti med obema skupinama smo uporablili similaritetni indeks po Sandersu (IS). Tega dobimo tako, da v obeh skupinah izračunamo za vsako vrsto njen delež in nato še skupne deleže, ki jih seštejemo in dobimo podobnost v odstotkih. Za opazovalno postajo SJ 107 tega indeksa ni bilo mogoče izračunati zaradi odsotnosti podatkov o abundanci. Podobnosti na preostalih dveh opazovalnih postajah so na prvi pogled presenetljivo majhne. Za opazovalno postajo SJ 103 je IS 34 % in za opazovalno postajo SJ 108 39 %. Da je bilo možno napraviti tudi primerjavo za opazovalno postajo SJ 107, smo izračunali tudi Sandersov koeficient podobnosti (QS), ki temelji zgolj na kvalitativni sestavi združbe. Seveda je tudi tukaj namesto vrste uporabljena družina:

$$QS = \frac{2c}{a + b} * 100$$

a = število družin v prvi skupini
b = število družin v drugi skupini
c = število družin, skupnih obema

Koeficient podobnosti ima nekaj neovrgljivih slabosti (Péres, 1982, 50); na primer vrsta, ki se samo sporadično pojavlja, ima enak vpliv na QS kot zelo številčna vrsta. Koeficient podobnosti (QS) med biocenozo in tanatocenozo znaša na opazovalni postaji SJ 103 59 %, na opazovalni postaji SJ 107 82 % in na opazovalni postaji SJ 108 80 %.

Tabela 19. Vrednosti indeksa raznolikosti (d) med biocenozo in tanatocenozo

Table 19. Values of dissimilarity index (d) between biocoenosis and thanatocoenosis

postaja station	biocenoza biocoenosis	tanatocenoza thanatocoenosis
SJ 103	7.9	11.9
SJ 107	/	14.8
SJ 108	6.6	12.0

Vidimo, da so koeficienti podobnosti bistveno višji kot similaritetni indeksi, vendar tudi ti kažejo večjo podobnost med obema skupinama na opazovalni postaji SJ 108 kot na SJ 103. Da bi še nekoliko osvetlili razliko med tanatocenozo in biocenozo, smo za vse postaje izračunali indeks raznolikosti (d) (tab. 19), ki je nekoliko prirejen, tako da se ne nanaša več na vrste, temveč na družine:

$$d = \frac{S}{\log_{10} N}$$

S = št. družin
N = št. osebkov oz. abundanca

Indeksa raznolikosti v tem primeru ne moremo uporabljati kot absolutno merilo, saj se v prvem primeru nanašajo podatki na enoto površine, v drugem pa na enoto volumna. Lahko pa ga uporabljamo za primerjavo med skupinami oz. opazovalnimi postajami. Vidimo, da se je raznolikost tanatocenoze spremenila v večji meri na opazovalni postaji SJ 108 kot na SJ 103, kar se ujema z rezultati IS in QS.

Glavno vprašanje, ki se sedaj ponuja, je, od kod izvirajo te napake in kaj pomenijo. Najprej bi razlika lahko izvirala iz različnega načina vzorčenja oz. iz različne količine pregledanega materiala. V vseh opazovalnih postajah je v tanatocenozi določeno večje število taksonomskih enot, kot so jih zabeležili za biocenozo (seveda ne smemo pozabiti, da gre za moluske). Liter sedimenta vsebuje tudi do 600 osebkov, medtem ko je v njem komaj kakšen živ. Torej bi lahko napaka nastala zaradi

tega, ker pri raziskavah bentosa niso zajeli vseh organizmov. Vendar bi v tem primeru morala biti napaka enaka za vse opazovalne postaje.

Razlika bi lahko nastala zaradi lateralnega transporta sedimenta in skeletnih ostankov. Vendar moramo tudi o tem izraziti dvom, saj gre za okolje z nizko energijo, kar nam poleg sedimenta kaže tudi nizka stopnja obrabljenosti skeletov. Poleg tega gre za izredno izravnano območje, tako da ne pridejo v poštev plazovi in zdrsi po pobočjih. Če bi bil lateralni transpot močan, bi morale biti največje razlike med drobnimi in lahkimi organizmi, ki jih voda najlaže prenaša. Vendar takšnega povečanja ne opazimo.

Razlike prav tako ne moremo pojasniti z večjo stopnjo ohranjenosti moluskov z masivnejšimi skeleti, saj ni nikakršne značilne razlike v povečanju deleža slednjih. Vendar to še ne pomeni, da se tankolupinski moluski enako dobro ohranjajo kot masivni. Samo na podlagi teh rezultatov tega ne moremo trditi.

Največja verjetnost za nastanek razlik je v postopnem spreminjanju ekoloških razmer, ki jim je prav tako sledila sprememba v kvalitativni in kvantitativni sestavi združbe. Prevlada enega ekološkega dejavnika lahko povzroči bohoten razvoj ene vrste, ki sproži še nadaljnje spremembe v sestavi združbe (P é r è s, 1972, 30). Glede na hitrost sedimentacije lahko izračunamo starost raziskovanih sedimentov na opazovalni postaji SJ 108 na približno 600 let, na preostalih dveh postajah, kjer je sedimentacija počasnejša, pa na okoli 1000 let. To se nam zdi na vsak način dovolj dolgo obdobje za nastanek tako velikih razlik. V skladu s tem kaže najmanjši sediment iz opazovalne postaje SJ 108 najmanjše razlike.

Sklep

Raziskava je v skladu s pričakovanji pokazala, da se v sedimentu kopičijo masivni ter eno- in dvodelni skeleti moluskov. Sestavljeni skeleti razpadajo na posamezne členke, kar jim zmanjšuje možnost ohranitve. Presenetljivo slabo se ohranjajo hitinasti skeleti morskih rakov, od katerih se kljub velikemu številu živih na tem področju ohrani v sedimentu le nekaj ostankov klešč. Korone večine morskih ježkov razpadejo na posamezne ambulakralne ploščice; edino izjemo predstavlja približno centimeter velika vrsta *Echinocyamus pusillus*.

Ohranjenost skeletov je tem boljša, čim bolj drobnozrnat je sediment, ki obdaja skelete. Ohranjenost skeletov na obravnavanih opazovalnih postajah je funkcija hitrosti sedimentacije in energije okolja.

Med biocenozo in tanatocenozo na raziskovanem področju je presenetljivo majhna podobnost. Razlike lahko iščemo na večjih področjih, vendar ima pri tem največji vpliv sprememba ekoloških razmer. Pri vseh evidentiranih spremenljivkah imajo časovne spremembe ekoloških razmer na raziskovanem območju največji pomen.

Pri raziskavah podobnih tanatocenoz iz geološke preteklosti ne bi opazili teh razlik, kajti aktivna bioturbacija popolnoma uniči vsakršno plastovitost in laminacijo. Tako nastane fosilna združba, ki je homogena v večji debelini sedimenta, čeprav vsi organizmi niso živeli istočasno.

V tej raziskavi nikakor ni bilo odgovorjeno na vsa zastavljena vprašanja. V nadaljevanju bi morali raziskave še nekoliko razširiti, in to tako v kvantitativnem kot v kvalitativnem smislu. Predvsem bi morali raziskati še večje število vzorcev iz podobnih okolij, s čemer bi lahko ločili posamezne parametre, ki so v največji meri

odgovorni za kvalitativno in kvantitativno sestavo združbe. V raziskave bi morali vključiti neposredna opazovanja, ki bi nam dala želene podatke o načinu življenja posameznih organizmov v nekem okolju. Prav tako bi šele takrat lahko preučevali odnose med posameznimi vrstami v biocenozi. S tem pa nam bi bila dana možnost rekonstrukcije prehranjevalne verige v tanatocenozi. V obzir bi morali vzeti tudi vse mikro organizme, predvsem zato, da bi lahko ugotovili, kateri dejavnik v največji meri vpliva na ohranitev skeletnih ostankov. Morali bi neposredno meriti vodne tokove v normalnih in nevihtnih razmerah. Prav tako bi bilo koristno vključiti laboratorijske poskuse, kjer bi lahko spreminjali razmere, predvsem energijo okolja in zrnavost substrata.

Še vedno obstaja nerešen problem znatne razlike med tanatocenozo in biocenozo nekega okolja. Tudi v tem primeru bi bili koristni podatki neposrednega opazovanja in merjenja vodnih tokov pri dnu ter laboratorijskih poskusov o ohranjanju posameznih organizmov. Šele ko bi zanesljivo vedeli, v kakšni meri se ohranjajo organizmi in kakšen je lateralni transport, bi lahko ugotovili, kolikšne razlike med biocenozo in tanatocenozo so nastale zaradi neprestanega dinamičnega razvoja biocenoze.

Comparison of Biocoenosis with Thanatocoenosis from Adriatic, between the peninsula Istria and the river Po

Introduction

In this paper, the comparison of biocoenosis with thanatocoenosis at three marine observation stations (Fig. 1.) is presented. The main question to answer was: »How much information on biocoenosis is preserved in thanatocoenosis?«. To answer this question, the detailed study of biocoenosis, thanatocoenosis and environment was made. The Center for Marine Research »Ruđer Bošković« from Rovinj has investigated the benthic communities and the physical and chemical characteristics of environment in different seasons. Changes of salinity, aeration and temperature were measured.

The northern Adriatic represents a very flattened shallow shelf see between 25 and 50 m deep. The stations SJ 103 and SJ 108 are located just offshore from the mouth of river Po in the area occupied by Vatt's zoocoenosis *Turritella* (Zavodnik & Vidaković, 1987). Station SJ 107 lies about 20 Nm from the coast in the area occupied partly by zoocoenosis *Lima hians* and *Tellina*. Patch distribution is significant for that area. Depth at the first two stations is 31 and 33 m, while at the third 37 m.

Both areas are characterized by seasonal fluctuations of temperature, salinity and dissolved oxygen (Figs. 2a and 2b). Near the bottom the alternations of salinity are minor while the alternations of oxygen level are far greater. Especially problematic can be anoxic conditions which were observed several times. The investigated area is one of the most productive in the Mediterranean (Puškarević & Berger, 1990). This is mostly due to the very high nutrient supply impact by the river Po.

The river Po has also the main influence on sedimentation of the examined area.

Seneš (1988 a) reported that the annual input of terrigenous material is as high as 10^8t. The rate of sedimentation was studied on the base of ^{210}Pb by Puškarević and Berger (1990). At the station SJ 108 they estimated 0.35 mmy^{-1}, and at station SJ 103, 0.11 mmy^{-1}.

The sediment at the stations SJ 103 and SJ 107 is silty sand, while at the station SJ 108 clayey silt (Fig. 3.).

Methodology

Rersearches of benthos in observation stations were done by Centre for Marine Research »Ruđer Bošković« from Rovinj. Results of the researches in the observation stations SJ 103 and SJ 108 were published by Zavodnik and Vidaković (1987), while those in the observational station SJ 107 haven't been published yet. Researches in the first two stations were done during bimonthly intervals from November 1982 to October 1983, so that at each station investigations were performed six times. Researches for basic oceanographic, sedimental and bacteriological parameters were done according to standard methods of sampling and analysis. Samples were taken with the van Veen 0.1 m^2 grab. For the marcobenthos research, 0.5 m^3 of sediment was used every time. Results were published to make it possible to compare them with similar researches recalculated per surface unit. There are no available data on abundance for observation station SJ 107.

There are several available parameters that can be used for quantitative marking of communities. Some of them refer to biomass data and others to a number of subjects within a taxonomic unit. In this revise, only the latter parameters are represented because the former are of no importance for comparison with thanatocoenosis. Vat mentions (Peres & Brida, 1973) several coefficients for calculating the quantitative relationship in a community. Species density refers to the average number of specimens per m^2 of the sea bottom surface. The number of specimens of one species in the total number of specimens is called species frequency. We can also use this term to express the relationship within a certain taxonomic group.

When used for the purpose of comparing biocoenosis with thanatocoenosis, the coefficients were somewhat changed. The basic taxonomic unit is expressed by family instead of species. Density (d) and frequency are calculated only for the taxonomic group of mollusks. Reasons for such procedures will be explained later. For all other taxonomic groups at the level of phylum only taxonomic diversity was calculated. It presents a relationship between the number of species of one phylum and the number of all species. Data about constituents of a biocoenosis from the observational stations are shown in tables 1 to 6.

Samples for thanatocoenosis research were taken in the way explained above with the exception that they were taken only once, and in a smaller quantity. In the observation station SJ 103 and SJ 108, 20 l of material were taken, and at the observation station SJ 107, 10 l. Simultaneously, in each observation station the sample of sediment was taken with a corer from a plastic pipe whose inner diameter was 5 cm and length 25 cm.

The sediment was washed in a laboratory on sieves with openings 6.3, 2.0 and 1.0 mm. To make marking easier in the rest of this paper, fractions are marked with numbers as follows:

1 = fraction coarser than 6.3 mm
2 = fraction between 6.3 mm and 2.0 mm
3 = fraction between 2.0 mm and 1.0 mm

All fractions were dried on the temperature approximately 50 °C until constant weight was obtained. The fraction 1 and the fraction 2 for samples from observation station SJ 108 were completely examined. Other fractions were quartered until the desired quantity of material was reached.

For quantitative work, density was calculated as well as frequency and taxonomic diversity. These three parameters refer to the family that represented the basic taxonomic unity, for it was not always possible to determine lower taxonomic units. It would be senseless to calculate the density per surface unit for thanatocoenosis, and therefore the volume units are calculated.

$$d = \frac{N}{dm^3}$$

N = the number of specimens in a family

The frequency is calculated only for mollusks, as follows:

$$f = \frac{N}{Cel.N}$$

Cel.N = the number of all specimens

For all taxonomic units at the phylum level only taxonomic diversity (t) was calculated, because it is impossible to determine the number of specimens in some groups. Organisms that have skeletons with joints disintegrate postmortem into numerous joints, and when there is a large number of similar joints, as for example with starfish, it is not possible to determine the number of specimens whom those joints belong to. The similar problem arises when dealing with colonial organisms where every colony is considered one organism. After colonies are disintegrated, it is impossible to reconstruct their number. Taxonomic diversity is calculated in the following way:

$$t = \frac{S}{Cel.S}$$

S = the number of famillies in phylum
Cel.S = the number of all families

For families whose portion is lower than 1 %, density and frequency were not calculated. It is only the presence that is marked with »+«.

There was a lot of juvenile subjects in the sample. In the same species, it is easy to follow the gradual growth of specimens from juvenile to adult ones. The specimens of *Corbula gibba* species appear in all sizes and ages, or, to be more precise, from 1.5 mm to the size of completely adult individuals. This is also one of the main reasons why there are no determined lower taxonomic units than family for the large group of mollusks. We considered every shell half of a specimen, and in this way we avoided the increase of their number in the comparison with the number of gastropods.

The Description of Thanatocoenoses from Marine Observation Stations SJ 103, SJ 107 and SJ 108

In thanatocoenoses from all three observation stations, mollusks greatly prevail in the number of specimens as well as in the number of families. Among mollusks in all stations pelecypods prevail. They constitute 60 % of all mollusks. Their portion is largest in the station SJ 107. It makes 70 %, while their portion in the other two stations is 65 %. Representatives of other phyla appear only sporadically, with one to three families. It is only with foraminifers that is somewhat different, because they appear in a larger number. But we have to take in consideration the fact that this research dealt only with those which are larger than one millimeter. Because of all facts mentioned here, mollusks were paid the greatest attention.

Thanatocoenosis from station SJ 103 contains 28 families of mollusks (tab. 7), pelecypods from the family Corbulidae are the most represented and make 29 % of all mollusks. With more than 10 % are represented also the families Turritellidae and Cardiidae. Echinoderms are represented by two families (tab. 8 and 9). Irregular sea urchins are represented by species *Echinocyamus pussilus* whose coronas are extremely good preserved. In addition, numerous spines of irregular and regular sea urchins appear, but they are unfortunately indeterminable. The sample contains also numerous joints of starfish. Those belong to the family Amphiuridae. Of numerous sea crabs that are settled in the area, only rear indeterminable parts of pincers are preserved. Serpulidae and Spirorbinae are preserved fastened to the outer and inner side of larger shells, and some of them are also loose in sediment.

Thanatocoenosis from the station SJ 107 is richest in the number of specimens as well as in the number of families (tab. 10, 11 and 12). It contains 41 families of mollusks (tab. 10), among which the family Cardidae prevails, for they make 23 % of all specimens among mollusks. With more than 10 % the family Corbulidae is represented. There are also fragments of red algae in the sediment. Their mass weighs 30 g, 7.2 % of all skeleton particles.

Thanatocoenosis from the station SJ 108 is the poorest in the quantity of skeletal remains as in the number of families (tab. 13, 14 and 15). It contains 20 families of mollusks (tab. 13) among which Turitellidae with 40 %, greatly prevail. There is more than 10 % of Corbulidae. There are also agglutinated tubes of worm *Maldane glebifex* in the sediment from that station. The animal attaches terrigenous and smaller detrital particles and forms in that way cylindrical tubes 4 to 9 cm long and 1 to 3 cm wide. In cross-section of tube, concentric texture is seen with 1 to 2 mm empty space in the middle. Although the probability of preservation of these forms is extremely small, it, at least, shows that the relationship between inhabited and empty trenches is about 9 : 1.

All skeletal remains were weighed in fractions. Sediment in the station SJ 107 contained the most of skeletal remains attaining 417 g per 10 l of sediment (Fig 3). Indeterminable fragments were weighed separately. The portion of determinable fragments decreases in all three stations as the fractions do (Fig. 4). This tendency can be explained with the fact that skeletal remains, while decaying disintegrate into smaller fractions. Skeletal remains in the station SJ 108 are best preserved and the mass of determinable skeletal remains contains 72 % of all skeletal remains. The determinable skeletal remains in the other two stations have essentially smaller portions. In the station SJ 103, that portion is 38 % and in the station SJ 107, 36 % (Fig. 5). When connecting these data with the data of grain size (Fig. 3), it can be seen

that preservation is much better in the sediment with larger portion of mud. If we take into consideration the fact that muddy sediments deposit when the energy of the environment is lower, as well as the sandy ones do, this is completely understandable. But, we have to be very cautious when using such an interpretation, because the size of the particles of the sediment depends not only on the energy of sedimentary environment, but also on available material. The area of the station SJ 108 is influenced by the Po river that brings huge amounts of terrigenous material. Terrigenous material consists in these stations mostly of silt, while the biodasts are of sand and gravel sizes. Furthermore, the great portion of fragments appeared as the result of predation. Skeletons of mollusks are crushed by, for example, starfishes and sea urchins.

In the station SJ 108 the rate of sedimentation is according to available data three times greater than in the other two stations. This actually means that muddy material dilutes detrital particles, as it can be seen from lower contents of skeletal remains per volume unit. This is confirmed also by data on abundance of benthic organisms in this station. From this it can be concluded that preservation of skeletal remains is determined by two factors: energy of environment and speed of sedimentation.

In all stations, tracks, that is sings of predation that have the form of bigger or smaller holes (Tab. 17) are visible on shells. The largest quantity of these tracks is located in the station SJ 103, where 20 % of all mollusks are bored. In the station SJ 107 10 % of mollusks are bored, and in the station SJ 108, 6 %. It is also interesting that Nuculidae, one of the most numerous families in all stations, are mostly prey with visible tracks, while in the third station there is no visible sign of predation on the specimens of that family. So, we can easily come to the conclusion that high specialization of predation exists. As far as shells are concerned, one bored shell represents one bored specimen.

Predators which left visible tracks of predation can be hardly determined, because only few texts deal with that problem. The way of living of many species is completely unknown. Predators which are responsible for the appearance of holes in skeletons in those stations are obviously gastropods from the families Naticidae, Nassariidae and Fasciolariidae. But, this list of predators is probably incomplete. In spite of everything, data on family density in these stations shows surprising similarity with data on portion of bored skeletons (Tab. 18).

The fact that, in the station SJ 108, there are no bored shells from family Nuculidae, as well as predators from the family Fasciolariidae, indicates the possibility of specialized predation. But such conclusion can not be based on those few facts.

When talking about predation it must not be forgotten that the majority of predators do not leave undoubtedly recognisable tracks. Often also much of crushed skeletal materia could be considered result of predation. However, this cannot be concluded without close observation. Crushed skeletal detritus can be easily the result of physical processes in the environment.

The Comparison of Biocoenosis with Thanatocoenosis in Observation Stations

Geologists and paleontologists are most interested in the question on how much information on biocoenosis is supplied by thanatocoenosis. Of course, there is no general rule, but it basically depends on physical and biological conditions in the environment.

First we have to prove that the thanatocoenosis research at the level of macro – skeletal remains can, by no means give us a complete picture of biocoenosis which forms this thanatocoenosis. It can not be achieved in ideal conditions either, where we have to deal with topical in situ community. Because some macroorganisms are postmortem disintegrated, their remains can therefore be found in microscopic fractions, while the others are removed to some other environments where they accumulate.

In all described benthos communities worms prevail. They constitute 39 % to 56 % of all taxonomic units. Because worms are mostly without solid parts, their portion in thanatocoenosis decreases for only 4 % to 8 %. Simultaneously with that process, the portion of mollusks in thanatocoenosis increases from 18 % to 28 % and from 76 %, to 79 %. In the meantime, some taxonomic groups completely disappear (Cnidaria and Tunicata) (Figs 6, 7 and 8).

In all stations, among mollusks, the portion of pelecypods decreases on the account of snails. This decrease amounts in the station SJ 108 to 15 %, in the station SJ 103 to 14 %, and in the station SJ 107 to 6 %.

The comparison of biocoenosis with thanatocoenosis was made only for mollusks, because they are the only that are completely preserved. To show similarities between these two groups, the Sanders similarity index (IS) was used. We get IS if we calculate, in both groups, for each species, its portion, and than also common portions, which we add. In this way we get similarity in percentage. It was not possible to calculate this index in the station SJ 107 because there was no available data on abundance. Similarities in the other two observation stations are surprisingly small at the first sight. In the station SJ 103, IS is 34 % and in the station SJ 108 SI is 39 %. To make the comparison with SJ 107 possible, we have also calculated Sanders' coefficient of similarity (QS). This coefficient is based on the qualitative contents of the group. Of course, we used again a family instead of species:

$$QS = \frac{2c}{a+b}$$

a = number of families in the first group
b = number of families in the second group
c = number of families in both groups

The similarity coefficient has certain weaknesses (Pérès, 1982). For example, a species which appears only sporadically has the same influence on QS as an extremely numerous species. The similarity coefficient (QS) between biocoenosis and thanatocoenosis at the observation station SJ 103 is 59 %, at the observation station SJ 107 82 % and at the observation station SJ 108 80 %.

We can see that similarity coefficients are much higher than similarity indexes are, though they also show greater similarity between both groups in the station SJ 108 than in the station SJ 103. To make difference between thanatocoenosis and biocoenosis clearer, we have in all stations calculated the diversity index (d) (Tab. 19), which is adapted so that it refers to families and not to specimens:

$$d = \frac{S}{\log_{10} N}$$

S = number of families
N = number of specimens (abundance)

The diversity index, in this case, cannot be used as an absolute measure, because, in the first example, data refer to surface unit, and in the second one, they refer to

volume unit. In any case, it can be used for the comparison between groups, that is, between stations. It can be seen that the thanatocoenosis diversity changed more in the station SJ 108 than in the station SJ 103, which corresponds to the results shown by IS and QS.

The main question is where these differences come from, and what they mean. First, the difference can be the result of the various ways of sampling, that is, of the different quantity of examined material. In all stations a larger number of taxonomic units is found in thanatocoenosis than it is in biocoenosis. (We must not forget that we deal with mollusks!) One litre of sediment contains up to 600 specimens of which hardly any is alive.

The differences could be the result of a different lateral transport of sediments and skeletal remains. But it is also disputable because we deal here with the environment that has low energy, which is shown not only by sediments, but also by the facts that skeletons are not much worn out. Besides, the area is quite flat and therefore slumps couldn't occur. In the case that there was a big lateral transportation, the greatest difference should exist among tiny and light organisms which can be easily transported by water. But, there was no visible difference among them.

The difference can not be explained by a greater degree of preservation of mollusks which have more massive skeleton either, because there is no important difference in the portion increase of the latter. But, that doesn't mean that tiny shell mollusks are as good preserved as the massive ones are. Such an assumption can not be based on this results.

It is most likely that these differences appeared during the gradual changing of ecological conditions, which was followed by the change of qualitative and quantitative contents of the group. Predominance of one ecological factor can cause rich evolution of one species, which causes some other changes of the contents of the group (Pérès, 1982). As far as the speed of sedimentation is concerned, we can easily calculate the age of the examined sediments in the station SJ 108 at approximately 600 years, and in the other two stations, where sedimentation was slower, at 1000 years. It is, in any case, a period long enough for the appearance of such large differences.

Conclusion

This research showed, as it was expected, that there are accumulations of massive, one- and two-piece mollusks skeletons. Articulated skeletons disintegrate into single joints, and this have lower possibility to be preserved.

There is a surprisingly small similarity between biocoenosis and thanatocoenosis in the examined area. We can look for differences in larger areas, though the greatest influence has the change in ecological conditions. Temporal changes of ecological conditions in the examined area have the greatest importance for all of faunistic changes.

Those differences couldn't be noted during the research of similar thanatocoenoses from the geological past because active bioturbation completely destroys every bedding and laminations. In this way, fossil community, which is homogeneous in a greater thickness of sediment, is formed, even though all organisms didn't live at the same time.

This research did not provide answers to all asked questions. To answer them, more researches should be done. First, we should examine a greater number of

samples taken from similar areas, and than we should use them to distinguish single parameters which are mostly responsible for qualitative and quantitative contents of the community. In this resarch we should use direct observations that would provide the wanted data on the way of living of certain organisms in a certain area. Only then we could study the relationships between single species in biocoenosis. Thus, we would have the possibility to reconstruct the predator – pray relationship in thanatocoenosis. We should take in consideration all micro organisms, first of all, because we have to determine factors which have the strongest influence on the preservation of skeletal remains. We should directly measure the water currents at normal and at stormy weather. It would be also useful to include laboratory experiments where we could change conditions, especially the environment energy and granularity of the substrate.

Still, we did not answer the question on the origin of the difference between thanatocoenosis and biocoenosis in a certain area. Data on preservation of certain organisms, which we would get from direct observations and measurements of the water currents on the bottom as well as from laboratory experiments, would be of a great help also in this case. If we would only know better the degree of preservation of organisms and the intensity of lateral transport, we could more easily estimate what differences between biocoenosis and thanatocoenosis were caused by a dynamic evolution of biocoenosis.

Literatura

Ciabatti, M., Colantoni, P. & Rabbi, E. 1965: Richerce oceanografiche nel' Alto Adriatico antistante il Delta Po. – G. Geol., *33*, 1, 207-232, Bologna.

D'Angelo, G. & Gargiullo, S. 1981: Guida alle conchiglie Mediterane. – Fabbri Editori, 181 pp., Milano.

Milešić, N. 1991: Školjke i puževi Jadrana. – Logus, 302 pp., Split.

Nordsieck, F. 1968: Die europäischen Meeres Gehäuseschnecken (Prosobranchia). – Gustav Fischer Verlag, 273 pp., 31 Taf., Stuttgart.

Nordsieck, F. 1969: Die europäischen Meeresmuscheln (Bivalvia). – Gustav Fischer Verlag, 255 pp., 26 Taf., Stuttgart.

Nordsieck, F. 1972: Die europäischen Meeresschnecken (Opistobranchia mit Piramidellidae, Rissoacea). – Gustav Fischer Verlag, 327 pp., 37 Taf., Stuttgart.

Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Stegnar, P., Vrišer, B. & Vukovič, A. 1987: Recentni sediment Koprskega zaliva. – Geologija *30*, 87-121, 18 sl., 6 tab., Ljubljana.

Pérès, J. M. & Gamulin-Brida, H. 1973: Biološka oceanografija. – Školska knjiga, 493 pp., Zagreb.

Pérès, J. M., 1982: Zonations. 9–43. In: Kinne, O.: Marine ecology. A comprehensive, integrated treatise on life in oceans and coastal waters. Volume V. Ocean management, part 1. – John Wiley & Sons, 642 p. New York.

Pérès, J. M. 1982; General features of organismic assemblages in pelagial and benthal. 47-65. In Kinne, O.: Marine Ecology. A comprehensive, integrated treatise on life in oceans and coastal waters. Volume V. Ocean management, part 1. – John Wiley & Sones, 642 pp., New York.

Puškarević, S. & Berger, G. B. 1990: Succesive Appearance of Subfossil Phytoplankton Species in Holocene Sediments of the Northern Adriatic and its Relation to the Increased Eutrophication Pressure. – Esturine, Coastal and Schelf Science, *31*, 177-187. London.

Riedl, R. 1970: Fauna und Flora der Adria. – Verlag Paul Parey, 702 pp., 37 Taf., Hamburg & Berlin.

Seneš, J. 1988 a: Principles of Study of Adriatic Shelf Ecosystems From the Viewpoint of Aplications in Geology. – Geologica Carpathica, *39*, 3, 285-300, Bratislava.

Seneš, J. 1988 b: Quantitative Analyses of North and South Adriatic Ecosystems. – Geologica Carpathica, *39*, 6, 675-712, Bratislava.

Seneš, J. 1989: North Adriatic Inter – Island schelf Ecosystems of the Rovinj Area. – Geologica Carpathica, *40*, 3, 333-354, Bratislava.

Uffenorde, H. 1972: Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski Kanal bei Rovinj (nördlische Adria). – Göttinger Arbeiten z. Geol. und Paläont., *13*, 1-121, Göttingen.

Van Straten, L. M. Y. U. 1966: Micro – malacological investigation of cores from the Southeren Adriatic sea. – Koncil. Nederl. Akad. Wettensch., *69*, 3, 429-445, Amsterdam.

Zavodnik, D. & Vidaković, J. 1987: Report on bottom fauna in two Northern Adriatic areas presumed to be influenced by inputs. – FAO Fish. Rep./ FAO Rapp. Peches, 352 pp., Roma.

GEOLOGIJA *36*, 157–181 (1993), Ljubljana 1994

UDK 561.263+563.12:551.761(497.12)=20

Middle Triassic (Anisian) Limestones from Bled, Northwestern Slovenia: Microfacies and Microfossils

Erik Flügel
Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg
Loewenichstraße 28, D 91054 Erlangen, Deutschland

Anton Ramovš
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani,
Aškerčeva 2, SLO 61000 Ljubljana, Slovenija

Ioan I. Bucur
Department of Geology-Mineralogy, University
M. Kogalniceanu str. 1, RO 3400 Cluj-Napoca, Romania

Abstract

Microfacies types (predominantly intrabioclastic grainstones) and microfossils (predominantly dasycladacean algae and diverse foraminifera) characterize the Anisian carbonates near Bled (Castle Hill) and in the area westnorthwest of Bled as subtidal to intertidal shelf sediments deposited in the inner part of the Julian carbonate platform. The age of the carbonates is Middle Anisian (Pelsonian) according to the biozonation based on foraminifera and dasycladaceans.

Introduction

The recovery of the "carbonate factory" after the Permian/Triassic crisis is still poorly understood. It is generally assumed that carbonate producers started to recover during the Anisian forming biogenic carbonate buildups as well as huge carbonate platforms. Some of these platforms are found in the Southern Alps (e. g., Senowbari-Daryan et al., 1993) and in the Dinarides, other in Southern China. There are only a few studies dealing with the microfacies and the distribution of facies-diagnostic microfossils.

One of these Anisian platforms is the early Julian Platform. To the north and northeast, this platform was bounded by a reef zone (Ramovš, 1987), and to the south by a deeperwater trough (Slovenian Trough), separating the Julian Platform from the Dinaric Platform (Buser et al., 1982).

Geological Framework

The studied area is located in northwestern Slovenia near Bled at the foothills of the Julian Alps. This area was first studied by Diener (1884, p. 694): "Das älteste Gebilde, das an dem Bau dieses Gebietes noch Antheil nimmt, ist der obere Muschelkalk, der hier durchaus in der Facies des Mendola-Dolomits erscheint und die malerischen Hügelgruppen der Umgebung von Veldes zusammensetzt. Der Vintigar Hrib (840 m) bei Asp, die kleinen Kuppen von Ober-Göriach, Retschitz und Pogelschitz, der Sirov und Visoinica Vrh (459 Meter) im Westen, die Straza (648 Meter), der Kosarc, Obroc und Pastrgannek (591 Meter) im Süden des Veldeser Sees, die beiden Höhen endlich, auf welchen die "Villa Rikli" und das Alte Schloß Veldes stehen, gehören diesem Dolomit des oberen Muschelkalkes an."

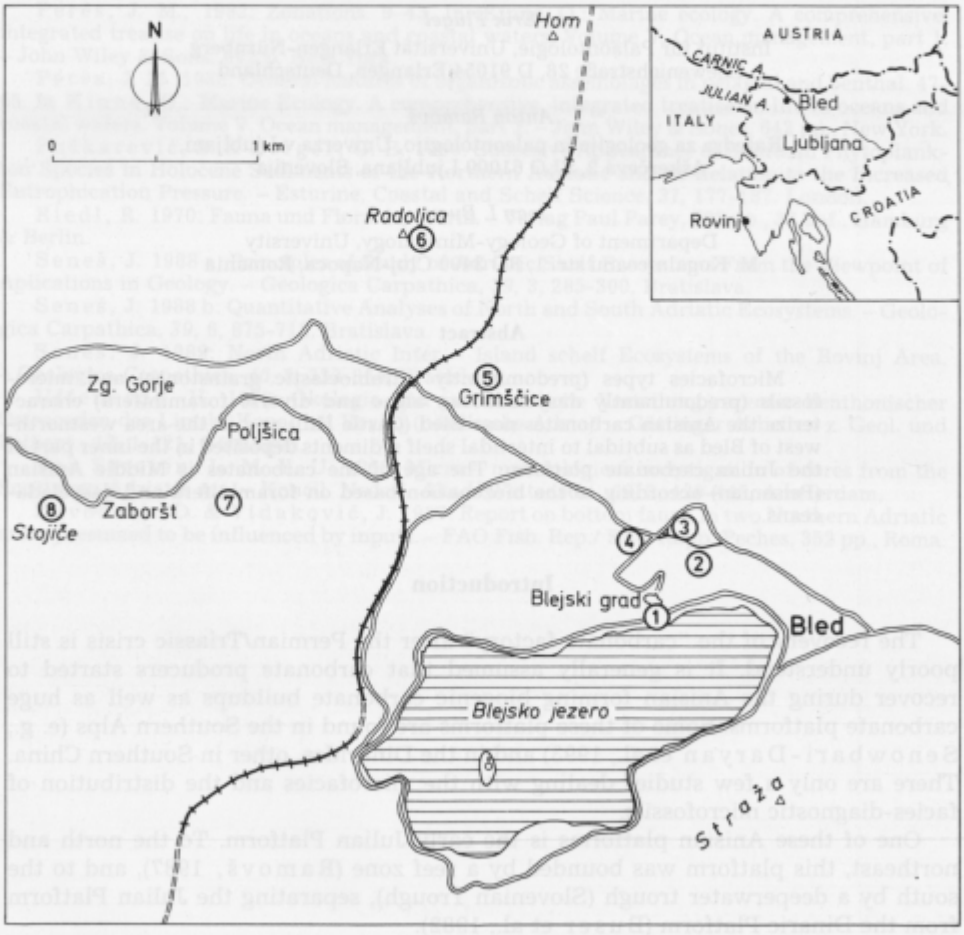


Fig. 1. Anisian carbonates near Bled, northwestern Slovenia: Location of the sampling localities. Most samples studied are from locality 1 (Castle Hill cliff in Bled)

Teller (1908) described Werfen Beds from the northern margin of the Bled Lake. Seidl (1929, p. 10) published a geological map, based on studies of Teller, Kossmat, Haertel and Winkler. The Castle Hill in Bled was believed to consist of Permian and Permocarboniferous. The occurrence of Werfen Beds is indicated at the northern margin of the Lake Bled and Middle and Upper Triassic strata north of this area. Permian and Permocarboniferous are reported from the southern flank of the Straža Mountain whereas other parts of this mountain are regarded as Middle and Upper Triassic. Lower Triassic and Middle Triassic strata occur west of the Lake Bled as well as in the Poljšica and Krnica area. In contrast, only Schlern Dolomite and limestone equivalents are shown in this area in the provisional map prepared by Vetters (1933).

According to Buser (1980, p. 24), Middle Permian Neoschwagerina limestones occur at the Castle Hill in Bled, at the Bledec Hill as well as in several localities west of the village Recica. These limestones are separated by several northwest-southeast trending faults from massive Anisian dolomites and Ladinian sediments (see Buser & Cajhen, 1977).

On the north side of the Mežakla Plateau, Buser (1980, p. 26) mentioned gray, massive limestones with *Physoporella pauciforata, P. minutoloidea* and *Macroporella alpina* from Baba north of Kočna.

The reinvestigation of the carbonates in the neighbourhood of Bled was initiated by the study of the Middle Permian reef carbonates of the Straža quarry (Flügel et al., 1984).

Sampling localities

Fig. 1 shows the sampling localities in and near Bled (1 – cliff of the Castle Hill in Bled, cf. Pl. 7, Fig. 2; 2 – above the road south of the Bledec Hill, 3 – 100 m northwest of the crossroads Bled-Recica-Castle Hill; 4 – Crossroads Bled-Grimščice and Bled-Castle Hill) as well westnorthwest of Bled (5 – Grimščice, 6 – southern flank of the Radoljca Mountain, 7 – several localities south of Poljšica, 8 – Stojiče).

The Castle Hill cliff was sampled by Flügel and Ramovš in 1983, the other localities by Ramovš in 1984. Our study is focused on the Castle Hill cliff: About 40 large thin-sections have been prepared (up to 10 x 15 cm in size). Samples B-0 and B-1 to B-10 were collected at the top of the cliff within the court yard of the castle, sample B-0 is from the rock forming the foundation of the castle's chapel. Samples B-11 to B-30 were taken at the path connecting the castle with Bled, samples B-33 to B-37 were collected near the parking lot. Most of the grey, indistinctly bedded carbonates are biolithoclastic grainstones (microfacies type 1). Other microfacies types (algal fenestral bindstones, MF 2; lithoclastic-peloidal floatstones and rudstones, MF 3) are rare (see Fig. 2) and restricted to the higher and the lower parts of the cliff, respectively.

Microfacies

Microfacies Types

The samples from the Castle Hill cliff as well the other samples represent three microfacies types:

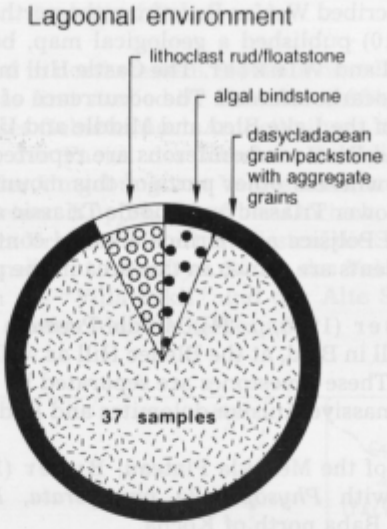


Fig. 2. Frequency of the microfacies types recognized in the carbonates of the Castle Hill cliff in Bled

MF 1: **Biointraclastic grainstones with aggregate grains, dasycladacean algae and foraminifera** (Pl. 6, Figs. 1-5, Pl. 7. Fig. 4, 7): This microfacies is characterized by aggregate grains (predominantly lumps, Pl. 7, Fig. 5), dasycladacean algae (Pl. 1; Pl. 2, Figs. 1-4) and a diverse foraminifera fauna (Pl. 2, Figs. 9-14; Pl. 3; Pl. 4; Pl. 5, Figs. 1-11). The grains are surrounded by isopachous rim cements (Pl. 7, Fig. 5). Interparticle voids are filled by drusy calcite cement.

The biota, studied in more than 20 samples, consist of foraminifera (occurring in 85 % of the total samples), dasycladaceans (in 60 % of the samples), thin-shelled ostracods (45 %), echinoderm fragments (35 %), gastropods (15 %), encrusting organisms (*Bacinella,* Pl. 7, Fig. 4, 15 %), solenoporacean algae (15 %), brachiopods (10 %) and porostromate algae (5 %).

In some samples the grainstone fabric grades into a packstone (Pl. 6, Figs. 2 and 4) and even a wackestone fabric. Many larger bioclasts, e.g., dasycladacean thalli, are strongly micritized (Pl. 6, Fig. 1). The size of the aggregate grains varies between 200 and 2500 μm. Most lumps exhibit the characteristic lobular shape caused by protruding particles (Pl. 7, Fig. 5); many grains are fixed by encrusting organisms. There are, however, also larger aggregate grains, which have been cemented prior to final deposition. These grains are angular, protruding inclusions are truncated.

MF 2: **Fenestral algal bindstone** (Pl. 7, Fig. 3). This type, only known from the higher part of the Castle Hill cliff, is characterized by open-space structures developed as irregularly-shaped, spar-filled fenestrae between pelmicritic laminae. These laminae consist of densely-packed peloids and vague, poorly preserved algal filaments. Coalescing laminae may grade into large, irregularly shaped aggregate grains. Interspace voids are filled with drusy and recrystallized blocky calcite cements. Fossils are small agglutinated foraminifera, thin-walled ostracods and small tube-like microfossils.

MF 3: **Lithoclastic-peloidal rudstone and floatstone** (Pl. 6, Figs. 6, 7; Pl. 7, Fig. 6). The main characteristic of this facies type ia a multiple deposition of small pelmicritic and micritic litho- and intraclasts, followed by the formation of lithoclastic floatstones which were later affected by tectonical brecciation. Stylocontacts between larger clasts are common. The size of the lithoclasts varies between 1 and about 25 mm. Together with pelmicritic and pelsparitic lithoclasts, clasts exhibiting fenestral fabrics (MF 2) have been deposited. Some of the clasts are encrusted by foraminifera.

Interpretation

The microfacies types are characteristic of subtidal and intertidal shelf carbonates. Microfacies 1 corresponds to the Standard Microfacies Types 17 and 18 (shelf lagoons with tidal flats), and microfacies 2 to the Standard Microfacies Type 19 (restricted ponds within the tidal flats). MF 3 may represent SMF type 24 (lag deposits in tidal channels).

The possible occurrence of **reefal facies** is indicated by *Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner (1970) (Pl. 5, Figs. 12-14; samples B-10B and B-15), a common frame-building organism in Anisian (and Ladinian) reef mounds (cf. Senowbari-Daryan et al., 1993) and by *Anisocellula fecunda* Senowbari-Daryan et al. (Poljšica, Pl. 7, Fig. 1), originally described from Anisian reef limestones of the Northern Dolomites.

Most of the samples from the Castle Hill cliff indicate the existence of sand shoals. Microfacies 2 includes grainstones as well packstones and samples with different amounts of dasycladacean algae and foraminifera. A differentiation of the samples according to texture types and the frequency of algae and foraminifera may exhibit similar features as described from the Camorelli Carbonate Bank of Lombardy (Gaetani & Gorza, 1989). This Anisian platform is characterized by dasycladacean limestones, reefal limestones and foraminiferal limestones. Dasycladacean limestones and the overlying foraminiferal limestones are interpreted as deposits of different water depth, reflecting a transgressive event.

Because of the tectonical complications in the Bled area, the samples of the Castle Hill cliff probably do not describe a normal stratigraphic section. It is not possible, therefore, to transfer the model described from the Camorelli Platform zu the Anisian carbonates studied. On the other hand, the subdivision of the Castle Hill samples in about the same number of samples containing dasycladaceans and foraminifera and samples containing only foraminifera may indicate the existence of comparable depositional patterns. Alternating dasycladacean/foraminiferal grainstones and foraminiferal packstones, interpreted as the results of different water depths are also known from the Dinaric Platform (Pantić, 1970), the Southern Alps (Bechstädt & Brandner, 1970) and the Tatra Mountains (Belka & Gaździcki, 1976).

Microfossils

List

Not all microfossils could be determined due to random sections or poor preservation. Many taxa, therefore, have been handled as cf. and aff. forms. Considering also these forms as individual taxa, about 40 foraminiferal taxa and about 12 algal taxa

were recognized in the studied thin-sections. The following microfossils were identified in the limestones from the Castle Hill cliff and in other localities:

Algae: *Macroporella alpina* Pia (Pl. 1, fig. 4–6), *Macroporella beneckei* (Salomon) (Pl. 1, fig. 2, 3), ? *Teutloporella* sp., *Physoporella cf. pauciforata* (Gümbel) (Pl. 1, fig. 10), *Physoporella* cf. *varicans* Pia, *Physoporella* cf. *minutula* (Gümbel) (Pl. 2, fig. 4), *Physoporella* cf. *intusannulata* Hurka, *Oligoporella pilosa pilosa* Pia (Pl. 2, fig. 3), *Oligoporella pilosa varicans* Pia (Pl. 2, fig. 1), *Oligoporella* cf. *pilosa* Pia (Pl. 2, fig. 2), ? *Oligoporella* sp., ? *Diplopora* sp., ? *Kantia* sp., *Poncetella hexaster* (Pia) (Pl. 1, fig. 7–9), *'Griphoporella'* sp. (Pl. 1, fig. 11, 12), *Solenopora* sp. (Pl. 2, fig. 5–7), ? *Stenoporidium* sp. (Pl. 2, fig. 8).

Foraminifera: *Earlandia* cf. *tintinniformis* Mišik, *Earlandinita grandis* Salaj (Pl. 3, fig. 1, 2), *Earlandinita elongata* Salaj (Pl. 2, fig. 10), *Reophax* aff. *asper* Cushman & Waters (Pl. 3, fig. 3), *Nodosinella* cf. *libera* (Trifonova) (Pl. 3, fig. 4), ? *Valvulina* sp. (cf. *Valvulina azzouzi* Salaj) (Pl. 2, fig. 11), ? *Textularia* sp., *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti (Pl. 2, fig. 12, 14), *Trochammina jaunensis* Brönnimann & Page (Pl. 2, fig. 13), *Glomospira irregularis* (Möller) (Pl. 5, fig. 4), *Glomospira* cf. *articulosa* (Plummer) (Pl. 5, fig. 2), ? *Glomospira* sp. cf. *Glomospira? micans* He & Yue (Pl. 5, fig. 1), *Glomospira* div. sp., *Glomospirella* cf. *triphonensis* Baud et al., *Glomospirella* sp., *Pilammina densa* Pantić (Pl. 5, fig. 7, 8), *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide & Pantić (Pl. 3, fig. 12–15), *Meandrospira* aff. *dinarica* Kochansky-Devide & Pantić (Pl. 3, fig. 16, 17; Pl. 4, fig. 1, 2), *Meandrospira deformata* Salaj (Pl. 4, fig. 4, 5), *Meandrospira* sp. aff. *Meandrospira pusilla* (Ho) (Pl. 3, fig. 5–7), *Meandrospira insolita* (Ho) (Pl. 3, fig. 9), *Meandrospira* sp. aff. *Meandrospira insolita* (Ho) (Pl. 3, fig. 8, 10, 11), ? *Meandrospira* sp., ? *Agathammina* sp. (Pl. 4, fig. 14), *Endothyra* cf. *brassica* (Trifonova), *Endothyra kuepperi* Oberhauser (Pl. 4, fig. 10, 13), *Endothyra* sp., *Endothyranella wirzi* (Koehn-Zaninetti) (Pl. 4, fig. 11), *Endothyranella robusta* Salaj (Pl. 4, fig. 6), *Endothyranella lombardi* Zaninetti et al. (Pl. 4, fig. 7, 9), *Endothyranella* cf. *alpina* Zaninetti et al. (Pl. 4, fig. 8), *Parendothyra* sp., ? *Endothyranopsis* sp., ? *Planiinvoluta* sp., ? *Aulotortus* sp. cf. *Aulotortus pragsoides* (Oberhauser) (Pl. 4, fig. 12), ? *Aulotortus* sp., *Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tollmann (Pl. 5, fig. 9, 10), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Nodosaria* aff. *ordinata* Trifonova, ? *Austracolomia* sp. (Pl. 5, fig. 11).

Incertae sedis: *Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner (Pl. 5, fig. 12–14), *Anisocellula fecunda* Senowbari-Daryan et al. (Pl. 7, fig 1).

Biostratigraphic significance

1. Foraminifers

The most frequent foraminifers in the Castle Hill carbonates are species of the genera *Meandrospira, Glomospira-Pilamina* and *Diplotremina.*

Meandrospira dinarica is particularly frequent in some levels (Samples B-3, B-5, B-22, B-23, B-25, B-26). It is frequently accompanied by a form showing similar morphological features but smaller dimensions. Such specimens were reported by Oravecz-Scheffer (1987) as *Meandrospira* aff. *dinarica.*

The *Glomospira-Pilamina* species are frequent in the samples B-3, B-11, B-29, *Diplotremina astrofimbriata* in the samples B-24, B-26 and B-27.

Many of the identified species have a relatively large stratigraphical range

covering almost all Triassic stages. However, some species are restricted to specific time intervals:

Pilamina densa was frequently described from the whole Anisian (Pantić, 1970; Pantić-Prodanović, 1975; Trifonova, 1978; Salaj et al., 1983; Oravecz-Scheffer, 1987), or only from parts of the Anisian (Illyrian: Salaj, 1969; Late Anisian: Zaninetti et al., 1972; Pelsonian to Early Illyrian: Gazdzicki et al., 1975; Pelsonian: Ramovš, 1975; Middle to Late Anisian: Zaninetti, 1976, 1977; Pelsonian to Early Illyrian: Strutinski et al., 1987). Only Dager (1978) mentions this species from the Late Scythian to the Middle Anisian.

Meandrospira dinarica is known from the Middle Anisian (Pelsonian; Gaździcki et al., 1975, Zaninetti, 1977), and from Middle to Late Anisian (essentially Pelsonian to Early Illyrian: Pantić, 1970; Ramovš, 1972; Zaninetti et al., 1972; Zaninetti, 1976; Dager, 1978; Trifonova, 1978: Salaj et al., 1983 and Strutinski et al., 1987).

Meandrospira deformata was reported from the Late Scythian to Pelsonian (Gaździcki et al., 1975; Zaninetti, 1977; Trifonova, 1978; Salaj et al., 1983).

Meandrospira pusilla is predominantly known from the Scythian to Early Anisian (»Hydaspian«), but the species was also reported from the Pelsonian (Gaździcki et al., 1975) or, rarely, also from the Illyrian (Salaj et al., 1983).

Meandrospira insolita, a poorly known species, it is reported from the Early Anisian (Aegean) and rarely also from the Pelsonian (Salaj et al., 1983).

Other species of stratigraphic importance are ***Endothyranella wirtzi*** known mostly from the Middle to Late Anisian, and (rarely) also from the Lower Ladinian, ***Endothyranella lombardi,*** (known from the same time interval), and ***Trochammina almtalensis*** (Middle Anisian to Early Ladinian: Zaninetti et al., 1972; Gaździcki et al., 1975; Zaninetti, 1976, 1977; Trifonova, 1978; Salaj et al., 1983; Oravecz-Scheffer, 1987).

Based on foraminifers, several zonations have been proposed for the Early to Middle Triassic: Salaj (1969), Zaninetti et al. (1972), Gaździcki et al. (1975); Trifonova (1978, 1983); Salaj et al. (1983) and Salaj et al. (1988). Salaj et al. (1988) established seven biozones:

7) *Aulotortus pragsoides* zone (Illyrian)
6) *Meandrospira dinarica* zone (Pelsonian to Illyrian)
5) *Pilammina densa* zone (part of Bithynian to Pelsonian)
4) *Meandrospira deformata* zone (Aegean to part of Bithynian, hypersaline environment)
3) *Meandrospira insolita* zone (Aegean to part of Bithynian)
2) *Meandrospira pusilla* zone (Early Triassic corresponding to Spathian)
1) *Meandrospira cheni* zone (Early Triassic corresponding to Smithian-Lowermost Spathian).

The foraminiferal assemblage from Castle Hill carbonates corresponds, to the biozones 4, 5 and 6 of Salaj et al. (1988), i. e. the *Meandrospira deformata, Pilammina densa* and *Meandrospira dinarica* zones. It is difficult to say whether all the 3 zones are presented in the Castle Hill carbonates but, as a whole, the foraminiferal assemblage points to an (Early ? to) Middle Anisian age of all samples studied.

2. Algae

The most frequent dasycladacean species is *Macroporella alpina* Pia (Samples B-8, B-10, B-13, B-19, B22, B-23A, B-25), followed by *Poncetella hexaster* (Samples B-5, B-23A, B-27) and species of the *Physoporella-Oligoporella* group (Samples B-3, B-5, B-10B, B12).

This association is typical for the Middle Anisian (more precisely for the Pelsonian to Early Illyrian: Pia, 1912; 1920; 1935; Bystricky, 1964; 1986; Ott, 1972; 1974; Dragastan et al., 1982; Senowbari-Daryan et al., 1993).

Based on dasycladacean algae, Bystricky (1986) distinguished three Middle Triassic biozones:

3) *Diplopora annulata* zone (Ladinian)
2) *Diplopora annulatissima* zone (Late Illyrian)
1) *Physoporella pauciforata-Oligoporella pilosa* zone (Late Bithynian to Early Illyrian).

The first zone corresponds to the *Meandrospira dinarica-Pilammina densa* occurrence, and within this zone, the appearance of *Diplopora hexaster (= Poncetella hexaster)* indicates the lower part of the Pelsonian.

In conclusion, the algal-foraminiferal assemblage from the Castle Hill in Bled indicates an Anisian age, most probably an (Early?)-Middle Anisian (= Aegean(?)-Pelsonian) age. The composition of the assemblage is very similar to those described from the Alps and Prealps (Pia, 1920; Zaninetti et al., 1972; Zaninetti, 1976, 1977); Hungary (Oravecz-Scheffer, 1987); Carpathians (Slowakia, Poland, Romania) (Bystricky, 1964, 1986; Gaździcki et al., 1975; Salaj et al., 1983; Strutinski et al., 1987); Apuseni Mountains (Romania) (Dragastan et al., 1982); Balkans (Bosnia, Serbia, Bulgaria; Pia, 1935; Pantić, 1970; Trifonova, 1978, 1983) and Turkey (Dager, 1978).

Microfossil Associations

Dasycladacean algae and foraminifera are common microfossils in Middle Triassic platform carbonates. The study of about 35 large thin-sections offers the possibility to discuss the numerical diversity and the composition of the associations.

Regarding the total number of taxa belonging to foraminifera, algae and microproblematica, the numerical diversity varies between 1 and 19. Samples exhibiting a very hight diversity (> 10 species per sample; B-3 and B-5 from the top of the Castle Hill cliff; B-24), however, are rare (4 samples out of the total of 35 samples). 17 samples are low-diverse (1 to 4 species), 14 samples higher diverse (5 to 9 species).The taxonomic composition of the associations exhibits no distinct patterns except for the absence of dasycladaceans in about 40 % of the samples. Samples with dasycladacean algae and foraminifera are characterized by the frequent occurrence of *Earlandinita, Glomospira* and *Meandrospira*. These taxa, however, occur also in the samples which contain no dasycladacean algae.

Conclusions

Age: Based on dasycladacean algae and foraminifera, the age of the studied carbonates is Middle Anisian, most probably Pelsonian.

Facies: Microfacies types (predominantly intrabioclastic grainstones and packstones; a few algal fenestral bindstones and lithoclastic floatstones and rudstones) correspond to those of subtidal (and intertidal) platform carbonates which might have been deposited in slightly different water depths. There are only a few indications *(Olangocoelia, Anisocellula)* for the existence of reefal facies in the Bled area.

Acknowledgements

The investigation of the Anisian carbonates is a part of research projects dealing with the 'Evolution of Reefs' and supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Project Flügel 42/69, Project Bechstädt and Flügel 641/17). Thanks are due to the Alexander von Humboldt Stiftung for the support of the micropaleontological research of one of the authors (I.I.B.).

References

Bechstädt, T. & Brandner, R. 1970: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olanger Dolomiten, Südtirol). – Festband Geol. Inst. Innsbruck, 300-Jahr-Feier Univ., 9-103, Innsbruck.

Belka, Z. & Gaździcki, A. 1976: Anisian foraminifers from the high-tatric series of the Tatra Mts. – Acta Geol. Polonica, *26*, 429-437, 2 pls., 4 figs., Warszawa.

Buser, S. 1980: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač lista Celovec (Klagenfurt), 62 pp., Beograd.

Buser, S. & Cajhen, J. 1977: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 Celovec (Klagenfurt). – Beograd.

Buser, S., Ramovš, A. & Turnšek, D. 1982: Triassic reefs in Slovenia. – Facies, *6*, 15-24, 2 figs., Erlangen.

Bystricky, J. 1964: Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika slovenského krasu. – Ustredny ustav geologicky, 204 pp., 38 pls., Bratislava.

Bystricky, J. 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasyclad algae in the west Carpathians Mts., Triassic. – Mineralia slov., *18*/4, 289-321, Bratislava,

Dager, Z. 1978: Les foraminifères du Trias de la Péninsule de Kocaeli-Turquie. – Notes Lab. Paléont. Univ. Genève, *3*/4, 23-69, 26 figs., 2 pls., Genève.

Diener, C. 1884: Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der Julischen Alpen. – Jahrbuch Geol. Reichsanstalt, *34*, 659-706, Wien.

Dragastan, O., Diaconu, M., Popa, E. & Damian, R. 1982: Biostratigraphy of the Triassic formations in the east of the Padurea Craiului Mountains. – D. S. Inst. Geol. Geophys., *72*/4, 29-61, 3 figs., 20 pls., Bucharest.

Flügel, E., Ramovš, A. & Kochansky-Devidé, V. 1984: A Middle Permian calcisponge/algal/cement reef: Straža near Bled, Slovenia. – Facies, *10*, 179-256, pls. 24-42, 7 figs., Erlangen.

Gaetani, M. & Gorza, M. 1989: The Anisian (Middle Triassic) carbonate bank of Camorelli (Lombardy, Southern Alps). – Facies, *21*, 41-56, pls. 9-13, 4 figs., Erlangen.

Gaździcki, A., Trammer, J. & Zawidzka, K. 1975: Forminifers from the Muschelkalk of Southern Poland. – Acta Geol. Pol., *25*/2, 285-298, 3 figs., 12 pls., Warszawa.

Oravecz-Schefer, A. 1987: Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range. – Geologica Hungarica, Ser. Paleontol., *50*, 3-134, 12 figs., 6 tab., 98 pls., Budapest.

Ott, E. 1972: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an Ammoniten-Chronologie. – N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., *141*/1, 81-115, 2 figs., 1 tab., Stuttgart.

Ott, E. 1974: Algae (Dasycladaceae). In: H. Zapfe (Ed.) – Catalogus Fossilium Austriae, *17b*, 1-64, Wien.

Pantić, S. 1970: Caracteristiques micropaleontologiques de la colonne triasique de l'anticlinal de Zdrelo (Serbie orientale). – Vesnik, ser. A., *28*, 463-495, 2 figs., 13 pls., Beograd.

Pantić-Prodanović, S. 1975: Les microfaciès triassiques des Dinarides. – Soc. Sci. Arts Montenegro, Monographies, Cl. sci. nat. *IV*/4, 9-56, 1 fig., 100 pls., Titograd.

Pia, J. 1912: Neue Studien über die triadischen Siphoneae Verticillatae. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns. und des Orients, *25*, 25-81, 7 pls., Wien.

Pia, J. 1920: Die Siphoneae Verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. – Abhandlungen Zool.-Botan. Ges. Wien, *11*/2, 263 pp., 27 figs., 8 pls., Wien.

Pia, J. 1935: Die Diploporen der anisischen Stufe Bosniens. – Annales Géol. de la Péninsule Balkanique, *12*/2, 190-246, 55 figs., 5 pls., Beograd.

Ramovš, A. 1972: Mikrofauna der alpinen und voralpinen Trias Sloweniens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 413-426, 3 pls., Innsbruck.

Ramovš, A. 1975: Kamenotvorna *Glomospira densa* (Pantić) v aniziju pri Konjšici. – Geologija, *18*, 99-104, 4 figs., Ljubljana.

Ramovš, A. 1987: The Anisian reef development between Kranjska gora and Mojstrana (Slovenia, NW Yugoslavia). – Razprave IV. razreda SAZU, *27*/1, 3-13, 6 pls., 1 fig., Ljubljana.

Salaj, J. 1969: Essai de zonation dans le Trias des carpathes occidentales d'après les foraminifères. – Geologické práce, *28*, 123-128, Bratislava.

Salaj, J., Borza, K. & Samuel, A. 1983: Triassic foraminifers of the West Carpathians. – Geologicky Ustav D. Stura, 213 pp., 23 figs., 157 pls., Bratislava.

Salaj, J., Trifonova, E., & Gheorgian, D. 1988: A biostratigraphic zonation based on benthic forminifera in the Triassic deposits of the Carpatho-Balkans. – Revue de Paléobiologie, vol. spec. *2* (Benthos '86), 153-159, 3 figs., Genève.

Seidl, F. 1929: Zlatenska ploča v Osrednjih Julijskih Alpah. – Glasnik Muzej. dr. za Slov., *10*, 3-29, Ljubljana.

Senowbari-Daryan, B., Zühlke, R., Bechstädt, T. & Flügel, E. 1993: Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): The recovery of reef communities after the Permian/Triassic crisis. – Facies, *28*, 181-256, pls. 40-65, 17 figs., Erlangen.

Strutinski, C., Bucur, I. I., Nicu, M., Pop-Stratila, D. & Török, I. 1987: New data on the stratigraphy and tectonic position of the Triassic deposits from Sasca Montana (Banat hills, Romania). – Studia Univ. Babes-Bolyai, Geol.-Geogr., *23/2*, 61-69, 4 figs., 2 pls., Cluj-Napoca.

Teller, F. 1908: Jahresbericht des Directors. – Verhandlungen Geol. Reichsanst., *1908*, p. 16, Wien.

Trifonova, E. 1978: The Foraminifera zones and subzones of the Triassic in Bulgaria. I. Scythian and Anisian. – Geologica Balcanica, *8/3*, 85-104, 2 figs., 4 pls., Sofia.

Trifonova, E. 1983: Correlation of Triassic foraminifers from Bulgaria and some localities in Europe, Caucasus and Turkey. – Geologica Balcanica, *13/6*, 3-24, 3 figs., Sofia.

Vetters, H. 1933: Geološka rokopisna karta Radovljica, 1 : 75 000 – Geologische Manuskriptkarte Radmannsdorf. – Geol. Bundesanstalt Wien.

Zaninetti, L. 1976: Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. – Riv. Ital. Paleont., *82/1*, 1-258, 12 figs., 3 tab., 24 pls., Milano.

Zaninetti, L. 1977: La micropaléontologie dans le Trias de France: domaines alpin et provencal. Foraminifères, Conodontes, Coprolithes de Crustacès: inventaire et possibilités de corrélation. – Bull. B. R. G. M., deuxième série. *IV/3*, 257-264, 2 tab., Paris.

Zaninetti, L., Brönnimann, P., & Baud, A. 1972: Essai de zonation d'apès les Foraminifères dans L'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). – Eclogae Geol. Helv., *65/2*, 343-353, 3 figs., Bale.

Plate 1

Anisian carbonates from the Castle Hill cliff, Bled, northwestern Slovenia: Dasycladacean algae

1 *Macroporella beneckei* (Salomon). Sample B10, ×10

2, 3 *Macroporella* cf. *beneckei* (Salomon)
2 Sample B19, ×22
3 Sample B25, ×22

4–6 *Macroporella alpina* Pia
4 Sample B8, ×11
5 Sample B8, ×10.5
6 Sample B10B, ×15

7–9 *Poncetella hexaster* (Pia). Sample B3
7, 9 ×22
8 ×10

10 *Physoporella* cf. *pauciforata* (Gümbel). Sample B5, ×11

11, 12 »*Griphoporella*« sp. Sample B27, ×22

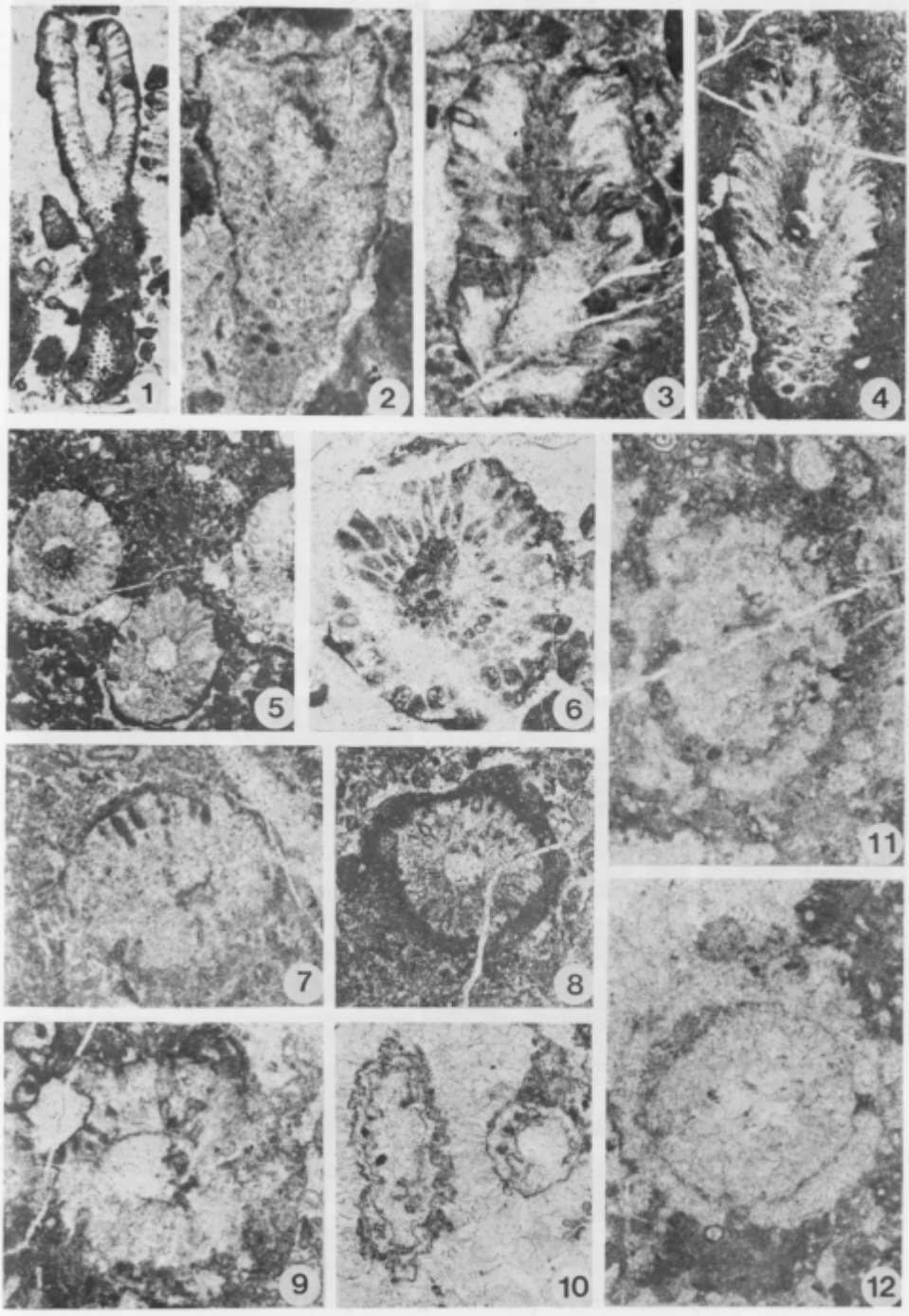

1
2
3
4
5
6
11
7
8
9
10
12

Plate 2

Anisian carbonates from the Castle Hill cliff, Bled, northwestern Slovenia: Calcareous algae and foraminifera

1 *Oligoporella pilosa* Pia var. *varicans* Pia. Sample B3, × 11

2 *Oligoporella* cf. *pilosa* Pia. Sample B12, × 17

3 *Oligoporella pilosa* Pia var. *pilosa* Pia. Sample B10B, × 9

4 *Physoporella* cf. *minutula* (Gümbel). Sample B12, × 30

5–7 *Solenopora* sp.
5 Sample B24, × 22
6, 7 Sample B28, × 15

8 ?*Stenoporidium* sp. Sample B26, × 45

9 *Trochammina alpina* Kristan-Tolmann (lower part of the photo), and *Glomospira* sp. Sample B3, × 90

10 *Earlandinita elongata* Salaj. Sample B2, × 37

11 *Valvulina*? sp. cf. *Valvulina azzouzi* Salaj. Sample B24, × 90

12, 14 *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti
12 Sample B26, × 150
14 Sample B11, × 90

13 *Trochammina jaunensis* Brönnimann & Page. Sample B3, × 90

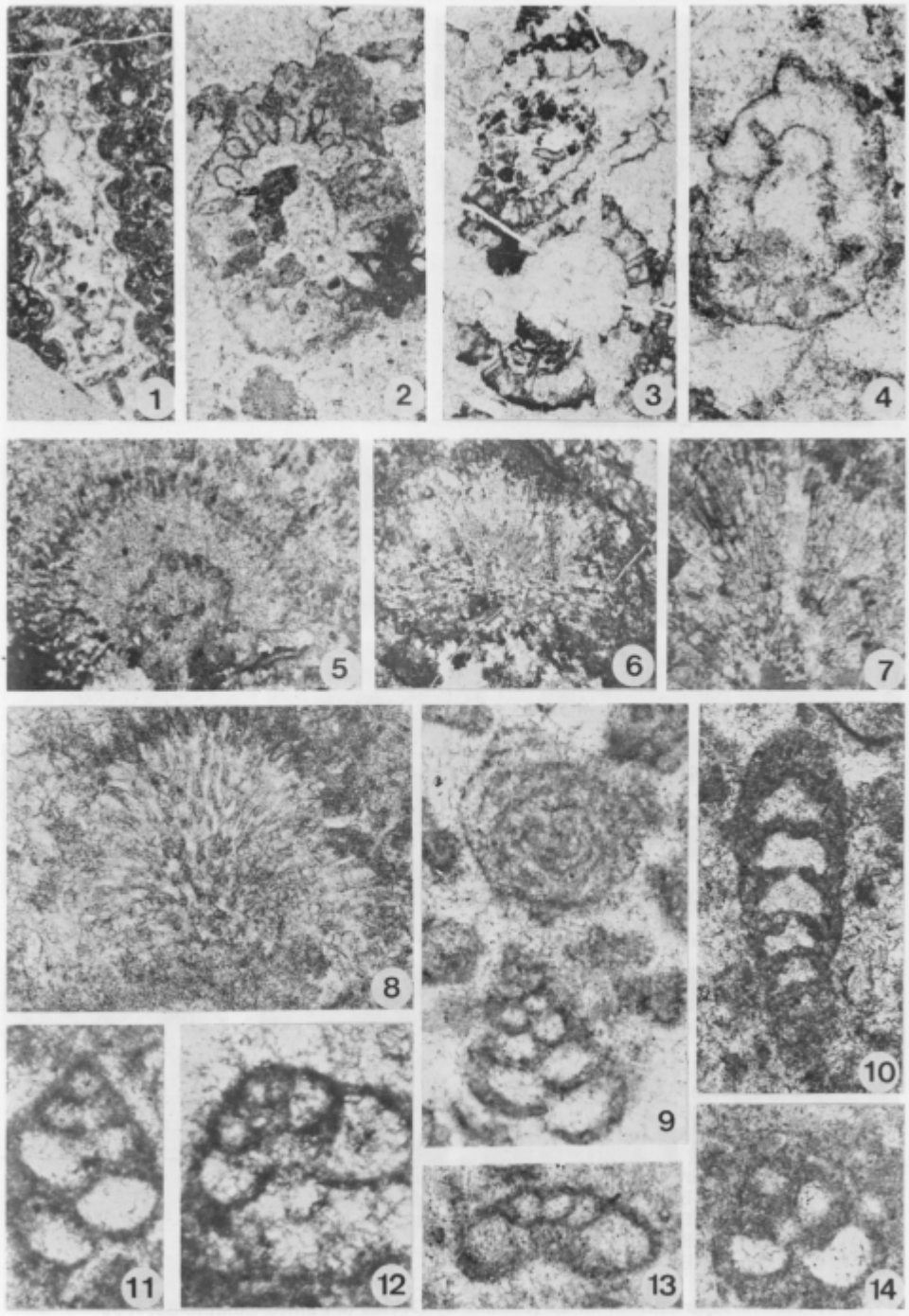

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Plate 3

Anisian carbonates from the Castle Hill cliff, Bled, northwestern Slovenia: Foraminifera

1, 2 *Earlandinita grandis* Salaj
1 Sample B25, ×37
2 Sample B20, ×26

3 *Reophax* aff. *asper* Cushman & Waters: Sample B15, ×45

4 *Nodosinella* cf. *libera* Trifonova. Sample B15, ×22

5–7 *Meandrospira* aff. *pusilla* Ho
5 Sample B26, ×120
6, 7 Sample B5, ×90

8, 10, 11 *Meandrospira* aff. *insolita* Ho
8 Sample B34A, ×82
10 Sample B5, ×150
11 Sample B30, ×120

12–15 *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devide & Pantić
12 Sample B4B, ×96
13 Sample B4B, ×82
14 Sample 84b-R, ×75
15 Sample B5, ×96

16, 17 *Meandrospira* aff. *dinarica* Kochansky-Devide & Pantić. Sample B5, ×96

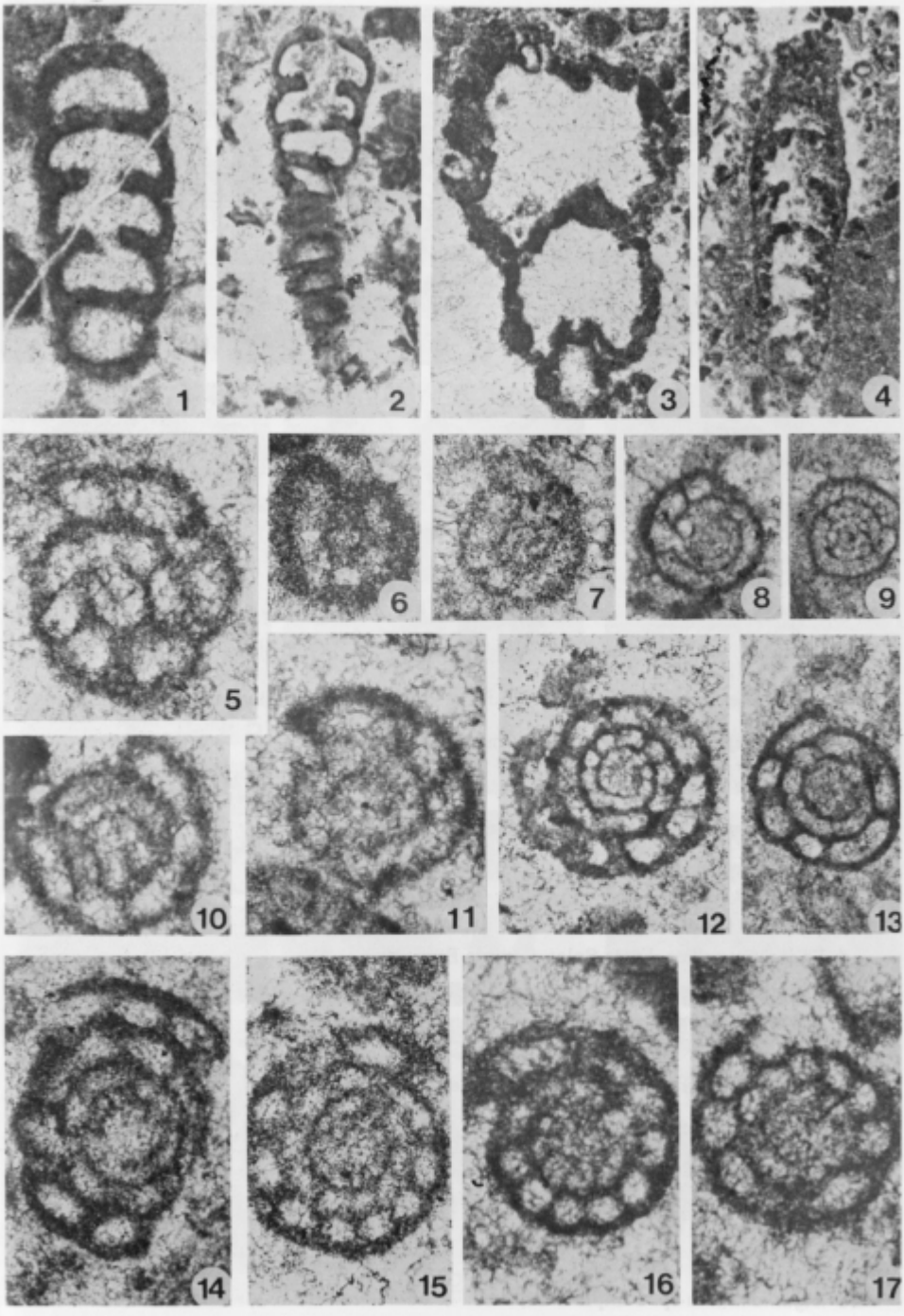

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17



Plate 4

Anisian carbonates from the Castle Hill cliff, Bled, northwestern Slovenia: Foraminifera

1, 2 *Meandrospira* aff. *dinarica* Kochansky-Devide & Pantić
1 Sample B26, ×120
2 Sample B5, ×120

3 *Meandrospira* aff. *samueli* Salaj. Sample B5, ×120

4, 5 *Meandrospira deformata* Salaj
4 Sample B6, ×82
5 Sample B24, ×82

6 *Endothyranella robusta* Salaj. Sample B5, ×18

7, 9 *Endothyranella lombardi* Zaninetti et al.
7 Sample B5, ×45
9 Sample B22, ×48

9 *Endothyranella* cf. *alpina* Zaninetti et al. Sample 84c-R, ×75

10, 13 *Endothyranella kuepperi* Oberhauser
10 Sample B6, ×90
13 Sample B22, ×100

11 *Endothyranella wirzi* Koehn-Zaninetti. Sample B0A, ×90

12 ?*Aulotortus* cf. *pragsoides* Oberhauser. Sample B22, ×22

14 ?*Agathammina* sp. Sample B 26, ×90

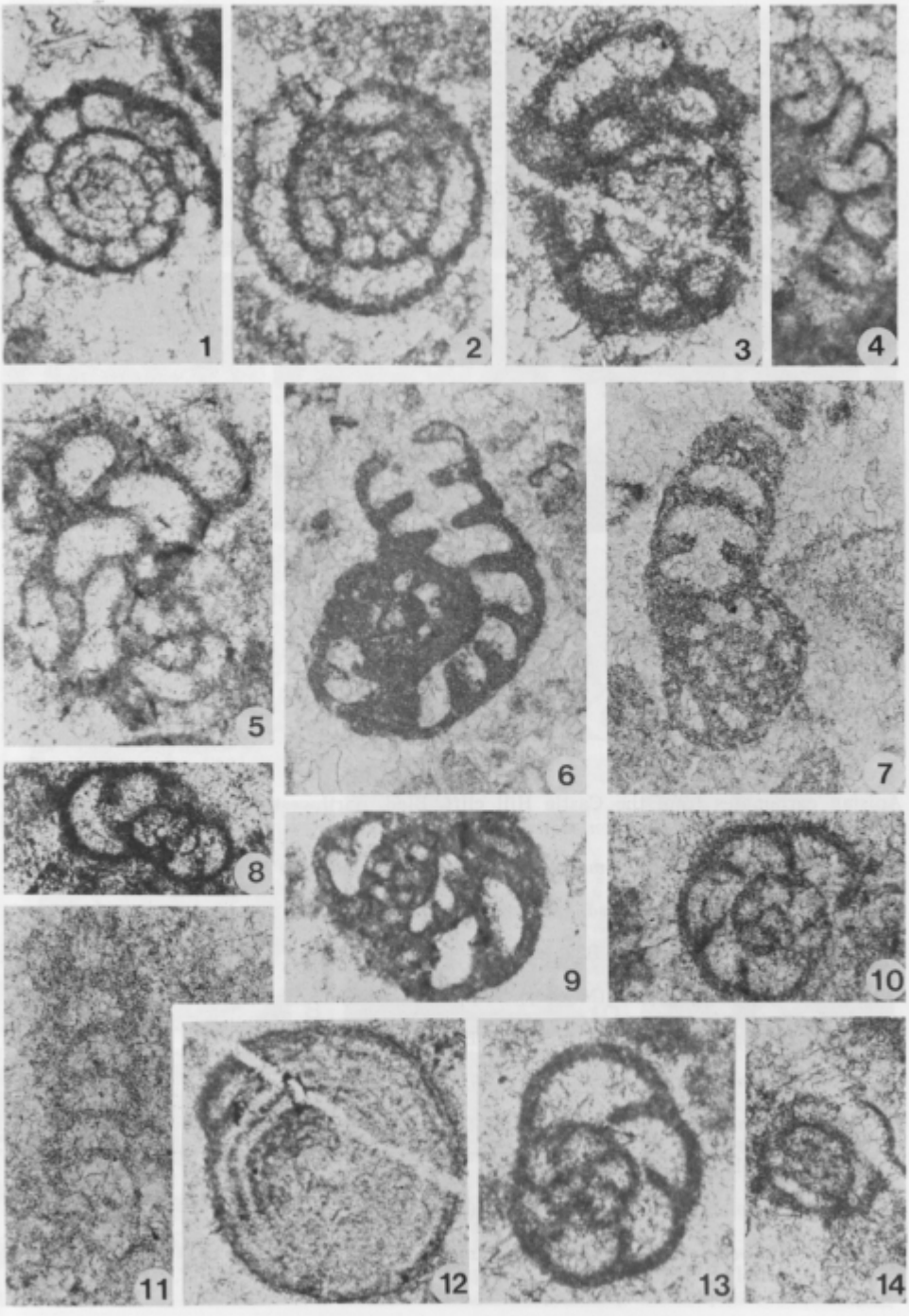

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Plate 5

Anisian carbonates from the Castle Hill cliff, Bled, northwestern Slovenia: Foraminifera and *Olangocoelia* sp.

1 *Glomospira*? sp. cf. *Glomospira*? *micas* He & Yue. Sample B15, ×130

2 *Glomospira* cf. *articulosa* (Plummer). Sample B11, ×50

3 *Glomospira* sp. Sample B29, ×50

4 *Glomospira irregularis* (Moeller). Sample B3, ×96

5, 6 *Pilammina* cf. *densa* Pantić. Sample B11, ×85

7, 8 *Pilammina densa* Pantić. Sample B29, ×62

9, 10 *Diplotremina astrofimbriata* Kristan-Tolman
9 Sample B26, ×90
10 Sample B24, ×67

11 ?*Austracolomia* sp. Sample B15, ×110

12–14 *Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner
12 Sample B10B, ×11
13, 14 Sample B15, ×22

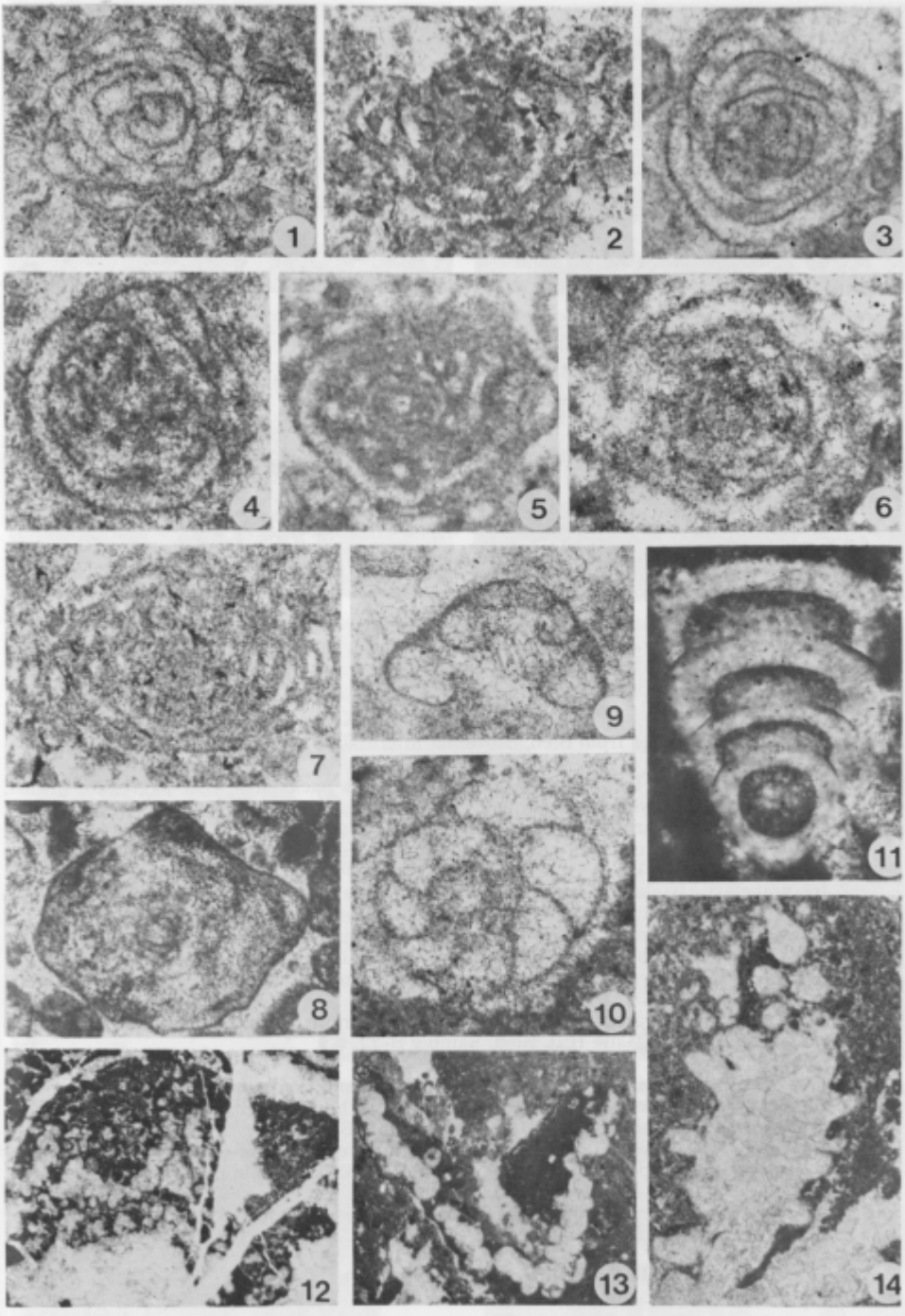

1
2
3
4
5
6
7
9
11
8
10
12
13
14



Plate 6

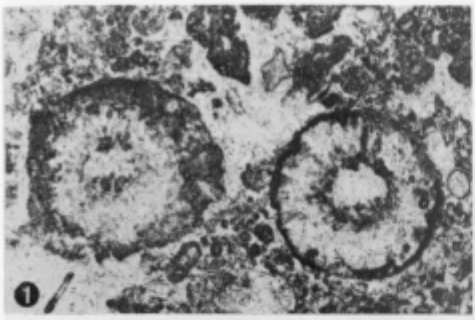
Anisian platform carbonates from Bled, Slovenia: Microfacies types and microfossils

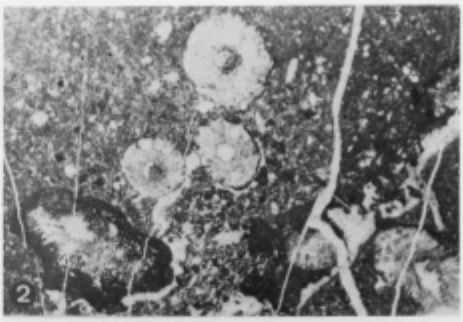
1–5 Microfacies Type 1. Intrabioclastic grainstone and packstone with aggregate grains, foraminifera and dasycladacean algae.
1 Intrabioclastic grainstone with aggregate grains, dasycladacean algae, ostracods and foraminifera. Note the strong micritization of the bioclasts. Castle Hill Bled. Top of the cliff. Sample B-3. ×11
2 Intrabioclastic packstone with dasycladacean algae (*Macroporella alpina* Pia) and fine-grained aggregate grains. Castle Hill cliff, Bled; upper part. Sample B-8. ×4
3 Intrabioclastic grainstone with agglutinated foraminifera. Castle Hille Bled. Sample B-8. The same sample as in Fig. 2! Note the difference in the depositional texture. ×19
4 Sediment-filled burrows in intrabioclastic packstone. Castle Hill Bled. Samplė B-15. ×19
5 Detail of a large aggregate grain. The individual grains are bound together by micritic laminations (arrow). Castle Hill, Bled. Sample B-22. ×9

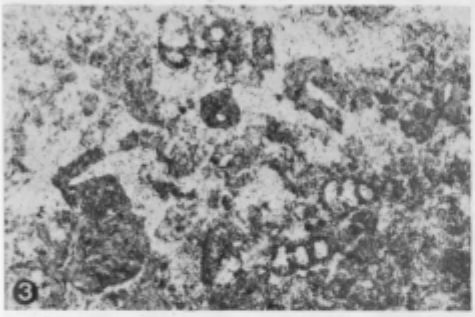
6, 7 Microfacies Type 3. Lithoclastic-peloidal rudstones and floatstones
6 Lithoclastic rudstone, consisting of pelmicritic lithoclasts with few foraminifera and dasycladacean fragments. Castle Hill, Bled. Sample B-29. ×11
7 Detail of a lithoclastic floatstone. Note the difference in the microfacies of the sub-rounded clast as compared with Fig. 6. Castle Hill, Bled. Sample B-24. ×5

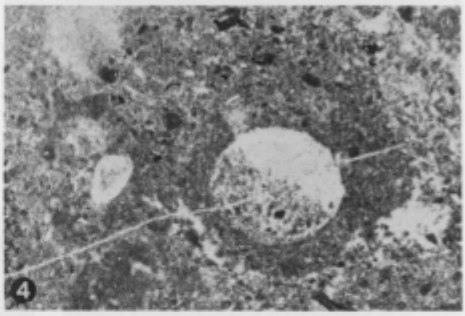
8 *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić. Bioclastic grainstone. South of Poljšica northwest of Bled. Sample 20-P-G. ×75

9 *Earlandinita* sp. Bioclastic grainstone, MF Type 1. South of Poljšica northwest of Bled. Sample 20-P-G. ×75

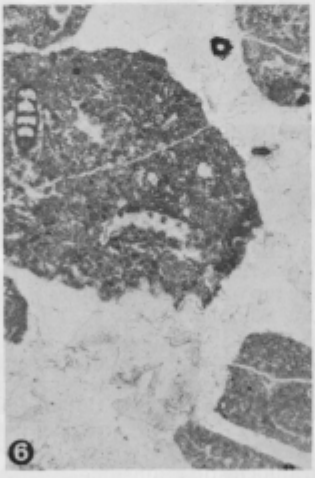

1

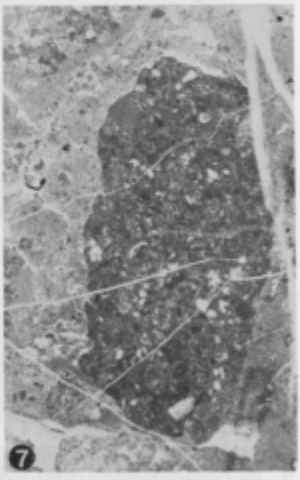

2


3


4


5


6


7


8


9

Plate 7

Anisian platform carbonates from Bled, Slovenia: Microfacies types and microfossils

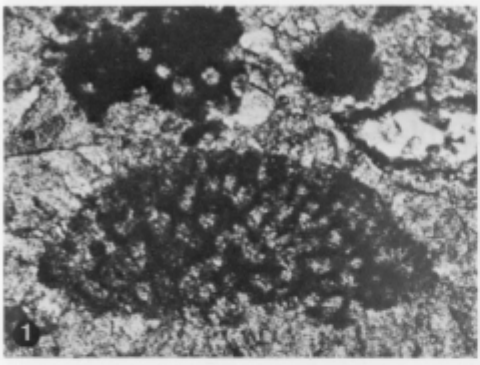
1 *Anisocellula fecunda* Senowbari-Daryan et al., an enigmatic microfossil, first described from the reef facies of the Northern Dolomites. South of Poljšica. Sample 20-P-C. ×40

2 The Castle Hill at the Lake Bled. Samples B-0 and B-1 to B-10 were collected within the court yard area at the top of the cliff, samples B-11 to B-30 at the path between the castle and the parking lot. Samples B-33 to B-37 are from the area near the parking lot

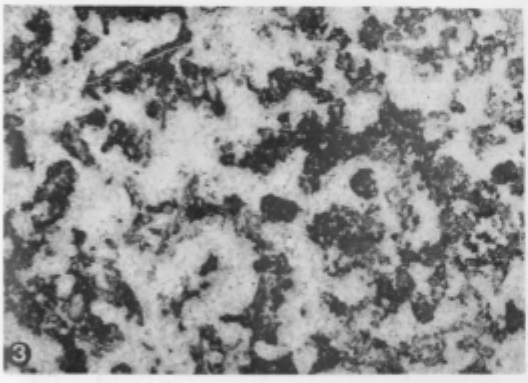
3 Microfacies Type 2. Algal fenestral bindstone. Irregularly distributed micritic structures with relicts of filamentous algae border large interspace voids filled with drusy and recrystallized blocky calcite cement. Upper part of the Castle Hill cliff, Bled. Sample B-34A. ×4

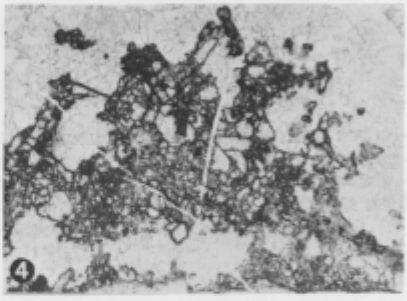
4, 5, 7 Microfacies Type 1. Intrabioclastic grainstone
4 *Bacinella* sp. forms crusts within the grainstones attributed to MF1. Castle Hill, Bled. Sample B-5. ×7
5 Intraclastic grainstone, predominantly composed of lumps, surrounded by isopachous rim cements. Castle Hill, Bled. Sample B-12. ×11
7 Intrabioclastic grainstone with agglutinated foraminifera and small dasycladaceans (arrows). Castle Hill cliff, Bled. Sample B-25. ×7.

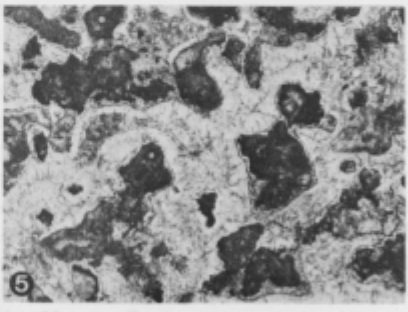
6 Microfacies Type 3. Lithoclastic rudstone, composed of brecciated limestone clasts exhibiting various microfacies types (note the fenestral fabric of the clast, top left, 2, MF2). Small lithoclasts and peloids (1) have been several times reworked, resulting in the formation of composite clasts (3). Castle Hill cliff, Bled. Sample B-21. ×2

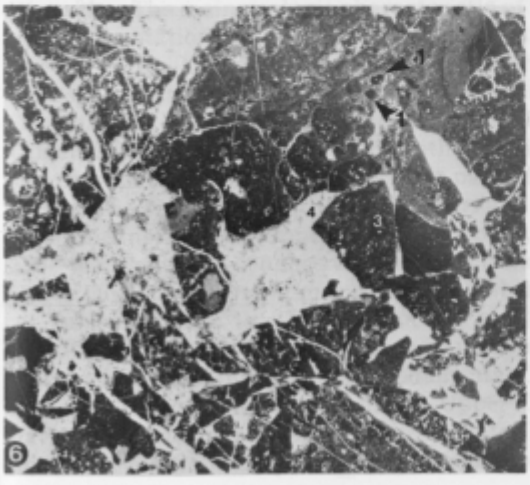

1

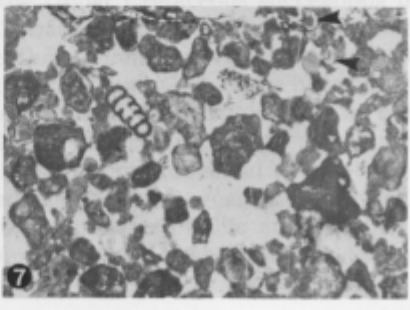

2


3


4


5


1
1
4
3
6


7

GEOLOGIJA *36*, 183–194 (1993), Ljubljana 1994

UDK 551.763:56.02(497.12)=20

Contribution to the Knowledge of Upper Cretaceous Beds in Kočevje and Gorski Kotar Area (NW Dinarides)

Mario Pleničar
Katedra za geologijo in paleontologijo, Univerza v Ljubljani,
Aškerčeva 2, 61000 Ljubljana, Slovenija

Stevo Dozet
Geološki Zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Abstract

On the basis of the characteristic fossil associations biostratigraphic subdivision has been carried out in continuously deposited Upper Cretaceous sedimentary succession of the Kočevje and Gorski Kotar area. Relying on macropaleontologic data it has been possible to define almost all assemblage zones being used for biozonation of the Upper Cretaceous deposits in Outer Dinarides.

Introduction

This paper deals with stratigraphy and especially with biostratigraphy of the Upper Cretaceous beds in the Kočevje and Gorski Kotar area. From the paleogeographic point of view, the Kočevje and Gorski Kotar regions belong to Outer Dinarides. The main geologic characteristic of the area is the predominantly calcareous sedimentation on the vast Dinaric carbonate platform from the Upper Triassic to the end of the Upper Cretaceous. The examined sedimentary successions comprise the basal Albian-Cenomanian formation, and more or less continuous successions of Cenomanian, Turonian and Senonian beds. The transition from the Lower to the Upper Cretaceous occurred there with tectonic events, lithological variations, and sharp faunal changes. The uppermost part of the Upper Cretaceous successions is clastic. The boundary between Cretaceous and Tertiary is tectonic and erosional. The total thickness of the Upper Cretaceous beds in the studied area varies from about 1200 to more than 1400 metres. It is known that in the Upper Cretaceous beds of the Outer Dinarides biostratigraphically valuable macrofossil associations appear, but we can not affirm this for the Kočevje and Gorski Kotar area, where the Upper Cretaceous beds are relatively poor in view of fossil individuums and associations. During geological mapping for Fundamental Geologic Map of Yugoslavia 1 : 100 000 several fossils were collected in the Upper Cretaceous beds of this area. Rudists, having a certain stratigraphic value in Outer Dinarides due to mass of individuums and fast evolution, are predominant among fossils.

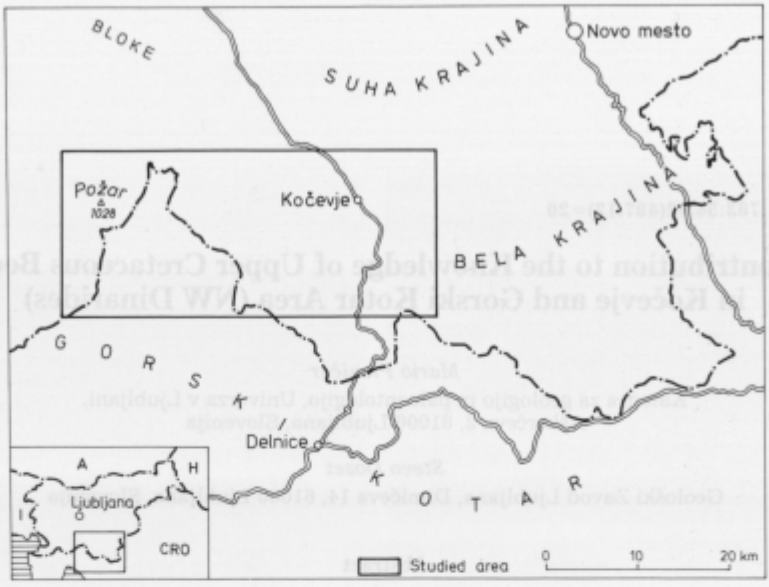


Fig. 1. Location map

Short review of previous investigations

Uršič described the limestone with *Chondrodonta joannae* Choffat near Kočevje and Jurassic limestone with *Diceras arietinum* Lamarck in the Kočevje surroundings (Uršič, 1931, 1932). A stratigraphic review of the Kočevje sedimentary successions with numerous determined rudists of the Upper Cretaceous was published later (Uršič, 1933).

Pleničar surveyed the caprinids of Slovenia and some radiolitid representatives. He reported also the new rudist discoveries in the Kočevje Rog area (Pleničar, 1963, 1965). The author wrote several reports about radiolitids, respectively rudist fauna in Slovenia (Pleničar, 1973, 1974, 1977, 1982, 1983, 1985 and Pleničar & Šribar, 1983, 1986).

Pleničar and Premru described the Upper Cretaceous beds of the Novo mesto area in the explanatory text of the Novo mesto sheet 1 : 100000 (Pleničar & Premru, 1977).

Polšak wrote the geology of the southern Istria emphasizing the Upper Cretaceous biostratigraphy. In the same year he performed the biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous for southern Hercegovina in five cenozones and subzones. In 1967 he researched the rudist fauna composition in southern Istria (Polšak, 1965, 1967). Later he discussed the problems of the interpretation of the Dinarides Upper Cretaceous on the basis of macrofossils (Polšak, 1970).

Polšak and Sliškovič gave a biostratigraphic description of the Istria and Hercegovina Upper Cretaceous beds. The subdivision in six cenozones was carried out on the basis of macrofossils (Polšak & Sliškovič, 1966).

Sliškovič completed Polšak's biostratigraphic subdivision of the Upper Cre-

taceous beds in Outer Dinarides. Later he carried out the biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous beds in southern Hercegovina. The Upper Cretaceous was divided into six chronostratigraphic members. From the biostratigraphic point of view, he separated six cenozones. Five of them were identical with the biostratigraphic subdivision of southern Istria (Polšak, 1965), whereas the sixth one was newly established (Sliškovič, 1967, 1968, 1971).

Polšak and Mamužić investigated the Upper Cretaceous rudist association in numerous localities in Outer Dinarides in the area of Istria and Hercegovina (Polšak & Mamužić, 1969).

Buser described the Upper Cretaceous beds of the Ribnica area in the explanatory text of the Ribnica sheet 1 : 100 000 (Buser, 1974).

Dozet described the Upper Cretaceous beds of the Kočevje and Gorski Kotar area in the explanatory text of the Delnice sheet 1 : 100 000 (Savić & Dozet, 1985). Later he described the Kočevje and Gorski Kotar Cretaceous succession also in his dissertation (Dozet, 1989).

Stratigraphy

Albian and Cenomanian – Vraconian

Vraconian beds are exposed in the core of the Požar syncline, on the southeastern slope of the Konjsko hillock, where they build with other beds the Kočevje syncline, and in the northern part of Kočevje area. At the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous transition in the area of the Požar and Kočevje synclines we observe a thick zone of yellowish gray, light brownish gray, plated and bedded (5–30 cm) calcareous breccia and limestone. In the limestone intercalations of the lower part occur numerous miliolids, whereas in the upper part of the succession there are rudist and other mollusk fragments. In the whole sedimentary succession breccias, even predominant at some places, have the greeatest significance. The limestones are micritic, fine-grained and rarely coarse-grained. They are mainly composed of micritic matrix, in which pelets, rare ostracods, mollusks, more or less numerous miliolids and poorly preserved undeterminable algae remains can be found. The limestones are chemically quite pure, containing 92 % to 98 % of carbonate. In the biomicritic limestone intercalations with miliolids and nezzazatids are found, whereas in dolomites and limestone breccias rudist fragments, especially of the genus *Requienia*, can be seen. In spite of rather unsignificant fauna, the stratigraphic position of the treated sedimentary succession is quite well known, because these sediments lie concordantly between the Upper Albian and Cenomanian beds which are well documented by fossils. According to their stratigraphic position, these beds belong to the uppermost part of Albian and to the lowermost part of Cenomanian. In other words, they are the shallow water equivalent of the Vraconian beds.

Upper Cretaceous

At the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous transition, the tectonic and sedimentation conditions changed so much, that they decisively influenced the life in the Cretaceous sea. The sedimentation continued on the vast carbonate platform behind

Table 1. The biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous beds in the Kočevje and Gorski Kotar area (Outer Dinarides)

	Age	OUTER DINARIDES (Polšak, 1965 and Slišković, 1967)			
		Cenozone		Subzone	
UPPER CRETACEOUS	Upper Maastrichtian		6	b	
	Middle Maastrichtian			a	
	Lower Maastrichtian	*Sauvagesia tenuicostata*	5	b	*Hippurites (Vaccinites) boehmi*
	Santonian + Campanian	*Gorjanovicia costata*		a	*Hippurites (V.) atheniensis*
	Coniacian	*Radiolites praegalloprovincialis* / *Radiolites sauvagesi*	4		
	Upper Turonian	*Durania cornupastoris* / *Radiolites praesauvagesi*	3	c	*Hippurites (Orbignya) requieni*
				b	*Durania adriatica*
				a	*Praeradiolites saxeus* / *Vascoceras (P.) grossouvrei*
	Lower Turonian	*Durania arnaudi*	2	b	Cronozone of limestone with chert
				a	*Agryopleura praeexcavata*
	Middle + Upper Cenomanian	*Praeradiolites fleuriausus*	1	b	*Ichthyosarcolites rotundus*
		Neocaprina gigantea		a	*Ichthyosarcolites poljaki*
	Albian + L. Cenomanian				

KOČEVJE AREA	GORSKI KOTAR AREA	
Association	Association	Zone
Bournonia triangulata *Radiolitella maestrichtiana* *Rousselia* sp. *Biradiolites* sp.	*Bournonia* cf. *dinarica*	8
Bournonia wiontzeki *Bournonia bournoni*	Zone of limestone breccia with orbitoids and rudist fragments	7
Exogyra costata *Exogyra overwegi*		6
Gorjanovicia costata *Bournonia dinarica* *Katzeria hercegovinaensis*	*Gorjanovicia costata* *Bournonia dinarica*	5
Exogyra decusata *Exogyra pirenaica* *Radiolites spinulatus* *Eoradiolites franchii finerae* *Durania* sp.		4
Durania carsica, Biradiolites sp. *Medeella angulosas* *Radiolites socialis, Distefanella lombricalis*		
Durania adriatica *Durania* cf. *gaensis* *Durania istriana*	*Durania istriana* *Durania* cf. *spadai*	3
Distefanella cf. *salmojraghii* *Eoradiolites* cf. *liratus* *Medeella* sp., *Radiolites* sp.	*Distefanella salmojraghii* *Radiolites* sp. *Eoradiolites* cf. *franchii* *Eoradiolites liratus* *Bournonia* sp. *Distefanella* sp.	
Eoradiolites cf. *franchii* *Agriopleura salignacensis*	*Agriopleura* sp. *Sauvagesia* sp.	2
Chondrodonta joannae *Neithea* sp. *Ichthyosarcolites quadratus* *Eoradiolites liratus* *Neocaprina nanosi* *Ichthyosarcolites poljaki*	*Eoradiolites liratus* *Eoradiolites* sp. *Sauvagesia* sp.	1
Requienia sp.	Zone of dolomite, limestone and breccia with rudist and chert fragments	

the low barrier, where different carbonate rocks were formed, and where quite different organisms lived. Among the Upper Cretaceous sediments limestones are predominant. The treated sedimentary beds contains also rare dolomite intercalations.

Cenomanian

The Cenomanian beds occur in the Požar syncline south of Babno polje, in the Kočevje syncline, in the Kočevski Rog area and in its surroundings. In the Kočevje and Gorski Kotar areas, we distinguish two developments of the Cenomanian beds.

In the Kočevje area the Cenomanian beds are composed of dolomitic and limestone breccia, dolomite and limestone. Further up we find brownish gray, very fine-grained, and predominantly fine-grained bedded limestones with more or less numerous thin organic fragments, rare rudist cross sections and foraminiferal microfauna. The described beds pass upwards into very light gray and white bedded radiolitid and caprinid limestones.

From the textural point of view we are dealing with biointrasparites, biointrapelsparites, and rarely micrites, respectively biomicrites. In this development fine-grained foraminiferal and calcilutitic limestones prevail. Radiolitid and caprinid bioherms are rare. They occur only in the upper part of Cenomanian beds. Very significant is the horizon with chondrodonts in the uppermost part of the succession.

The development of the Cenomanian beds in the Požar syncline is quite different. Lithologically, the succession consists of rudist biostromes and smaller bioherms. In the treated beds, very light gray and white radiolitid, biosparitic and biointrasparitic, often poorly bedded limestone strongly prevails. In both developments we find also intercalations of bedded, light gray, grained dolomite.

The Lower Cretaceous as well as the Upper Cenomanian beds contain high percentage of carbonate. These are pure limestones containing 91 % to 99 % of carbonate. In the majority of specimens there is more than 95 % of carbonate. The chemical analysis of the Cenomanian pelsparitic limestone gave the following results: SiO_2 – 0.38 %, Al_2O_3 – 0.18 %, Fe_2O_3 – 0.11 %, CaO – 52.98 %, Mgo – 2.25 % and ignition loss – 43.92 %.

In the rudist limestones of the Kočevje area the following macrofossils occur: *Neithea* sp., *Chondrodonta joannae* (Choffat), *Neocaprina nanosi* Pleničar, *N. carniolica* Pleničar, *Ichthyosarcolites poljaki* Polšak, *I. quadratus* Pleničar and *Eoradiolites liratus* (Conrad) Douvillé. The whole association and the stratigraphic position of the treated beds in the Kočevje area, as well as in the Požar syncline indicate in both cases the beds of the oldest Upper Cretaceous stage.

Among fossils are the most significant pelecypods *Chondrodonta joannae, Eoradiolites liratus* and species from the genera *Neocaprina* and *Ichthyosarcolites*. The former occurs in Outer Dinarides mostly in Cenomanian, although in other areas (Italy, Spain) it is more significant for Turonian beds. *Eoradiolites liratus* is significant for Cenomanian as well as for Turonian, but the superpositon and the association with the species *Chondrodonta joannae,* indicate in our case the Cenomanian. The genera *Neocaprina* and *Ichthyosarcolites* are likewise significant for the Cenomanian.

Turonian

Turonian beds build the Kočevje and Požar synclines, but they are the most widespread in the Kočevski Rog area and its surroundings. The Cenomanian beds pass continually upwards into the Turonian ones. We divide the Turonian sedimentary succession into two parts:

In the lower part of the Turonian column light limestones strongly prevail. Dolomites are very rare, and they occur only in the form of thin intercalations. In this part of the Cretaceous succession appear among limestones rudist biostromes. In the well-washed carbonate groundmass with intraclasts, foraminifers and sometimes pelets occur also numerous well preserved, mostly equally oriented rudist shells, among which radiolitids prevail. There are less intrasparitic limestones in Turonian. Bioclastic limestones, composed mostly of rudist fragments and to a lesser extent other mollusks, also occur.

It is significant for the Turonian succession that in these beds different textural types of limestones occur, almost all containing fragments of rudists and small foraminifers. According to texture they belong to biosparites, biointrasparites, biointramicrites and rarely to micrites. On the other hand, as to grain-size the rocks could be attributed to calcirudites, calcarenites and calcilutites. Fragments of organic source are poorly sorted, angular and poorly rounded. The groundmass of the described limestones is to a greater extent sparitic. Micritic calcite is rare: in the high energy environment micritic mud was more or less washed out. It is retained only in fine-grained sediments. The limestones are bedded, poorly bedded and massive. Contacts between layers are mostly not clear, and bedding planes are irregular. In the composition of the Turonian limestones among alochems the bioclasts, i.e. rudist shell fragments prevail. At some places more or less rounded intraclasts, foraminifers and pelets occur, as well as echinoderm plates, bryozoans, echinoid spines and algae. In the Turonian limestones of Požar appear nodules and small lenses of chert.

Just as Cenomanian also the Turonian limestones do not contain much terrigenous admixture. Limestones are pure with the carbonate content between 91 % and 99 %. The majority of speciments contain more than 95 % of carbonate. The samples of the light gray radiolitid limestone have the following chemical composition: SiO_2 – 0.45 %, Al_2O_3 – 0.75 %, Fe_2O_3 – 0.25 %, CaO – 63.83 %, MgO – 0.80 %, and ignition loss – 33.92 %.

The Turonian beds contain radiolitid fauna, in which duranias are the most numerous. In the localities of the Požar and Kočevje synclines the following macrofauna was determined: *Agriopleura salignacensis* (Bayle), *Biradiolites angulosus* d'Orbigny, *Distefanella lombricalis* (d'Orbigny) Douvillé, *D.* cf. *salmojraghii* Parona, *Durania adriatica* Polšak, *D.* cf. *gaensis* (Dacqué), *D. istriana* Polšak, *Eoradiolites liratus* (Conrad), *Radiolites socialis* (d'Orbigny) Toucas, and *Actaeonella* sp..

It is obvious that the fauna of the treated part of the Upper Cretaceous beds is relatively rich with genera and species. Turonian age is proved by species *Agriopleura salignacensis, Durania adriatica, Durania istriana* and *Radiolites socialis.*

Senonian

The Senonian beds are preserved in the cores of the Požar and Kočevje synclines, in the Kočevski Rog area and in its surroundings. They are lithologically similar to the Upper Cenomanian and Upper Turonian beds. Namely, also in the treated part of

the Upper Cretaceous successions rudist biostromes can be observed but they are not so frequent as in Turonian. Biostromes alternate with bioclastic, intraclastic and calcilutitic limestones. With respect to texture the limestones belong to biomicrites, biosparites, biointrasparites, intramicrites and intrasparites. In the Kočevje syncline a several metres thick limestone horizon with exogyras appears. The latter are so numerous that they are rock-forming and appear in lumachelles. Besides exogyras the limestone also contains more or less numerous foraminifers. The Senonian strata are thick-bedded (40 to 100 cm). Thiner beds are very rare. The bedding is in places not clear. It sometimes even disappears, and massive limestone appears. The bedding planes are irregular, wavy and flat. The colour is predominantly light gray and white. Sometimes the beds are light brownish gray. The Senonian sedimentary rock are frequently well-washed and have sparitic groundmass. Here and there both matrix and micritic calcite are preserved. Among the clasts bioclasts, intraclasts and foraminifers are the most frequent, whereas the algal clasts and pelets are more rare. The Senonian limestones are pure and they almost do not contain terrigenous admixture. They contain from 95 % to 99 % of carbonate. A specimen of the Senonian light gray radiolitid limestone has the following chemical composition: SiO_2 – 0.15 %, Al_2O_3 – 0.10 % Fe_2O_3 – 0.11 %, CaO – 52.31 %, MgO – 2.70 %, and the ignition loss – 44.63 %.

In the lower part of the Senonian beds at Željne in the Kočevje syncline area occurs a bedded biointrasparitic limestone with numerous exogyras. The following exogyra species were determined (Pleničar, 1960): *Exogyra overwegi* Buch, *E.* cf. *decusata* Goldfuss, *E.* cf. *pirenaica* Lapeirouse and *E.* cf. *costata* Say. Except exogyras numerous foraminifers are present in the limestone. Besides, a relatively numerous radiolitid fauna with the following species appears in the described beds: *Biradiolites stoppanianus* var. *vittata* Parona, *Bournonia bournoni* (Des Moulins) Fischer, *B.* cf. *dinarica* Slišković, *B.* cf. *fourtaui* (Douvillé), *B. wiontzeki* Pejović, *Durania carsica* Pleničar, *D. iapygiae* Campobasso, *Eoradiolites franchii finerae* Polšak, *Gorjanovicia* cf. *bosniaca* Slišković, *G. costata* Polšak, *G. cf. vinjolae* Polšak, *Joufia* sp., *Katzeria hercegovinaensis* Slišković, *Radiolitella maestrichtiana* Pejović, *Radiolites* sp. and *Rousselia* sp.. The gathered and determined macrofauna proves the Senonian age of the beds.

Biostratigraphic Subdivision of the Upper Cretaceous Beds

The beginning of the Upper Cretaceous in Outer Dinarides is characterized by the explosive development of rudists. Particular species had relatively short life spans and large extensions, which is well favourable for the biostratigraphic subdivision in cenozones and subzones.

It is characteristic for the Kočevje and Gorski Kotar Upper Cretaceous fauna that it is rather poor in comparision to other parts of Outer Dinarides, in terms of numbers of organisms and the variability of species. In spite of the fact that we did not find in the collected material the most typical fossils, on the basis of which Polšak (1965) and Slišković (1967) named six Upper Cretaceous cenozones with subzones, the determined fauna could be arranged into associations corresponding to their cenozones and subzones.

At the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous transition occurs in the treated are a zone of dolomite, limestone and breccia with rudist and chert fragments. Upwards

follow the associations: (1) *Eoradiolites liratus-Ichthyosarcolites*-Caprinidae (Cenomanian), (2) *Agriopleura salignacensis* (Lower Turonian), (3) *Durania adriatica – D. istriana-Distefanella salmojraghii* (Upper Turonian), (4) *Radiolites spinulatus-Eoradiolites franchii finerae* (Coniacian), (5) *Gorjanovicia costata-Katzeria hercegovinaensis-Bournonia dinarica* (Santonian, Campanian), (6) *Exogyra costata-Exogyra overwegi* (Lower Maastrichtian), (7) *Bournonia bournoni-Bournonia wiontzeki* (Middle Maastrichtian) and (8) *Bournonia triangulata-Radiolitella maestrichtiana, Rousselia* sp., *Biradiolites* sp. (Upper Maastrichtian).

(1) The *Eoradiolites liratus-Ichthyosarcolites*-Caprinidae association (Cenomanian)

The above association is developed especially in Gorski Kotar and corresponds to cenozone *Praeradiolites fleuriausus-Neocaprina gigantea*. It is composed of radiolitids of the species *Eoradiolites liratus*, forming in the Cenomanian vast biostromes. Besides eoradiolitids in this association also occur sauvagesias and especially chondrodonts, for which it is characteristic that they occur there individually and not in form of colonies, building the whole layers. Very characteristic for this part of Gorski Kotar area is also the absence of ichthyosarcolitids and caprinids. The radiolitids forced all other organisms out of that place. On the other hand, caprinids and ichthyosarcolitids occur in the Kočevski Rog area where they built bioherms (Pleničar, 1965). At the end of Cenomanian the sea deepened which proved fatal for chondrodonts and rudists.

(2) The *Agriopleura salignacensis* association (Lower Turonian)

Eoradiolitids prevailed also in the Lower Turonian sea. Among radiolitids the new species *Eoradiolites* cf. *franchii* appeared: on the other hand, the species *Eoradiolites liratus* is still frequent. In spots, the above-mentioned association also contains individual distefanellas, bournonias and sauvagesias. In the association species *Agriopleura salignacensis* prevail mostly accompanied by sauvagesias. There were few genera at that time, which indicates unfavourable life conditions for rudists. The association of agriopleuras and eoradiolitids corresponds to Polšak's cenozone *Durania arnaudi* (Polšak, 1965).

(3) The *Durania adriatica* and *Distefanella salmojraghii* association (Upper Turonian)

In the Upper Turonian the life conditions for rudists were improved. That was true especially for the genus *Durania* which settled in great number on the bottom of the Turonian sea and developed numerous species. The most significant species of the *Durania* association in the Kočevje and Gorski Kotar area are *Durania adriatica* and *Durania istriana*. At the Lower Turonian-Upper Turonian transition *Distefanella* cf. *salmojraghii* and genera *Eoradiolites, Radiolites* and *Medeella* prevailed. Towards

the end of the Turonian the sea deepened again, and limestones with cherts were formed in it. The described fossil association corresponds to Polšak's cenozone *Durania cornupastoris-Radiolites praesauvagesi.*

(4) The *Radiolites spinulatus-Eoradiolites franchii finerae* association (Coniacian)

This fossil association of the Kočevje and Gorski Kotar area represents the equivalent of Polšak's cenozone *Radiolites praegalloprovincialis-Radiolites sauvagesi* (Coniacian). It is obvious that the sedimentary conditions were rather alike to those in the Lower and Upper Turonian. Life conditions for rudists were only periodically satisfactory. At some places the first rudist colonies were formed in which radiolitids and eoradiolitids prevailed. Duranias were still always present. On the other hand, exogyras appeared in the area treated.

(5) The *Gorjanovicia costata-Katzeria hercegovinaensis-Bournonia dinarica* association (Santonian, Campanian)

After short deepening of the basin, rudists began to settle on the Senonian shoals, at first individually, later in great numbers, building there some meters thick pseudoreefs where rudists prevailed, while other reef-bulding organisms were rare. The most extended among rudists was genus *Gorjanovicia costata* form which the fifth Upper Cretaceous cenozone got the name (Polšak, 1965). Besides rudists, corals and echinoderms occur in these beds. For the fauna of this part of the Kočevje and Gorski Kotar area the absence of hippuritids is characteristic. Among rudists occur besides gorjanovicias also katzerias and bournonias.

Katzeria hercegovinaensis occurs always together with foraminifer *Keramosphaerina tergestina.*

(6) The *Exogyra costata-Exogyra overwegi* association (Lower Maastrichtian)

The beds with exogyras occur in the Senonian succession of the Kočevje syncline area. The beds are several metres thick and composed of numerous valves of the genus *Exogyra.* Here and there we observe individual echinoderm cross sections. There are also numerous foraminifers especially miliolids.

(7) The *Bournonia bournoni-Bournonia wiontzeki* association (Middle Maastrichtian)

The beds with above mentioned bournonias occur particularly in the Kočevski Rog area. Besides the genus *Bournonia* numerous representatives of the genus *Biradiolites* occur.

(8) The *Bournonia triangulata-Radiolitella-Rousselia* association (Upper Maastrichtian)

The fauna of the Upper Maastrichtian is characteristic for the Kočevje and Kočevski Rog area. The development is well seen in the Stara Cerkev–Dvor roadside.

Acknowledgements

The authors are most grateful to Teodor Žuža for chemical analyses, to Simon Pirc for his help in translation into English, and to Metka Karer for drawings.

References

Buser, S. 1974: Tolmač lista Ribnica. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 60 pp., Beograd.

Dozet, S. 1989: Razvoj mezozojskih plasti na Kočevskem in v okolici. – Doktorska disertacija. Manuskript. Katedra za geologijo in paleontologijo, Aškerčeva 2, Ljubljana, 187 pp., Ljubljana.

Milovanović, B. 1962: Evolucija i stratigrafija rudista. – Zbornik Rudarsko-geološkog fakulteta, 7, Beograd.

Pleničar, M. 1960: Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. – Geologija *6*, 22–145, Ljubljana.

Pleničar, M. 1963: Kaprinide in podrod *Radiolitella* (Rudistae) v krednih skladih jugozahodne Slovenije. – Razprave SAZU, 4. razred, 7, 559–587, Ljubljana.

Pleničar, M. 1965: O novih najdbah rudistov na območju Kočevskega Roga. – Geologija *8*, 92–101, Ljubljana.

Pleničar, M. 1973: Radioliti iz krednih skladov Slovenije 1. – Geologija *16*, 187–286, Ljubljana.

Pleničar, M. 1974: Radioliti iz krednih skladov Slovenije 2. – Geologija *17*, 131–179, Ljubljana.

Pleničar, M. 1977: Rudisti v krednih skladih Slovenije. – Geologija *20*, 5–31, Ljubljana.

Pleničar, M. 1982: Rudistne trate na karbonatni platformi severozahodnih Dinaridov. – Zbornik radova 10. jug. kongr. geol. Jugoslavije, *1*, 203–207, Budva.

Pleničar, M. 1983: The living environment of the Cretaceous fauna in the Northwestern Dinarides. – Boll. Soc. Paleont. Italiana, *22*, 1–2, 49-51, Modena.

Pleničar, M. 1985: Senonijske rudistne biostrome severno od Kočevja. Zbornik Ivana Rakovca. Razprave SAZU, 4. razr., *26*, 247-258, Ljubljana.

Pleničar, M. & Premru, U. 1977: Tolmač za list Novo mesto. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 61 pp., Beograd.

Pleničar, M. & Šribar, L. 1983: Kredni skladi med Kočevjem in Krko. – Geološki zbornik, *4*, 47–79, Ljubljana.

Pleničar, M. & Šribar, L. 1986: Kredna karbonatna plošča jugovzhodne Slovenije. – 11. kongres geologa Jugoslavije, *2*, 157–168, Tara.

Polšak, A. 1965: Geologija Južne Istre s osobitim obzirom na biostratigrafiju krednih naslaga, – Geol. vjesnik *18/2*, (1964), 415-509, Zagreb.

Polšak, A. 1967: Kredna makrofauna Južne Istre. – Paleontologia Jugoslavica (JAZU) *8*, 218 pp. Zagreb.

Polšak, A. 1970: O problemima interpretacije stratigrafije gornje krede u Dinaridima na temelju makrofosila. – 7. kongr. geol. SFRJ *1*, 149–165, Zagreb.

Polšak, A. & Slišković, T. 1966: Granica donja-gornja kreda i biostratigrafija gornje krede u vanjskom pojasu Dinarida. – Referati 6. Savet., *1*, Savez geol. društava SFRJ, 327–341, Ohrid.

Polšak, A. & Mamužić, P. 1969: Nova nalazišta rudista u gornjoj kredi Vanjskih Dinarida. – Geol. vjesnik 22, 229–245, Zagreb.

Savić, D. & Dozet, S. 1985: Tumač za list Delnice. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000, – Savezni geološki zavod Beograd, 66. pp., Beograd.

Slišković, T. 1967: Biostratigrafija gornje krede južne Hercegovine. – Doktorska disertacija. Manuskript. Prir. mat. fakultet, Zagreb.

Slišković, T. 1968: Biostratigrafija gornje krede južne Hercegovine. – Glasn. zemalj. Muzeja u BiH, Prirodne nauke, 7, 5–67, Sarajevo.

Slišković, T. 1971: Biostratigraphie du Crétacé supérieur de l'Herzegovine méridionale. – Wiss. Mitt. Bosn.-hercegov. Landesmus., I/C-Naturwiss., 13–71, Sarajevo.

Uršič, F. 1931: Krečnjak sa Chondrodonta joannae Choffat u blizini Kočevja u Slovenačkoj. – Geol. Anali Balk, Pol. *10/2*, 126–128, Beograd.

Uršič, F. 1932: Jurski apnenec z *Diceras arietinum* LMK u okolici Kočevja v Sloveniji. – Samozaložba, 3 pp. Kočevje.

Uršič, F. 1933: Stratigrafski pregled slojeva u okolini Kočevja u Dravskoj banovini. – Vesnik Geol. inst. kralj. Jugoslavije (za god. 1932) *2*, 83–106, Beograd.

GEOLOGIJA *36*, 195–205 (1993), Ljubljana 1994

UDK 551.761:564.1(497.12)=863

Karnijske plasti s školjkami južno od Rovt

Carnian beds with pelecypods south of Rovte

Bogdan Jurkovšek
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Avtor podaja kratko informacijo o bogatem najdišču fosilnih školjčnih lupin južno od Rovt. Najpogostnejša vrsta v tamkajšnjih karnijskih plasteh je *Pachycardia rugosa* Hauer, sledi *Myophoria kefersteini* (Münster), ostanki solenomorf se pojavljajo posamično, medtem ko trigonodusna favna v najdišču ni zastopana.

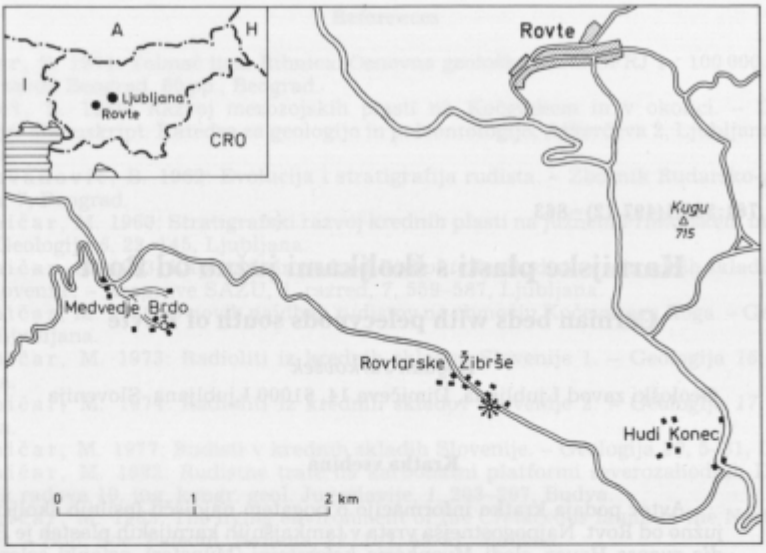
Abstract

The author reports in short on the rich locality of fossil pelecypod valves south of Rovte. The most frequent species in the Carnian beds is *Pachycardia rugosa* Hauer, followed by *Myophoria kefersteini* (Münster). The remains of solenomorphs appear individually, and the *Trigonodus* fauna is absent.

Uvod

V zadnjih letih je bilo v reviji Geologija priobčeno več razprav in krajših zapisov o karnijski školjčni favni. Dolenec in Jelen (1988) sta obravnavala izotopske analize v študiji paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem Brdu, Jelen (1990) je v obsežni razpravi opisal karnijsko školjčno favno na Lesnem Brdu in njen paleobiološki pomen. Slednje delo je najpomembnejši celoviti prikaz o karnijskih školjkah tega najdišča. Jurkovšek in Jelen (1990) sta v kratki razpravi opisala fosilne školjke iz karnijskih plasti pri Orlah, kjer gre za podobni školjčni biofacies kot v okolici Drenovega Griča oziroma pri Lesnem Brdu. Poleg omenjenih del je potrebno omeniti še arhivsko poročilo o školjkah paraličnega prostora julske in tuvalske podstopnje, ki obravnava školjčno favno iz Drenovega Griča, najdišč pri Zagorju in Stični ter njihovo primerjavo z makrofavnističnimi združbami Lombardije in Rablja (Jelen, 1979).

O fosilih iz »rabeljskih plasti« v okolici Hudega Konca je pisal že Kossmat (1898). Iz lokalitete Hudiklanec (v bistvu Hudega Konca) omenja vrste *Pachycardia rugosa, Myophoria kefersteini* in *Cuspidaria gladius (Solen caudatus),* vendar podrobnejših podatkov o njih in najdišču ni objavil. Kasnejši zapisi o geologiji Idrijsko-Žirovskega ozemlja se karnijske školjčne favne iz okolice Rovt dotikajo le informativno (Berce et al., 1960; Pleničar, 1970; Ramovš, 1978).



Sl. 1. Geografski položaj najdišča karnijskih školjk v Rovtarskih Žibršah

Fig. 1. Geographic position of the Carnian pelecypod locality in Rovtarske Žibrše



Sl. 2. Plasti s karnijskimi školjkami ob robu gradbenega izkopa za hišo v Rovtarskih Žibršah

Fig. 2. Beds with Carnian pelecypods at the edge of foundation pit for house in Rovtarske Žibrše



Sl. 3. Množica školjčnih lupin pod plastjo lumakele

Fig. 3. Abundance od pelecypod valves below the lumachelle layer

Pričujoči članek nima namena podrobneje posegati v paleontološko in biostratigrafsko problematiko obravnavanih karnijskih plasti. Predstavlja le prispevek k poznavanju razširjenosti in načina pojavljanja fosilov v določenem nahajališču. Gre namreč za natančno evidentiranje in popis najbogatejših ali morda najbolj zanimivih najdišč, ki jih bo mogoče ponovno raziskovati še leta kasneje, tudi če bodo zasuta, obzidana ali kako drugače zakrita. Izkušnje namreč kažejo, da se je prav zaradi nepopolnih popisov lokalitet, nepravilnega evidentiranja in shranjevanja vzorcev morda za vselej izgubil del naše naravne dediščine.

Opis najdišča

V Rovtarskih Žibršah južno od Rovt (sl. 1) so ob izkopu gradbene jame za stanovanjsko hišo razkrili več plasti s številnimi okamnelimi školjkami (sl. 2). Najdba je bila za kamnino in kraje, kjer so fosili sicer pogostni, nenavadna. Nekatere plasti slabo sprijete lumakele so bile polne lepo ohranjenih, kaotično razmetanih školjčnih lupin, med katerimi so prevladovali primerki vrste *Pachycardia rugosa* (sl. 3).



Debelina v cm Thickness in cm	Številka plasti Number of bed	Fosili Fossils *Pachycardia rugosa*	 *Myophoria kefersteini*	 *Solenomorpha* sp.	
40	19				Srednjesivi mikrosparitni apnenec (M) z zelo redkimi fosili Medium grey microsparitic limestone (M) with very rare fossils
15	18 B	◐	◐	◐	Temnosivi lapor Dark grey marl
10	A	◐	◐	○	
12	17				Temnosivi rekristalizirani biomikritni apnenec (W) Dark grey recrystallized biomicritic limestone (W)
3	C				
4	16 B	●	◐		Sivi karbonatni meljevec - Grey carbonate siltstone
6	A		◐		
10	15				Srednjesivi rekristalizirani biomikritni apnenec (W) - Medium grey recrystallized biomicritic limestone (W)
7	B	●			
31	14 A	●	○	◐	Sivi karbonatni meljevec - lumakela Grey carbonate siltstone - lumachelle
12	13				Temnosivi biomikritni apnenec (W-P); več kot 40 % lupin mehkužcev Dark grey biomicritic limestone (W-P); more than 40 % mollusk valves
3	D	●			Temnosivi meljasti lapor - Dark grey silty marl
6	C	○			
13	12 B	◐			Temnosivi meljasti glinovec s kalcitnimi žilicami in gnezdi hematita Dark grey silty mudstone with calcite veinlets and hematite nests
0-6	A	○	◐		
10-13	11				Rumenkasto rjavi meljasti lapor z gnezdi hematita - Yellowish brown silty marl with hematite nests
10	10				Temnosivi biomikritni apnenec (M) z lupinami odraslih in juvenilnih školjk ter ostrakodov Dark grey biomicritic limestone (M) with valves of mature and juvenile pelecypods and ostracods
29	9				Temnosivi biomikritni apnenec (W) s številnimi deloma pretrtimi lupinami juvenilnih in odraslih školjk, polžev in ostrakodov Dark grey biomicritic limestone (W) with numerous partly crushed valves of juvenile and mature pelecypods, snails and ostracods
8-12	8				
6-9	7				Temnosivi biomikritni apnenec (M-W) z lupinami juvenilnih in odraslih školjk, polžev in zelo redkih foraminifer *Agathammina* sp.; stilolitni šivi Dark grey biomicritic limestone (M-W) with valves of juvenile and mature pelecypods, snails and very rare foraminifers *Agathammina* sp.; stylolitic seams
20	6				
29	5				Temnosivi biomikritni apnenec (W) z izsušitvenimi porami, lupinami školjk, polžev in zelo redkih foraminifer *Agathammina* sp.; mikrostilolitni šivi Dark grey biomicritic limestone (W) with desiccation pores, valves of pelecypods, snails and very rare foraminifers *Agathammina* sp.; microstylolitic seams
64-70	4				Temnosivi biomikritni apnenec (W) z izsušitvenimi porami, lupinami odraslih in juvenilnih školjk, redkih polžev ter ostrakodov Dark grey biomicritic limestone (W) with desiccation pores, valves of mature and juvenile pelecypods, rare snails and ostracods
10-17	3				
35-40	2				Temnosivi biomikritni apnenec (M-W) z lupinami juvenilnih školjk in ostrakodov Dark grey biomicritic limestone (M-W) with valves of juvenile pelecypods and ostracods
60	1				Temnosivi biomikritni apnenec (M-W) z redkimi odlomki školjčnih lupin Dark grey biomicritic limestone (M-W) with rare fragments of pelecypod valves

V profilu je razkrito le okoli osem metrov apnenčevih plasti z vmesnimi laporno-apnenčevimi in meljastimi polami (sl. 4). Plasti vpadajo proti jugu (190°/30°). V osrednjem delu profila je ob manjšem prelomu z vpadom 10°/50° za nekaj decimetrov relativno spuščeno severno krilo.

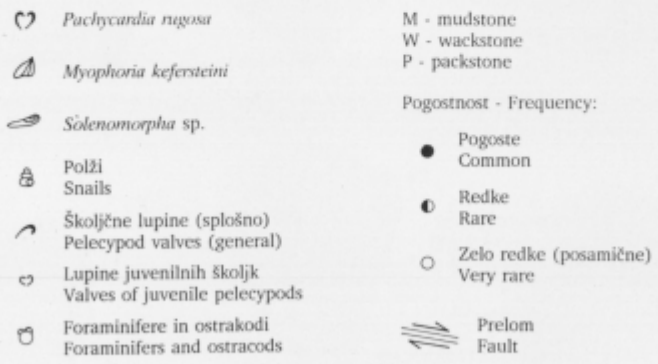
Apnenec ima biomikritno strukturo (pretežno M–W), le redko je zastopan mikrosparit. Energijski indeks raziskanih vzorcev apnenca je nizek (EI = 1–2). V številnih vzorcih sta zastopana detritični kremen in piritni pigment. V zbruskih apnenca se od fosilov najpogosteje pojavljajo lupine juvenilnih in odraslih školjk ter polžev. Skoraj v vseh vzorcih smo našli lupine ostrakodov, foraminifere pa so zastopane z redkimi slabše ohranjenimi primerki rodu *Agathammina*.

V zgornjem poldrugem metru profila se med posameznimi plastmi temno sivega biomikritnega apnenca pojavljajo tanjše in debelejše plasti in pole sivega karbonatnega meljevca, meljastega laporja in meljastega glinovca. Le-te vsebujejo zelo številne školjčne lupine (lumakela do slaba lumakela), med katerimi prevladuje vrsta *Pachycardia rugosa* (tab. 1, sl. 1–6, 10–12, tab. 2, sl. 3–9). V glavnem so zastopane lupine odraslih osebkov, medtem ko se lupine juvenilnih pojavljajo posamično. Vrsta *Myophoria kefersteini* je redka ali posamična v plasteh 12, 14, 16 in 18 (tab. 1, sl. 7–9, tab. 2, sl. 1, 2), rod *Solenomorpha* pa se pojavlja v plasteh 14 in 18.

Zahvala

O najdbi je avtorja obvestil inž. Renato Verbovšek, za kar se mu na tem mestu najlepše zahvaljujem.

Avtor se zahvaljuje tudi drugim sodelavcem z Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko Geološkega zavoda v Ljubljani za pomoč pri terenskem delu, pregledu zbruskov in netopnih ostankov apnenca. Preiskani fosili so shranjeni v zbirki dr. Bogdana Jurkovška, registrirani v Prirodoslovnem muzeju Slovenije v Ljubljani pod zaporednimi številkami 1150 (vsi primerki vrste *P. rugosa*), 1233 *(M. kefersteini)* in 1234 (*Solenomorpha* sp.).



Sl. 4. Stratimetrijski stolpec golice karnijskih plasti v Rovtarskih Žibršah

Fig. 4. Stratimetric column of Carnian outcrop at Rovtarske Žibrše

Carnian beds with pelecypods south of Rovte

Description of Locality

In Rovtarske Žibrše south of Rovte (fig. 1) during the excavation of foundations for a house several layers with numerous petrified pelecypods were exposed (fig. 2). The find was unusual for the rock and for the area in which fossils are common. Certain layers of the poorly cemented lumachelle were packed with well preserved, chaotically stacked pelecypod valves among which prevailed individuals of species *Pachycardia rugosa* (fig. 3).

In the section only about eight metres of the limestone beds with interbedded marly-calcareous and silty sheets are exposed (fig. 4). Beds dip southwards (190°/30°). In the central part of the section along a smaller fault dipping 10°/50° the northern flank is relatively lowered for a few decimetres.

The structure of limestone is biomicritic (mainly M–W), only rarely microsparite is present. The energy index of examined limestone specimens is low (EI = 1–2). In numerous samples detrital quartz and pyritic pigment occur. In thin sections of limestone the most frequent among fossils are valves of juvenile and mature pelecypods and snails. Almost all samples were found to contain ostracods. Foraminifers are represented by rare poorly preserved representatives of the genus *Agathammina*.

In the upper metre and a half of the section start appearing between individual layers of dark grey biomicritic limestone thinner or thicker layers and sheets of grey carbonate siltstone, silty marl and silty claystone. These contain very abundant pelecypod valves (lumachelle to poor lumachelle), among which the species *Pachycardia rugosa* (pl. 1, fig. 1–6, 10–12, pl. 2, fig. 3–9) is predominant. The valves of mature subjects are present mainly, while valves of juvenile individuals occur solitarily. Species *Myophoria kefersteini* is rare and solitary in beds 12, 14, 16 and 18 (pl. 1, fig. 7–9, pl. 2, fig. 1, 2), and genus *Solenomorpha* occurs in beds 14 and 18.

Literatura

Berce, B., Iskra, M., Novak, D. & Ciglar, K. 1960: Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno–Žiri–Idrija–Rovte. – Rokopis arhiva Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Dolenec, T. & Jelen, B. 1988: Uporaba izotopskih analiz v študiju paleobiologije karnijske školjčne favne na Lesnem brdu. – Geologija, *30*, (1987), 219–230, Ljubljana.

Jelen, B. 1979: Školjke paraličnega prostora julske in tuvalske podstopnje, 1. Raziskave fosilne mezozojske makrofavne Slovenije, arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Jelen, B. 1990: Karnijska školjčna favna na Lesnem brdu in njen paleobiološki pomen. – Geologija, *31*, 32, (1988/89), 11–127, Ljubljana.

Jurkovšek, B. & Jelen, B. 1990: Fosilne školjke iz karnijskih plasti pri Orlah. – Geologija, *31*, *32*, (1988/89), 129–132, Ljubljana.

Kossmat, F. 1898: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. – Verh. geol. R.A., *3*, 86–104, Wien.

Pleničar, M. 1970: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. – Tolmač za list Postojna. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Ramovš, A. 1978: Geologija. 197 pp. 155 tab., Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Univerza Edvarda Kardelja, Ljubljana.

Tabla 1 – Plate 1

1–6, 10–12 *Pachycardia rugosa* Hauer
1, 2 plast 12 B – layer 12 B
3–5 plast 12 D – layer 12 D
6 plast 14 – layer 14
10–12 plast 16 – layer 16

7–9 *Myophoria kefersteini* (Münster)
7–9 plast 16 – layer 16

Naravna velikost – Natural size

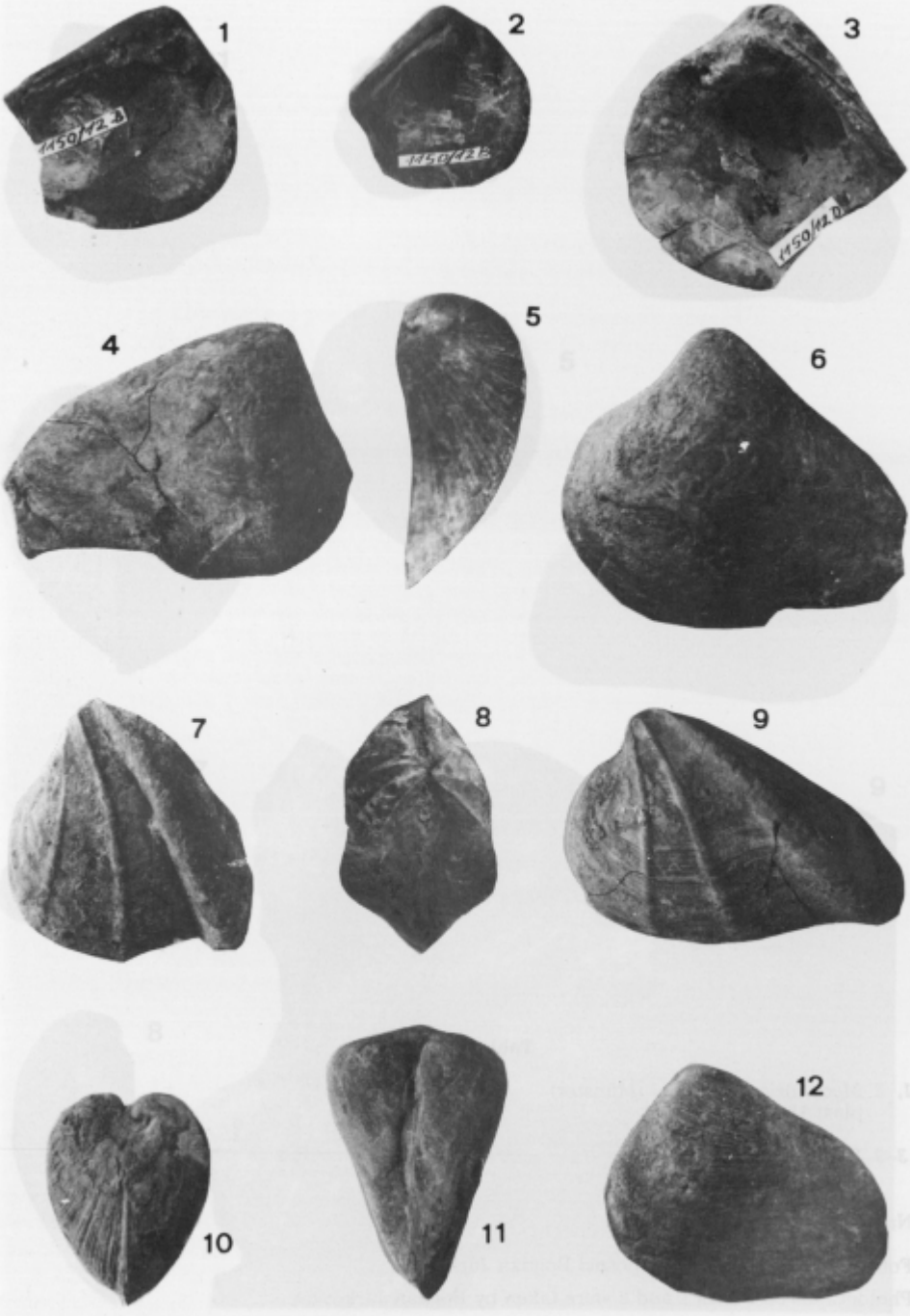

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Tabla 2 – Plate 2

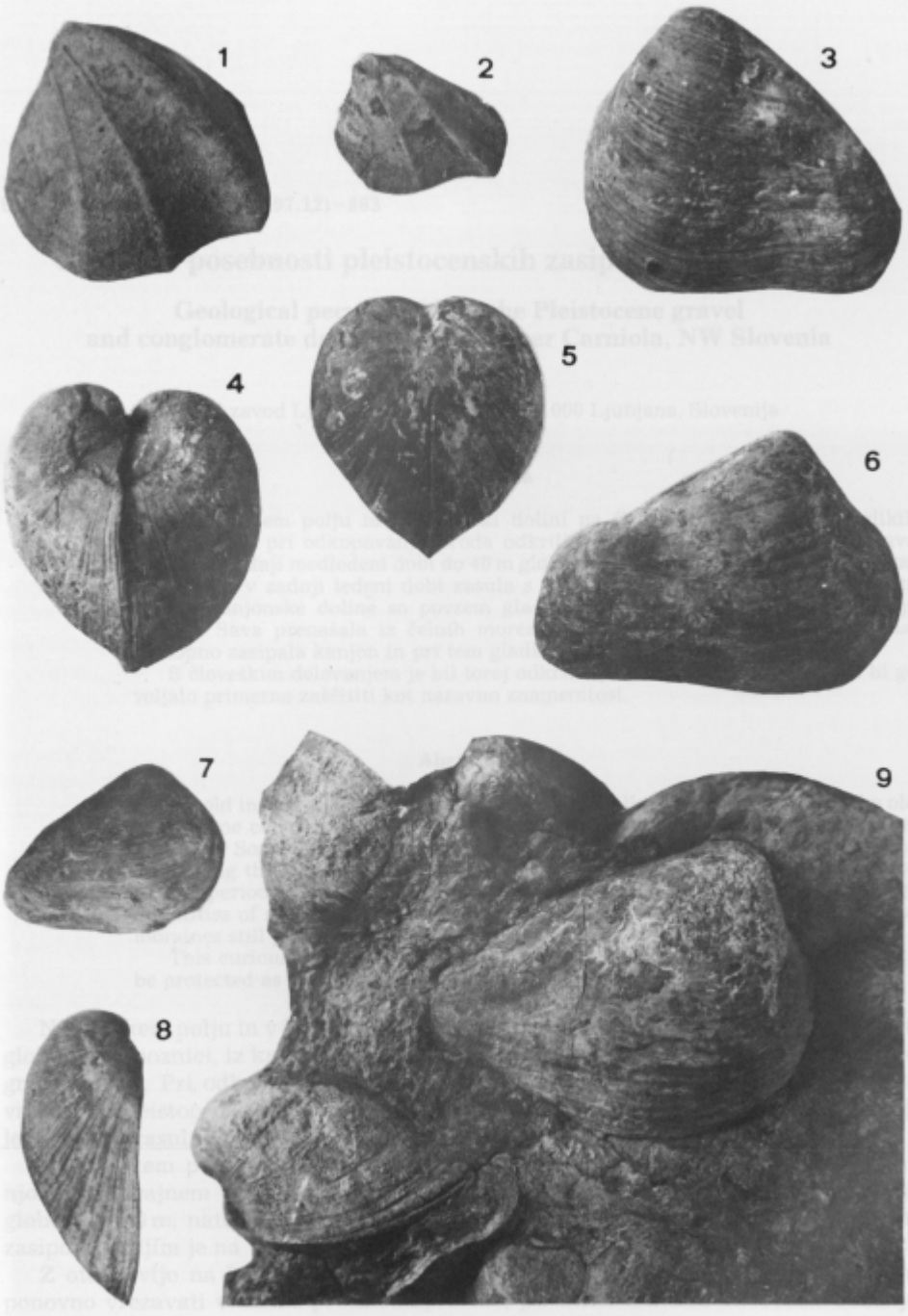
1, 2 *Myophoria kefersteini* (Münster)
plast 18 A – layer 18 A

3–9 *Pachycardia rugosa* Hauer
9 lumakela – lumachelle

Naravna velikost – Natural size

Fotografije na tablah 1 in 2 posnel Bogdan Jurkovšek

Photographs on Plates 1 and 2 were taken by Bogdan Jurkovšek


1
2
3
4
5
6
7
8
9

GEOLOGIJA *36*, 207–210 (1993), Ljubljana 1994

UDK 551.793:551.4:552.51(497.12)=863

Geološke posebnosti pleistocenskih zasipov na Gorenjskem

Geological peculiarities of the Pleistocene gravel and conglomerate deposits in the Upper Carniola, NW Slovenia

Ljubo Žlebnik
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubjana, Slovenija

Kratka vsebina

Na Sorškem polju in v Nakelski dolini na Gorenjskem so v dveh velikih gramoznicah pri odkopavanju proda odkrili stari relief kanjona, ki ga je Sava vrezala v zadnji medledeni dobi do 40 m globoko v staropleistocenski konglomerat in ga nato v zadnji ledeni dobi zasula s prodom. Konglomeratne stene odkrite fosilne kanjonske doline so povsem gladko zbrušene. V zadnji ledeni dobi je namreč Sava prenašala iz čelnih moren pri Radovljici velike količine proda, postopno zasipala kanjon in pri tem gladko zbrusila njegove stene.

S človeškim delovanjem je bil torej odkrit izjemen geološki fenomen, ki bi ga veljalo primerno zaščititi kot naravno znamenitost.

Abstract

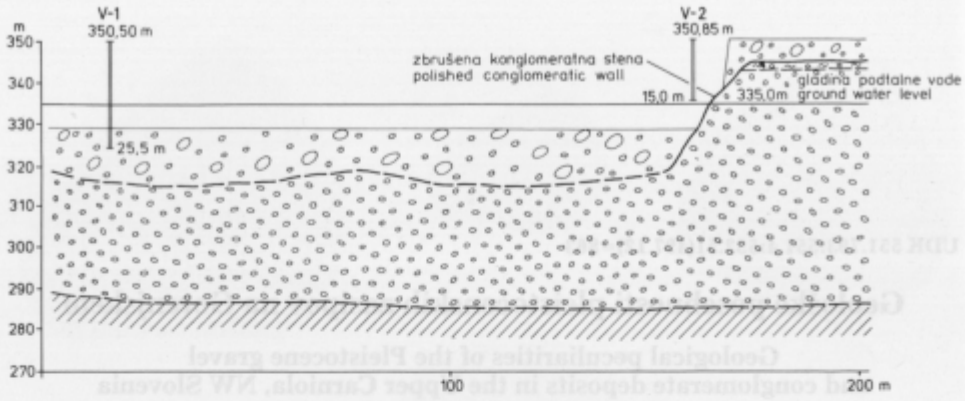
An old interglacial Sava river bed with cliff walls up to 40 m deep into the old Pleistocene conglomerate deposist was exposed by excavation of two big gravel pits in the Sora field and in the valley of Naklo in Upper Carniola. The canyon was cut during the last interglacial period and again refilled with gravel in the last glacial period. Conglomerate walls of the canyon were well polished by large quantities of rapidly moving material originating from nearby situated terminal moraines still partly preserved close to the present-day town of Radovljica.

This curious geological occurrence discovered by human activity deserves to be protected as an interesting evidence of natural forces in the past.

Na Sorškem polju in v Nakelski dolini sta bili v novejšem času odprti dve veliki in globoki gramoznici, iz katerih so doslej odkopali že velike količine proda za potrebe gradbeništva. Pri odkopavanju proda so odkrili stari relief kanjona, ki ga je Sava vrezala v pleistocenski konglomerat v zadnji medledeni dobi in ga nato v zadnji ledeni dobi zasula ter prekrila s prodnim zasipom.

Na Sorškem polju je v gramoznici vidna konglomeratna stena nekdanjega kanjona na skrajnem vzhodnem robu jame. Po podatkih vrtin je bil nekdanji kanjon globok do 40 m, nato pa ga je v zadnji ledeni dobi Sava do vrha zasula s prodnim zasipom. Z njim je na tenko prekrila tudi večji del Sorškega polja (sl. 1).

Z otoplitvijo na koncu zadnje poledenitve se je Sava začela na Sorškem polju ponovno vrezavati v lastne prodne naplavine, jih delno odnesla in vrezala sedanjo



Sl. 1. Geološki presek preko gramoznice »Tehnika« na Sorškem polju
Legendo glej na sl. 2
Fig. 1. Geological section across the gravel pit »Tehnika« on the Sora field
For explanation see fig. 2

kanjonsko dolino v srednje- in staropleistocenski konglomerat. Po umiku ledenikov iz Radovljiške kotline so namreč v najmlajšem pleistocenu nastala v kotanjah za čelnimi morenami jezera, v katerih je Sava odlagala ves prineseni prod. Zato Sava ob iztoku iz jezera ni več prenašala proda, ampak se je le vrezovala in pri tem odnašala lastne naplavine po strugi od Radovljice navzdol (Žlebnik, 1990). Dolina je povečini vrezana v pleistocenski konglomerat, zato so pobočja navpična in ponekod celo previsna. Zaradi zelo heterogene sestave konglomerata, v katerem se menjavajo dobro in slabše sprijete plasti, stene kanjonske doline niso gladke, ampak jih prekinjajo številne police in vdolbine.

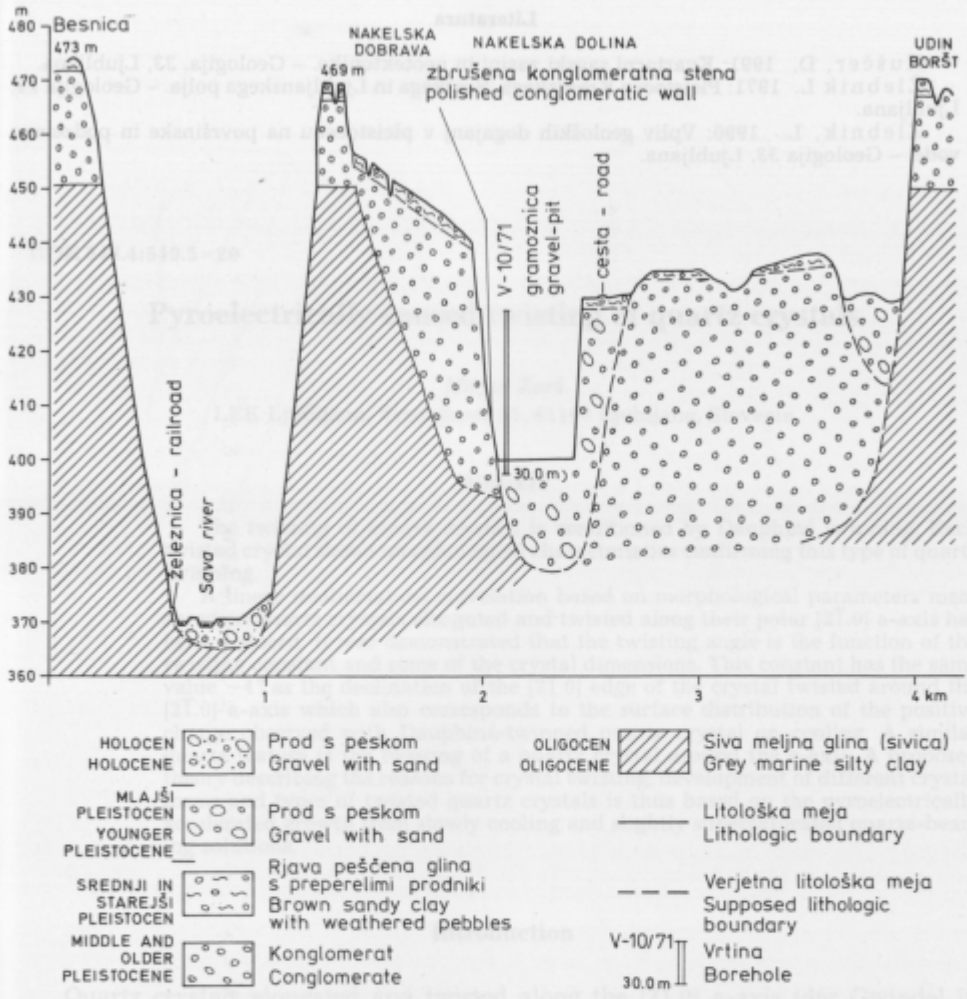
Stene fosilne kanjonske doline na Sorškem polju so nasprotno povsem gladko zbrušene. V zadnji ledeni dobi je namreč Sava prenašala v poletnih mesecih iz čelnih moren velike količine proda, postopno zasipavala kanjon in pri tem gladko zbrusila relief, pokopan pod mlajšepleistocenskim prodnim zasipom.

Povsem enak pojav smo zasledili v Nakelski dolini v novi gramoznici ob Tržiški Bistrici. V gramoznici je odkopan mlajšepleistocenski prodni zasip vse do roba staropleistocenske konglomeratne terase Nakelske Dobrave in približno 30 m v globino. Debelina tega zasipa ni znana, ker so bile vrtine izvrtane največ 30 m globoko. Vsekakor presega 30 m.

Prodni zasip Nakelske doline zapolnjuje nekdanjo kanjonsko dolino, ki jo je Sava vrezala v zadnji medledeni dobi v staropleistocenski konglomerat. Vendar prodni zasip ne prekriva celotne nekdanje kanjonske doline, kot na Sorškem polju. Površje zasipa je namreč 20 m nižje do vrha konglomeratne terase Nakelske Dobrave, v katero je Sava vrezala svojo kanjonsko dolino (sl. 2).

Kot sem ugotovil že v članku leta 1971 (Žlebnik, 1971) in kot je potrdil Kuščer v svojem članku leta 1991 (Kuščer, 1991), je Sava tekla v mlajšem pleistocenu po Nakelski dolini in jo zasula s prodom. Sedanjo strugo je vrezala na območju med Podnartom in Struževim povsem na novo šele v holocenu. Na to sklepamo po vsakršni odsotnosti prodnih teras na tem območju.

S človekovim delovanjem je bil torej odkrit izjemen geološki fenomen, ki bi ga veljalo primerno zaščititi kot naravno znamenitost.



Sl. 2. Geološki presek preko Udin Boršta in Nakelske Dobrave

Fig. 2. Geological section Udin Boršt–Nakelska Dobrava

Literatura

Kuščer, D. 1991: Kvartarni savski zasipi in neotektonika. – Geologija, *33*, Ljubljana.

Žlebnik L. 1971: Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. – Geologija *14*, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1990: Vpliv geoloških dogajanj v pleistocenu na površinske in podzemne vode. – Geologija *33*, Ljubljana.

GEOLOGIJA *36*, 211–222 (1993), Ljubljana 1994

UDK 548.4:549.5=20

Pyroelectrically caused twisting of quartz crystals

Mirjan Žorž
LEK Ljubljana, Verovškova 57, 61107 Ljubljana, Slovenia

Abstract

The twisting of quartz crystals is conditioned by Dauphiné twinning. Each twisted crystal shows morphological characteristics confirming this type of quartz twinning.

A linear mathematical correlation based on morphological parameters measured on quartz crystals elongated and twisted along their polar [2$\bar{1}$.0] a-axis has been deduced. It was demonstrated that the twisting angle is the function of the twisting constant and some of the crystal dimensions. This constant has the same value ~4° as the declination of the [2$\bar{1}$.0] edge of the crystal twisted around the [2$\bar{1}$.0] a-axis which also corresponds to the surface distribution of the positive charge observed with Dauphiné-twinned quartz crystal on cooling. A similar quartz feature is the twisting of a quartz crystal around the c-axis. A proposed theory describing the reasons for crystal twisting, development of different crystal forms and types of twisted quartz crystals is thus based on the pyroelectrically accelerated growth from slowly cooling and slightly supersaturated quartz-bearing solutions.

Introduction

Quartz crystals elongated and twisted along the [2$\bar{1}$.0] a-axis (der Gwindel in German) are typical features of Alpine-type veins that are always associated with quartz crystals of the Friedlaender type. They are considerably rare crystal forms mostly found in the Swiss Alps and are not so frequent in the French, Italian and Austrian Alps. Another regions where they have also been found is the Polar Ural (Dodo and Puiva) in CIS and Corinto, Minas Geraes, Brazil.

Two new locations yielding twisted quartz crystals have been discovered in recent years in Bosnia and Hercegovina (Busovača) and in Macedonia (Berovo). Over 300 twisted crystals from all the aforementioned locations are discussed in this study. Their morphological parameters were measured (Figs. 1*a* and 1*d*) and some typical features, i. e. morphological hand, colour and form were noted as well. The predominant colour is smoky. Colourless crystals are considerably rare. Of all the crystals studied, 83.2 % were from Switzerland, 8.7 % from CIS, 3.6 % from Macedonia, 3.0 % from France, 1.2 % from Austria and 0.3 % from Bosnia and Hercegovina. Of all the mentioned crystals, 51.3 % were left-handed.

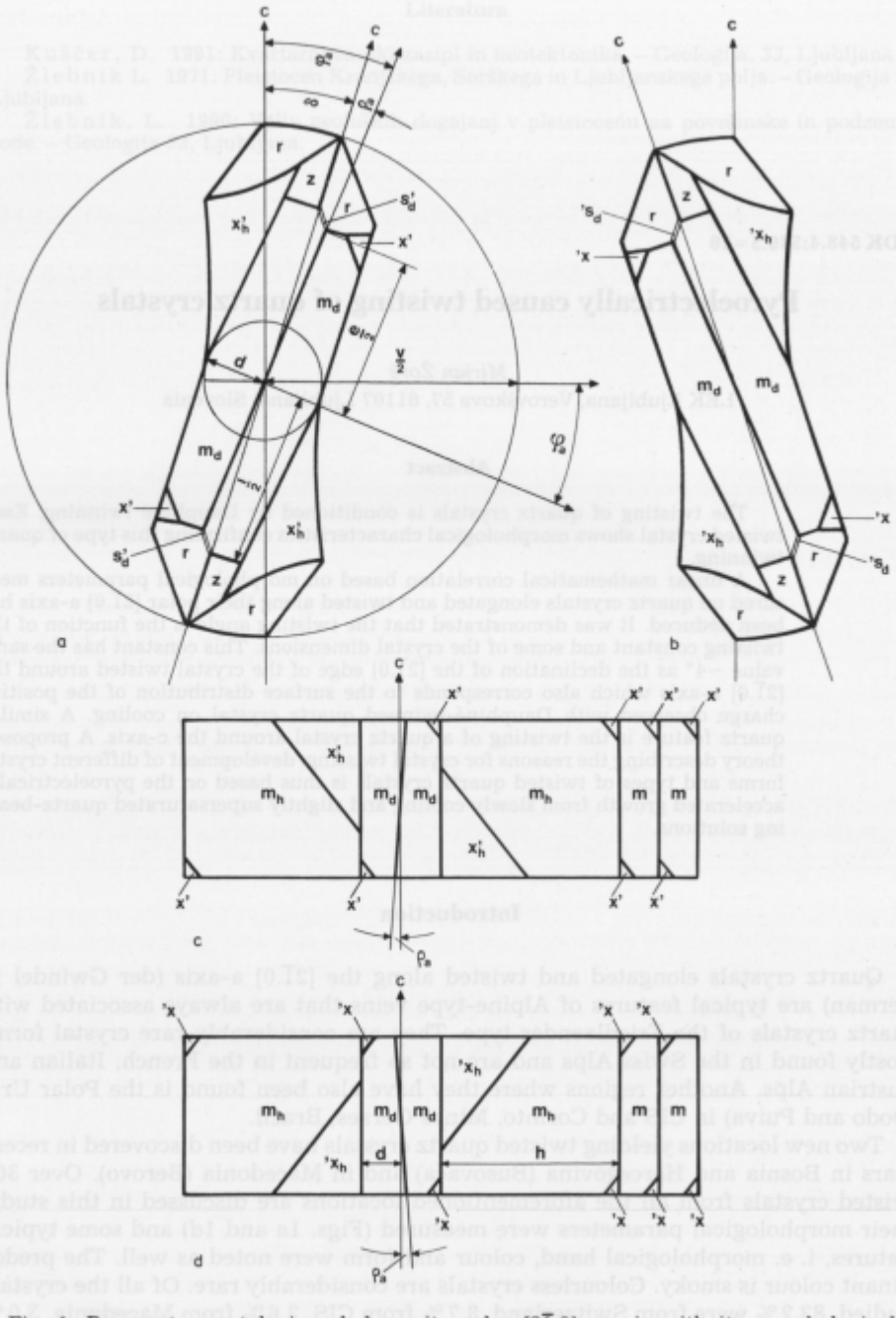


Fig. 1. Ra-quartz crystal viewed down its polar [2$\bar{1}$.0] a-axis with its morphological parameters (*a*), La-quartz (*b*) and schematically drawn prism faces of Ra-quartz (*c*) and La-quartz (*d*)

Quartz crystals twisted around c-axis are also typical features of Alpine-type veins and are again associated with quartz crystals of the Friedlaender type. This twisting is not as distinctive as it is in the case of gwindels.

Observations and measurements on twisted crystals

Since a particular crystal is attached to a matrix from which it grows and since its termination twists – if the crystal is viewed down its [2$\bar{1}$.0] a-axis – to the left with left-handed, and to the right with right-handed crystals (Figs. 1*a* and 1*b*), the denotations La-quartz or Lc-quartz for left-handed and left-twisted crystals and Ra-quartz or Rc-quartz for right-handed and right-twisted quartz crystals will be used further in the text.

Measurements have shown that there is a correlation between twisting angle φ_a, prism $\mathbf{m}_h$ height h and prism $\mathbf{m}_d$ diameter d (Figs. 1*a* and 1*d*).

The equation is:

$$\varphi_a = k \frac{h}{d} \tag{1}$$

where k is the twisting constant.

The linear regression line was calculated from the measured morphological parameters. The final expression is:

$$\varphi_a = -0.101° + 3.980° \frac{h}{d} \tag{2}$$

with a correlation coefficient 0.980. The uncertainty of the k-value derived from the possible errors of the morphological measurements is about 23 %. It can be seen from equation (1) that the twisting angle φ_a is larger with thinner and higher La- and Ra-quartz. Fig. 2*a* shows the dependence of the twisting angle φ_a from h/d quotient.

The limit:

$$\lim_{h \to d} k \frac{h}{d} = k = \varrho_a \tag{3}$$

shows that twisted crystals whose prism $\mathbf{m}_h$ height h approaches $\mathbf{m}_d$ diameter d would show only a declination of the [2$\bar{1}$.0] edge. The declination angle ϱ_a of this edge between $\mathbf{m}_d$ prisms away from the direction of the c-axis is ~4° and can be observed with La- and Ra-quartz crystals and especially with crystals where the trapezohedron $\mathbf{x}_h$ faces are not developed (Figs. 1*a* – 1*d*). This edge is declined to the left with La- and to the right with Ra-quartz. The [2$\bar{1}$.0] edge however does not show this declination (Figs. 1*c* and 1*d*).

Discussion

Frondel (1978) calculated the twisting period (180° turn) from angle δ (Fig. 1*a*) of a particular crystal and obtained values between 20 and 600 cm, and twisting degrees between 0.05 and 0.85 °mm^{-1}. Rykart (1989) measured angle δ, obtaining twisting degrees between 0.02 and 0.5 °mm^{-1}. It can be seen from equation (1) and

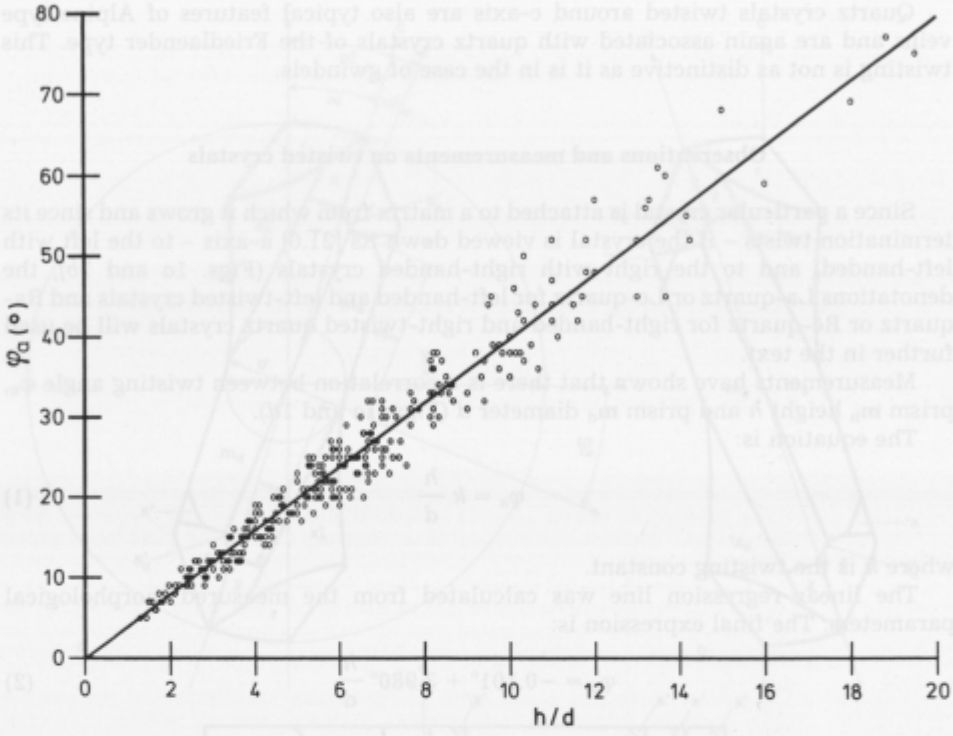


Fig. 2a. Data and evaluated linear regression line of measured La- and Ra-quartz crystals

from Fig. 2*b* that twisting degree φ_a/h is the function of the prism $\mathbf{m}_d$ diameter *d*. The twisting degree decreases with increasing *d*. Diameters under 3 and over 25 mm were not observed with the crystals measured in this study. The distribution of *d* is shown in Fig. 2*b*. A complete 180° turn would be achieved with a crystal whose height *h* would be approximately 45 times larger than its diameter *d* (2). This is not very likely to occur. As the crystal grows it becomes both higher and thicker, which causes a simultaneous decrease in twisting angle φ_a. That is why the twisting period is not a suitable parameter for the description of the crystal twisting rate. More illustrative is the twisting degree quotient φ_a/h.

La- and Ra-quartz from all the mentioned locations have given the same values for the twisting constant *k*. This means that twisting is controlled by a mechanism that cannot be ascribed to structural dislocations and temperature only. It is most probable that the pyroelectrical phaenomenon also contributes to the formation of twisted quartz crystals. Linck (1923) and Lang (1974) described quartz's pyroelectrical properties and showed some illustrations based on Kundt's dust method for determining the charge distribution on a crystal by use of red lead oxide and sulphur. In pictures shown it can be seen that the charge distribution on a Dauphiné-twinned quartz crystal is such that the lines of charge are declined by ~4° away from the prism edges and the c-axis direction. Frondel (1978) showed that the edge [2$\bar{1}$.0] of La- and Ra-quartz crystals acquires a positive charge on cooling. Observations on the

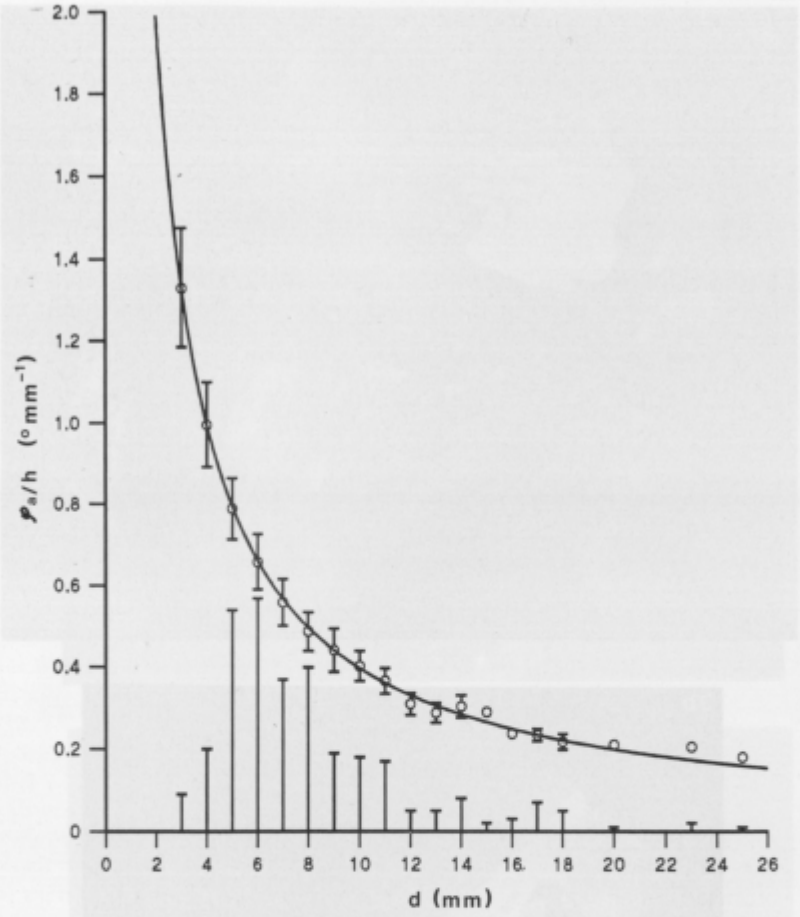
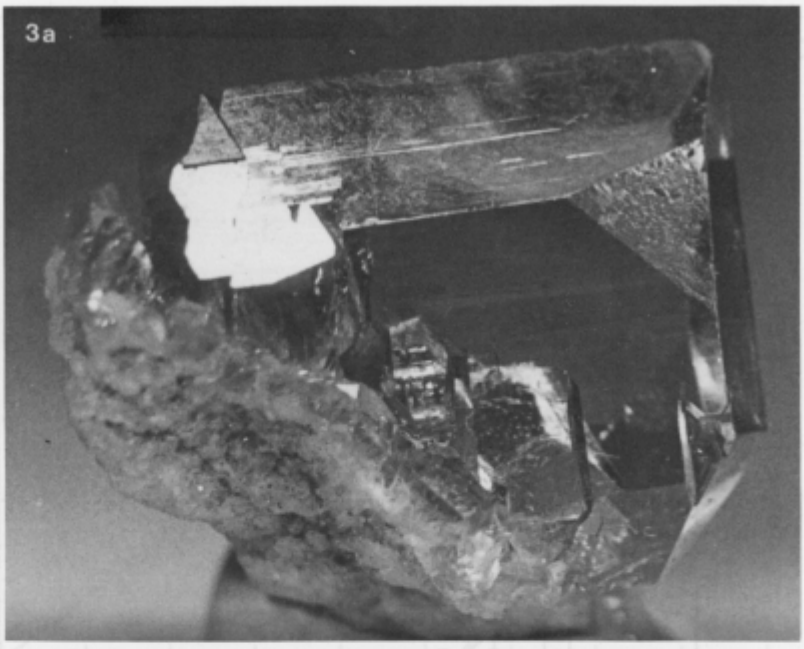
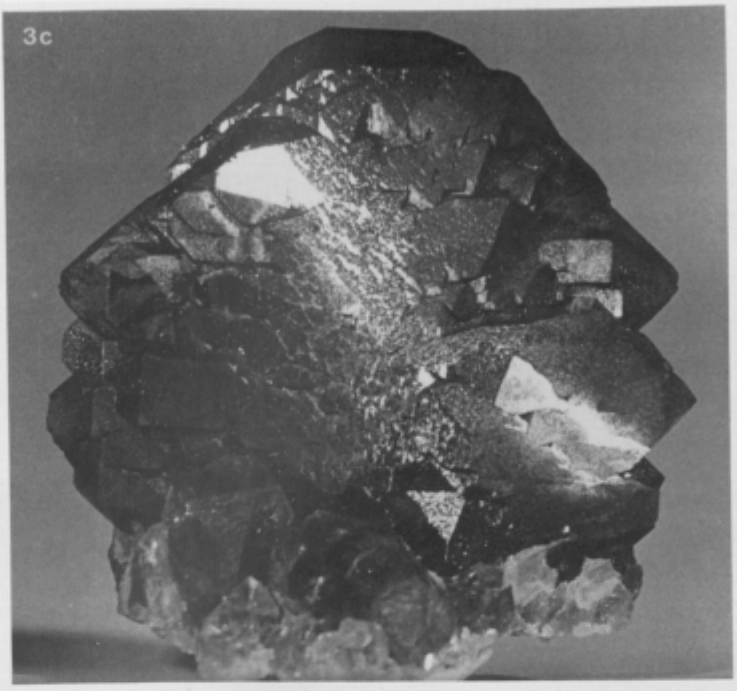


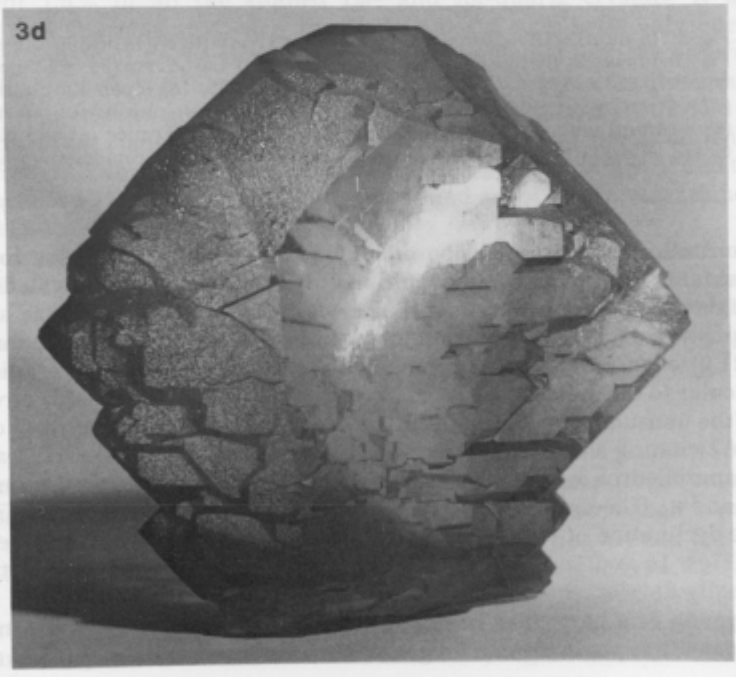
Fig. 2b. Twisting degree φ_a/h of the La- and Ra-quartz in the dependence of the $\mathbf{m}_d$ prism diameter d. Standard deviations are given for points of at least five measured crystals. Solid line represents theoretical twisting degree calculated with $k = 3.98°$. Distribution of measured $\mathbf{m}_d$ prism diameters is shown on the abscissa. In this case each 0.2 digit represents twenty crystals

La- and Ra-quartz crystals have shown that all of them show morphological characteristics typical of Dauphiné twinning, i.e. trapezohedrons or bipyramids in twinning positions and/or an etching pattern on crystal faces confirming this twinning. It can be concluded that the growth of a quartz crystal in the [2$\bar{1}$.0] a-axis direction in the Alpine-type vein milieu under the conditions of only slightly supersaturated, slowly cooling solutions is accelerated by this effect. The termination of growing La- or Ra-quartz serves as a positive anode attracting $[SiO_4]^{4-}$ ions from the vein solution. Since the leading, positively charged [2$\bar{1}$.0] edge is declined by ~4° at any time, a crystal grows most quickly in the direction of polar [2$\bar{1}$.0] a-axis, simultaneously turning around it with constant degree. The crystallization rate is thus higher in comparison


3a


3b


3c


3d

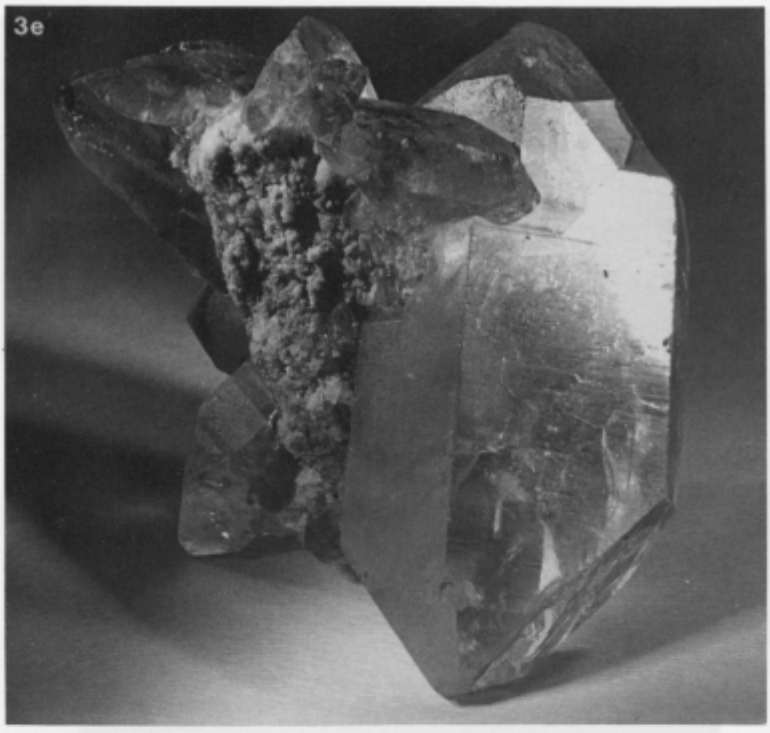


Fig. 3. Ra-quartz (18 × 20 mm) of young closed type with *e*/*v* ratio of 0.7 from Piz Gendusas in Switzerland (*a*), slightly opened La-quartz (30 × 32 mm) with *e*/*v* ratio of 0.6 from unknown Swiss locality (*b*), open La-quartz (47 × 47 mm) with *e*/*v* ratio of 0.2 from Piz Gendusas (*c*), closing Ra-quartz (88 × 78 mm) with *e*/*v* ratio of 0.1 from Mont Blanc in France (*d*) and old closed Ra-quartz (59 × 34 mm) with *e*/*v* ratio of 0.4 from Berovo in Macedonia (*e*)

to one controlled only by diffusion of $[SiO_4]^{4-}$ ions from the solution towards the crystal surfaces under the same conditions. A tabular crystal elongated along the $[2\bar{1}.0]$ a-axis with an extremely developed $\mathbf{m}_h$ faces is formed (Figs. 1*c*, 1*d* and 3*a*–3*e*). A prerequisite is the orientation of the seeding Dauphiné-twinned quartz crystal whose $[2\bar{1}.0]$ edge must be attached in parallel and whose $[2\bar{1}.0]$ a-axis must be perpendicular to the matrix. The higher growth rate in the $[2\bar{1}.0]$ a-axis direction (V_a) explains the unusually well-developed trapezohedrons $\mathbf{x}_h$ and rarely well developed, Dauphiné twinning showing bipyramid $\mathbf{s}_d$ faces (Figs. 1*a* and 1*b*). The reason is the rate of trapezohedron $\mathbf{x}_h$ growth which, in this case, is lower in comparison with that of $\mathbf{m}_d$, $\mathbf{s}_d$ and $\mathbf{x}_d$. The $\mathbf{s}_d$ faces are frequently present and are, in fact, as narrow as an edge. The declination of the $[2\bar{1}.0]$ edge is visually pronounced in the presence of the $\mathbf{s}_d$ faces (Figs. 1*a* and 1*c*). Trapezohedron $\mathbf{x}_d$ faces with La- and Ra-quartz are only exceptionally developed.

The growth of a particular La- or Ra-quartz crystal can be divided into several phases. In the first phase the crystal grows from the matrix along its $[2\bar{1}.0]$ a-axis and

is twisted in a particular direction. The crystal growth rate along [2$\bar{1}$.0] a-axis (V_a) is higher in comparison with growth rate along its c-axis (V_c), i.e. $V_a >> V_c$. Crystals in this phase are tabular with well-developed $\mathbf{x}_h$ faces. Neither reentrant angles nor typical sutures on twisted and smoothly developed faces occur. These crystals tend to be relatively small. This is a young closed type. The quotient of the [2$\bar{1}$.0] edge length e and crystal length v in the c-axis direction – e/v ratio – is up to 0.9 (Figs. 1*a* and 3*a*). In the next growth phase ($V_a > V_c$) reentrant angles and some sutures appear on the crystal, otherwise the crystal faces are smooth. The e/v ratio decreases to lower values (Fig. 3*b*). Further growth ($V_a \approx V_c$) causes deepening of the reentrant angles and sutures, making it look as if the crystal were resolved to many »subindividuals«. The e/v ratio decreases to 0.1. This is an open type (Fig. 3*c*). During the next phase ($V_a < V_c$) the reentrant angles tend to disappear again. A crystal thus formed has again only slightly resolved »subindividuals« with a still low e/v ratio (Fig. 3*d*). Further growth ($V_a << V_c$) results in the formation of an old closed type with smooth faces, less developed or undeveloped $\mathbf{x}_h$ trapezohedrons and again a higher e/v ratio (Fig. 3*e*).

The e/v ratio is characteristic of degree of the development of the particular La- or Ra-quartz. There are no sharp limits between the types mentioned, especially between those of the open type whereas the young and old closed type are easily distinguished from the others. The crystals of the old closed type are less twisted and have a tendency of k-value decrease. The reason is the growth which is not controlled by the pyroelectrical effect. This causes healing of the reentrant angles, increase in the $\mathbf{m}_d$ diameter and decrease in the twisting angle φ_a. This is especially the case with crystals that had been tectonically detached from the matrix and continued their growth in a different position. Such crystals with k-values between 1.6 and 3.0 (Fig. 3*e*) represent 7.5% of all the studied La- and Ra-quartz crystals. It is worth mentioning and stressing that each La- or Ra-quartz represents only one crystal regardless of degree of its development. It can be concluded that the occurrence of »subindividuals« with typical reentrant angles and sutures results from the structural defects caused during crystal growth in the c-axis direction. At the last stage of growth all reentrant angles can be rehealed, which results in an almost normal quartz crystal with slightly curved faces. The smallest angle φ_a observed was 5° and the most twisted quartz had 77°. The La- and Ra-quartz found are of all aforementioned types with heights h rarely exceeding 10 cm.

Frondel (1978), Vollenweider (1986) and Vital (1972) described quartz crystals twisted around their c-axis. The twisting sense considered in this study with Lc- and Rc-quartz is the same as the one described for La- and Ra-quartz (Figs. 4*a*-4*d*). If the same mechanism is taken into account then $\varrho_c = \varrho a = k$ and the twisting angle φ_c can be expressed with the following mathematical equation:

$$\varphi_c = k \frac{l}{d} \tag{4}$$

Parameter l is the height of prism $\mathbf{m}$ and d its diameter (Figs. 4*a* and 4*d*). Measurements of the twisting angle with crystals twisted around their c-axis were made by Vollenweider (1986). He pointed out that twisting around the c-axis is a common feature of Alpine quartz crystals of the Friedlaender type. The twisting constant k calculated from his measurements is about 0.7°. Considerably twisted quartz crystals of this type are rare. One of the most twisted quartz crystal of this type (Richards, P. personal communication) has a twisting constant of about 2°. The

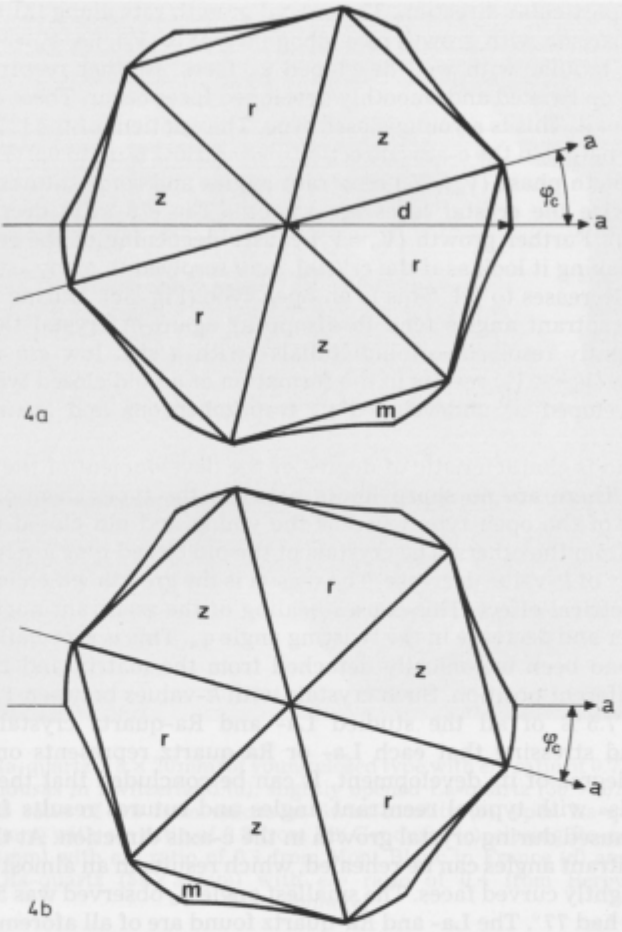
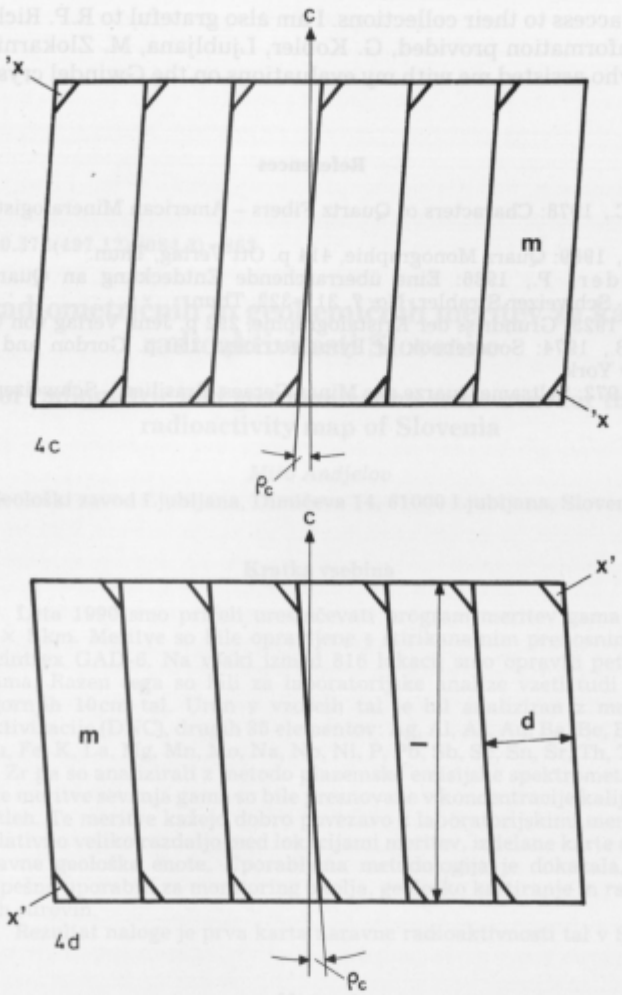


Fig. 4. Lc-quartz viewed down its c-axis with its morphological parameters (*a*), Rc-quartz (*b*) and schematically drawn prism faces of Lc- (*c*) and Rc-quartz (*d*)

reason for the lower k-values is a higher growth rate in the direction of the c-axis ($V_c >> V_a$) which caused the formation of an old closed type crystal. Lc- or Rc-quartz of the open type is resolved into a number of »subindividuals« around the c-axis. Crystals of this type are composed of many small crystals sprouting around the principal crystal. Their c-axes are parallel. Since $V_c >> V_a$ the sprouting »subindividuals« are relatively quickly rehealed into one crystal. The pyroelectrical growth effect is thus manifested in the slightly curved and sutured crystal faces. That is how the macromosaic structure manifested in the striae and structural misfit converging to the center of the crystal of Friedlaender type quartz crystals can be explained.



Acknowledgments

I wish to thank L. Golič for his thorough revision of the manuscript. I thank G. Niedermayr from Naturhistorisches Museum Wien, B. Moser and W. Postl from Steiermarkisches Landesmuseum (Joanneum) Graz, H. M. Hamm from Mineralogisch-Petrologisches Institut und Museum der Universität Bonn in Poppelsdorfer Schloss, R. Hollerbach from Mineralogisches Museum der Universität zu Köln, C. J. Stanley from the British Museum (Natural History) London, B. Hofmann and P. Vollenweider from Naturhistorisches Museum Bern, R. Rykart from Natur-Museum Luzern and J. Arnoth from Naturhistorisches Museum Basel for their support for

this study and access to their collections. I am also grateful to R.P. Richards, Oberlin, Ohio for the information provided, G. Kobler, Ljubljana, M. Zlokarnik, Leverkusen and all those who assisted me with my evaluations on the Gwindel crystals from their collections.

References

Frondel, C., 1978: Characters of Quartz Fibers – American Mineralogist, Vol. *63*, 17–27, Ann Arbor.

Rykart, R., 1989: Quarz Monographie, 414 p. Ott Verlag, Thun.

Vollenweider, P., 1986: Eine überraschende Entdeckung an Quarzkristallen vom Bächistock UR – Schweizer Strahler, No. 7, 311–322, Thun.

Linck, G., 1923: Grundriss der Kristalographie, 292 p. Jena Verlag von G. Fischer, Jena.

Lang, S. B., 1974: Sourcebook of Pyroelectricity, 250 p. Gordon and Breach Science Publishing, New York.

Vital, A., 1972: Seltsame Quarze aus Minas Geraes, Brasilien – Schweizer Strahler, No. 2, 389–395, Thun.

GEOLOGIJA *36*, 223-248 (1993), Ljubljana 1994

UDK 550.4+550.378(497.12) (084.3)=863

Rezultati radiometričnih in geokemičnih meritev za karto naravne radioaktivnosti Slovenije

Results of radiometric and geochemical measurement for the natural radioactivity map of Slovenia

Mišo Andjelov

Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Leta 1990 smo pričeli uresničevati program meritev gama sevanja v mreži 5 × 5 km. Meritve so bile opravljene s štirikanalnim prenosnim spektrometrom Scintrex GAD-6. Na vsaki izmed 816 lokacij smo opravili pet meritev spektra gama. Razen tega so bili za laboratorijske analize vzeti tudi vzorci zemlje iz zgornjih 10 cm tal. Uran v vzorcih tal je bil analiziran z metodo nevtronske aktivizacije (DNC), drugih 35 elementov: Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, U, V. W, Y, Zn in Zr pa so analizirali z metodo plazemske emisijske spektrometrije (ICP). Terenske meritve sevanja gama so bile presnovane v koncentracije kalija, urana in torija v tleh. Te meritve kažejo dobro povezavo z laboratorijskimi meritvami. Glede na relativno veliko razdaljo med lokacijami meritev, izdelane karte dobro nakazujejo glavne geološke enote. Uporabljena metodologija je dokazala, da bi jo lahko uspešno uporabili za monitoring okolja, geološko kartiranje in raziskave mineralnih surovin.

Rezultat naloge je prva karta naravne radioaktivnosti tal v Sloveniji.

Abstract

In 1990, a program was initiated to cover Slovenia with portable gamma-ray spectrometer measurements on a 5 × 5 km grid. The measurements were performed with a four channel Scintrex GAD-6 spectrometer. Five gamma-ray measurements were taken at each of 816 locations. Samples of the upper 10 cm of soil profile were collected for laboratory analysis. Uranium in samples was determined by delayed neutron method (DNC). Other 35 elements: Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn and Zr were analyzed by plasma–coupled emission spectrometry (ICP). The field gamma-ray measurements were converted to ground concentrations of potassium, uranium and thorium. These show good correlation with the laboratory analyses of soil samples. Regardless of the wide spaced sampling, the produced maps show relatively good correlation with main geological units. They demonstrated that the methodology can be successfully implemented for environmental monitoring, geological mapping and mineral exploration. The product of this project is the frist natural background radioactivity map of Slovenia covering the entire country.

Uvod

Naravno radioaktivno okolje je glavni vir radioaktivnega sevanja, ki mu je izpostavljen človek. Odvisno je od kamninske sestave, vrste in debeline preperine in njene prepustnosti. Poleg geološke zgradbe je sevanje odvisno tudi od nadmorske višine in od vpliva delovanja človeka na okolje. Radioaktivno sevanje sestavljajo notranji in zunanji viri. Glavna notranja vira sta ^{40}K in ^{222}Rn, ki se lahko kopičita v človeškem organizmu. Zunanji viri sevanja so kozmično in zemeljsko sevanje; slednje nastane pri radioaktivnem razpadu ^{40}K, ^{238}U in ^{232}Th v zemeljski skorji.

Z meritvami naravne radioaktivnosti slovenskega ozemlja so začeli po odkritju radioaktivnosti skonca plasti v idrijskem rudniku živega srebra leta 1947. Radioaktivnost so v preteklosti raziskovali z različnimi inštrumenti le na posameznih območjih Slovenije. Dosedanje meritve radioaktivnosti so vključevale v glavnem regionalne prospekcije uranskih anomalij ob uporabi letalskih in avtomobilskih tehnik, raziskave potencialnih uranovih nahajališč, raziskave v premogovnikih, opazovanje okolice jedrskih objektov, večletno opazovanje kontaminacije zemlje po nesreči v Černobilu in geotermalne študije.

Leta 1969 je bila petina slovenskega ozemlja pokrita z regionalno letalsko spektrometrijo gama. Sprememba kart izolinij v digitalno obliko je bila le delno uspešna zradi težav pri niveliranju podatkov med letalskimi profili in zaradi omejenega števila izorad na kartah. V prejših desetletjih so bili deli Slovenije gama spektrometrično merjeni le na določenih kamninah pri uranskih raziskavah.

Doslej zbrani podatki nam niso dali regionalnega pregleda nad naravno radioaktivnostjo v Sloveniji. Zato smo se odločili za meritve v pravilni mreži, s katero bi lahko enakomero prekrili celotno ozemlje in tako zajeli vse geološke enote, ki se razlikujejo po starosti, nastanku, litologiji, vrsti tal itd. (Andjelov et al., 1992).

Metodologija

Mreža meritev in vzorčenje

Na podlagi rezultatov geokemičnih raziskav v Istri (Pirc, 1989), ki so vključevale analizo variabilnosti v različnih geoloških medijih, smo za zagotovitev sistematičnih meritev uporabili naključno vzorčno mrežo s celicami 5 × 5 km in v manjšem območju s celicami 1 × 1 km. Možno variabilnost na vzorčnih mestih smo zajeli s 5 meritvami v krogu 20 m. Skupaj je bilo v štirih letih izmerjenih 819 lokacij v mreži 5 × 5 km in 226 lokacij v mreži 1 × 1 km.

Merilna tehnika radioaktivnih prvin

Radiometrične meritve smo opravili s 4-kanalnim spektrometrom in s 348 cm^3 velikim detektorjem s kristalom natrijevega jodida. Inštrument smo kalibrirali na kalibracijskih padih Geološkega zavoda Avstrije.

Kalij je bil merjen neposredno v energijskem območju, 1,46 MeV sevanja gama, ki ga emitira ^{40}K. Uran in torij sta bila merjena posredno preko sevanja gama potomcev v njuni razpadni verigi. Uran je bil izmerjen preko povprečja sevanja gama pri približno 1,76 MeV, ki ga emitira ^{214}Bi in torij preko povprečja sevanja gama pri 2,61 MeV, ki ga emitira ^{208}Tl. Energijska okna, ki so bila uporabljena, so:

kalij	^{40}K	1,38–1,56 MeV
uran	^{214}Bi	1,66–1,90 MeV
torij	^{208}Tl	2,44–2,77 MeV

Časovni interval meritve na tleh je bil 5-krat po 100 sekund.

Viri radioaktivnosti ozadja, ki motijo meritev, so radioaktivnost opreme, kozmično sevanje in radioaktivnost v zraku, ki se pojavlja zaradi potomcev plina radona iz uranove razpadne verige. Meritve ozadja smo opravili na Blejskem jezeru.

Analitski metodi kemičnih analiz tal

Vzorec za geokemično preiskavo je bil odvzet na posamezni lokaciji v krogu 10 metrov proti N, E, S in W okrog centralne točke. Vzorčevali smo zgornjih 10 cm talnega profila. Povprečna teža vzorca je bila od 1.5 do 2 kg.

Geokemične preiskave vzorcev smo opravili na vzorcih, ki smo jih posušili na zraku. Vzorce smo pred sušenjem in po sušenju stehtali, da smo določili vsebnost vlage v njih. Le-ta je bila povprečno 22-odstotna. Vzorci so bili presejani na sitih z 2-milimetrskimi režami in nato zmleti v vibracijskem mlinu do debeline 0.063 mm.

Vzorci so bili analizirani na uran z metodo nevtronske aktivacije (DNC), na drugih 35 elementih (Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn in Zr) pa po totalnem kislinskem razklopu z metodo plazemske emisijske spektrometrije (ICP).

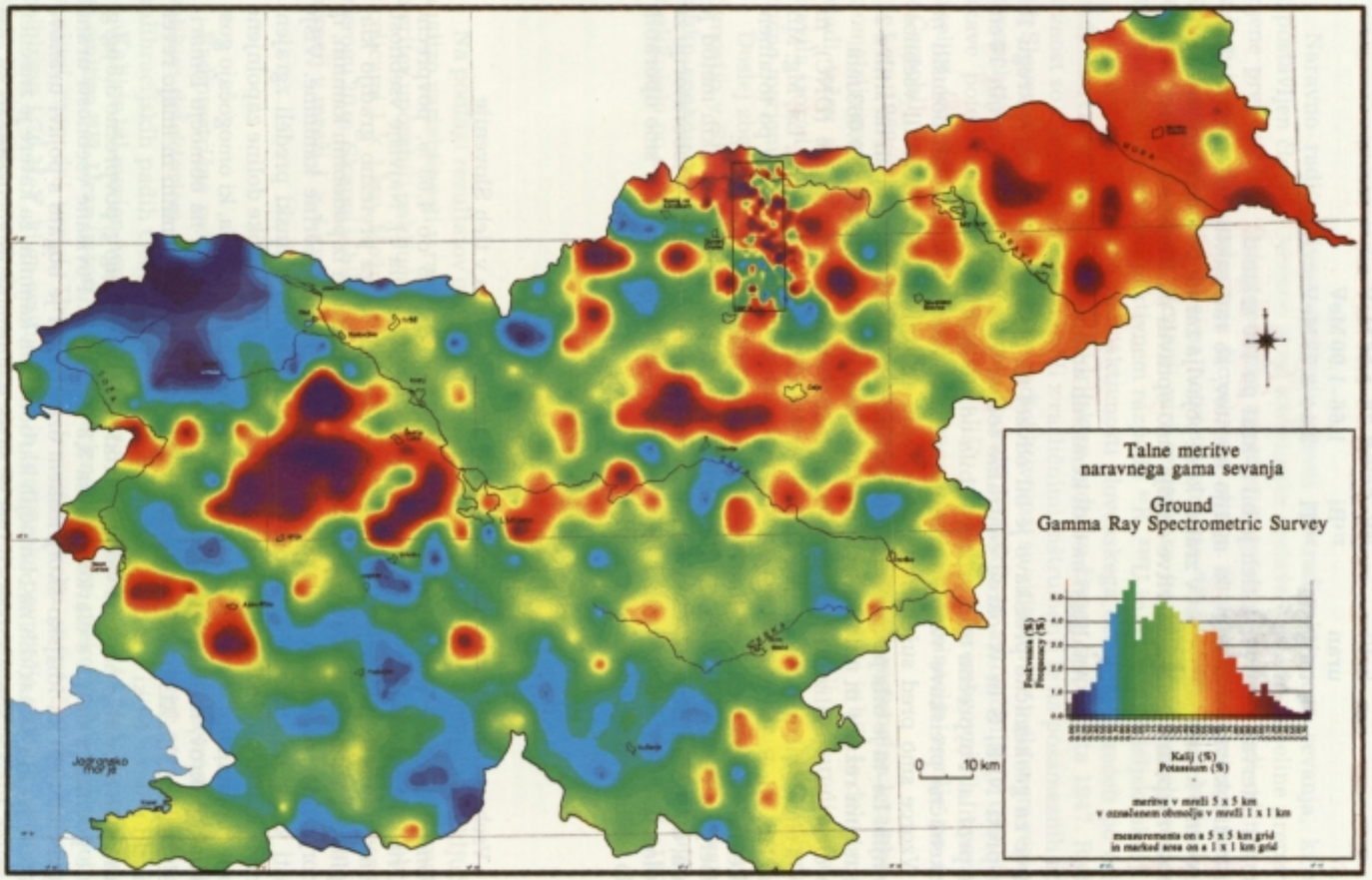
Primerjava rezultatov vseh uporabljenih merilnih tehnik in analitskih metod je pokazala, da je korelacija med terenskimi meritvami in določitvami v laboratoriju za kalij določena z ICP +0,75, uran z DNC +10,66 in za torij slaba, ker smo uporabili premalo občutljivo laboratorijsko metodo.

Rezultati raziskav

Vsebnosti radioaktivnih prvin kalija, urana in torija v tleh Slovenije

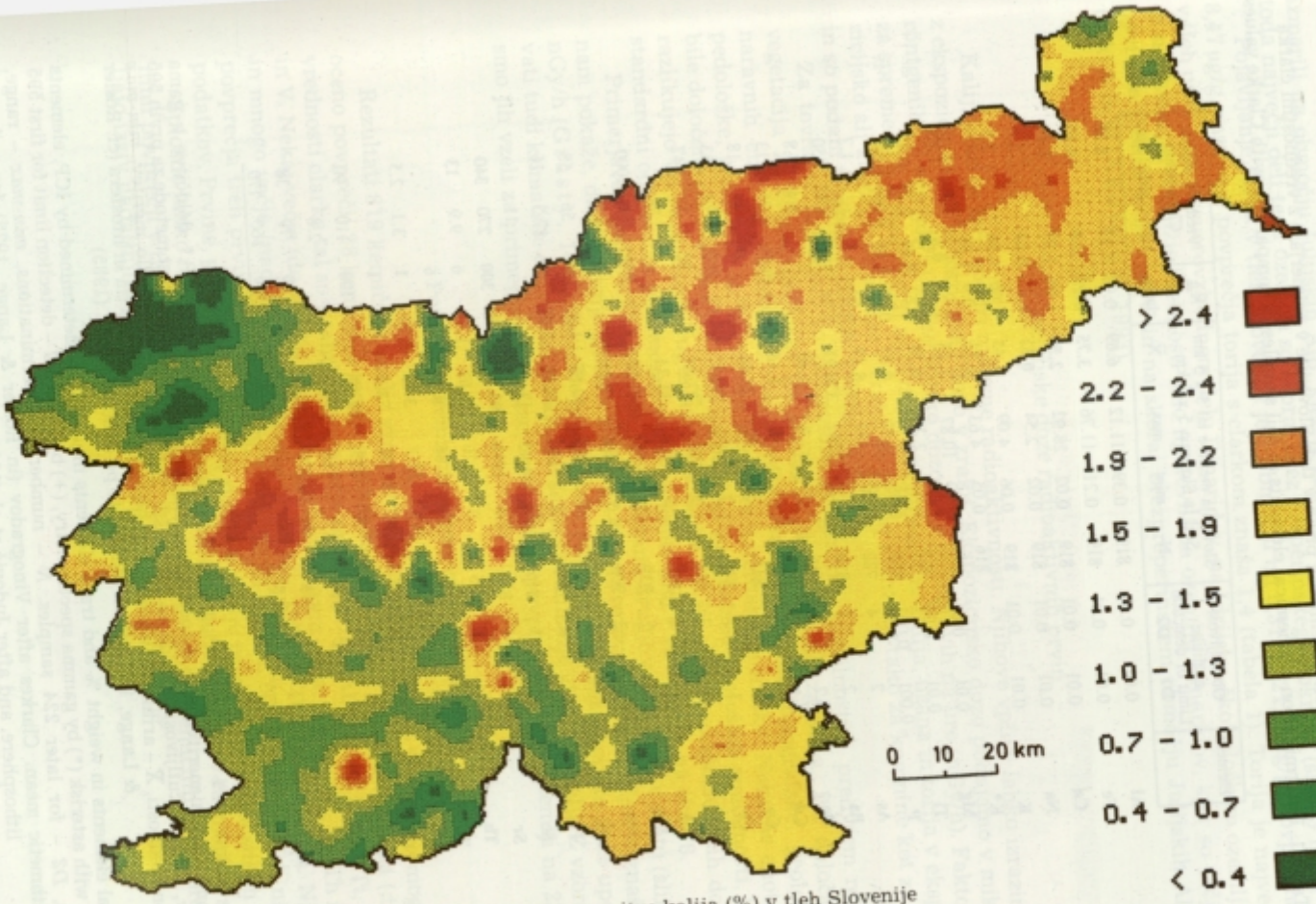
Vsebnosti kalija v tleh Slovenije so v območju od 0,05 do 4,63 %, povprečno 1,23 %, razmerje povprečja kalija s clarkom znaša 0,9 (tabela 1). Najvišje vsebnosti kalija smo namerili na idrijsko-škofjeloškem ozemlju, ki ga pretežno gradijo klastične plasti, v vzhodnem delu Posavskega hribovja, ki sestoji iz podobnih kamnin, in na Pohorju, kjer nastopajo v glavnem magmatske in metamorfne kamnine. Višje vsebnosti kalija so izražene v Panonskem bazenu, kjer so višinski predeli zgrajeni pretežno iz klastičnih sedimentov, v nižinskih predelih pa so široke doline zapolnjene z rečnimi naplavinami. Na vseh teh območjih nastopajo bogata tla, ki omogočajo gost vegetacijski pokrov, medtem ko so vsebnosti kalija precej nižje na območju Dinaridov in Julijskih Alp, ki so zgrajene predvsem iz karbonatnih kamnin in imajo reven preperinski pokrov (sliki 1 in 2).

Uran v tleh Slovenije nastopa v območju od 0,11 do 16,79 μg/g, povprečno 3,3 μg/g, razmerje povprečja urana s clarkom znaša 3,3 (tabela 1). Povišane vsebnosti urana v tleh prevladujejo na Idrijsko-škofjeloškem ozemlju, ki je bogato s pojavi uranove mineralizacije, in v Dinaridih na območjih karbonatnih kamnin, za katere je značilen kraški relief. Višje vsebnosti urana v tleh so še na Pohorju. Najnižje vrednosti pa smo



Sl. 1. Gama spektrometrične meritve kalija (%) v Sloveniji

Fig. 1. Gamma spectrometric measurements of potassium (%) in Slovenia



Sl. 2. Kemične meritve kalija (%) v tleh Slovenije

Fig. 2. Distribution of ICP determined potassium (%) in soils of Slovenia

Tabela 1. Določitve kemičnih prvin v tleh Slovenije v primerjavi z vrednostmi clarka
Table 1. Determination of chemical elements in soil samples in comparison with Clarke values

Element	Občutljivost analitike Limit of detection D1	D2	Slovenija meritve tal 5 x 5 km Soil in Slovenia 5 x 5 km N	min	max	$\bar{X}$	$\bar{X}_{slo}$ / $clark_{tla}$	Vrednost clarka Clark value tla	sed.	lito.
Al	0.01	0.01	819	0.39	11.12	**6.69**	0.93	**7.13**		8.05
Fe	0.01	0.01	819	0.21	11.76	**3.75**	0.98	**3.8**		4.65
Ca	0.01	0.01	819	0.02	28.92	**2.58**	1.88	**1.37**		2.96
Na	0.01	0.01	819	0.02	2.54	**0.52**	0.82	**0.63**		2.5
K	0.01	0.01	819	0.06	4.09	**1.45**	1.06	**1.36**		2.5
K*			816	0.05	4.63	**1.23**	0.9	**1.36**		
Mg	0.01	0.01	819	0.09	10.87	**1.35**	2.25	**0.6**		1.87
Ti	0.01	0.01	818	0.02	2.23	**0.38**	0.82	**0.46**	0.39	0.45
P	0.001	0.002	819	0.05	0.46	**0.07**	0.87	**0.08**	0.061	0.093
As	2	4	722	4	131	**8.17**	1.63	**5**		1.7
Ba	2	1	819	12	2261	**370.91**	0.74	**500**	470	650
Be	0.2	1	616	1	5	**2.02**			3.4	3.8
Cd	0.2	0.4	571	0.25	10	**1.16**	(2.32)	**(0.5)**	0.25	0.13
Co	1	2	818	3	99	**27.56**	3.45	**8**	15	18
Cr	1	2	819	7	406	**90.33**	0.45	**200**	78	83
Cu	1	2	818	3	270.5	**27.85**	1.39	**20**	37	47
La	2	2	816	3	104	**31.33**			78	
Mn	1	5	819	24	7187	**1043.99**	1.23	**850**	740	1000
Nb	2	2	709	2.5	21	**7.21**			8.8	
Ni	1	2	816	3	200	**52.85**	1.32	**40**	56	58
Pb	2	4	818	4	181	**38.28**	3.82	**10**	17.5	16
Sc	0.2	1	815	1.6	41.45	**13.22**			11	
Sr	1	4	819	12.5	1016	**98.19**	0.32	**300**	270	340
Th	2	2	795	3	26	**11.02**	1.83	**6**	9.9	13
Th*			816	0.31	21.86	**8.47**	1.41	**6**		
U+	0.01	0.01	816	0.3	12.1	**3.73**	3.73	**1**	3.1	2.5
U*			816	0.11	16.79	**3.3**	3.3	**1**		
V	2	2	819	5	357	**118.07**	1.18	**100**	110	90
Y	2	2	811	3	116	**17.83**			2.8	
Zn	1	2	818	10	1409.5	**113.42**	2.26	**50**	79	38
Zr	1	2	818	2	227	**49.23**	0.16	**300**	160	170

Glavne prvine v % in sledne v µg/g so bile določene z metodo ICP,* določitve z gama spektrometričnimi meritvami, + določitve z metodo DNC, *D1* – občutljivost metode za prvih 595 vzorcev, *D2* – občutljivost metode za poznejših 224 vzorcev, *N* – število meritev, *min-max* – razpon vrednosti, $\bar{X}$ – aritmetična sredina. Clarki po Vinogradovu – tla in litosfera (cf. Rösler & Lange, 1972) in za sedimente po Judoviču et al. (1985)

Principal elements in weight % and trace elements in µg/g were determined by ICP, elements marked with asterisk (*) by gamma spectrometry, (+) by DNC. *D1* – detection limit for first 595 samples, *D2* – for later 224 samples. *N* – number of determinations, *min-max* – range, $\bar{X}$ – arithmetic mean. Clarkes after Vinogradov (in Rösler & Lange, 1972) for soils and lithosphere, and after Judovič et al. (1985) for sedimentary rocks

izmerili na območju Julijskih Alp, kjer je relief prav tako podvržen kraški eroziji, toda največji deli tega ozemlja so skoraj brez preperinskega pokrova (sliki 3 in 4.)

Pojavljanje torija v tleh Slovenije je v območju od 0,31 do 21,86 μg/g, povprečno 8,47 μg/g, razmerje povprečja torija s clarkom znaša 1,4 (tabela 1). Torija je največ v tleh predvsem v severovzhodnem delu Dinaridov, na Idrijsko-škofjeloškem ozemlju in na Pohorju. Najnižje vsebnosti smo ugotovili na ozemlju Dinaridov, kjer so večje površine flišnih sedimentov, in na skoraj brezpreperinskem območju Julijskih Alp (sliki 5 in 6) (Andjelov, 1993).

Ekspozicijske doze radioaktivnih prvin

Kalij, uran in torij so viri naravne radioaktivnosti. Njihove vplive lahko izrazimo z ekspozicijsko ali absorpcijsko dozo v zraku. Ekspozicijsko dozo podajamo v mikro röntgenih na uro (μR/h), absorpcijsko dozo pa v nanograyih na uro (nGy/h). Faktorji za spremembo koncentracij naravnih radioelementov kalija, urana in torija v ekspozicijsko ali absorpcijsko dozo v zraku so skoraj identični tako za kamnine kot za tla in so podani v tabeli 2 (IAEA, 1990).

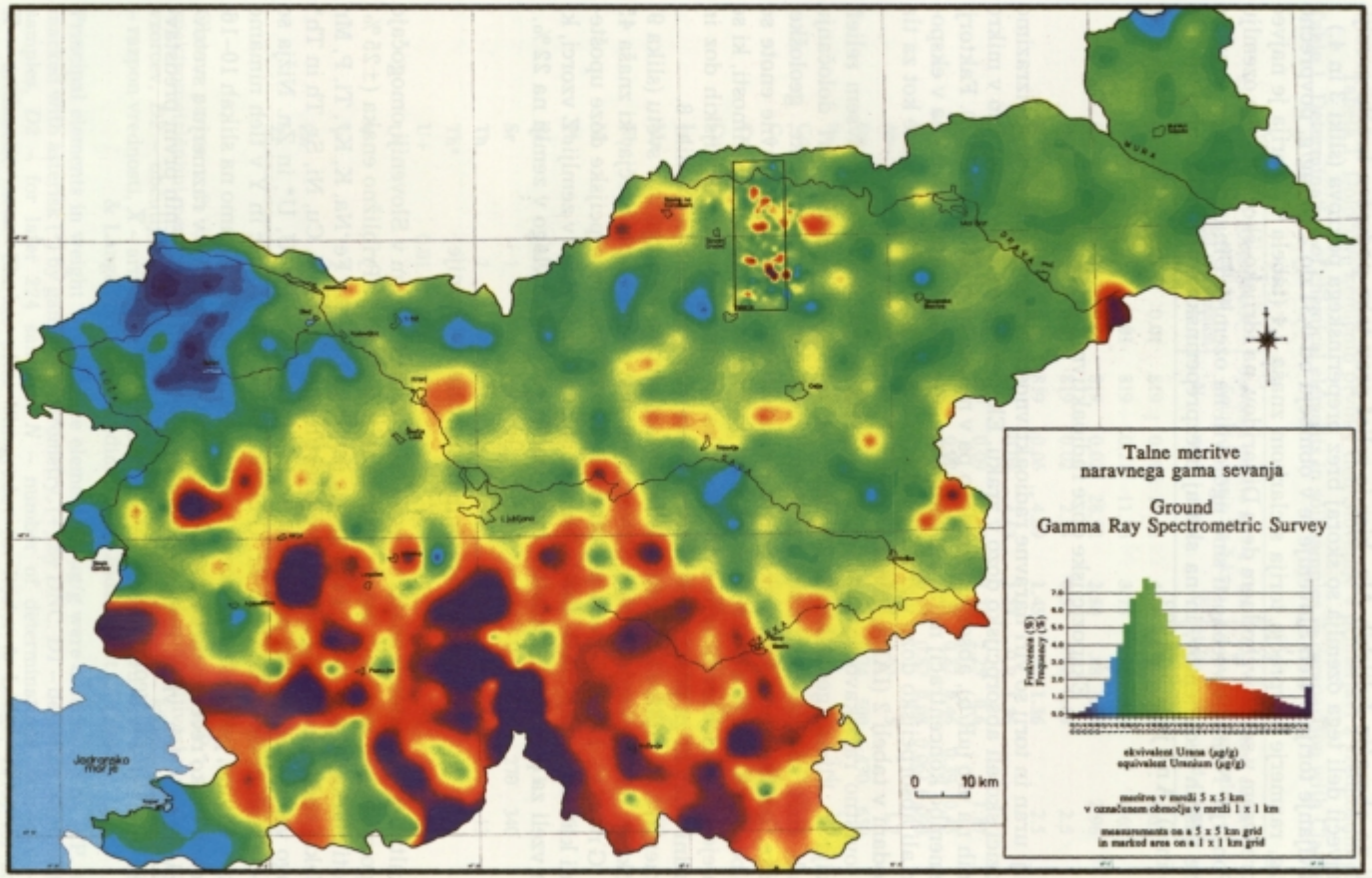
Za tovrstno raziskavo so pomembne geografske značilnosti – predvsem relief, vegetacija in klima, geološke pa litologija in tektonska zgradba. Pri določanju naravnih enot za potrebe izrabe prostora smo uporabili topografske, geološke, pedološke, gozdarske in klimatske karte ter satelitske posnetke. Naravne enote so bile določene po Poljaku (1987) na podlagi geografsko-geoloških značilnosti, ki se razlikujejo od razdelitev drugih avtorjev (slika 7). Povprečja ekspozicijskih doz in standardni odkloni za posamezne naravne enote glej v tabeli 3 in na sliki 8.

Primerjava rezultatov z absorpcijskimi dozami drugje v Evropi in v svetu (slika 9) nam pokaže, da je sevanje gama v Sloveniji blizu svetovnega povprečja, ki znaša 45 nGy/h (Grasty, 1984). Seveda je potrebno pri izračunu absorpcijske doze upoštevati tudi klimatske dejavnike, predvsem sezonsko nihanje vlage v zemlji. Z vzorci, ki smo jih vzeli za primerjalne analize, smo ocenili povprečno vlago v zemlji na 22 %.

Povprečja kemičnih prvin v tleh Slovenije

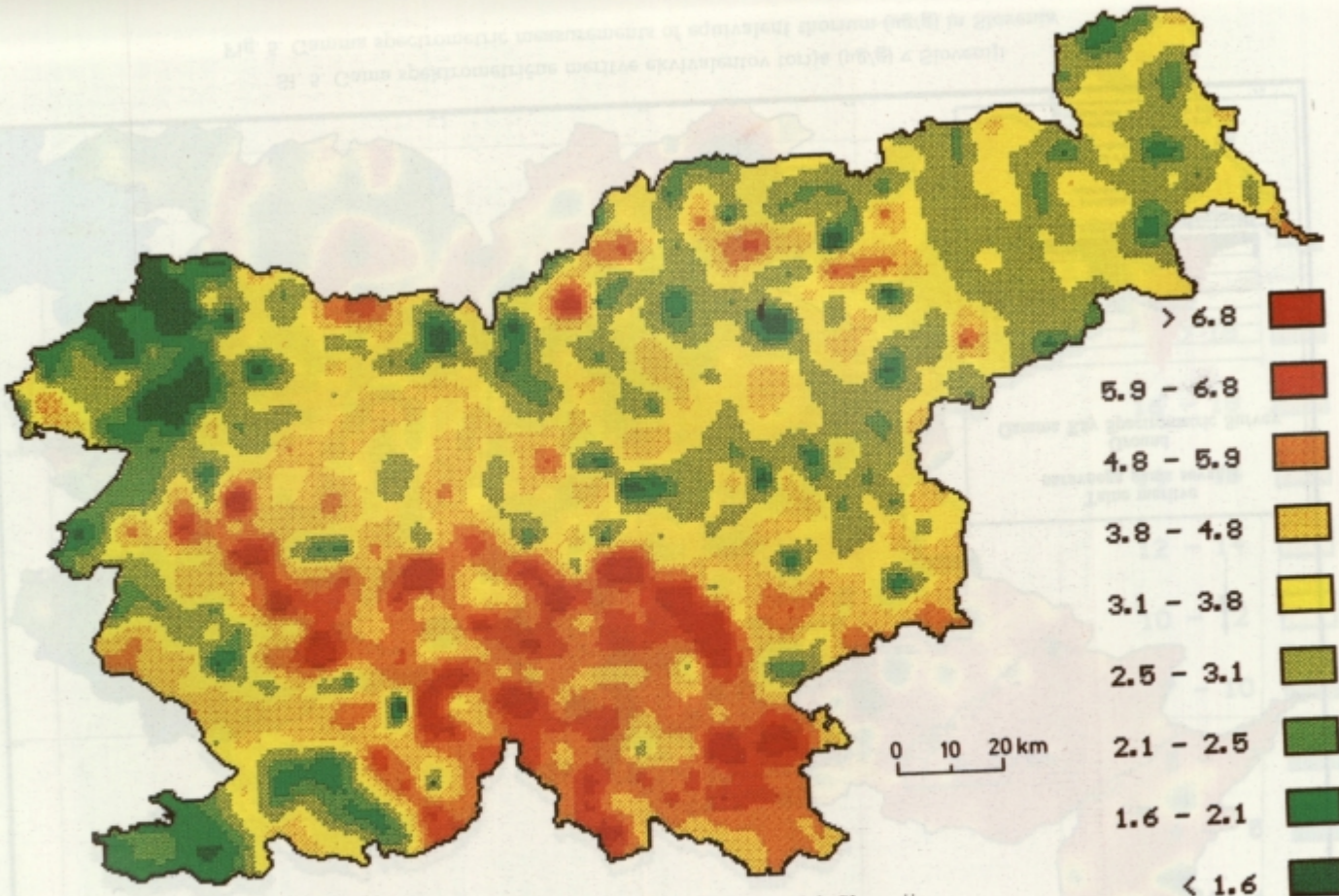
Rezultati 819 kemičnih analiz vzorcev tal v mreži 5 × 5 km v Sloveniji omogočajo oceno povprečij 28 kemičnih prvin; prikazana je v tabeli 1. Približno enaka (±25 %) vrednosti clarka tal so v tabeli 1 povprečja osmih prvin – Al, Fe, Na, K, K*, Ti, P, Mn in V. Nekaj večja (do 100 %) so povprečja šestih prvin – Ca, As, Cu, Ni, Sr, Th in Th* in mnogo večja (nad 100 %) povprečja prvin Mg, Cd, Co, Pb, U, U* in Zn. Nižja so povprečja treh prvin – Ba, Cr in Zr. O clarku za Be, La, Nb, Sc in Y v tleh nimamo podatkov. Prvine, pomembne za oceno stanja v okolju predstavljamo na slikah 10–16.

Splošno lahko rečemo, da so povprečja prvin v tleh Slovenije v razmerju s svetovnimi povprečji v tleh, višja. Prve ugotovitve o porazdelitvi kemičnih prvin predstavljajo izziv nadaljnjim geokemičnim raziskavam tal Slovenije.



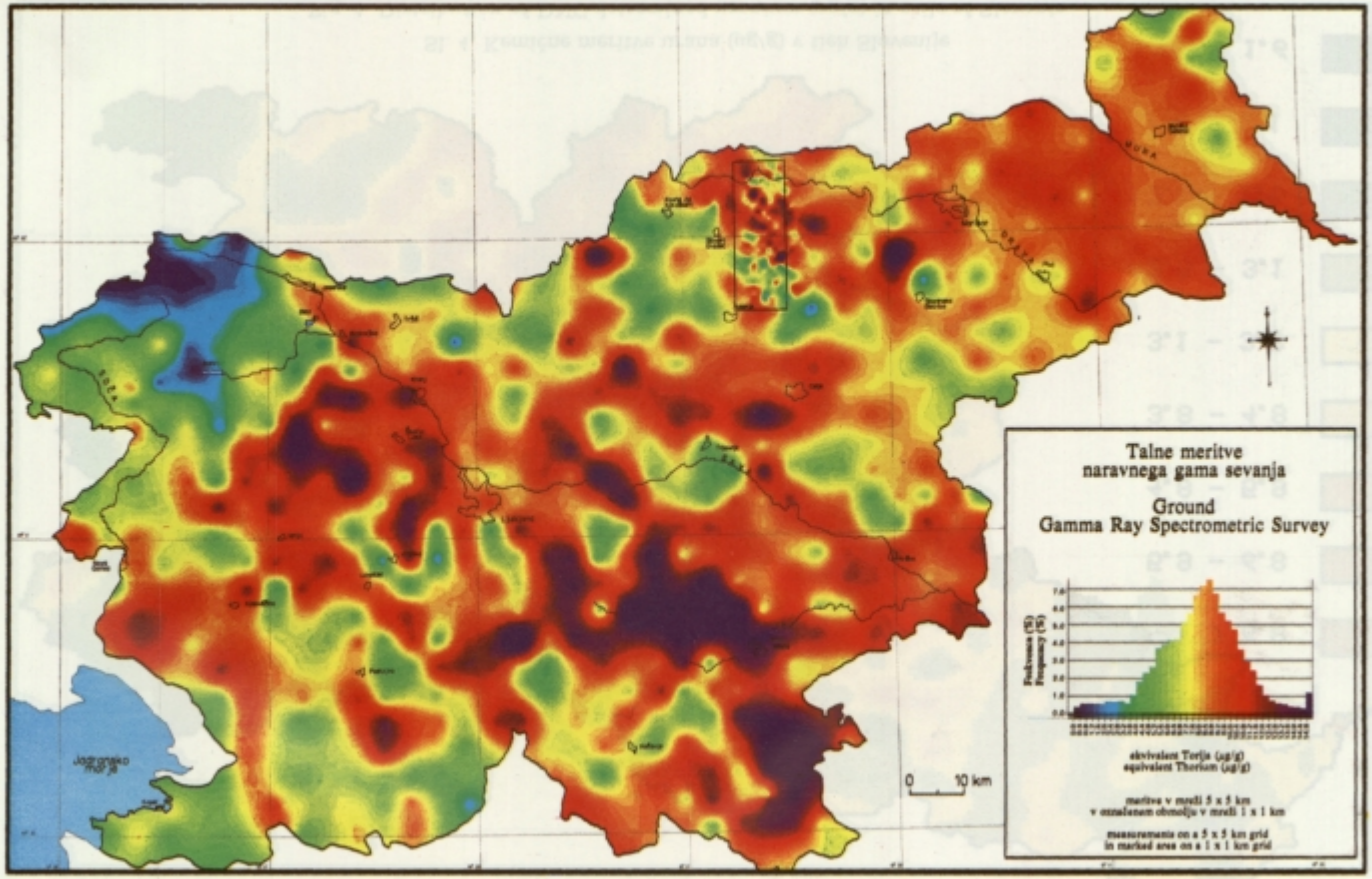
Sl. 3. Gama spektrometrične meritve ekvivalentov urana (μg/g) v Sloveniji

Fig. 3. Gamma spectrometric measurements of equivalent uranium (μg/g) in Slovenia



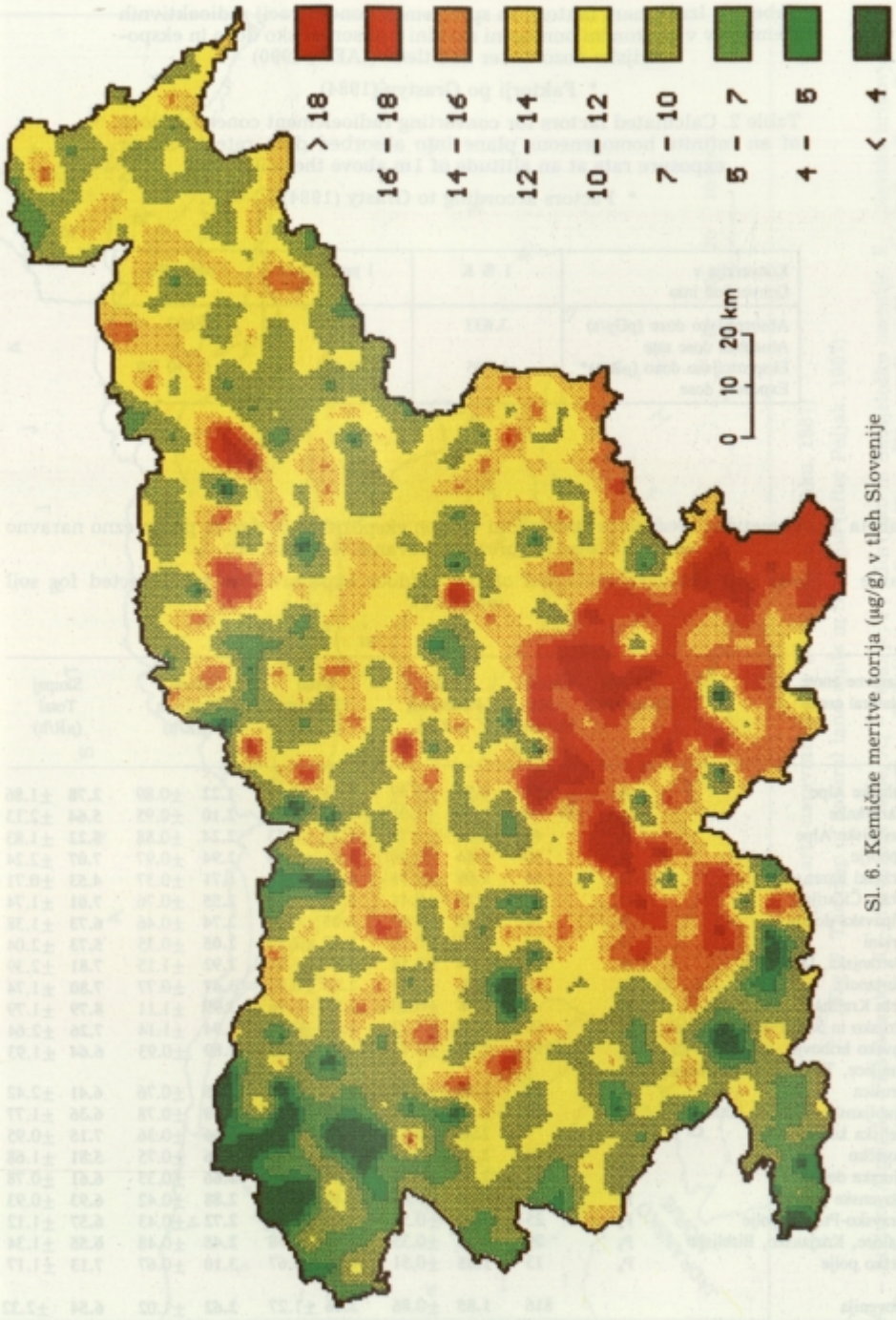
Sl. 4. Kemične meritve urana (µg/g) v tleh Slovenije

Fig. 4. Distribution of DNC determined uranium (µg/g) in soils of Slovenia



Sl. 5. Gama spektrometrične meritve ekvivalentov torija (μg/g) v Sloveniji

Fig. 5. Gamma spectrometric measurements of equivalent thorium (μg/g) in Slovenia



Sl. 6. Kemične meritve torija (μg/g) v tleh Slovenije
Fig. 6. Distribution of ICP determined thorium (μg/g) in soils of Slovenia

Tabela 2. Izračunani faktorji za spremembo koncentracij radioaktivnih elementov v neskončni homogeni ravnini v absorpcijsko dozo in ekspozicijsko dozo meter nad tlemi (IAEA, 1990)

* Faktorji po Grastyu (1984)

Table 2. Calculated factors for converting radioelement concentrations of an infinite homogeneous plane into absorbed dose rate in air or exposure rate at an altitude of 1 m above the soil plane

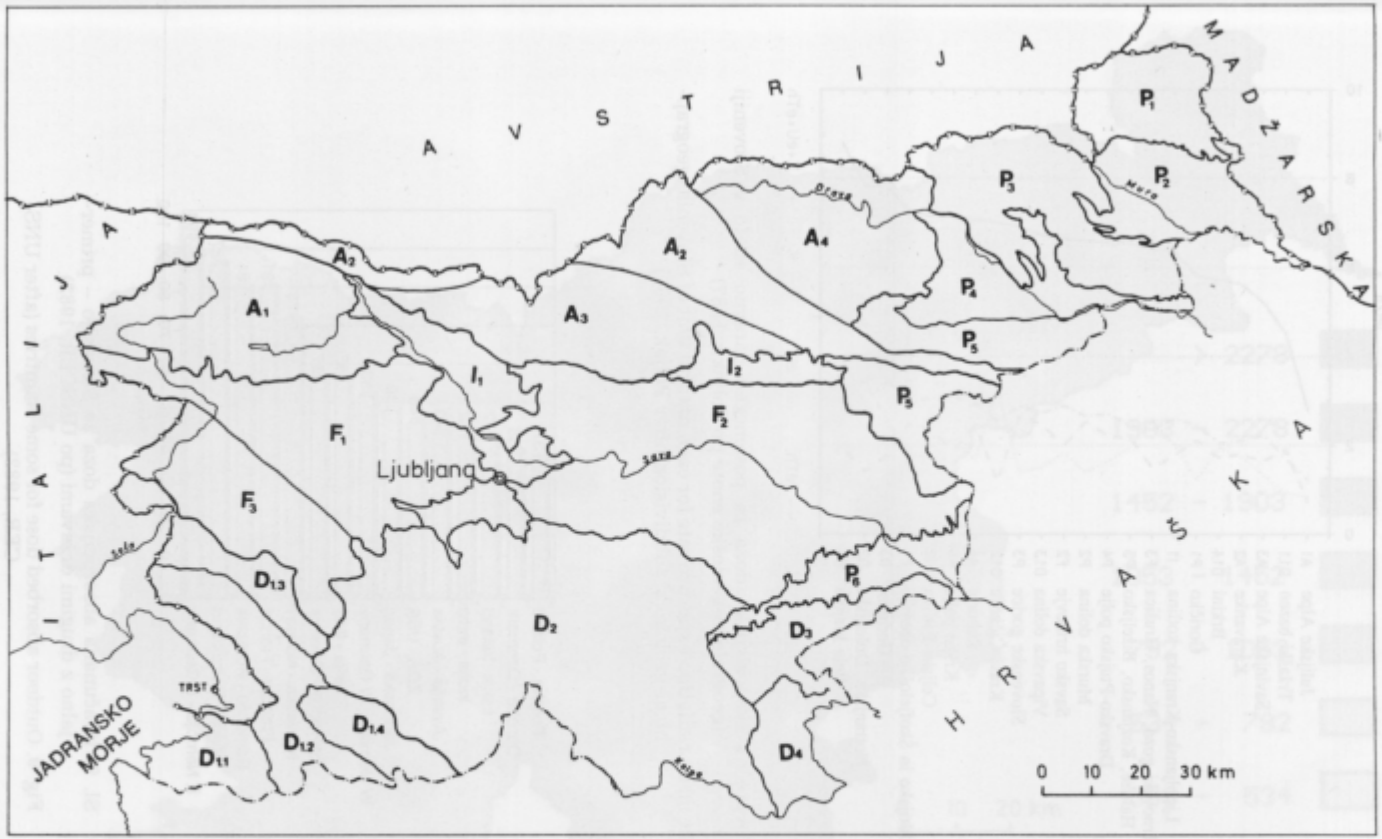
* Factors according to Grasty (1984)

Konverzija v Conversion into	1 % K	1 ppm eU	1 ppm eTh
Absorpcijsko dozo (pGy/s) Absorbed dose rate	3.633	1.576	0.693
Ekspozicijsko dozo (μR/h)* Exposure dose	1.505	0.625	0.310

Tabela 3. Aritmetična sredina in standardni odklon ekspozicijskih doz za posamezno naravno enoto v Sloveniji (brez upoštevanja vlažnosti tal)

Table 3. Mean and standard deviation of the outdoor exposure rate (uncorrected for soil moisture)

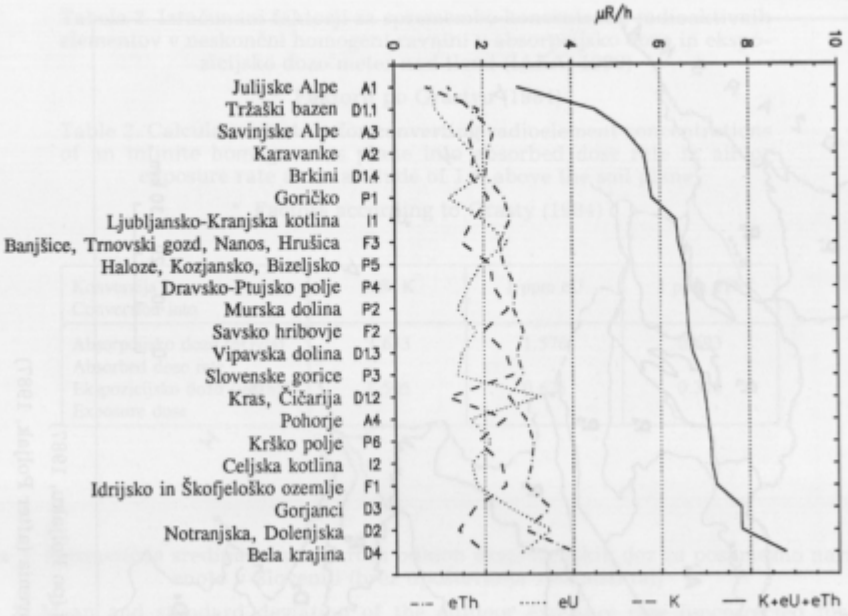
Naravne enote Natural areas	Oznaka Designation	Število točk Number of points	Kalij Potassium (μR/h)	Uran Uranium (μR/h)	Torij Thorium (μR/h)	Skupaj Total (μR/h)
Julijske Alpe	A_1	51	**0.72** ±0.59	**0.83** ±0.51	**1.22** ±0.89	**2.78** ±1.86
Karavanke	A_2	49	**1.79** ±1.01	**1.74** ±0.72	**2.10** ±0.95	**5.64** ±2.13
Savinjske Alpe	A_3	40	**1.64** ±0.72	**1.33** ±0.53	**2.24** ±0.88	**5.22** ±1.83
Pohorje	A_4	46	**2.46** ±0.80	**1.66** ±0.76	**2.94** ±0.97	**7.07** ±2.24
Tržaški bazen	$D_{1.1}$	16	**1.09** ±0.31	**0.92** ±0.23	**1.71** ±0.37	**4.53** ±0.71
Kras, Čičarija	$D_{1.2}$	27	**1.19** ±0.44	**3.26** ±1.13	**2.55** ±0.76	**7.01** ±1.74
Vipavska dolina	$D_{1.3}$	14	**2.48** ±0.95	**1.05** ±0.86	**2.74** ±0.46	**6.73** ±1.38
Brkini	$D_{1.4}$	12	**1.72** ±0.50	**1.95** ±2.27	**2.05** ±0.35	**5.73** ±2.04
Notranjska, Dolenjska	D_2	139	**1.04** ±0.58	**3.48** ±1.52	**2.92** ±1.15	**7.81** ±2.39
Gorjanci	D_3	18	**1.76** ±0.55	**2.57** ±0.93	**3.47** ±0.77	**7.80** ±1.74
Bela Krajina	D_4	8	**1.96** ±0.20	**2.84** ±0.76	**3.99** ±1.11	**8.79** ±1.79
Idrijsko in Škofjeloško ozemlje	F_1	62	**2.48** ±1.23	**1.82** ±0.80	**2.94** ±1.14	**7.26** ±2.64
Savsko hribovje	F_2	111	**1.99** ±0.73	**1.83** ±0.76	**2.89** ±0.93	**6.64** ±1.93
Banjšice, Trnovski gozd, Nanos, Hrušica	F_3	37	**1.49** ±0.70	**2.55** ±1.69	**2.35** ±0.76	**6.41** ±2.42
Ljubljansko-Kranjska kotlina	I_1	32	**1.77** ±0.58	**2.00** ±0.75	**2.59** ±0.78	**6.36** ±1.77
Celjska kotlina	I_2	7	**2.38** ±0.53	**1.70** ±0.44	**3.06** ±0.36	**7.15** ±0.95
Goričko	P_1	20	**2.12** ±0.61	**1.22** ±0.41	**2.46** ±0.75	**5.81** ±1.68
Murska dolina	P_2	25	**2.54** ±0.37	**1.40** ±0.29	**2.66** ±0.33	**6.61** ±0.78
Slovenske gorice	P_3	35	**2.65** ±0.43	**1.40** ±0.29	**2.88** ±0.42	**6.93** ±0.93
Dravsko-Ptujsko polje	P_4	25	**2.21** ±0.55	**1.63** ±0.33	**2.72** ±0.43	**6.57** ±1.12
Haloze, Kozjansko, Bizeljsko	P_5	29	**2.15** ±0.35	**1.94** ±0.98	**2.45** ±0.48	**6.55** ±1.34
Krško polje	P_6	13	**1.85** ±0.51	**2.16** ±0.67	**3.10** ±0.67	**7.13** ±1.17
Slovenija		816	**1.85** ±0.86	**2.06** ±1.27	**2.62** ±1.02	**6.54** ±2.32



Sl. 7. Karta naravnih enot v Sloveniji (po Poljaku, 1987)

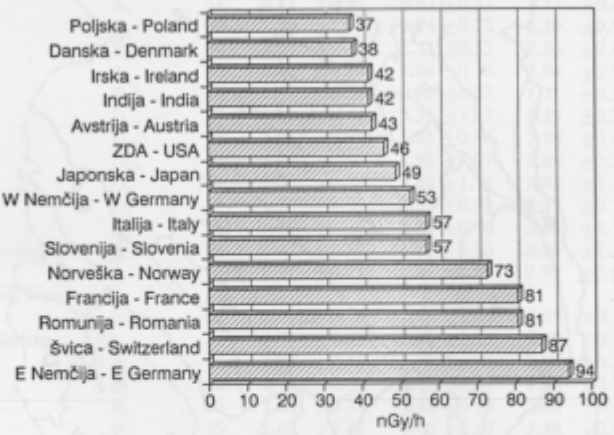
Fig. 7. The map of natural land-units in Slovenia (after Poljak, 1987)

A_1 – Julijske Alpe; A_2 – Karavanke, A_3 – Savinjske Alpe, A_4 – Pohorje; F_1 – Idrijsko in Škofjeloško ozemlje; F_2 – Savsko hribovje; F_3 – Banjščice, Trnovski gozd, Nanos, Hrušica; D – Dinaridi; $D_{1.1}$ – Tržaški bazen; $D_{1.2}$ – Kras, Čičarija; $D_{1.3}$ – Vipavska dolina; $D_{1.4}$ – Brkini; D_2 – Notranjska, Dolenjska; D_3 – Gorjanci; D_4 – Bela krajina; I_1 – Ljubljansko-kranjska kotlina; I_2 – Celjska kotlina; P_1 – Goričko; P_2 – Murska dolina; P_3 – Slovenske gorice; P_4 – Dravsko-ptujsko polje; P_5 – Haloze, Kozjansko, Bizeljsko; P_6 – Krško polje



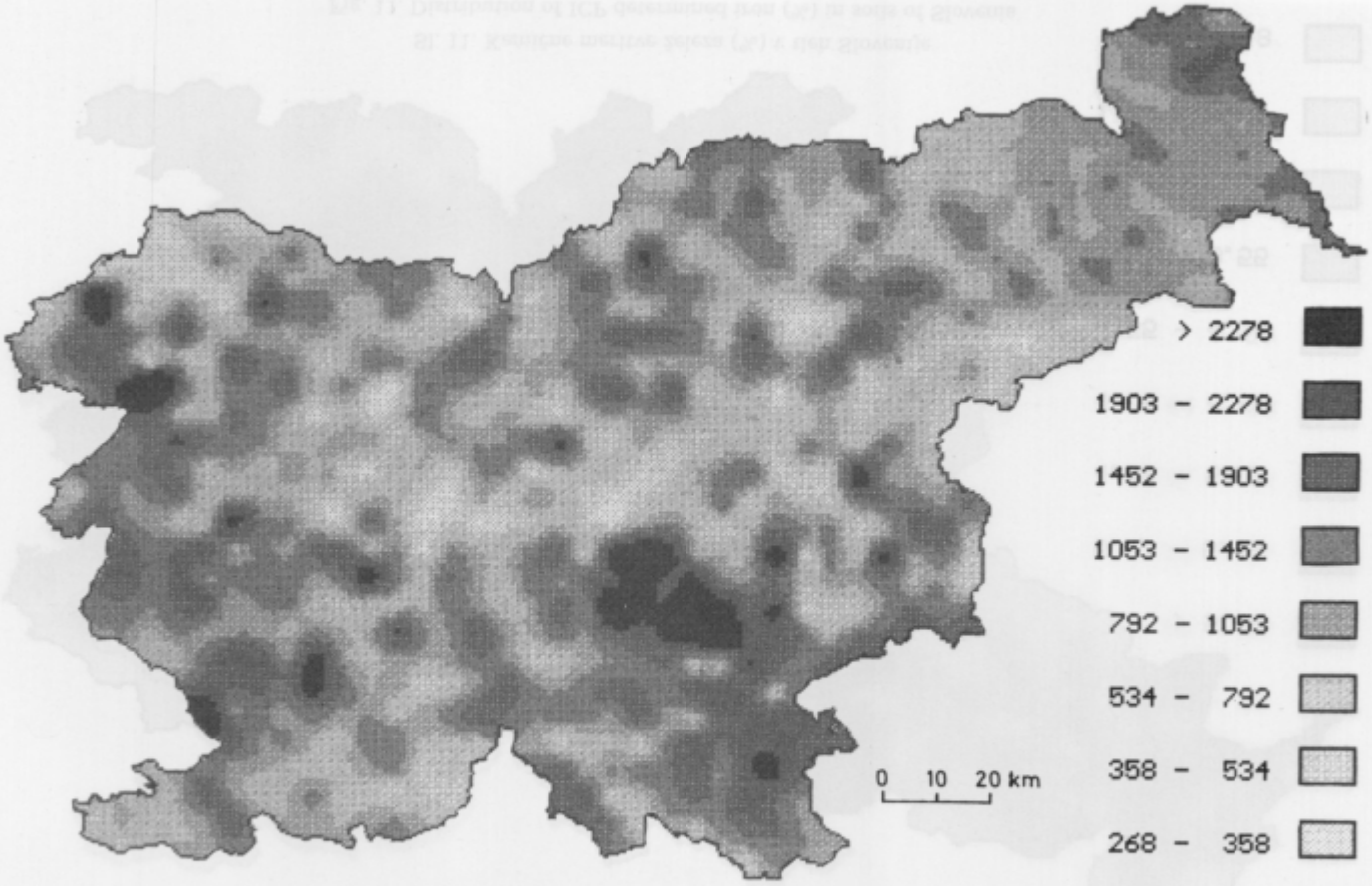
Sl. 8. Povprečna ekspozicijska doza za posamezno naravno enoto v Sloveniji (geografsko-geološke enote po Poljaku, 1987)

Fig. 8. The mean radiation exposure rate for each natural unit of Slovenia (geographical-geological subdivision after Poljak, 1987)

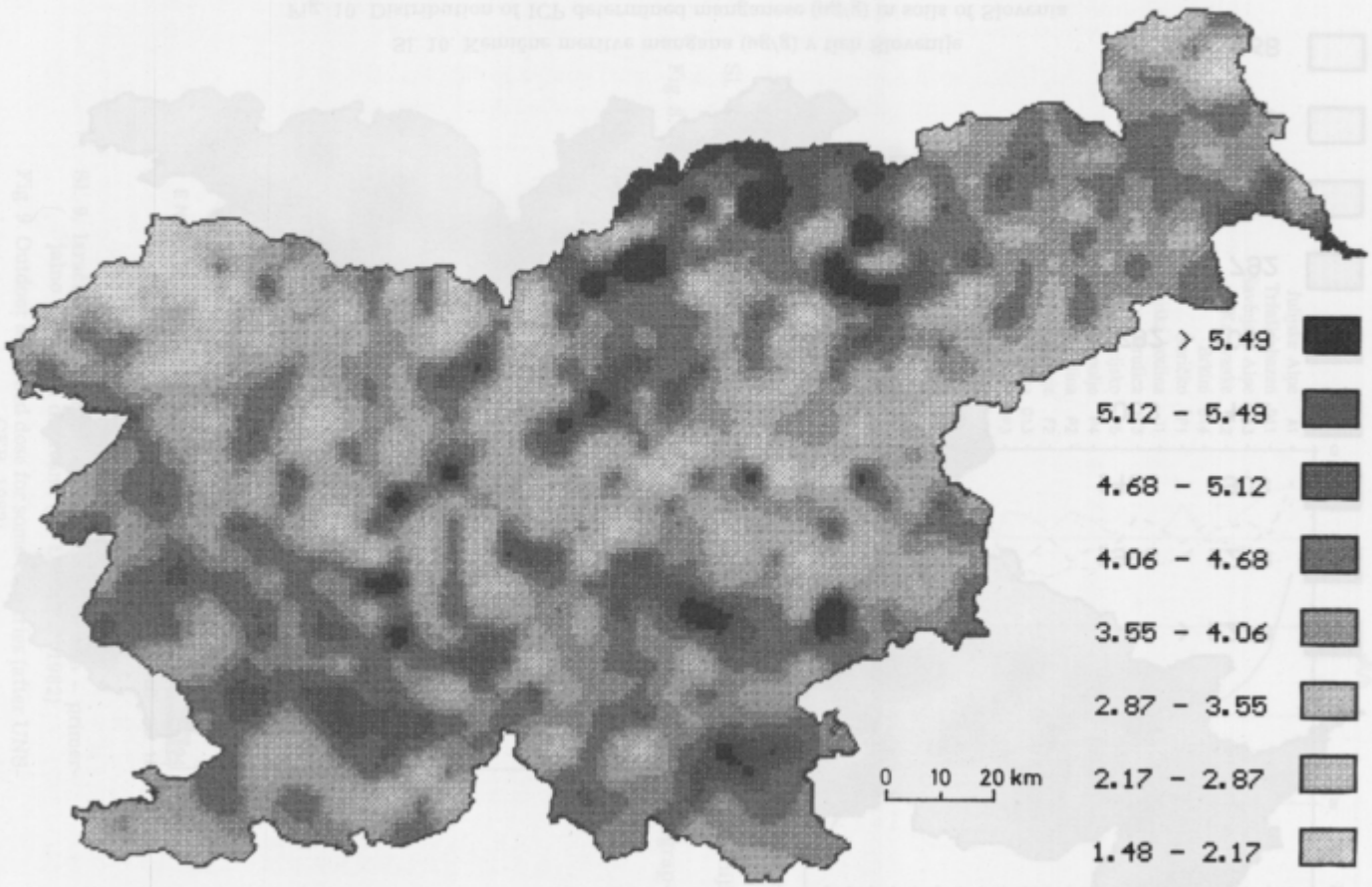


Sl. 9. Izračunana absorpcijska doza za Slovenijo – primerjalno z drugimi državami (po UNSCER, 1982)

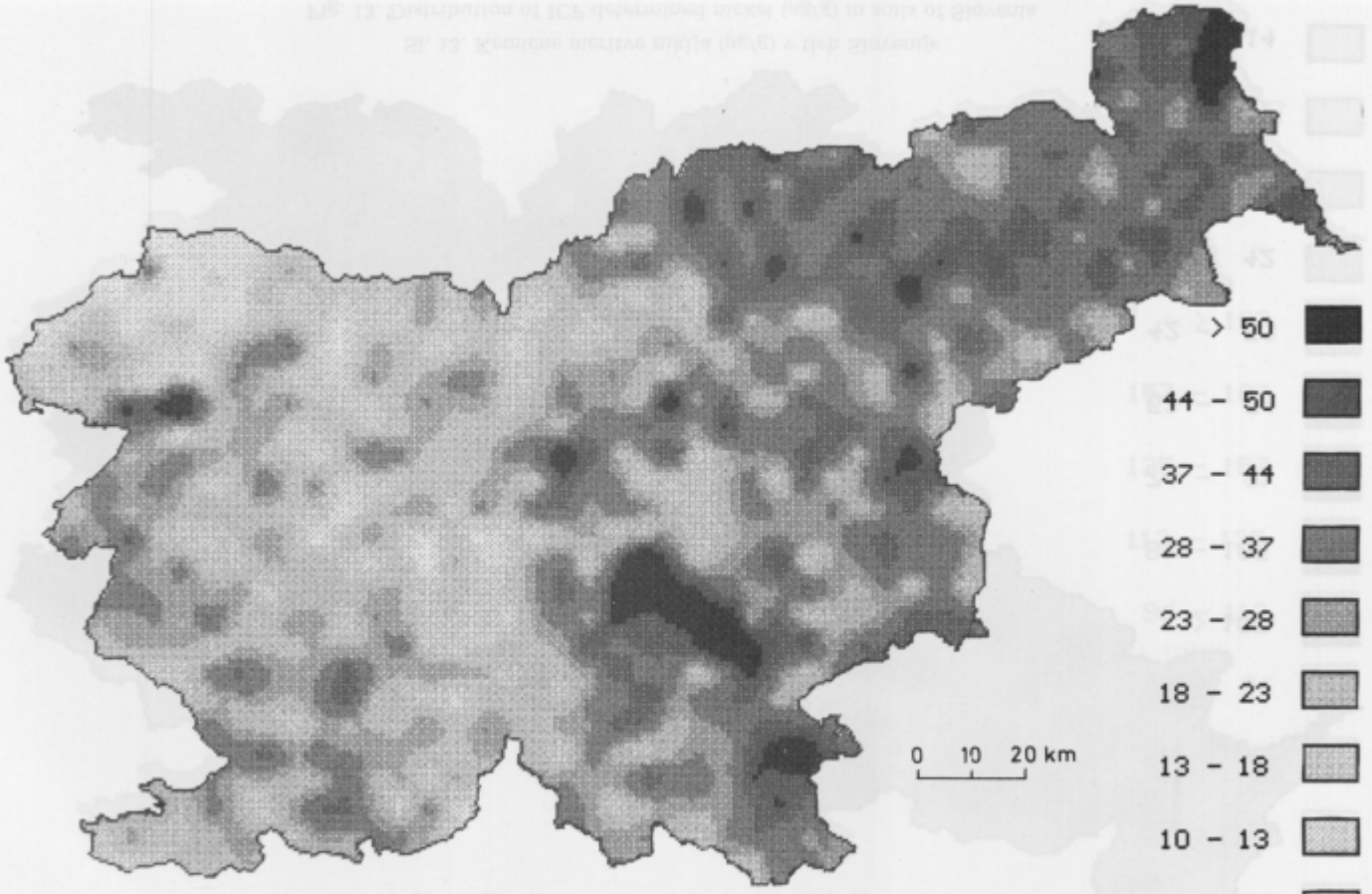
Fig. 9. Outdoor absorbed dose for some countries (after UNSCER, 1982)



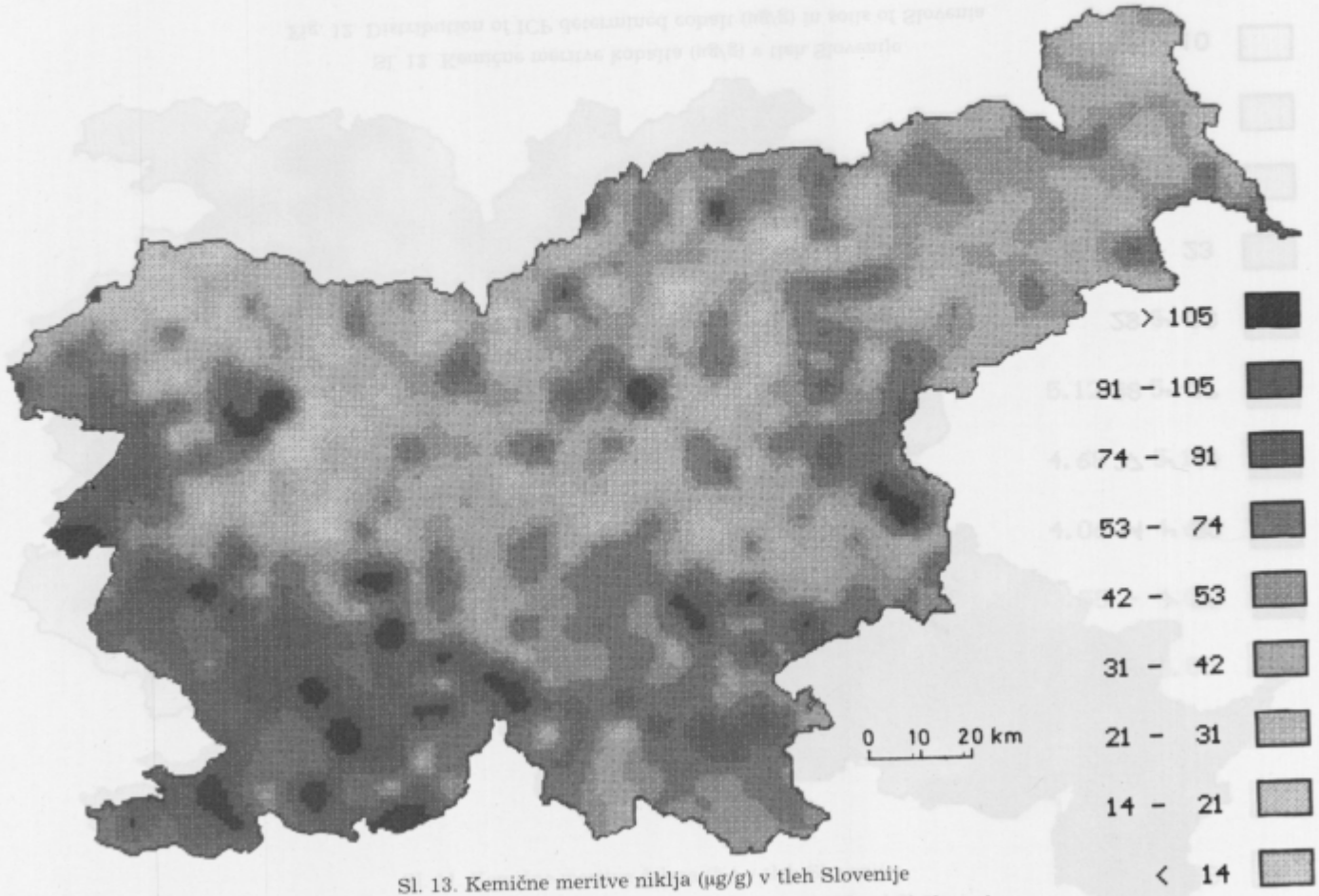
Sl. 10. Kemične meritve mangana (µg/g) v tleh Slovenije
Fig. 10. Distribution of ICP determined manganese (µg/g) in soils of Slovenia



Sl. 11. Kemične meritve železa (%) v tleh Slovenije
Fig. 11. Distribution of ICP determined iron (%) in soils of Slovenia

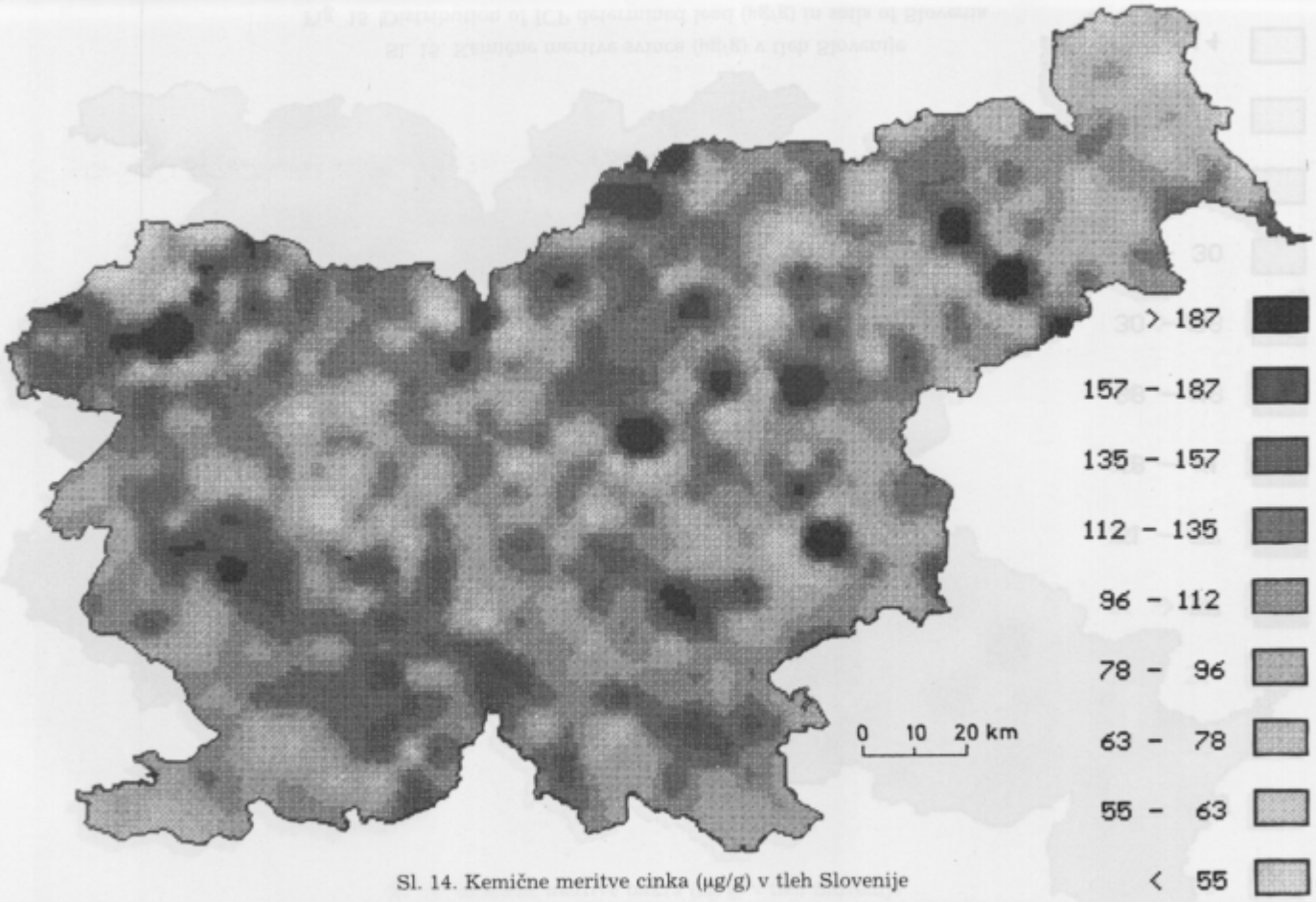


Sl. 12. Kemične meritve kobalta (μg/g) v tleh Slovenije
Fig. 12. Distribution of ICP determined cobalt (μg/g) in soils of Slovenia

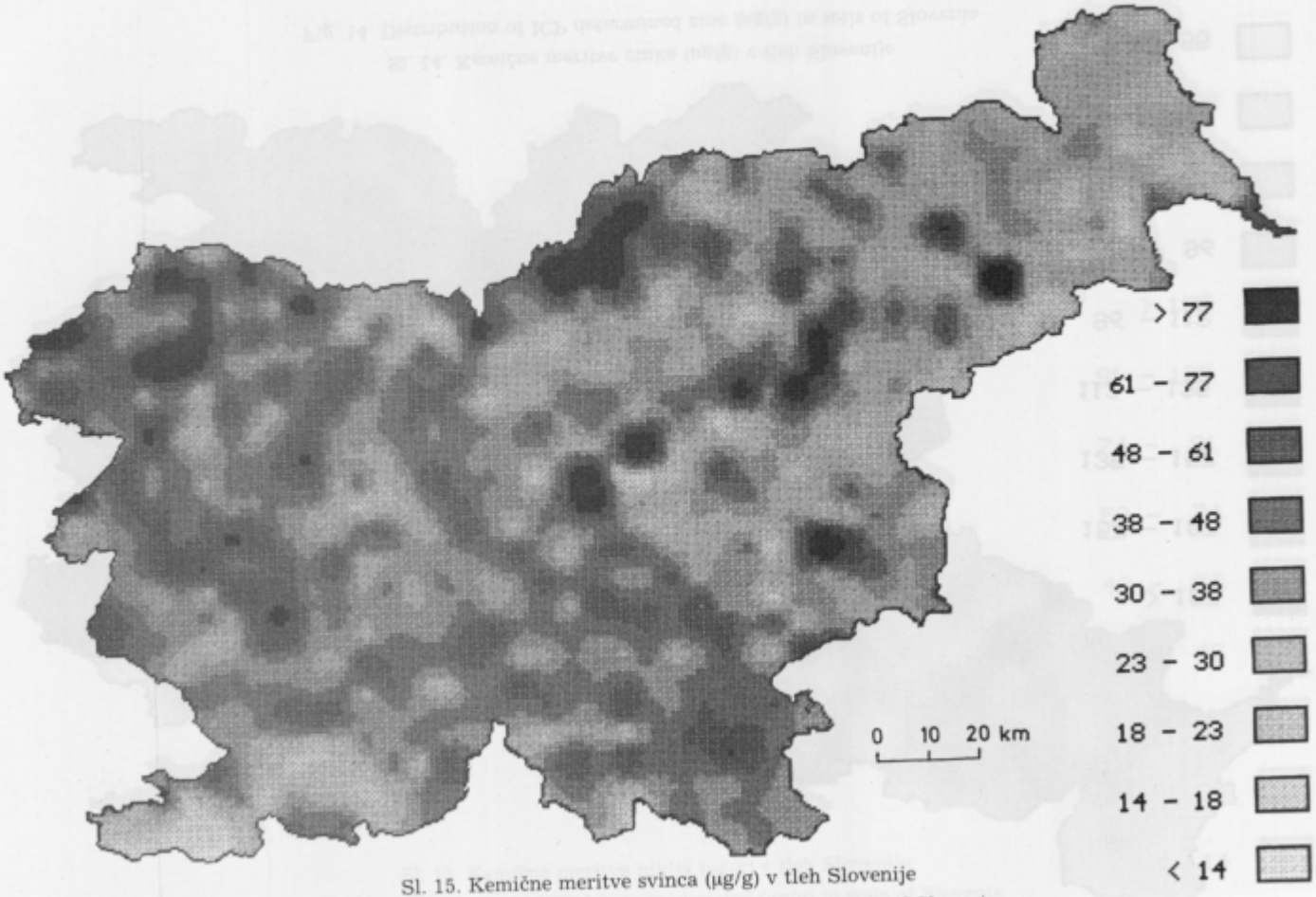


Sl. 13. Kemične meritve niklja (µg/g) v tleh Slovenije

Fig. 13. Distribution of ICP determined nickel (µg/g) in soils of Slovenia

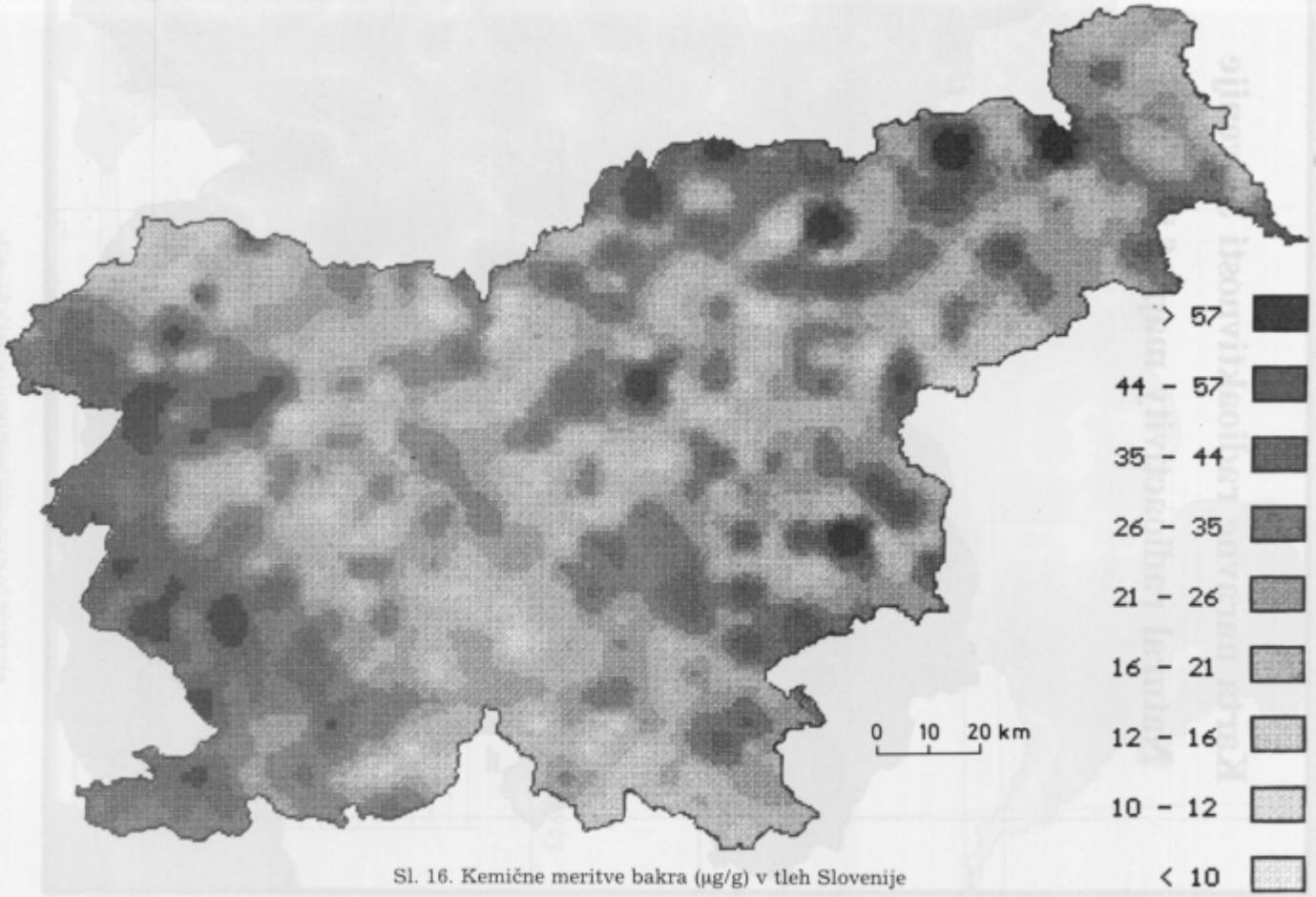


Sl. 14. Kemične meritve cinka (μg/g) v tleh Slovenije
Fig. 14. Distribution of ICP determined zinc (μg/g) in soils of Slovenia



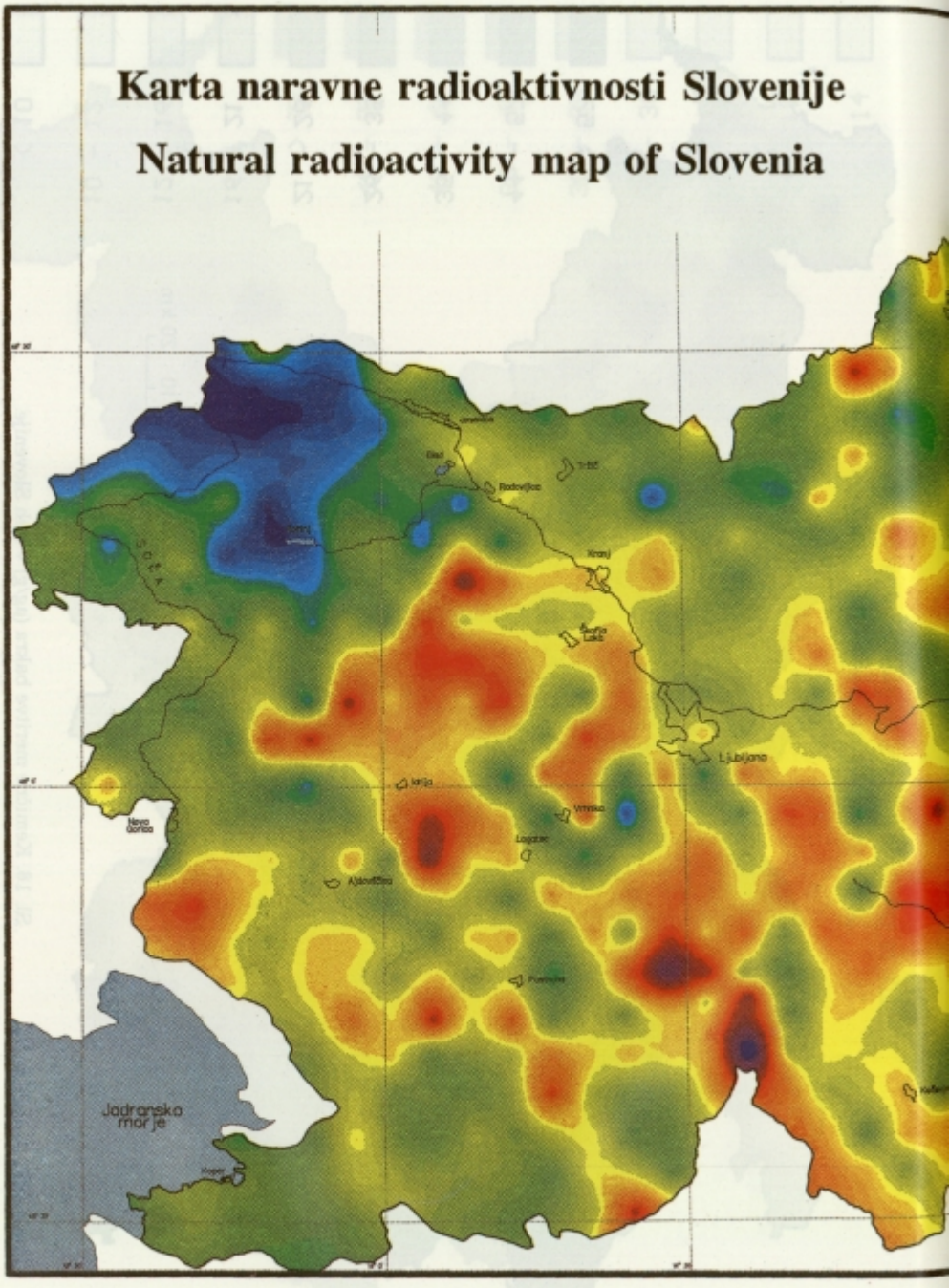
Sl. 15. Kemične meritve svinca (µg/g) v tleh Slovenije

Fig. 15. Distribution of ICP determined lead (µg/g) in soils of Slovenia



Sl. 16. Kemične meritve bakra (μg/g) v tleh Slovenije

Fig. 16. Distribution of ICP determined copper (μg/g) in soils of Slovenia



Sl. 17. Karta naravne radioaktivnosti Slovenije

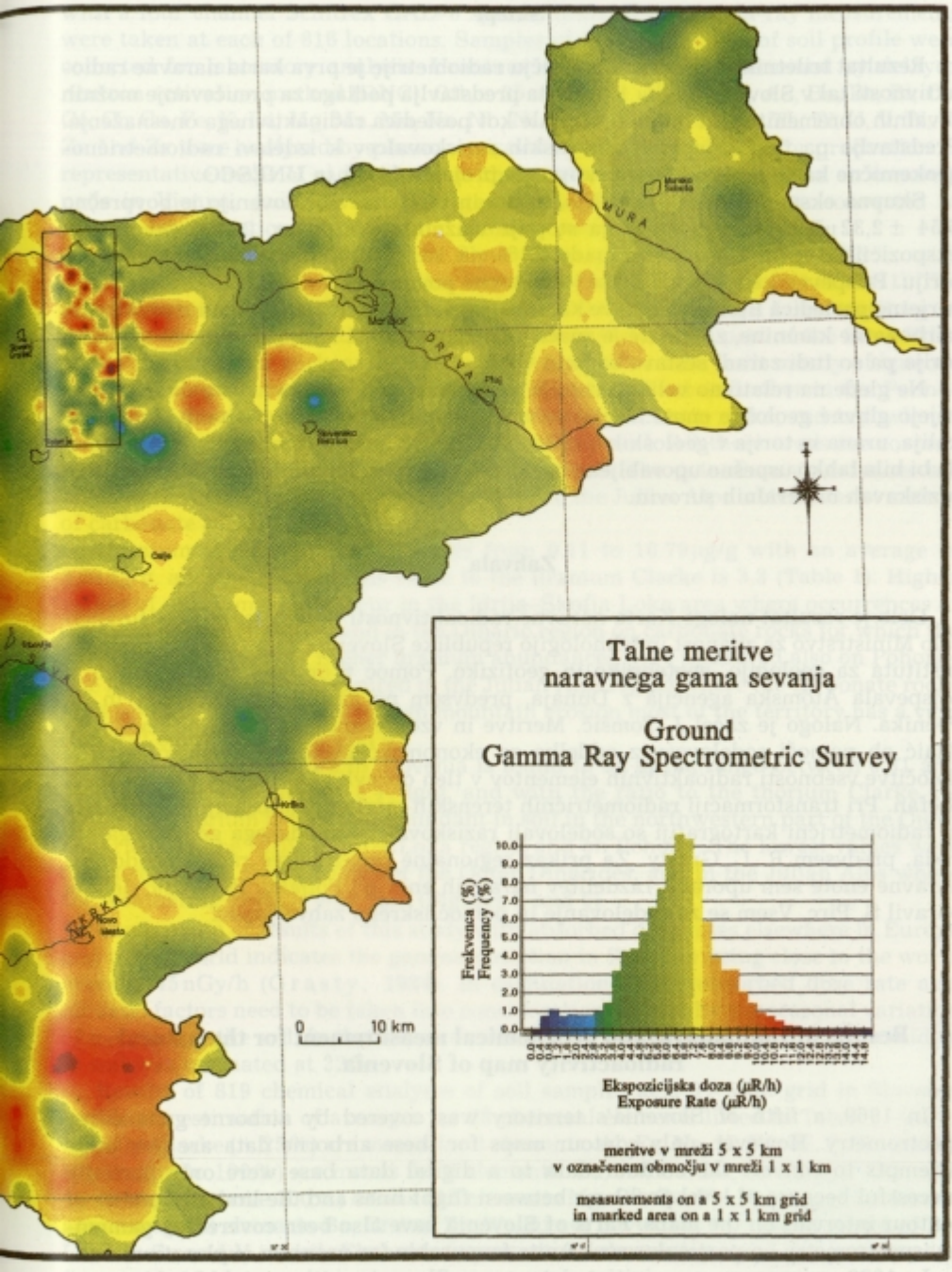


Fig. 17. Natural radioactivity map of Slovenia

Sklepi

Rezultat triletnih raziskav na področju radiometrije je prva karta naravne radioaktivnosti tal v Sloveniji (slika 17). Le-ta predstavlja podlago za preučevanje možnih sevalnih obremenitev, ki bi lahko nastale kot posledica radioaktivnega onesnaženja. Predstavlja pa tudi prispevek slovenskih raziskovalcev k izdelavi radiometrično-geokemične karte sveta v okviru skupnega projekta IAEA in UNESCO.

Skupna ekspozicijska doza kalija, urana in torija za vso Slovenijo je povprečno 6,54 ± 2,32 μR/h brez upoštevanja stopnje vlažnosti tal (povpr. 22 %). Od skupne ekspozicijske doze 6,54 μR/h odpade 28 % na kalij, 32 % pripada uranu in 40 % toriju. Prispevek kalija je nižji, kot je svetovno povprečje za zemeljsko skorjo, kar je verjetno posledica litološke sestave kamnin, saj več kot polovico Slovenije prekrivajo karbonatne kamnine, za katere je značilna nižja vsebnost kalija. Vsebnosti urana in torija pa so tudi zaradi sestave kamnin višje.

Ne glede na relativno velike razdalje med lokacijami meritev, karte dobro nakazujejo glavne geološke enote in glavne smeri razporeditve radioaktivnih elementov kalija, urana in torija v geoloških strukturah. Uporabljena metodologija je dokazala, da bi bila lahko uspešno uporabljena pri monitoringu okolja, geološkem kartiranju in raziskavah mineralnih surovin.

Zahvala

Delo je rezultat naloge Karta naravne radioaktivnosti Slovenije, ki jo je financiralo Ministrstvo za znanost in tehnologijo republike Slovenije z vsestransko podporo Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko. Pomoč v opremi in štipendijah je prispevala Atomska agencija z Dunaja, predvsem po zaslugi M. Tauchida in M. Pečnika. Nalogo je začel J. Tomšič. Meritve in vzorčevanje na terenu je izvajal Z. Klaić ob pomoči sodelavcev z oddelka za ekonomsko geologijo. Spektrometrične določitve vsebnosti radioaktivnih elementov v tleh opravlja D. Brajnik z Inštituta J. Stefan. Pri transformaciji radiometričnih terenskih meritev, kalibraciji inštrumenta in radiometrični kartografiji so sodelovali raziskovalci Kanadskega geološkega zavoda, predvsem R. L. Grasty. Za prikaz regionalne porazdelitve radionuklidov na naravne enote sem uporabil razdelitev naravnih enot po Poljaku. Recenzijo dela je opravil S. Pirc. Vsem se za sodelovanje in pomoč iskreno zahvaljujem.

Results of radiometric and geochemical measurement for the natural radioactivity map of Slovenia

In 1969, a fifth of Slovenia's territory was covered by airborne gamma-ray spectrometry. However, only contour maps for these airborne data are available. Attempts to convert the contour data to a digital data base were only partially successful because of level problems between flight lines and the limited number of contour intervals on the maps. Parts of Slovenia have also been covered by gamma-ray spectrometry on particular rock units favourable for uranium exploration.

In 1990, a program was initiated to cover Slovenia with portable gamma-ray spectrometer measurements on a 5 × 5 km grid. The measurements were performed

with a four channel Scintrex GAD-6 spectrometer. Five gamma-ray measurements were taken at each of 816 locations. Samples of the upper 10 cm of soil profile were collected for laboratory analysis. Uranium in samples was determined by delayed neutron activation method (DNC). Other 35 elements: Ag, Al, As, Au, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, Th, Ti, U, V, W, Y, Zn and Zr were analyzed by plasma emission spectrometry (ICP). For production of representative maps of radio-elements the spectrometer was calibrated on concrete pads in Vienna, Austria. The field gamma-ray measurements were converted to ground concentrations of potassium, uranium and thorium.

Concentrations of potassium in Slovenia vary between 0.05 and 4.63 %, with a mean of 1.23 %, and the ratio of this average to the Clarke value is 0.9 (Table 1). The highest potassium contents were measured in the Idrija-Škofja Loka territory in which predominantly clastics are exposed, and in the eastern part of the Sava Hills, consisting of similar rock, as well as in the Pohorje Mountain built mostly of igneous and metamorphic rocks. Higher potassium abundances occur further in the Pannonian basin where tops of elevations consist mainly of clastic rocks, and in lowlands the broad river valleys are filled with alluvial deposits. All these areas are covered with rich soils on which a dense vegetation grows. The potassium abundances are much lower in the territory of the Dinarides and the Julian Alps which consist mainly of carbonate rocks (Figures 1 and 2).

Uranium in Slovenian soils varies from 0.11 to 16.79 μg/g with an average of 3.23 μg/g, and the ratio of this value to the uranium Clarke is 3.3 (Table 1). Higher values of uranium in soil occur in the Idrija–Škofja Loka area where occurrences of uranium ore are frequent, and in the Dinaric region on carbonate rocks for which the karstic relief is typical. Higher uranium abundances were measured also on Pohorje. The lowest values were measured in the Julian Alps region where the carbonate rocks are also karstified, but due to high mountain erosion most of the territory has a very thin soil cover (Figures 3 and 4).

Occurrence of thorium in Slovenia is found to be in the range between 0.31 and 21.86 μg/g, on the average 8.47 μg/g, and with the ratio to the thorium Clarke 1.4 (Table 1). Thorium is the most abundant in soil in the northwestern part of the Outer Dinarides, in the Idrija–Škofja Loka region and on Pohorje. The lowest values were measured in the flysch basins of the Outer Dinarides, and in the Julian Alps where the weathering crust is very thin (Figures 5 and 6).

Comparison of results of this study with absorbed dose rates elsewhere in Europe and in the world indicates the gamma radiation in Slovenia being close to the world average 45 nGy/h (Grasty, 1984). In calculation of the absorbed dose rate also climatic factors need to be taken into consideration, especially the seasonal variation of moisture in the soil. In the samples collected for comparison the average humidity in soil was estimated at 22 %.

Results of 819 chemical analyses of soil samples at a 5 × 5 km grid in Slovenia enable the estimation of averages for 28 chemical elements listed in Table 1. About equal to Clarke (± 25 %) are means for 8 elements, Al, Fe, Na, K, K*, Ti, P, Mn and V. Higher (up to 100 %) are means for 6 elements: Ca, As, Cu, Ni, Sr, Th and Th*, and much higher (above 100 %) means of 6 elements Mg, Cd, Co, Pb, U, U* and Zn. Lower are means of 3 elements Ba, Cr and Zr. We do not have data for Clarke values of Be, La, Nb, Sc and Y in soil. Elements important for the environment are presented in figures 10–16.

Generally it appears that the elemental averages in soils in Slovenia exceed the

world averages. These first data on distribution of chemical elements represent a challenge for further geochemical investigations of the Slovenian territory.

Comparison of field gamma measurements converted to potassium, uranium and thorium concentrations in soil with laboratory determinations of soil samples shows a good correlation.

The result of the project is the first map of natural radioactivity for entire Slovenia (Figure 17). The map is a good basis for the study of possible radiation hazards as a consequence of radioactive pollution, and beside that, a contribution of Slovenia to the construction of the Geochemical map of the world which is in elaboration under a common project of UNESCO and IAEA.

The average total exposure rate for potassium, uranium and thorium in Slovenia is $6.54 \pm 2.32\,\mu R/h$. This result is not corrected for soil humidity which is on the average 22 %, and which either increases or reduces the calculated exposure rate in the areas. Of the total mean exposure rate $6.54\,\mu R/h$ 28 % is related to potassium, 32 % to uranium and 40 % to thorium. The contributoin of potassium is lower than the world average for the Earth's crust. The reason is probably the lithology, since more than half of the Slovenian territory consists of carbonate rocks for which lower potassium abundances are typical, and higher (in insoluble residue) abundances of uranium and thorium.

Regardless of the relatively large spacing between measurement localities, the principal geological units and trends of the distribution of radioactive elements potassium, uranium and thorium in geological structures are well indicated by the map. The applied methodology has proved useful for environment monitoring, geological mapping and mineral exploration.

Literatura

Andjelov, M., Tomšič, J. & Brajnik, D. 1992: Osnove za pripravo radiometrične karte Slovenije. – Onesnaževanje in varstvo okolja. Geologija in tehnika za okolje. Zbornik, Zavod za tehnično izobraževanje, 222–225, Ljubljana.

Andjelov, M. 1993: Use of ground gamma ray spectrometric survey for elaboration of radioelement geochemical maps. Manuscript. – Final report for 1993, Research Contract No. 6793/R1/RB, IAEA, Vienna.

Grasty, R. L., Carson, J. M., Charbonneau, B. W. & Holman P. B. 1984: Natural background radiation in Canada. – Bulletin 360, Geological Survey of Canada, Ottawa.

IAEA, 1990: International Atomic Energy Agency: The use of gamma ray data to define the natural radiation environment. – Technical report 566, IAEA, Vienna.

Judovič, Ja. E., Ketris, M. P. & Merc, A. B. 1985: Elementi-primesi v iskopajemih ugljah. – Nauka, Leningradskoje otdelenije, 239 pp., Leningrad.

Pirc, S. & Zupančič N. 1989: Geokemična karta Istre in Slovenskega primorja. Rokopis – Geokemija kamnin Slovenije. FNT Montanistika, Ljubljana.

Poljak, M. 1987: Homogene naravne enote, bazirane na geografsko-geoloških značilnostih SR Slovenije. – Uporaba satelitskih metod teledetekcije za ocenjevanje izrabe tal in za potrebe kmetijstva in gozdarstva, Projekt: FAO:TCP/YUG/4502(T), 7 pp., Ljubljana.

Rösler, H. J. & Lange, H. 1972: Geochemical tables. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

UNSCER, 1982: Sources and biological effects of ionizing radiation. – United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation 1982, United Nations, New York.

GEOLOGIJA *36*, 249–338(1993), Ljubljana 1994

UDK 553.44:622.344:551.735:551.24(497.12)=863

O problematiki Litijskega rudnega polja

On the problems of the Litija ore field

Ivan Mlakar
Geološki zavod Ljubljana, Dimičeva 14, 61000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Kritično smo izvrednotili vse informacije o danes nedostopnih Pb, Zn, Ba rudiščih Litija, Zavrstnik, Zagorica, Maljek, Hrastarija in Štriglovec. Podatke smo dopolnili in odgovorili na številna doslej nerešena vprašanja.

Na preiskanem območju smo dokazali obstoj srednjetriasne tektonsko erozijske faze, razčlenili staroterciarno narivno zgradbo in določili relativno starost različnih neotektonskih prelomnih sistemov.

Posebno pozornost smo namenili rudišču Litija ali Sitarjevec. S podatki o debelih vložkih skrilavega glinovca med karbonskim peščenjakom smo rekonstruirali geološko zgradbo rudišča, zbrali dokaze o konkordantni oziroma diskordantni legi rudnih teles ter pojasnili nekatere odnose med predrudno in porudno tektoniko. Z geokemičnimi raziskavami smo dokazali prisotnost obsežne disperzne aureole, pri čemer so anomalije, ki jih dajejo Pb, Hg in Ba, najbolj izrazite.

Tudi lego drugih rudišč smo določili v prostoru in stratigrafski lestvici. Na koncu smo podali še naše poglede o nastanku in starosti orudenja. Gre za hidrotermalna, subvertikalna, epigenetska, pretežno diskordantna rudna telesa z neizrazito vertikalno zonalnostjo.

Delo je sinteza o poznavanju geološke zgradbe in orudenja v Litijskem rudnem polju.

Abstract

All available information on the now inaccessible Pb–Zb–Ba deposits Litija, Zavrstnik, Zagorica, Maljek, Hrastarija and Štriglovec was critically evaluated. Data were completed and numerous earlier unsolved questions were answered.

In the studied area the existence of a Middle Triassic tectonic–erosional phase was proved, the Old Tertiary overthrust structure analyzed and the relative ages of various neotectonic fault systems established.

Special attention was attributed to the Litija, or Sitarjevec, deposit. On the ground of data on position of thick shale intercalations within Carboniferous sandstone the geological structure of the deposit was reconstructed, proofs on the conforming or unconforming position of orebodies collected, and certain relationships between the pre-ore and post-ore tectonics clarified. With geochemical investigations the presence of an extensive dispersion halo was proved, in which the anomalies produced by Pb, Hg and Ba are the best expressed.

Also the position of other deposits in space and in stratigraphic column was defined. At the end also the author's views on genesis and age of mineralization

are presented. Orebodies are hydrothermal, subvertical, epigenetic and predominantly discordant, with poorly expressed vertical zoning.

The work is a synthesis of understanding of geological structure and mineralization in the Litija ore field.

Uvod

V deset kilometrov dolgem pasu med naseljema Štangarske Poljane na zahodu in Mamolj na vzhodu so nekdaj rudarili na številnih mestih. Gre za Pb, Zn, Ba rudišča Sitarjevec, Zavrstnik, Zagorica in Maljek ter druge manj pomembne rudne pojave.

Rudarstvo je pred več desetletji zamrlo, mnogi zelo zanimivi geološki problemi Litijskega rudnega polja, kot imenujemo to območje, pa so ostali nepojasnjeni.

Rudonosno ozemlje smo pred nekaj leti podrobneje preiskovali v okviru naloge Metalogenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije. Zelo obsežno dokumentacijo o danes nedostopnih rudiščih smo pregledali, jo izvrednotili in uskladili z novimi podatki na površju. S to razpravo skušamo odgovoriti na nakopičena vprašanja.

Kratek pregled dosedanjih raziskav na širšem litijskem prostoru

Med prvimi je zbral nekaj podatkov iz okolice Litije Lipold (1858). Kasneje sta preiskovala ozemlje Teller (1907) in Kossmat (1884, 1913). Vzhodna polovica litijskega prostora je na tiskani Tellerjevi geološki karti Celje – Radeče merila 1:75 000, zahodna pa na Kossmatovi manuskriptni karti Ljubljana v istem merilu. Tolmačev k tema kartama ni.

Iz starejšega raziskovalnega obdobja moramo omeniti še študije o tektogenezi širšega prostora (Winkler, 1923) in morfoloških karakteristikah ozemlja (Rakovec, 1931).

Leta 1949 so Vozelj, Tovšakova in Piškur geološko kartirali 3 km² ozemlja južno od Save v merilu 1:5000, Mihajlovićeva (1951) pa je na podlagi številnih številčnih podatkov prikazala potresne karakteristike litijskega območja. Geološko karto širšega litijskega prostora (100 km²) sta izdelala Grad in Nosan leta 1957 v merilu 1:10 000; del podatkov je Grad (1961) objavil.

V svojih razpravah se je Premru (1974, 1976, 1980) ukvarjal s stratigrafsko in tektonsko problematiko osrednje in vzhodne Slovenije, leta 1983 pa smo dobili Osnovno geološko karto – list Ljubljana s tolmačem (Premru, 1983 a, b).

Najnovejše publikacije obravnavajo starost karbonskih skladov (Kolar – Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986), strukturo Posavskih gub kot celoto (Mlakar, 1987) ter geološke razmere severno od Litije (Mlakar, Skaberne & Drovenik, M. 1993).

Geološki karti merila 1:5000, ki smo ju izdelali v letih 1984 in 1985 ter v obdobju 1989 do 1991 (Litija) po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov, sta nam služili kot osnova za vrednotenje vseh doslej zbranih podatkov s tega prostora. Nova geološka karta litijsko-šmarskega območja (sl. 1) obsega 24 m² in se na severu naslanja neposredno na karto, objavljeno v okviru razprave iz leta 1993 (Mlakar et al., 1993, sl. 1); na podrobnosti povezave smo ob severnem robu 1. slike posebej opozorili. Drugo – vzhodneje ležeče malješko območje prikazujemo na sliki 2a in zajema 6,5 km² ozemlja.

Geološka zgradba ozemlja

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti. Nekaj informacij o razvoju karbonskih skladov na litijsko-šmarskem in malješkem območju najdemo že v starejši literaturi (Tornquist, 1929a), pri čemer so Gradovi in Nosanovi (1957) ter Bercetovi podatki (1962) bolj sprejemljivi kot oni iz kasnejšega obdobja in se nanašajo na litijsko podcono (Premru, 1983b, sl. 4).

Osnovno razčlenitev karbonskih plasti Posavskih gub v superpozicijske enote in podenote smo nakazali pred nekaj leti (Mlakar, 1987). Podrobneje smo jih opisali z območja severno od Litije (Mlakar et al., 1993). Na obravnavanem ozemlju (sl. 1 in 2a) se javljajo karbonski skladi v enakem razvoju (sl. 3). V prispevku opozarjamo le na posebnosti, zato je treba poznati tudi omenjeni razpravi.

Temno sivi skrilavi glinovci s posameznimi polami meljevca karbonske superpozicijske enote a, s katerimi pričenja regresijski niz usedlin, se pokažejo v neznatnem izdanku na severnem obrobju litijsko-šmarskega ozemlja, v enem levih pritokov Berečanovega grabna (sl. 1). Na večji površini jih najdemo v jedru antiklinale v Bukovem potoku in pri Mamolju (sl. 2a). Erozija je razkrila le zgornjih 50 metrov teh plasti.

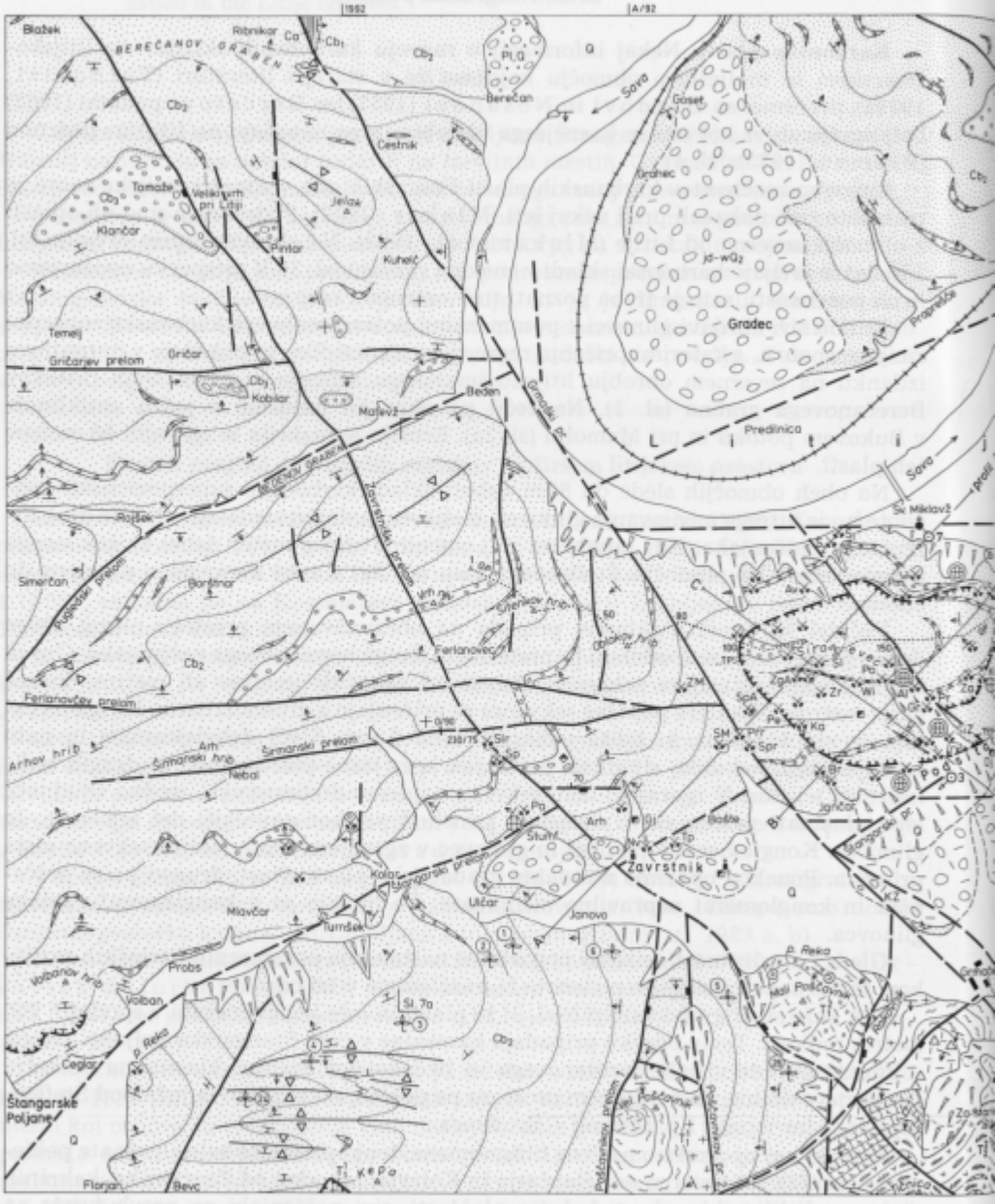
Na obeh območjih slede do 80 m debeli skladi karbonske superpozicijske podenote b_1, iz hitrega menjavanja glinovca, meljevca in drobnozrnatega ali zelo drobnozrnatega peščenjaka. Kot posebnost naj omenimo okrog meter debel vložek sivega konglomerata na območju Šteficovega laza (sl. 2a) z zrni kremena v premeru do 0,6 cm.

Večidel karbonskih skladov pripada na obravnavanem prostoru okrog 800 m debeli superpozicijski podenoti b_2 pretežno iz sivega kremenovega peščenjaka. Gre za številne sedimentacijske sekvence, debele od nekaj decimetrov ali metrov do več deset metrov. Nekatere popolne sekvence se pričenjajo z drobnozrnatim konglomeratom iz zrn kremena in lidita velikosti 4 do 8 mm. Sledi debelejezrnati in nato srednjezrnati, nekoliko sljudnati peščenjak brez jasne plastovitosti in drugih sedimentnih tekstur. V zgornjem delu sekvenc najdemo drobnozrnati, močno sljudnati, lepo plastnati peščenjak in meljevec, ponekod pa, kot najmlajši del sekvence, še glinovec. Konglomerat v podlagi in glinovec v zgornjem delu v večini sekvenc nista prisotna. Ponekod opazimo normalno gradacijsko plastovitost, drugod pa se peščenjak in konglomerat nepravilno menjavata. Tu in tam so v konglomeratu splake glinovca.

Glede na prisotnost oziroma pogostnost nastopanja posameznih litoloških različkov, lahko superpozicijsko podenoto b_2 razčlenimo v tri odseke.

Kot kaže stratigrafski stolpič (sl. 3) so plasti in leče konglomerata v spodnjih 200 metrih redkost. Temu odseku pripadajo kamenine v coni Štangarske Poljane – Kepa – Zavrstnik, one vzdolž Berečanovega in Bedenovega grabna, klastiti na območju Dragarjeve doline, na malješkem prostoru pa peščenjaki severno in južno od Šteficovega laza ter v pasu Zg. Mamolj – Sv. Janez.

Posebej naj opozorimo na črne bituminozne, tenkoploščaste zelo sljudnate peščenjake in meljevce severno od Mlavčarja in Kolarja, zahodno od Zavrstnika, kakršnih nismo zasledili nikjer drugod. Lepo ploščasti, sivi peščenjaki pa prevladujejo na celotnem območju južneje od tod. Ob gozdni cesti severovzhodno od Bevca so kamenine najlepše razgaljene.



Sl. 1. Geološka karta območja Litija–Šmartno

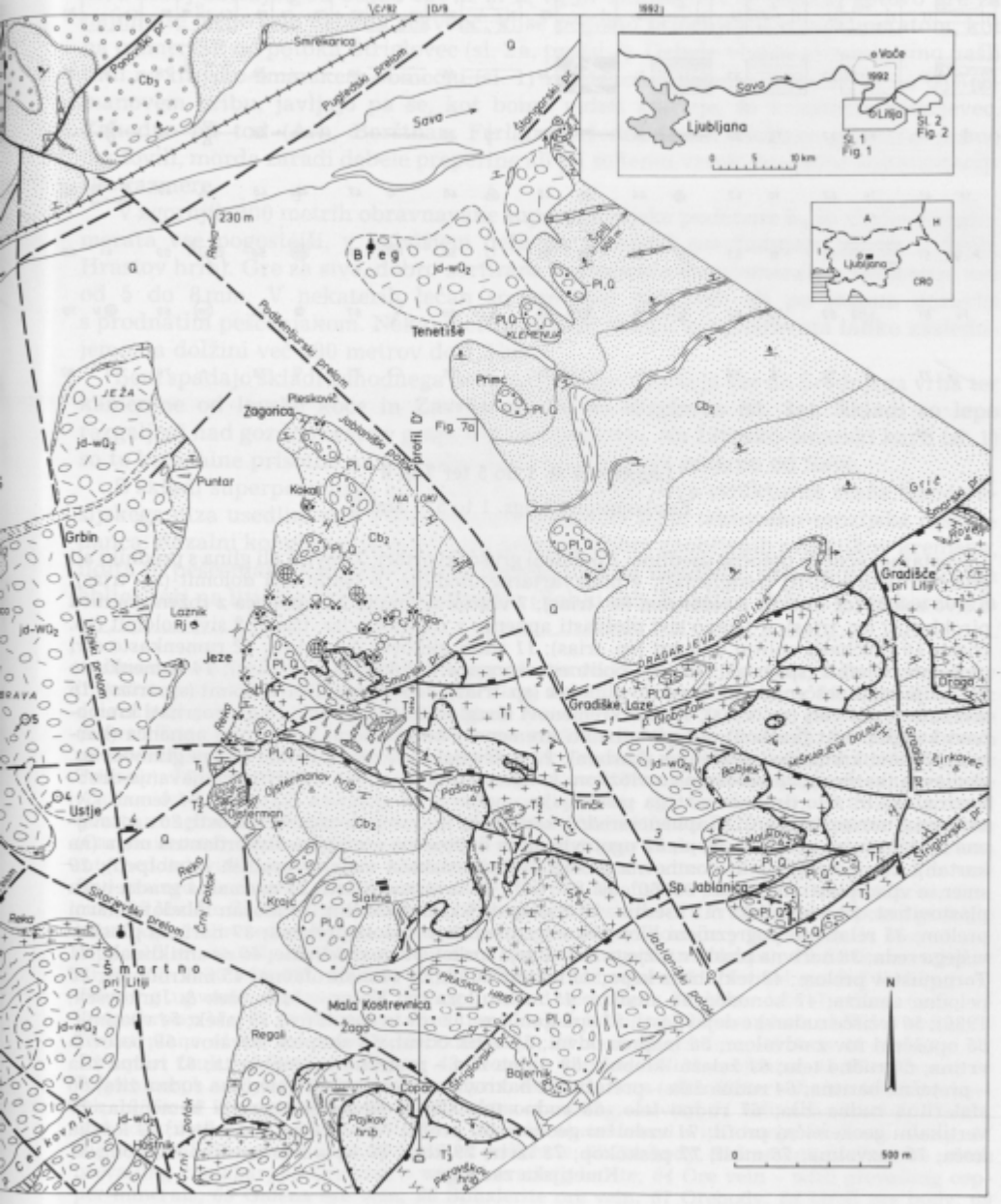
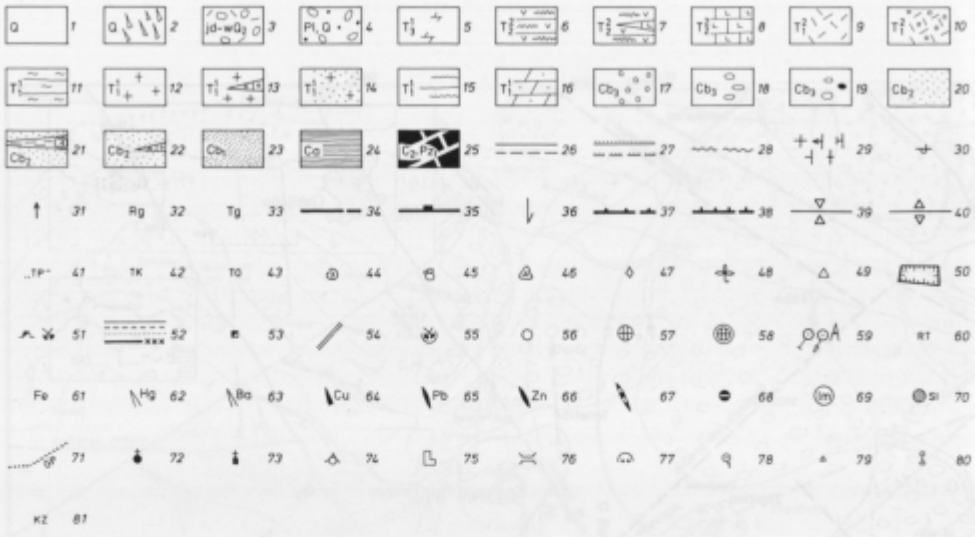


Fig. 1. Geological map of the Litija– Šmartno area



Legenda k sl. 1 do 5 ter 7 in 9

Explanation of figs. 1 to 5, 7 and 9

1 kvartarne rečne in potočne usedline; *2* pobučni grušč (kvartar); *3* ilovica ali glina s prodniki ali gruščem (würm-II/III postglacial); *4* pliokvartarne usedline; *5* svetlo sivi dolomit (zg. trias); *6* sivo zeleni tuf in tufit z rožencem (sr. trias); *7* vložek dolomita ali apnenca z rožencem med piroklastiti (sr. trias); *8* temno sivi ploščasti apnenec z rožencem (sr. trias); *9* sivi dolomit (sp. trias); *10* rdečkasti oolitni dolomit (sp. trias); *11* rdeči glinovec (sp. trias); *12* rumenkasto sivi ploščasti dolomit (sp. trias); *13* leča oolitnega apnenca v dolomitu (sp. trias); *14* rumenkasto rjavi sljudnati peščenjak, meljevec in glinovec (sp. trias); *15* stromatolitni dolomit (sp. trias); *16* sivi satasti dolomit (sp. trias); *17* sivi kremenovi konglomerat (karbon); *18* grobozrnati kremenovi konglomerat (karbon); *19* grobozrnati kremenovi konglomerat s prodniki apnenca (karbon); *20* sivi kremenovi peščenjak (karbon); *21* peščenjak z vložkom temno sivega glinovca oz. skrilavca (karbon); *22* peščenjak z vložkom konglomerata (karbon); *23* hitro menjavanje drobnozrnatega in zelo drobnozrnatega peščenjaka, meljevca in glinovca (karbon); *24* temno sivi skrilavi glinovec (karbon); *25* apnenci srednjekarbonske in staropaleozojske starosti; *26* ugotovljena in domnevna geološka meja; *27* ugotovljena in domnevna erozijsko-diskordantna meja (na kartah); *28* ugotovljena in domnevna erozijsko-diskordantna meja (v profilih in stolpcu); *29* smer in vpad plasti (0°, 0–30°, 30–60°, 60–89°, 90°); *30* inverzne plasti; *31* normalna gradacijska plastovitost; *32* regresijski niz usedlin, *33* transgresijski niz usedlin; *34* močan mladoterciarni prelom; *35* relativno pogreznjeni blok; *36* smer premikov vzdolž preloma; *37* narivna ploskev višjega reda; *38* narivna ploskev nižjega reda (meja luske); *39* os sinklinale; *40* os antiklinale; *41* Tornquistov prelom; *42* tektonska krpa; *43* tektonsko okno; *44* makrofavna; *45* mikrofavna; *46* pelodna analiza; *47* konodontna analiza; *48* makroflora (po Kolar – Jurkovšek & Jurkovšek, 1986); *50* težišče rudarske dejavnosti; *51* opuščeni rov; *52* rov in zasuti rov; *53* jašek; *54* vpadnik; *55* opuščeni rov z odvalom; *56* majhen odval; *57* velik odval; *58* skupina odvalov; *59* poševna vrtina; *60* rudno telo; *61* železni klobuk; *62* rudna žila – pretežno iz cinabarita; *63* rudna žila – pretežno baritna; *64* rudna žila – pretežno iz bakrovih mineralov; *65* galenitna rudna žila; *66* sfaleritna rudna žila; *67* rudno telo; *68* rudno telo Groll; *69* limonitizirana kamenina; *70* vertikalni geokemični profil; *71* vzdolžni geokemični profil; *72* cerkev; *73* kapelica; *74* lovska koča; *75* razvalina; *76* most; *77* peskokop; *78* izvir; *79* kota; *80* kota z antenskim stolpom; *81* Kmetijska zadruga

1 Quaternary fluvial and stream sediments; *2* Slope scree (Quaternary); *3* Loam or clay with gravel or talus slope (Würm-II/III Postglacial); *4* Plioquaternary sediments; *5* White grey dolomite (Upper Triassic); *6* Grey green tuff and tuffite with chert (Middle Triassic); 7 Dolomite

Značilnost naslednjega, okrog 350 m debelega odseka so od nekaj metrov do 40 m (maksimalno 80 m) debeli vložki glinovca. Javljajo se v vsaj štirih nivojih, oddaljenih med seboj običajno od 50 do 120 m in le tu in tam do 170 m. Skoraj gotovo gre za najmlajše člene zelo debelih sekvenc, ki se pogosto pričenjajo s konglomeratom, kot na primer SE od potoka Štriglovec (sl. 2 a, profil J). Debele vložke glinovca smo našli tudi na litijsko-šmarskem območju (sl. 1) vzhodno od naselja Tenetiše in na Ojstermanovem hribu, javljajo pa se, kot bomo videli kasneje, še v rudišču Sitarjevec. Zahodno od tod (Arh, Borštnar, Ferlanovec) debelejših vložkov glinovca nismo ugotovili, morda zaradi debele preperine ali pa so temu vzrok drugačne sedimentacijske razmere.

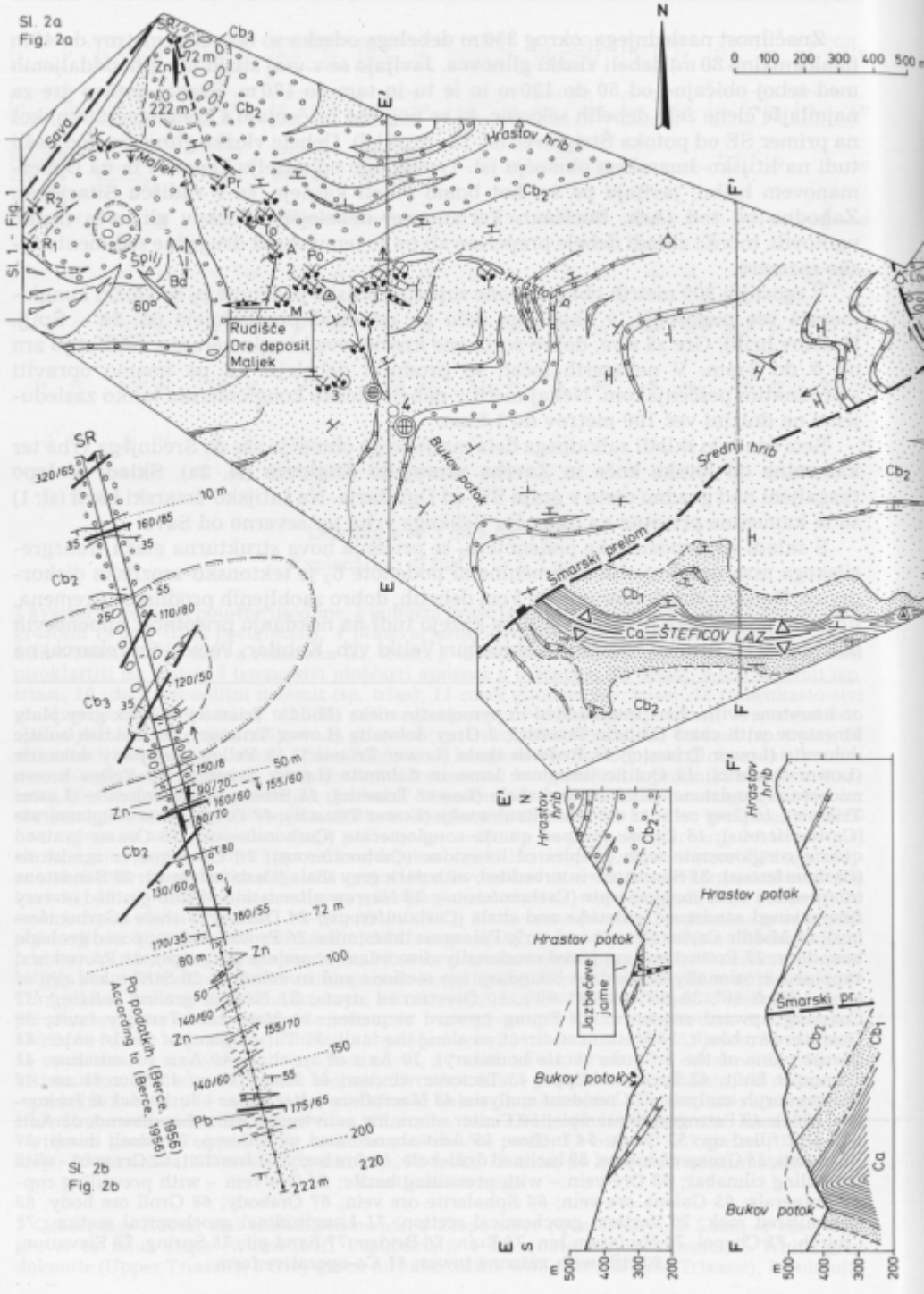
V zgornjih 300 metrih obravnavane superpozicijske podenote b_2 so vložki konglomerata vse pogostejši, v najvišjem delu pa ponekod prevladujejo (sl. 2a – Špilj, Hrastov hrib). Gre za sive, dobro sortirane kremenove konglomerate z velikostjo zrn od 5 do 8 mm. V nekaterih lečah so prodniki debelejši ali pa imamo opraviti s prodnatim peščenjakom. Nekaj metrov debele vložke konglomerata lahko zasledujemo na dolžini več 100 metrov do 1,5 km.

Sem spadajo skladi zahodnega dela malješkega območja vse do Srednjega vrha ter kamenine od lovske koče in Zavrha skoraj do Štiglovca (sl. 2a). Skladi so lepo razgaljeni nad gozdno cesto v grapi SW od Ognišarja. Na Litijsko-šmarski karti (sl. 1) so te kamenine prisotne na območju Velikega vrha ter severno od Save.

S skladi superpozicijske podenote b_3 se pričenja nova strukturna etaža transgresijskega niza usedlin; stik s kameninami podenote b_2 je tektonsko-erozijska diskordanca. Bazalni konglomerat iz do 5 cm debelih, dobro zaobljenih prodnikov kremena, lidita in peščenjaka (izlužene votline kažejo tudi na nekdanjo prisotnost apnenčevih oblic), leži na litijsko-šmarskem območju (Veliki vrh, Kobilar, Pečice–Smrekarca) na

---

or limestone with chert interbedded in pyroclastic rocks (Middle Triassic); *8* Dark grey platy limestone with chert (Middle Triassic); *9* Grey dolomite (Lower Triassic); *10* Reddish oolitic dolomite (Lower Triassic); *11* Reddish shale (Lower Triassic); *12* Yellov grey platy dolomite (Lower Triassic); *13* Oolitic limestone lense in dolomite (Lower Triassic); *14* Yellov brown micaceous sandstone, siltstone and shale (Lower Triassic); *15* Stromatolitic dolomite (Lower Triassic); *16* Grey cellular dolomite-Rauhwacke (Lower Triassic); *17* Grey quartz conglomerate (Carboniferous); *18* Coarse grained quartz conglomerate (Carboniferous); *19* Coarse grained quartz conglomerate with pebbles of limestone (Carboniferous); *20* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *21* Sandstone interbedded with dark grey shale (Carboniferous); *22* Sandstone interbedded with conglomerate (Carboniferous); *23* Narrow alternation of fine-grained or very fine-grained sandstone, siltstone and shale (Carboniferous); *24* Dark gray shale (Carboniferous); *25* Middle Carboniferous and early Paleozoic limestones; *26* Proved and supposed geologic boundary; *27* Proved and supposed erosionally-discordant boundary (on maps); *28* Proved and supposed erosionally-discordant boundary (on sections and in column); *29* Strike and dip of strata (0°, 0–30°, 30–60°, 60–89°, 90°); *30* Overturned strata; *31* Normal graded bedding; *32* Coarsing upward sequence; *33* Fining upward sequence; *34* Main late Tertiary fault; *35* Downthrown block; *36* Movement direction along the fault; *37* Thrust plane of the 1st order; *38* Thrust plane of the 2nd order (scale boundary); *39* Axis of syncline; *40* Axis of anticline; *41* Tornquist fault; *42* Tectonic klippe; *43* Tectonic window; *44* Macrofauna; *45* Microfauna; *46* Palynomorph analysis; *47* Conodont analysis; *48* Macroflora (after Kolar – Jurkovšek & Jurkovšek, 1986); *49* Petrographic sample; *50* Center of mining activity; *51* Adit abandonend; *52* Adit and adit filled up; *53* Shaft; *54* Incline; *55* Adit abandonend with dump; *56* Small dump; *57* Big dump; *58* Group of dumps; *59* Inclined drill-hole; *60* Ore body; *61* Iron hat; *62* Ore vein – with prevailing cinnabar; *63* Ore vein – with prevailing barite; *64* Ore vein – with prevailing copper minerals; *65* Galena ore vein; *66* Sphalerite ore vein; *67* Orebody; *68* Groll ore body; *69* Limonitized rock; *70* Vertical geochemical section; *71* Longitudinal geochemical section; *72* Church; *73* Chapel; *74* Mountain Inn; *75* Ruin; *76* Bridge; *77* Sand pit; *78* Spring; *79* Elevation; *80* Hill with antenna tower; *81* Co-operative farm



Sl. 2a. Geološka karta in prerezi območja Maljek
Sl. 2b. Geološke razmere v Savskem rovu (SR)

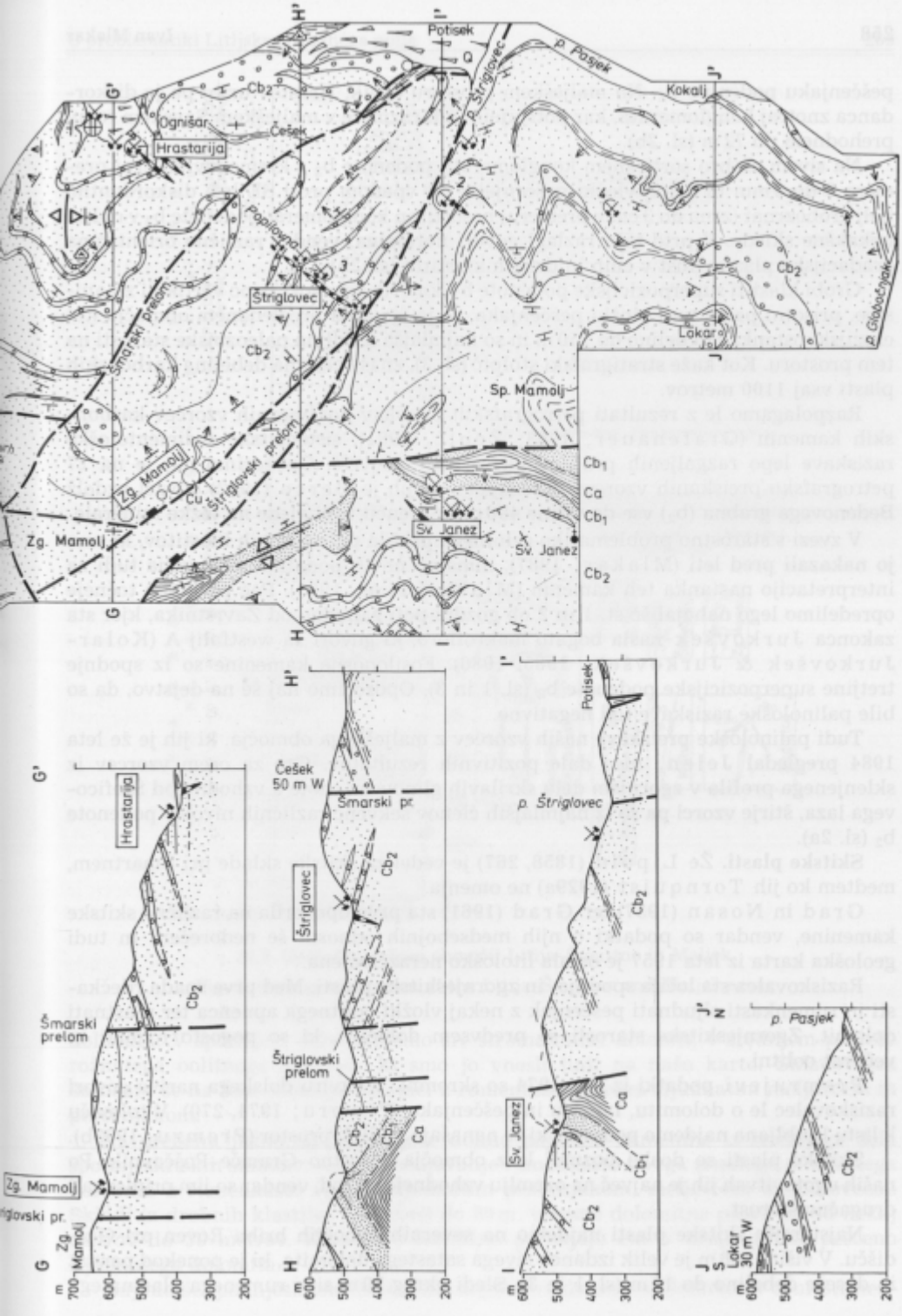


Fig. 2a. Maljek area – Geological map and geological cross sections
Fig. 2b. Geology in the Sava adit (SR)

peščenjaku podenote b_2. Na malješkem prostoru (Špik, Hrastov hrib) pa je diskordanca znotraj konglomerata, kar potrjujejo tudi razmere v malješkem Savskem rovu, prehodnem do 72 m (sl. 2b).

Na sivem, dobro sortiranem konglomeratu podenote b_2 s kremenovimi zrni premera 6 do 8 mm in nekaj vložki peščenjaka ter vpadom proti SE leži diskordantno bolj grobozrnat (zrna do 3 cm v premeru) nesortiran konglomerat podenote b_3 v obliki nekakšne sklede. V prid taki razlagi govori normalna, vendar različno orientirana gradacijska plastovitost v enih in drugih klastitih (sl. 2b).

Grobi klastiti superpozicijske podenote b_3, katerih zrnavost se po vertikali zmanjšuje, prisotni pa so tudi vložki peščenjaka, se javljajo na pregledanem območju kot erozijski ostanki z debelino do 150 m in so najmlajša usedlina paleozojske starosti na tem prostoru. Kot kaže stratigrafski stolpič (sl. 3), znaša celotna debelina karbonskih plasti vsaj 1100 metrov.

Razpolagamo le z rezultati petrografskih preiskav posameznih vzorcev karbonskih kamenin (Grafenauer, 1963; Žepič, 1981), sistematske sedimentološke raziskave lepo razgaljenih profilov pa še niso zaživele. Opozorimo naj le na 27 petrografsko preiskanih vzorcev peščenjaka, ki jih je Berce (1962) odvzel vzdolž Bedenovega grabna (b_2) vse do višine 490 m in preučil tudi glede na težke minerale.

V zvezi s starostno problematiko celotnega profila paleozojskih klastitov, ki smo jo nakazali pred leti (Mlakar, 1987), nimamo novih podatkov, kar velja tudi za interpretacijo nastanka teh kamenin (Mlakar, et al., 1993). Pač pa lahko točneje opredelimo lego nahajališč št. 1 in 2 ob gozdni poti zahodno od Zavrstnika, kjer sta zakonca Jurkovšek našla bogato makrofloro, ki govori za westfalij A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986). Fosilonosne kamenine so iz spodnje tretjine superpozicijske podenote b_2 (sl. 1 in 3). Opozorimo naj še na dejstvo, da so bile palinološke raziskave tod negativne.

Tudi palinološke preiskave naših vzorcev z malješkega območja, ki jih je že leta 1984 pregledal Jelen, niso dale pozitivnih rezultatov. Gre za osem vzorcev iz sklenjenega profila v zgornjem delu skrilavih glinovcev enote a vzhodno od Štefičovega laza, štirje vzorci pa so iz najmlajših členov sekvenc različnih nivojev podenote b_2 (sl. 2a).

Skitske plasti. Že Lipold (1858, 267) je vedel za skitske sklade pri Šmartnem, medtem ko jih Tornquist (1929a) ne omenja.

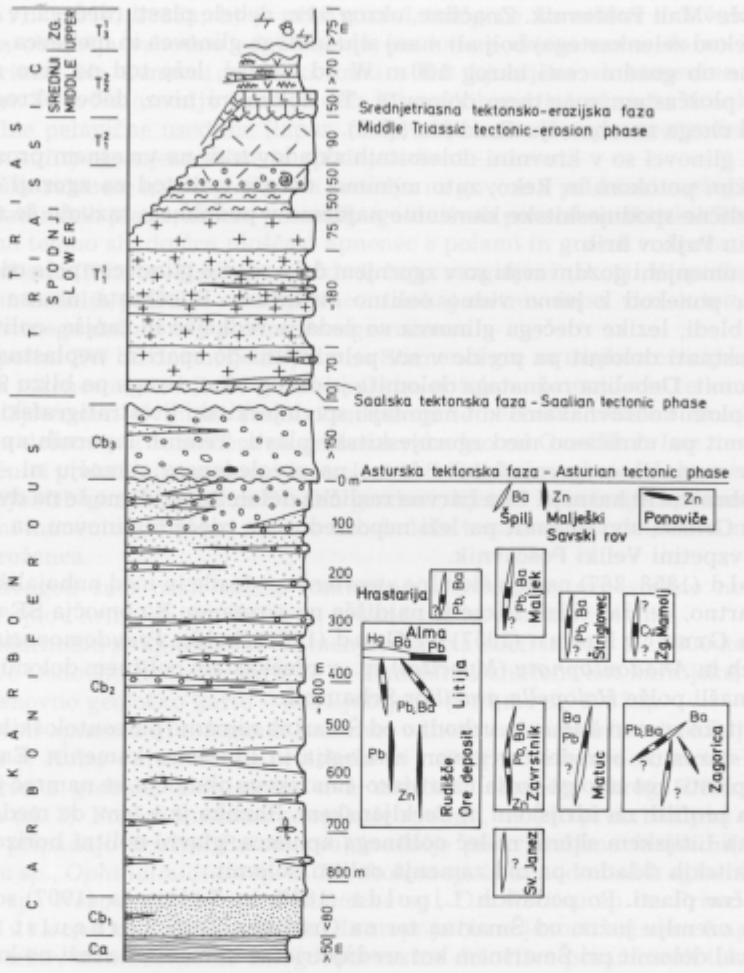
Grad in Nosan (1957) ter Grad (1961) sta prva opozorila na različne skitske kamenine, vendar so podatki o njih medsebojnih odnosih še nedorečeni in tudi geološka karta iz leta 1957 je ostala litološko nerazčlenjena.

Raziskovalca sta ločila spodnje- in zgornjeskitske plasti. Med prve spada rdečkasti in rumenkasti sljudnati peščenjak z nekaj vložki oolitnega apnenca ter plastnati dolomit. Zgornjeskitske starosti so predvsem dolomiti, ki so pogosto rožnati in večkrat oolitni.

Premrujevi podatki iz leta 1974 so skromni. V okviru dolskega nariva govori raziskovalec le o dolomitu, laporju in peščenjaku (Premru, 1974, 270). V tolmaču k listu Ljubljana najdemo podatke, ki se nanašajo na širši prostor (Premru, 1983b).

Skitske plasti so doslej poznali le z območja Šmartno–Grmače–Poščavnik. Po naših ugotovitvah jih je največ na ozemlju vzhodneje od tod, vendar so jim pripisovali drugačno starost.

Najstarejše skitske plasti najdemo na severnih pobočjih hriba Roven pri Gradišču. V višini 500 m je velik izdanek sivega satastega dolomita, ki je ponekod pasnat in doseže debelino do 10 m (sl. 1 in 3). Sledi okrog 70 m sivo rumenega plastnatega



Sl.3. Geološki stolpec območij Litija–Šmartno in Maljek

Fig. 3. Geological column of the Litija–Šmartno and Maljek areas

dolomita. V spodnjem delu najdemo siv stromatolitni dolomit, v srednjem pa lečo rožnatega oolitnega apnenca, ki smo jo vnesli tudi na našo karto. Skladovnica kamenin se na tem območju zaključi z rumenkasto rjavim sljudnatim meljevcem in peščenjakom.

Na grebenu južno od Dragarjeve doline najdemo kamenine iz srednjega dela spodnjeskitskih skladov. Gre za menjavanje rumenkasto sivega zrnatega ploščastega dolomita z rumenkasto rjavim sljudnatim peščenjakom, meljevcem in glinovcem. Skladi iz drobnih klastitov so debeli do 80 m, vmesne dolomitne plasti pa od nekaj metrov do 30 metrov. Kamenine lateralno prehajajo ene v drugo preko peščeno sljudnatega dolomita.

Najmlajše spodnjeskitske kamenine najdemo zahodno od Šmartna v coni Strmen-

ca–Grmače–Mali Poščavnik. Značilne, okrog 50 m debele plasti rdečega (v spodnjem delu ponekod zelenkastega) bolj ali manj sljudnatega glinovca in meljevca, ki so lepo razgaljene ob gozdni cesti okrog 500 m W od Grmač, leže tod na sivo rumenem, običajno ploščastem sparitnem dolomitu. Ta dolomitni nivo, debel okrog 75 m, je mlajši od onega na območju Gradišča (sl. 3).

Rdeči glinovci so v krovnini dolomitnih skladov tudi na vmesnem prostoru med Jablaniškim potokom in Reko, zato menimo, da gre tudi tod za zgornji dolomitni nivo. Različne spodnjeskitske kamenine najdemo v podobnem razvoju še na vzpetinah Seč in Pajkov hrib.

Ob že omenjeni gozdni cesti so v zgornjem delu rdečih glinovcev pole rdečkastega dolomita, ponekod z jasno vidno oolitno strukturo. Rdečkasta niansa dolomita navzgor bledi, lezike rdečega glinovca so čedalje redkejše in tanjše, oolitov je vse manj, plastnati dolomit pa preide v siv pelmikritni do sparitni neplastnati in zelo žilav dolomit. Debelina rožnatega dolomita je okrog 50 m, sivega pa blizu 90 metrov. Oolitni dolomit obravnavamo kot najmlajši spodnjeskitski litostratigrafski horizont, sivi dolomit pa uvrščamo med zgornjeskitske plasti. Temnih lapornih apnencev in apnencev z značilno zgornjeskitsko favno na pregledanem območju ni – to bomo posebej obrazložili kasneje. Oba barvna različka dolomita najdemo še na dveh mestih južno od Grmač, sivi dolomit pa leži neposredno na rdečem glinovcu na Pajkovem hribu in vzpetini Veliki Poščavnik.

Lipold (1858, 267) navaja številne »werfenske« fosile in med nahajališči omenja tudi Šmartno, vendar točne lokacije najdišča ne poznamo. Z območja SE od Grmač omenjata Grad in Nosan (1957) ter Grad (1961) školjke *Pseudomonotis* cf. *clarai* Emmerich in *Anodontophora (Myacites)* sp., v rdečkastem oolitnem dolomitu pa smo pogosto našli polže *Halopella gracilior* Schauroth.

Za skitsko starost kamenin vzhodno od Šmartna nimamo paleontoloških dokazov. Za tako starostno opredelitev govori analogija in litofacies kamenin. Enak razvoj skitskih plasti, kot smo ga opisali z litijsko-šmarskega območja, se namreč javlja tudi v mnogih profilih na Idrijskem in Cerkljanskem. Razlika je v tem, da med drobnimi klastiti na Litijskem skoraj ni leč oolitnega apnenca, glavni oolitni horizont v bazi zgornjeskitskih skladov pa tod zamenja oolitni dolomit.

Anizične plasti. Po podatkih Lipolda (1858) in Tellerja (1907) so anizične plasti na ozemlju južno od Šmartna ter na Gradišču. Tudi Tornquist (1929a) je obravnaval dolomit pri Šmartnem kot srednjetriasni in menil, da leži na karbonskih skladih erozijsko diskordantno.

Grad in Nosan (1957) ter Grad (1961) sta uvrstila v anizično stopnjo triade večji del dolomitov na našem ozemlju in menila, da prehajajo skitske plasti postopoma v anizične. Take geološke razmere prikazuje tudi Osnovna geološka karta – list Ljubljana (Premru, 1983a) na območju Tičnice in Šmartna; ozek pas spodnjeanizičnega dolomita loči skitske plasti od zgornjeanizičnih in spodnjeladinskih skladov. Po podatkih Premruja naj bi tudi vse mezozojske kamenine vzhodno od Šmartna pripadale srednji triadi.

Geološke razmere na Tičnici so drugačne, kot so menili doslej, pisani seriji skladov v coni Šmartno–Gradišče pa smo pripisali skitsko starost; anizičnih plasti tod ni.

Ladinske plasti. Tufogene-ladinske kamenine z ozemlja SW od Šmartna so poznali že starejši raziskovalci (Lipold, 1858; Grad in Nosan, 1957). Z območja vzhodno od tod omenjata Grad in Nosan le izdanek pri Ojstermanu. V primeru, da nastopata črn, ploščast apnenec in tuf skupaj, je apnenec v krovnini (Grad, 1961).

Premru (1974, 1983a, b) je obravnaval tufogene kamenine s Tičnice skupaj s skladi z območja vzhodno od Šmartna, za katere danes vemo, da so iz skitske stopnje triade. Na Osnovni geološki karti – list Ljubljana so kamenine označene s simbolom $T_2^{1,2}$. Na ozemlju južnega dela Posavskih gub združuje ta oznaka miogeosinklinalne pelagične usedline (lapor, meljevec, skrilavec, apnenec, roženec, dolomit, tuf in tufit) zgornjeanizične in spodnjeladinske starosti.

Geološke razmere na pregledanem ozemlju ne govore v prid taki razlagi. Bazalna usedlina ladinskih plasti, ki leže po naših ugotovitvah povsod na skitskih kameninah, je običajno temno siv do črn ploščast apnenec s polami in gnezdi roženca.

Na grebenu Tičnica–Grmače so skladi lepo razgaljeni (sl. 1). V spodnji tretjini okrog 50 m debelih plasti je med apnencem nekaj metrov debel vložek temno sivega mikrosparitnega dolomita s polami črnega roženca.

Na vzpetini SW od domačije Roje in na Strmenci gre za majhne erozijske ostanke apnenca z rožencem, med Reko in Jablaniškim potokom pa najdemo te kamenine na območju Ojsterman–Cvingar–Tinčk. Zanimiv je še neznatni izdanek črnega mikrosparitnega dolomita z rožencem na grebenu vzhodno od Gradiških Laz.

Na Tičnici prekrivajo apnence sivo zeleni tufi in tufiti z rožencem; kamenine hitro preperevajo. Ob gozdni cesti za Starim gradom, kjer ni bazalnega apnenca, so med tufogenimi kameninami nekaj metrov debele leče temno sivega dolomita in apnenca z gnezdi roženca.

Tudi drugod smo našli tufske kamenine z rožencem neposredno na skitskih skladih (Pajkov hrib, Slatna, Pašava); povsod gre za majhne izdanke.

Pri Ojstermanu se apnenec in tuf menjavata. Na karti merila 1:25 000 kot podlagi za izdelavo Osnovne geološke karte so te kamenine označene kot karnijske, kar velja tudi za Osnovno geološko karto – list Ljubljana (Premru, 1983a).

O starosti apnenca in tufogenih kamenin v literaturi ni paleontoloških podatkov. Leta 1990 je Kolar-Jurkovškova preiskala tri naše vzorce apnenca, in sicer kompozitni vzorec z grebena Tičnice ter dva vzorca z območja okrog 500 m SWS od Cvingarja (sl. 1). Fosilni inventar so spikule spongij, močno prekristaljeni ostrakodi (nekateri pripadajo družini Bairdiacea), nadalje prekristaljene foraminifere rodov *Endothyra* sp., *Ophthalmidium* sp. in *Trocholina* sp. in konodontni fragmenti *Enantiognathus* sp., *Neogondolella* sp., *Prionidina* sp., *Ozarkodina* sp. in *Prioniodina* sp. Kolar-Jurkovškova je poudarila, da stopnja ohranjenosti oziroma fragmentiranost primerkov mikrofavne ne omogočata vrstne določitve posameznih taksonov.

Točna starost apnenca ostaja sporna. Po analogiji z razmerami v zahodni Sloveniji pripisujemo apnencu in tufogenim kameninam ladinsko starost, vendar dopuščamo možnost, da spadajo karbonatne kamenine z rožencem v zgornji del anizijske stopnje triade.

Cordevolske plasti. Ogorelec in Premru (1975, 189) sta na križišču cest v Mali Kostrevnici – torej nekje pri Bajerniku (sl. 1), našla v dolomitu številne alge *Diplopora annulata* Schafhäutl. Okrog pet metrov dolgi profil sta raziskovalca podrobno sedimentološko opisala in kamenino uvrstila v cordevolsko podstopnjo. Tako starostno opredelitev smo privzeli s pridržkom za dolomitne sklade v coni Perovškov hrib – Bajernik – Sp. Jablanica. Dopuščamo namreč možnost, da so v katerem izmed tektonsko omejenih blokov kamenine starejše in pripadajo anizični stopnji triade, kar pa paleontološko nismo preučevali.

Pliokvartarne in kvartarne plasti. Usedline smo natančno omejili, v starostno problematiko pa se nismo podrobneje spuščali.

Za pliokvartarne usedline v Posavskih gubah so značilni prodniki karbonskih in

grödenskih kamenin ter roženca med glino in ilovico (Premru, 1983b). Temu kriteriju ustrezajo usedline, ki so se ohranile na manjših površinah, vendar na številnih mestih na območju Tenetiše – Malikovica ter v coni Zagorica – Praskov hrib. Prod se je odlagal na neravno in nagnjeno podlago iz različnih kamenin.

Prevladujejo lepo zaobljeni prodniki preperelega rumeno rjavega karbonskega kremenovega peščenjaka, manj je prodnikov konglomerata in splak glinovca ali meljevca. Oblice grödenskih klastitov so redkost, karbonatnih pa skoraj ni. Prodniki so veliki nekaj cm do 10, včasih celo 15 cm. Vezivo je peščeno ali glineno. Usedlina je nesprijeta, sortiranost pa slaba.

Proti vzhodu leži prod čedalje višje. Na območju Male Kostrevnice prične v višini 280 m, na hribu Malikovica na koti 335 m, nekaj vzhodneje od tod pa celo v višini 360 metrov. Na zadnjih dveh lokacijah gre za droben prod, ki leži danes kar 105 do 130 m nad nivojem reke Save (230 m). Debelina pliokvartarnega zasipa znaša nekaj metrov do več deset metrov in ga najdemo na grebenih ter vzpetinah kot erozijske ostanke.

Na pregledanem območju so kvartarne starosti rečne in potočne naplavine, pobočni grušč in podori.

Kvartarne usedline so za razliko od pliokvartarnih bolj heterogene. Nesprijeti prod je iz klastičnih paleozojskih in triasnih – predvsem karbonatnih oblic, ki v mlajših usedlinah celo prevladujejo.

Glede na lego v prostoru ločimo starejši in mlajši zasip. Usedline iz gline in ilovice s prodniki ali gruščem na območju mesta Litije, naselij Tenetiše in Šmartno ter one v coni Ježa – Grbin – Dobrava – Zavrstnik, je Premru (1976, 1983a, b) označil s simbolom jd-wQ_2; pelodne analize kažejo na obdobje würm II/III-postglacial. Ugotovitve smo privzeli brez pridržka in sem uvrstili še usedline SE od Gradiških Laz. V vrtinah 2 in 5/63 so starejši zasip prevrtali v večji debelini in zadeli na karbonsko podlago v globini okrog 40 m (sl. 6).

Mlajši zasip iz zelo heterogenega proda in peska najdemo vzdolž reke Save ter pritokov Reka, Črni in Jablaniški potok. V pasu litijska bolnišnica – Grbin – Puntar – Laznik – Ustje – Grmače loči starejši in mlajši zasip izrazita, okrog deset metrov visoka ježa z izdanki karbonskega peščenjaka.

Tu in tam se je na pobočjih nakopičil grušč, ki zavzema večji obseg le na severnih pobočjih Sitarjevca, na Poščavniku, Tičnici, Ojstermanovem hribu in Špilju (sl. 1); pri Potisku ob potoku Štriglovec imamo opraviti s podorom (sl. 2a).

Pri Podsitarjevcu seže pobočni grušč, pomešan s kosi rude iz starih odvalov, daleč proti jugu na območje pašnikov Kmetijske zadruge Litija. Brez dvoma vsebuje tod zemljina povečane vsebnosti Pb, Ba, Hg, Cu in Zn ter drugih prvin, kar bi morali preveriti in upoštevati pri namembnosti zemljišča.

Zlasti območje iz karbonskih klastitov je na debelo prekrito s preperino. Izdanke najdemo vzdolž potokov, ob poteh in včasih na grebenih.

Tektonska zgradba ozemlja

Na pregledanem območju najdemo deformacije varistične in alpske orogeneze. Podatki, objavljeni do leta 1987, se nanašajo skoraj izključno na tektonska dogajanja v postkrednem obdobju.

Asturska tektonska faza. Z razčlenjevanjem karbonskih skladov Posavskih gub v superpozicijske enote in podenote smo med drugim pokazali, da imamo opraviti

z dvema strukturnima etažama, s spodnjo iz regresijskega in zgornjo iz transgresijskega niza usedlin (Mlakar, 1987; Mlakar et al., 1993).

Na pregledanem ozemlju pričenja zgornja strukturna etaža z grobim bazalnim konglomeratom. Ta leži povsod na skladih najvišjega dela superpozicijske podenote b_2 (sl. 1, 2a in 3), zato o pomembni kotni ali kotno erozijski diskordanci tod ne moremo govoriti. Z upoštevanjem geoloških razmer na celotnem območju Litijske antiklinale pa lahko sklepamo, da je sprememba sedimentacijskega režima posledica intenzivnih tektonskih dogajanj. Na širšem litijskem prostoru govore temu v prid prodniki črnega apnenca silurske starosti v kremenovem konglomeratu južno od Štangarskih Poljan (Grad, 1961, 107). Tudi drugod v Posavskih gubah (Ramovš, 1954) gre za mehansko dezintegracijo kamenin iz podlage opisanih karbonskih plasti.

Na sl. 4b smo prikazali eno izmed možnih razlag javljanja blokov in prodnikov apnenca v bazalnem konglomeratu superpozicijske podenote b_3 s prisotnostjo tektonskih jarkov in pragov. Ta interpretacija zahteva močno dviganje posameznih blokov ter izravnavo ozemlja pred odložitvijo kamenin zgornje strukturne etaže.

Če je taka razlaga pravilna, so v Litijski antiklinali izvorna območja blokov ali prodnikov iz starejših karbonatnih kamenin lahko samo pod naplavinami ali na predelih, danes še prekritih s skladi zgornje strukturne etaže. Sem spada ozemlje Pugled – Zagradišče, Podgrad – Gostinca, cona Trebeljevo – Štangarske Poljane, severno od Save pa območje Križevska vas – Dešen.

Z upoštevanjem novih paleontoloških podatkov (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986) povezujemo ta tektonska dogajanja s postwestfalsko (A) – torej astursko tektonsko fazo, ki smo jo nakazali že pred leti (Mlakar, 1987, 166), nedavno pa še dokazali in podrobneje obrazložili na podlagi podatkov z območja severno od Litije (Mlakar et al., 1993).

Močna tektonsko-erozijska diskordanca znotraj paleozojskih klastitov Posavskih gub odpira številna vprašanja. Na podlagi razpoložljivih podatkov lahko zanesljivo govorimo le o tem, da je asturska tektonska faza na našem ozemlju pogojila inverzijo sedimentacijskega režima.

Srednjetriasna tektonika. Že v poglavju o stratigrafiji smo poudarili, da na pregledanem ozemlju ladinske kamenine ne leže na anizičnih, temveč na skitskih plasteh. O tem nas prepričajo zlasti razmere ob strmi poti z Grmač proti kmetiji Roje (sl. 1).

Sivi dolomit v krovnini rožnatega dolomita ne more biti anizične starosti, saj vrsta *Halopella gracilior* ne seže do meje kampil-hidasp. Komaj 60 m debele sklade sivega, po našem mnenju zgornjeskitskega dolomita, prekriva črni-ladinski apnenec z rožencem in se javlja kot erozijski ostanek na vzpetini okrog 100 m SW od omenjene domačije.

V prid naši interpretaciji govorita še dva razloga. V anizičnem dolomitu je zelo pogosta karakteristična mikrofavna. V petih pregledanih vzorcih sivega dolomita z območja Roje–Stari grad (sl. 1) je našla Šribarjeva le biostratigrafsko neznačilne mikrofosile, med njimi *Tubiphytes* sp., foraminifero iz rodu *Glomospira* sp., detritus neskeletnih alg ter redke odlomke lupin makrofavne.

Tudi izostanek črnega zgornjeskitskega apnenca in lapornega apnenca lahko lepo pojasnimo s prisotnostjo srednjetriasne tektonsko-erozijske faze. Omenjene kamenine, z značilno kampilsko mikrofavno, so se namreč odlagale tudi na litijskem prostoru, kar smo dokazali na območju potoka Vidrnica, komaj 6 km NE od tod (Mlakar et al., 1993, 235).

Na zgornjeskitskem dolomitu leže torej ladinske kamenine pri Rojah, na Tičnici in

Za starim gradom, medtem ko jih najdemo na območju vzhodno od Šmartna povsod na spodnjeskitskih skladih. Erozija je tod segla vse do zgornjega-najdebelejšega dolomitnega horizonta (sl. 3). Na Pajkovem hribu in na ozemlju SW od Cvingarja so ladinske kamenine na rdečem glinovcu.

Ladinske kamenine leže torej na spodnjeskitskih, drugod pa na zgornjeskitskih plasteh, in sicer na velikih površinah. Zato privzemamo interpretacijo, ki se je izkazala kot pravilna na idrijskem prostoru (Mlakar, 1967, 109). Predladinske kamenine so med srednjetriasnimi tektonskimi premikanji v glavnem ohranile horizontalno lego, kar govori za radialni tip tektonskih deformacij. Ladinske plasti so po izravnavi transgredirale preko različno dvignjenih blokov, ločenih s subvertikalnimi prelomi. Gre za srednjetriasni sistem jarkov in pragov, ki smo ga na idrijskem pred mnogimi leti nakazali (Mlakar, 1967) in so ga kasneje drugi raziskovalci potrdili in podrobneje preučili (Placer & Čar, 1975, 1977).

Na sliki 4b smo shematsko prikazali srednjetriasno tektonsko zgradbo litijskega območja, vendar nekatera vprašanja še čakajo na odgovor. Tako ne poznamo prostorske orientacije prelomnih deformacij, domnevamo pa, da gre za prelome s smerjo vzhod-zahod in sever-jug. Odprt ostaja tudi problem nasledstvene tektonike oziroma morebitnega oživljanja starih-varističnih struktur. Premru (1983b) je menil, da leže staroalpidske strukturno facialne cone diagonalno na varističnih, kar ne moremo niti potrditi niti zavreči. Končno tudi ne vemo, kje so strukturne depresije, kjer so se odlagale erodirane skitske in anizične kamenine. Kljub temu je podatek o prisotnosti srednjetriasnih tektonskih deformacij na Litijskem pomemben za palinspastične rekonstrukcije osrednjega dela slovenskega prostora.

Pojem idrijske cone kot strukturno facialne enote, ki ga je uvedel Premru (1980, 245; 1983b, 41) in razširil tudi na litijski prostor, je dobil stvarno potrditev, vendar bo treba cono nekoliko drugače definirati in pri tem upoštevati še novo tektonsko rajonizacijo ozemlja.

Staroterciarna tektonika. Že na Tellerjevi manuskriptni geološki karti iz leta 1907 izstopa problem odnosov med karbonskimi plastmi in srednjetriasnim dolomitom, ki naj bi SE od Litije ležal neposredno na paleozojskih skladih. Po mnenju Tornquista (1929a) so triasne plasti transgredirale na že erodirano karbonsko podlago.

Grad in Nosan (1957) ter Grad (1961) sta prva odločno zagovarjala narivno zgradbo litijskega ozemlja. Tej interpretaciji sta se kasneje pridružila še Premru (1975, 1980, 1983 a, b) in Mlakar (1987), medtem ko je Kuščer (1975) na območju Posavskih gub odklanjal večje narivne deformacije.

Grad, Nosan in Premru so pravilno ugotovili, da leže karbonske kamenine na šmarskem prostoru pod in nad triasnimi skladi. Zadovoljili pa so se z ugotovitvijo, da gre za luskasto zgradbo in niso skušali nenavadnih geoloških razmer z različnih točk tega ozemlja povezati med seboj. Tako so na Osnovni geološki karti-list Ljubljana (Premru, 1983a) odnosi med karbonskimi in triasnimi skladi običajno podani pravilno, tu in tam pa napačno, zato se izkaže interpretacija narivne zgradbe kot nelogična. Najbolj moti lega triasnega dolomita pod karbonskimi skladi Posavskih gub pri Gradiških Lazah, kar daje vtis, da prihaja tod na površje »autohtona podlaga«.

Po podatkih Osnovne geološke karte-list Ljubljana (Premru, 1983a, b) leži litijsko-šmarsko ozemlje na južnem, malješki prostor pa na severnem obrobju Litijske antiklinale. Karbonske plasti pripadajo Žirovskemu, narinjeni triasni skladi pa Dolskemu narivu.

Posebej naj opozorimo, da Premru (1983a, b) pojma Litijska antiklinala sploh ne uporablja, temveč govori o Žirovskem narivu, čemur pa ne moremo pritrditi. Prvotna, najbrž kot monoklinala razvita narivna struktura, katere del je Žirovski nariv, je bila kasneje upognjena. Nastala je antiforma, ki jo v literaturi že dolgo označujejo kot Litijska antiklinala. Problematični sta le oznaki Litijska antiklinala oziroma antiklinorij; za eno izmed njih se bo treba po natančnih terenskih raziskavah odločiti.

Večji del pregledanega ozemlja grade karbonski skladi Žirovskega nariva, nagubani v okviru Litijske antiklinale kot plikativne strukture 1. reda.

Na območju Maljeka (sl. 2a) se pokaže jedro gube iz skrilavega glinovca superpozicijske enote a. Struktura je sicer deformirana, vendar je os gube še ohranila prvotno orientacijo vzhod-zahod. Kot kažejo geološki profili F, H in I, je osna ravnina vertikalna ali strmo nagnjena proti severu. Sleme je zaobljeno, odnos kril proti osni ravnini pa je normalen, vendar ponekod že s prehodom v izoklinalni tip gube. Na predelu, ki ga zajema prerez I, so na južnem krilu gube plasti celo rahlo inverzne, torej v legi, ki je nismo opazili nikjer drugje na pregledanem območju.

Karbonske plasti v coni Sava – Zavrh – Popilovna – Sp. Mamolj pripadajo brez dvoma severnemu krilu Litijske antiklinale, vendar vpadajo skladi v dveh blokih, omejenih z neotektonskimi prelomi, celo proti jugu. Take deformacije otežkočajo ali celo onemogočajo preučevanje Litijske antiklinale kot celote, zlasti na območjih, kjer erozija ni segla do talninskega skrilavega glinovca, to pa je na večjem delu Posavskih gub (Mlakar, 1987).

Na južnem krilu gube so razmere normalne, v preostalih dveh blokih (Popilovna, Maljek) pa vise skladi proti NW. V največjem – malješkem bloku se plasti na območju Špilja izravnajo, ob Savi pa že vpadajo proti SE, kar so potrdile tudi geološke razmere v dostopnem delu malješkega Savskega rova (sl. 2b). V zadnji tretjini rova so po podatkih Berceta (1956) dvakrat presekali plasti glinovca, kar težko uskladimo z znanimi razmerami v zgornjem delu karbonske superpozicijske podenote b_2. Domnevamo, da so raziskovalci v rovu spregledali narivne deformacije.

Poudarimo naj, da omenjeni bloki z malješkega prostora zajemajo karbonske sklade iz različnih delov stratigrafskega stolpiča in opozorimo na gubo z območja Hrastarija, katere os poteka v smeri N–S, kar kaže še na bočno kompresijo.

Tudi na litijsko-šmarskem območju (sl. 1) je Žirovski nariv predvsem iz skladov karbonske superpozicijske podenote b_2. Kje poteka os Litijske antiforme, ne moremo ugotoviti. Skrilavi glinovci enote a na severnem obrobju karte so del jedra Hotiške antiklinale kot plikativne strukture 2. reda (Mlakar et al., 1993).

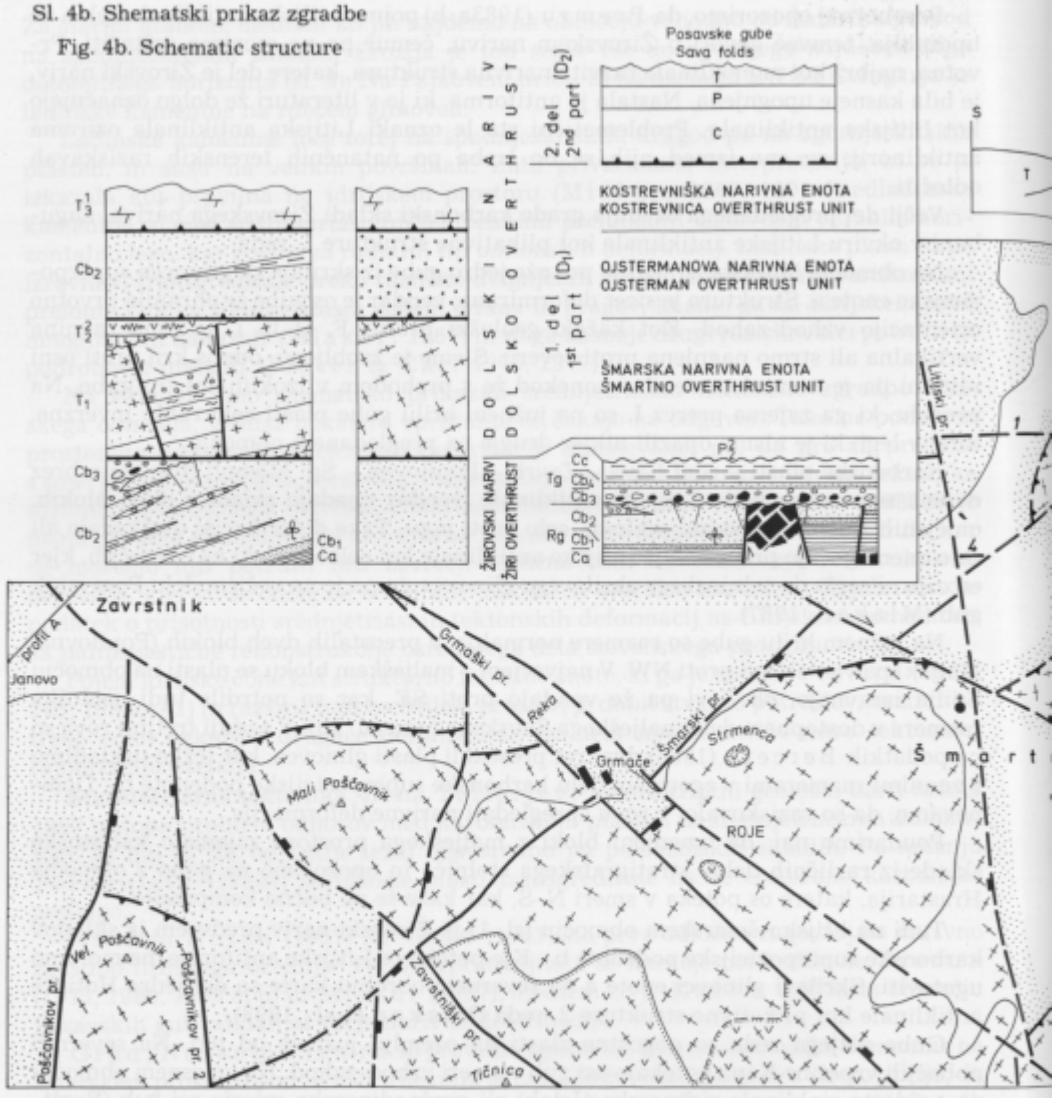
Gube nižjega reda so pogostne zlasti na ozemlju južneje od tod. Na severnih pobočjih vzpetine Kepa potekajo osi gub v smeri vzhod-zahod. Na vmesnem območju pa najdemo sinklinale z dinarsko (Jelak) ali prečnodinarsko smerjo osi gub (Borštnar). V jedru sinklinal pri Velikem vrhu in Kobilarju so se ohranile kamenine karbonske superpozicijske podenote b_3. Karbonske plasti so nagubane tudi na Sitarjevcu, s čimer se bomo seznanili v poglavju o rudiščih.

K Žirovskemu narivu spadajo še karbonski skladi na območju Regali pri Šmartnem ter enako stare plasti Miškarjeve doline in Širkovca. Temu v prid govore odnosi z drugimi narivnimi enotami.

Najpreprostejše so geološke razmere na NE obrobju litijsko-šmarske karte. Monotona nedeformirana serija klastitov osrednjega dela karbonske superpozicijske podenote b_2 visi položno proti NW. Severno od Save so se na vzpetinah ohranili skladi superpozicijske podenote b_3.

Sl. 4b. Shematski prikaz zgradbe

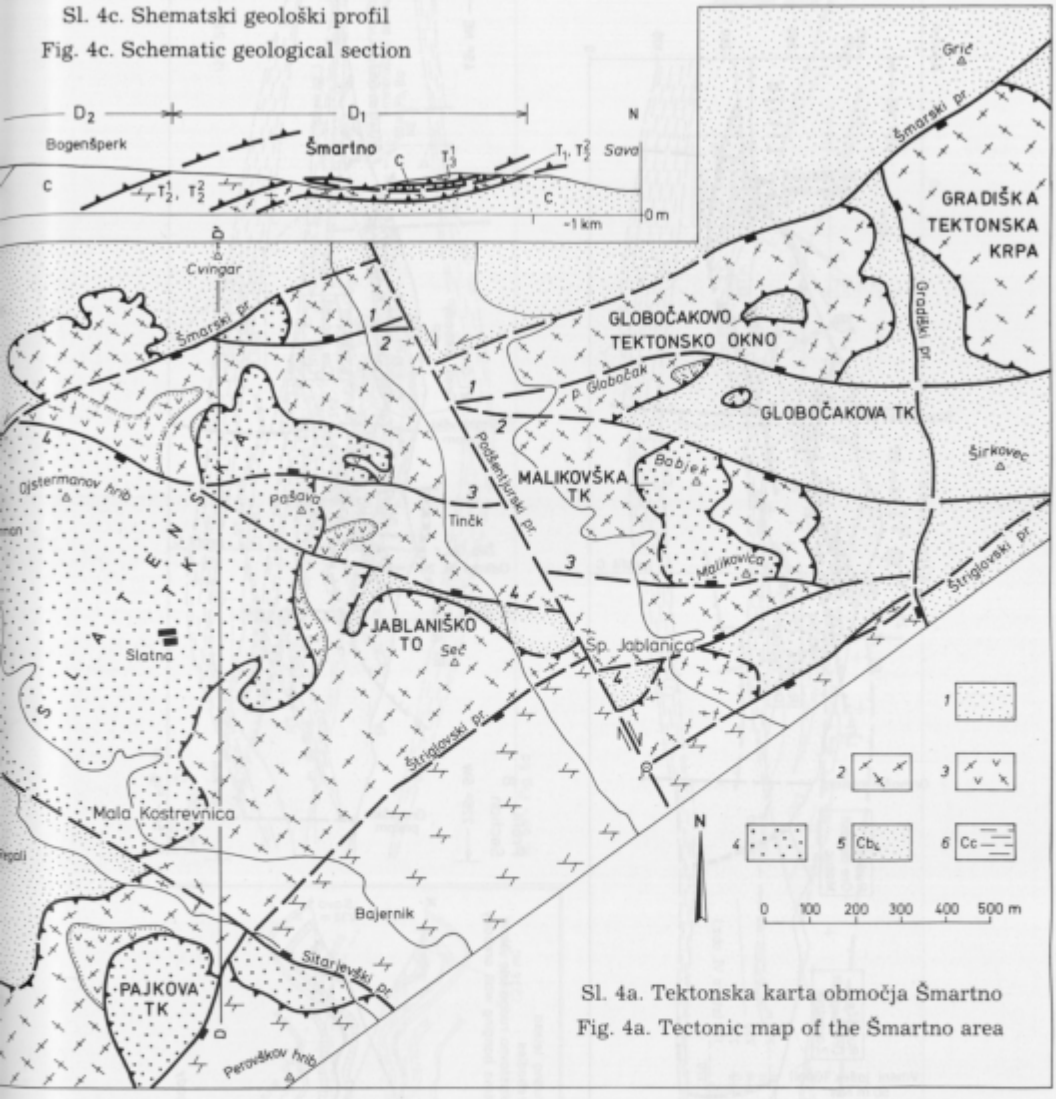
Fig. 4b. Schematic structure



1 karbonske plasti žirovskega nariva; *2* skitske plasti Šmarske narivne enote; *3* ladinske plasti Šmarske narivne enote; *4* karbonske plasti Ojstermanove narivne enote; *5* sivi kremenovi peščenjaki (karbon); *6* temnosivi skrilavi glinovci (karbon)

V pasu Veliki Poščavnik–Šmartno–Gradišče leži na karbonskih klastitih Žirovskega nariva od 50 do 150 m debela plošča iz skitskih plasti, ki jih tu in tam prekrivajo ladinske kamenine zgornje strukturne etaže (sl. 1 in 5, profil D). Zaradi kasnejših deformacij so razmere zelo zapletene, zato jih prikazujemo tudi na posebni – tektonski karti šmarskega območja (sl. 4a), dopolnjeni s shematskim prikazom zgradbe (sl. 4b).

Sl. 4c. Shematski geološki profil
Fig. 4c. Schematic geological section

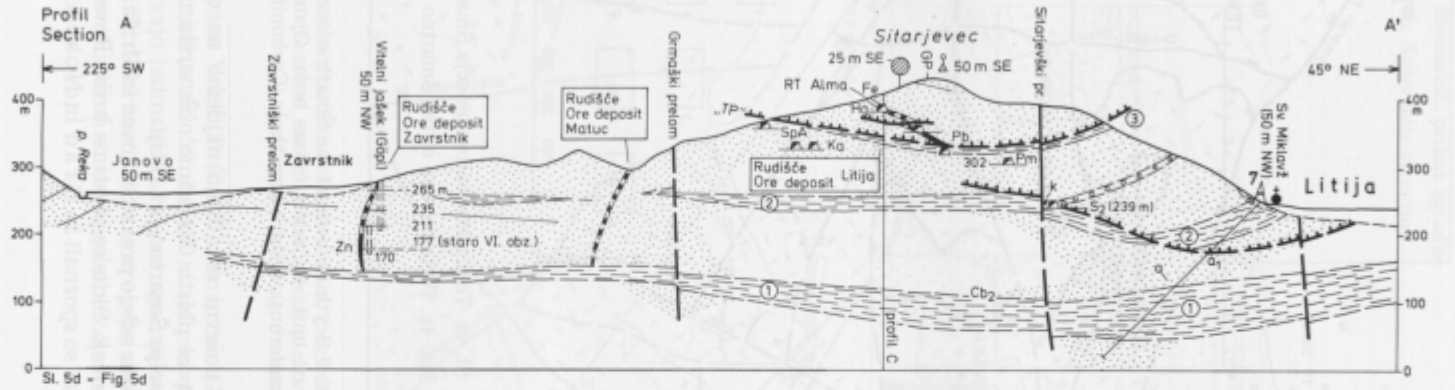


Sl. 4a. Tektonska karta območja Šmartno
Fig. 4a. Tectonic map of the Šmartno area

1 Carboniferous beds of the Žiri overthrust unit; *2* Scythian beds of the Šmartno overthrust unit; *3* Ladinian beds of the Šmartno overthrust unit; *4* Carboniferous beds, Ojsterman's overthrust unit; *5* Grey quartz sandstone (Carboniferous); *6* Dark grey shale (Carboniferous)

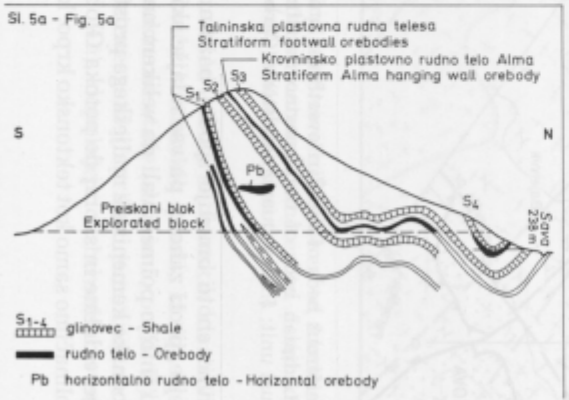
Narivno enoto omejuje spodaj bazalni poševni rez. Tako najdemo na vzhodu najstarejše, proti zahodu pa vse mlajše skitske plasti. Govorimo o Šmarski narivni enoti, ki smo jo poimenovali po velikem naselju Šmartno pri Litiji.

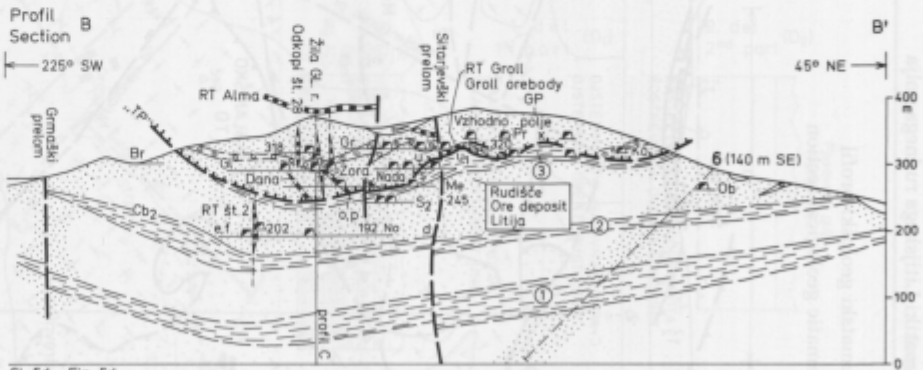
Karbonske kamenine z malješkega prostora sežejo preko Širkovca in Griča vse do Dragarjeve doline in skoraj do potoka Globočak. Skitske plasti na hribu Roven zato lahko tolmačimo samo kot tektonsko krpo, kar so spoznali že Grad in Nosan (1957)



Sl. 5d - Fig. 5d

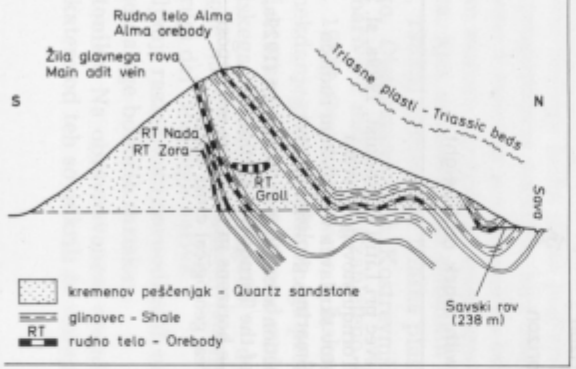
Sl. 5a - Fig. 5a

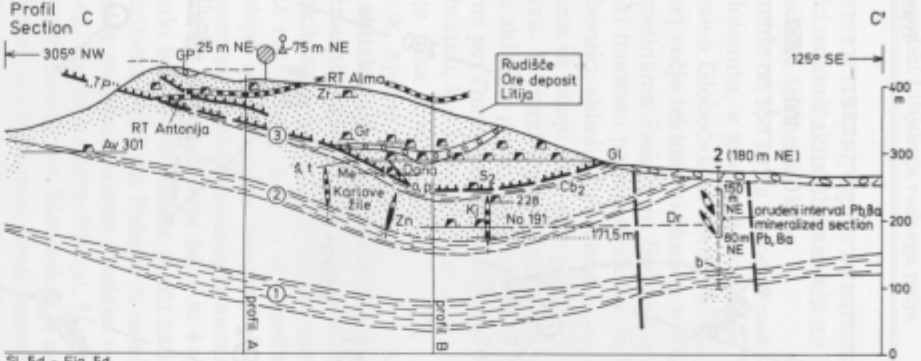




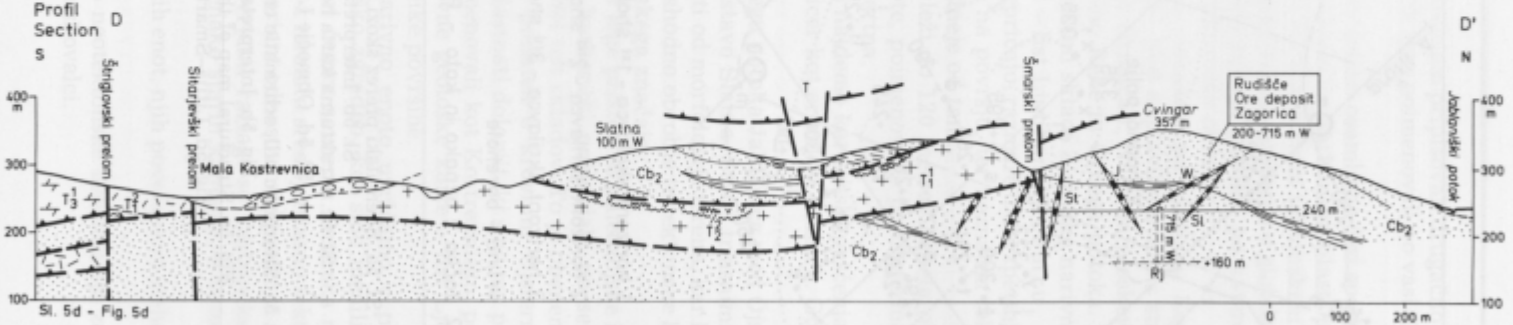
Sl. 5d - Fig. 5d

Sl. 5b - Fig. 5b

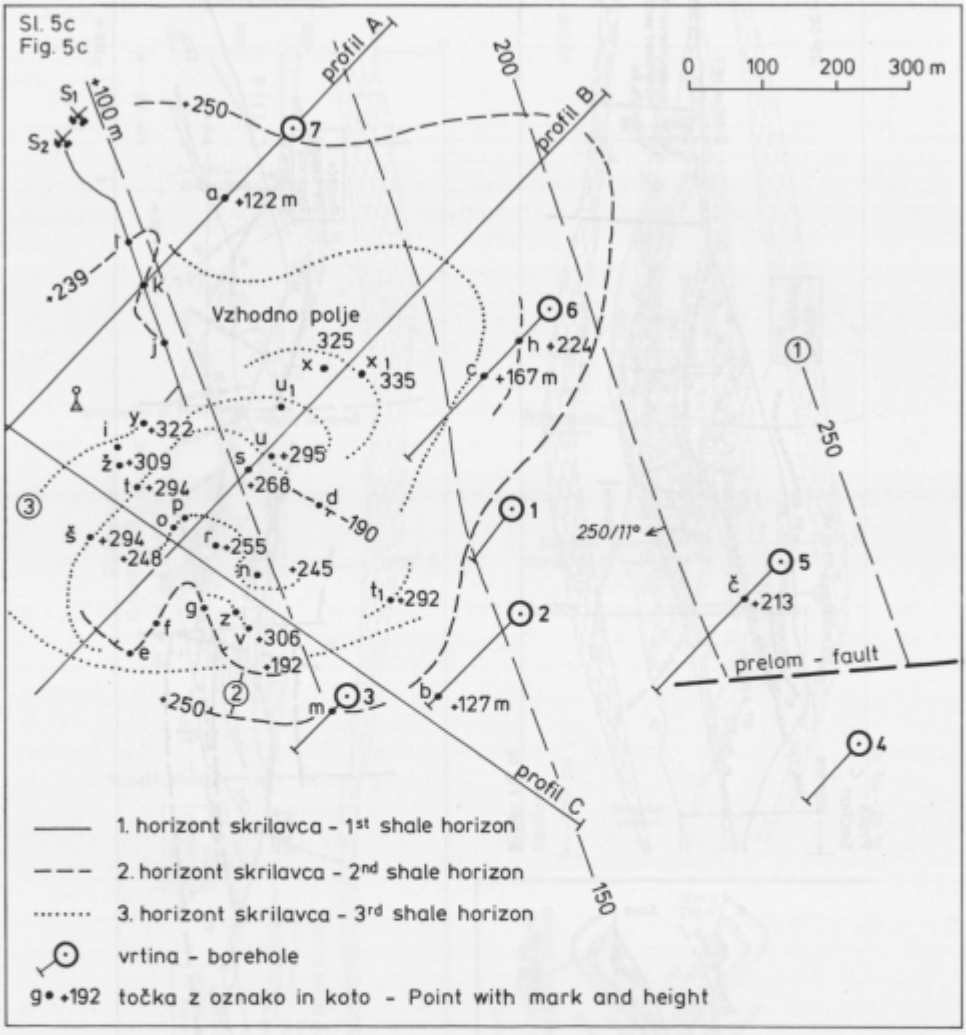




Sl. 5d - Fig. 5d



Sl. 5d - Fig. 5d



Sl. 5a. Shematski prerez skozi Sitarjevec pri Litiji (Tornquist, 1929a, sl. 2)
Sl. 5b. Interpretacija Tornquistovega prereza
Sl. 5c. Strukturna karta horizontov skrilavca v Litijskem rudišču
Sl. 5d. Območje Litija–Šmartno, geološki prerezi

Fig. 5a. Sitarjevec hill, schematic cross section according to Tornquist (1929a, fig. 2)
Fig. 5b. Interpretation of the Tornquist's section
Fig. 5c. Structural map of the shale horizons in the Litija ore deposit
Fig. 5d. Litija–Šmartno area, geological cross sections

ter Premru (1983a), čeprav so narinjenim kameninam pripisovali drugačno starost. Erozijski ostanek skitskih kamenin na karbonskih smo poimenovali po vasi Gradišče kot Gradiška tektonska krpa.

Zahodno od tod so na grebenu nad Miškarjevo dolino osamljene čeri spodnjeskitskega dolomita, v grapi Globočak pa je erozija razkrila karbonske plasti podlage. Govorimo o Globočakovi tektonski krpi oziroma Globočakovem tektonskem oknu.

Precej večje tektonsko okno iz karbonskega peščenjaka najdemo v globoki dolini med vzpetinama Pašava in Seč zahodno od Jablaniškega potoka, po katerem smo tektonski fenomen poimenovali kot Jablaniško tektonsko okno.

Karbonski skladi Žirovskega nariva se spet pokažejo na območju Regali pri Šmartnem in imajo, kot smo pokazali na 4. sliki, pod naplavino zvezo s strukturo Sitarjevca. V enaki legi so karbonske plasti pri Grmačah. Narivna ploskev v bazi skitskih skladov je na tem ozemlju pod naplavino Reke in Črnega potoka. Triasne kamenine pri Ojstermanu leže torej nad karbonskimi skladi Žirovske narivne enote in ne obratno, kot kaže Osnovna geološka karta – list Ljubljana (Premru, 1983a).

Da je taka interpretacija pravilna, nas prepričajo razmere na vzpetini Veliki Poščavnik, kjer se narivna ploskev spet pokaže na površju, ter neznatna tektonska krpa iz skitskega dolomita na hribu Kepa zahodneje od tam.

Na triasnih skladih Šmarske narivne enote leži do 120 metrov debela plošča iz karbonskih kamenin Ojstermanove narivne enote, poimenovane po Ojstermanovem hribu; ta enota se je ohranila le vzhodno od Šmartna.

Na višjih delih vzpetin Babjek in Malikovica najdemo karbonski peščenjak, ki je brez dvoma na spodnjeskitskih kameninah, in sicer kot erozijski ostanek. Govorimo o Malikovški tektonski krpi (sl. 1 in 4a).

V enaki legi so karbonske plasti na levem bregu potoka Jablanica med Ojstermanovim hribom, vzpetino Pašava in nekdanjo pristavo Slatna. Stik s triasnimi skladi v podlagi je razgiban oziroma poteka v odvisnosti od morfologije terena, kar kaže da je položen, vpada pa proti SW (sl. 5, profil D); zahodno obrobje te tektonske krpe, ki smo jo poimenovali kot Slatenska, je neotektonskega značaja.

K Ojstermanovi narivni enoti moramo zaradi lege prišteti še paleozojske klastite na Pajkovem hribu (Pajkova tektonska krpa), karbonski peščenjaki na severnem pobočju Perovškovega hriba pa so pogreznjeni del teh skladov. To je obenem edino mesto na pregledanem ozemlju, kjer najdemo podatek o krovnini Ojstermanove narivne enote. V taki legi je svetlo siv do bel neplastnati dolomit, ki smo mu pripisali kordevolsko starost. To narivno enoto smo poimenovali kot Kostrevniško, po kraju Kostrevnica, kjer zavzemajo po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) karbonatne triasne plasti velike površine.

Šmarsko, Ojstermanovo in Kostrevniško narivno enoto uvrščamo v prvi del Dolskega nariva z mnogo bolj zapleteno geološko zgradbo, kot smo menili doslej (Mlakar, 1987). Opraviti imamo z luskami, pri čemer zavzema Šmarska narivna enota del nekdanjega geosinklinalnega prostora z izrazito srednjetriasno tektoniko.

Na sliki 4c smo prikazali eno izmed možnih variant odnosov med prvim in drugim delom Dolskega nariva. Po drugačni – manj verjetni razlagi so karbonske plasti Ojstermanove narivne enote severni podaljšek enako starih kamenin, s katerimi se pričenja drugi del Dolskega nariva.

Ugotavljanje razsežnosti novoodkritih narivnih enot, njih povezave in mehanizma nastanka so naloge bodočih raziskav.

Neotektonika. Na obravnavanem ozemlju so neotektonske deformacije zelo pogostne. Nekatere od teh so odkrili že starejši raziskovalci.

Na Gradovi in Nosanovi karti iz leta 1957 se javlja močan dinarski prelom 200 m vzhodno od vrha Sitarjevca, prečnodinarski prelom pa naj bi potekal vzdolž Dragarjeve doline in se nadaljeval še na drugi strani Jablaniškega potoka.

Premru (1976) je na Litijskem ugotovil štiri prelomne sisteme, vendar prelomov zaradi neugodnega merila priloženih kart prostorsko ni mogoče točno določiti.

Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana in njenem tolmaču (Premru, 1983a, b) naj bi potekala dinarska preloma v coni Goset–Prapreščе ter ob Jablaniškem potoku, prečnodinarski prelom pa vzdolž Dragarjeve doline. Po tej dokumentaciji imajo pomembno vlogo še prelomi vzhod-zahod, ki pogojujejo nastanek dolin reke Save in potoka Reka. Raziskovalec je poimenoval le Litijski prelom s smerjo N-S in Savski prelom, ki naj bi potekal vzdolž Jablaniškega potoka.

Dinarski prelomi so na pregledanem prostoru zelo markantne neotektonske deformacije. Najbolj zahodno se javlja Zavrstniški prelom; poimenovali smo ga po naselju Zavrstnik (sl. 1). Prelom lahko najlepše opazujemo na ustju starega rova (Slr) v grapi, ki poteka mimo domačije Štumf. V stropu rova je 30 cm široka milonitna cona. Stratimetrijski elementi prelomne ploskve so 230/75°.

V Partizanskem rovu (Pa – sl. 7a) so po podatkih Vozlja in sodelavcev (1949) na 100. metru zadeli na močan dinarski prelom, ki je brez dvoma identičen z Zavrstniškim prelomom. Drugod poteka prelom znotraj klastitov karbonske superpozicijske enote b. Deformacije izstopajo le na sedlih pri Velikem vrhu, Malem Poščavniku in Tičnici; v ravni črti se stikajo različne kamenine.

Subparalelno in okrog 500 m NE poteka drug dinarski prelom. Deformacije so najmočnejše pri nekdanji graščinski pristavi Grmače, po kateri smo prelom poimenovali kot Grmaški. Prelom se tod razcepi in loči različne skitske kamenine (sl. 1). Izrazito sedlo med vzpetinama Sitarjevec in Oblakov vrh ter izdanek skrilavega glinovca karbonske superpozicijske enote a ob zgornjem robu karte sta najpomembnejši deformaciji na NW delu prelomne trase.

Sredi naselja Podsitarjevec (št. 34) smo v strmem useku ugotovili prelom, ki ga izdaja 20 cm milonitiziranega peščenjaka. Stratimetrijski elementi prelomne ploskve so 45/75°.

Proti NW se prelom nadaljuje na edino sedlo na hribu Sitarjevec, po katerem smo prelom poimenovali kot Sitarjevški.

Šele daleč proti SE spet opazimo deformacije. Pri Čoparju se na levem bregu potoka v ravni črti stikata karbonski peščenjak ter cordevolski dolomit Kostrevniške narivne enote. Ob prelomu se je grezalo severovzhodno krilo.

Prelom vzdolž Jablaniškega potoka, ki ga na naši karti izdajajo deformacije na hribu Pečice ter zmiki drugih prelomnih sistemov, je imel Premru (1983b, sl. 6) za jugovzhodni podaljšek Savskega preloma. Taka oznaka je preslabo argumentirana, zato govorimo o Podšentjurskem prelomu, poimenovanem že v prejšnji razpravi (Mlakar et al., 1993).

Na malješkem prostoru (sl. 2a) smo ugotovili en sam dinarski prelom in ga že pred leti označili kot Mamoljski (Mlakar, 1987). Prelom loči bloke z različno lego karbonskih skladov, izdajajo pa ga sedla ter vrsta izvirov in močil.

Regionalnega pomena so tudi nekateri prečnodinarski prelomi. Med take spada Pugledski prelom (Mlakar, 1987), ki poteka po naši interpretaciji vzdolž Bedenovega grabna. V prelomnih krilih vpadajo karbonske plasti v diametralno nasprotno smer. Proti severovzhodu je prelom pod naplavinami reke Save. Južno od Fertiča se Pugledskemu priključi Ponoviški prelom, znan že iz prejšnje razprave (Mlakar et al., 1993).

Okrog 1,5 km južneje poteka vzdolž potoka Reka vse do Zavrstnika drug prelom tega sistema; po naselju Štangarske Poljane smo ga poimenovali kot Štangarski prelom. Pri domačijah Kolar, Štumf in nad Puntarjem pri Zagorici so lepo izražena sedla. Tudi dva nivoja kvartarnih usedlin na območju Grbin–Ježa, z višinsko razliko okrog 15 m, povezujemo s prisotnostjo tega preloma. Razmere v malješkem Savskem rovu do 60 m (sl. 2b) govore v prid trditvi o snopu prelomnih deformacij na tem območju (Premru, 1976, 229).

Šmarski prelom, poimenovan po velikem naselju Šmartno pri Litiji, smo lahko locirali zelo zanesljivo, saj poteka po ozemlju iz litološko kontrastnih kamenin. Prelom ostro odreže skitske plasti Gradiške tektonske krpe, vzdolž Dragarjeve doline pa še sklade Šmarske narivne enote. Med Reko in Jablaniškim potokom se ob prelomu stikajo različne skitske plasti, kar velja tudi za predel okrog Grmač. Del doline Rakovnik je prelomnega značaja, to pa lahko trdimo tudi za sedla znotraj karbonskih skladov pri Cvingarju in na Ojstermanovem hribu.

Na malješki karti (sl. 2a) odreže prelom jedro Litijske antiklinale in se po zmiku ob Mamoljskem prelomu nadaljuje proti domačiji Češek; karbonskih klastitov v obeh prelomnih krilih ne moremo povezati med seboj.

Štriglovski prelom smo omenili že v eni prejšnjih razprav (Mlakar, 1987). Na malješkem prostoru (sl. 2a) gre za podobne deformacije, kot smo jih opisali pri Šmarskem prelomu, na litijski karti (sl. 1) pa se je v SE prelomnem krilu zaradi grezanja ohranil cordevolski dolomit Kostrevniške narivne enote. V grapi zahodno od Spodnje Jablanice je ob prelomu uvaljan skitski oolitni apnenec.

Alpsko orientirani prelomi so na litijsko-malješkem prostoru sicer prisotni, vendar nimajo pomembne vloge.

Na zahodni polovici litijske karte (sl. 1) smo ugotovili tri prelome. Dva smo poimenovali po domačijah Gričar in Ferlanovec, južnega pa po vzpetini Širmanski hrib. Prelome nakazujejo nepravilnosti v legi karbonskih klastitov, sedla in izviri. Ob gozdni cesti Štumf-Borštnar smo izmerili lego Širmanskega preloma (0/90°). Strmo proti severu vpada prelom, ki ga je Höfer (1886, tabla 14) vrisal znotraj zavrstniškega rudišča (sl. 1 in 7a). Razmere vzdolž Zavrstniškega preloma, okrog 750 m NW od Zavrstnika, kažejo, da so se ekvatorialni prelomi ponekod reaktivirali.

Deformacije vzdolž alpsko usmerjenih prelomov najlepše izstopajo na litološko kontrastnem ozemlju med naseljema Jeze in Gradišče. Opraviti imamo s snopom štirih nepoimenovanih prelomov kot podaljškom onih z zahodne polovice litijske karte. Zaradi lažjega vzporejanja razmer na obeh straneh Jablaniškega potoka smo prelome označili z zaporednimi številkami 1 do 4.

Zelo zapletene geološke zgradbe ne bomo podrobneje opisovali, saj je lepo razvidna s prve in četrte slike. Ob prelomih se v ravni črti stikajo skitske in karbonske kamenine različnih narivnih enot.

Z malješkega območja naj opozorimo na več ekvatorialnih prelomov v Savskem rovu (sl. 2b) ter na močan še nepoimenovani prelom, ki v dolinah pod Sp. Mamoljem odreže jedro Litijske antiklinale.

Med prečnoalpskimi je zdaleč najpomembnejši Litijski prelom (Premru, 1976; 1983b). Na hribu Pečice izdanja prelom na površju, drugod ga prekrivajo naplavine.

Skitske plasti s hriba Veliki Poščavnik omejujeta na vzhodu in zahodu preloma; po tej vzpetini smo ju označili kot prvi in drugi Poščavnikov prelom. Enako usmerjena preloma z območja Šitenkovega hriba, kjer so izrazita sedla, sta verjetno severni podaljšek teh deformacij. Vzdolž potoka Rakovnik najdemo še en prelom tega sistema, ki je najbrž prisoten tudi v litijskem rudišču (sl. 7b).

Z vzhodne polovice litijske karte (sl. 1) naj opozorimo še na meridionalni prelom pri Ojstermanu ter onega pod Gradiščem, po katerem smo ga poimenovali kot Gradiški prelom.

Geološke razmere severovzhodno od Šmartna zaslužijo posebno pozornost. Podatki o relativni starosti neotektonskih prelomnih sistemov z območja Gradiških Laz (sl. 1 in 4a) nam lahko služijo kot izhodišče za reševanje te problematike v okviru celotnega Litijskega rudnega polja, kakor tudi na širšem prostoru.

Najstarejši so normalni prelomi s smerjo E–W z našimi oznakami 1 do 4; bloki so se premikali vertikalno za nekaj deset metrov. Horizontalne komponente premikov ne poznamo. Nastale so tipične strukture iz tektonskih jarkov in pragov. V malješkem Savskem rovu vpadajo ekvatorialni prelomi strmo proti jugu (sl. 2b), drugod pa najbrž tudi proti severu.

Iz istega obdobja so skoraj zagotovo tudi subvertikalni, meridionalni prelomi, vendar o razmerah na presečiščih – na primer z Gradiškim prelomom – ne moremo soditi. Domnevamo, da so se tudi ob tem prelomnem sistemu bloki premikali pretežno vertikalno. Nastali so tektonski jarki, kot ga npr. najdemo na Velikem Poščavniku, v kombinaciji s prelomi vzhod-zahod pa parketna zgradba. Vse kaže, da so bili meridionalni prelomi kasneje ponekod reaktivirani, za kar govore razmere vzdolž Litijskega preloma.

Prečnodinarski prelomni sistem je mlajši od ekvatorialnega. Preloma z našo oznako 1 in 4 se končata ob Šmarskem prelomu in po prekinitvi nadaljujeta na drugi strani. Če je podana interpretacija pravilna (sl. 1 in 4a), imamo ob prečnodinarskih prelomih opraviti z levimi zmiki velikostnega reda do 500 metrov. Računati moramo še z vertikalno komponento nekaj deset metrov. Po podatkih iz malješkega Savskega rova (sl. 2b) vpadajo ti prelomi precej strmo proti SE ali NW. Na šmarskem območju so se ob normalnih-prečnodinarskih prelomih grezali jugovzhodni bloki in nastala je stopničasta zgradba.

Najmlajši so dinarski prelomi. Šmarski in Štriglovski prelom (kakor tudi starejši prelomi z našo oznako 1 do 4) sta premaknjena ob Podšentjurskem prelomu. V obeh primerih znaša horizontalna komponenta premikov 250 m, vertikalna pa verjetno nekaj deset metrov; govorimo o poševnih desnih zmikih.

Močan desni zmik Šmarskega preloma ob dinarskem Mamoljskem prelomu smo dokazali tudi na malješkem prostoru (sl. 2a) in znaša 400 m. Istega velikostnega reda naj bi bil zmik Pugledskega in Štangarskega preloma pod naplavino na litijski karti (sl. 1). Drugod so podatki o desnih zmikih nezanesljivi.

Prostorska orientacija zmikov ob dinarskih in prečnodinarskih prelomih potrjuje dosedanje predstave o napetostnem stanju, ki je privedlo do teh deformacij (Premru, 1976; Mlakar, 1987, 180). Pač pa geoloških razmer na območju »litijske in šmarske udorine« ne bi upali uporabiti kot osnovo za določanje starosti neotektonskih prelomnih sistemov v tem delu Slovenije (Premru, 1976, 215). Paleontoloških podatkov iz mladih usedlin je namreč premalo, geološke razmere (sl. 1 in 4a) pa dopuščajo več interpretacij o vlogi različnih prelomnih sistemov pri nastajanju omenjenih udorin. Tudi za Premrujevo trditev o dolinah kot tektonskih jarkih ni povsod dovolj dokazov. Na to je opozoril že Kuščer (1992) in menil, da so doline z ravnim dolinskim dnom tod nastale z bočno erozijo.

Območje naselja Šmartno pri Litiji izstopa na naši dokumentaciji (sl. 1 in 4a) kot sečišče štirih prelomnih sistemov. Zato ne preseneča podatek, da je bil prav tod epicenter dveh zelo močnih potresov, in sicer 14. aprila 1895 (Mihajlović, 1951).

Po prvih evidentiranih potresih leta 1669 so po 175-letnem mirovanju ti postali

vse pogostejši; do leta 1950 so jih registrirali že 299. Med njimi je bilo 5 rušilnih, 30 zelo močnih, 54 močnih, 94 zmernih, 104 lahkih in 12 z grmenjem. Največje razburjenje med prebivalstvom in škodo sta povzročila potresa leta 1895 in oni leta 1939 z glavnim rušilnim sunkom dne 6. maja ob 5. uri in 10 minut (Mihajlović, 1951; Fabjančič, 1972).

Podobna kot šmarsko tektonsko vozlišče so presečišča prelomnih sistemov pod naplavinami reke Save vzhodno od vasi Prapreše, pri Bedenu, Jablanici in Gradiških Lazah.

Ena izmed potresnih con (IV) je po mnenju Mihajlovićeve usmerjena od Litije proti Vačam, kar v grobem sovpada s traso Litijskega preloma. Trditev, da gre za potresno aktivni prelom (Premru, 1983b, 48) je zato upravičena.

Nove, sorazmerno točne podatke o legi tektonskih linij in še nevarnejših vozlišč bo treba seveda upoštevati pri prostorskem načrtovanju razvoja naselij na litijskem prostoru.

Na tem mestu naj opozorimo še na zanimivost, povezano s tektonsko zgradbo ozemlja. Južno od naselja Sp. Jablanica se sredi obdelanih polj javlja na aluvialni naplavini močan izvir subarteškega tipa in leži točno na presečišču Podšentjurskega in Štriglovskega preloma (sl. 1). Lega v prostoru in opazna temperaturna razlika v primerjavi s površinskimi vodami govorita v prid domnevi, da se izvir napaja iz večjih globin – najverjetneje iz dolomitnega masiva južno od tod. Samostojni vodni režim je podvržen kontaminaciji le toliko, kolikor se voda v zgornjem delu pomeša z ono iz aluvialne naplavine. Podmeno kaže preveriti, saj bi z globokim zajetjem tega močnega izvira lahko izboljšali preskrbo kraja z vodo.

Rudišče Litija

Litijsko rudišče ali Sitarjevec, kot so ga nekateri imenovali, spada med naša večja rudna nahajališča, naselje Litija pa je najbrž najstarejše slovensko rudarsko mesto.

Riedl je leta 1886 zapisal, da je bil Sitarjevec takrat med najlepšimi avstrijskimi rudišči, Tornquist (1929a) pa je menil, da gre tod za eno najbogatejših rudnih koncentracij na celotnem vzhodnoalpskem prostoru. Temu rudišču smo namenili posebno pozornost tudi zato, ker v zadnjih sto letih o njem ni bila objavljena nobena natančna grafična dokumentacija.

Na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et. al., 1980) nosi lokalnost z oznako Sitarjevec – Litija med Pb, Zn rudišči zaporedno številko 63.

Zgodovinski podatki

Za domnevo, da so v Litiji rudarili že za časa Keltov (Žebre, 1955), ni prepričljivih dokazov. Tudi obratovanje litijskega rudnika v rimskem obdobju (Ahlburg, 1907; Waagen, 1919; Tornquist, 1929a; Simić, 1951) je sporno, čeprav kaže najstarejše znano ime Villa Litta, omenjeno v neki listini iz leta 1145, na rimsko tradicijo tega mesta, ki je bilo takrat tudi pomembno pristanišče ob Savi (Kresal, 1961; Godec, 1993). Leta 1256 so kraj označevali kot Lutija, nato pa kot Lutey (1304), Litaw (1542), Lithaj (1778) in v nemškem jeziku kot Littai. Slovensko ime Litija je iz kasnejšega obdobja (Kresal, 1961).

Waagen (1919) je v spisku krajev označil Litijo kot srednjeveški rudnik železa in živega srebra ter opozoril, da je bila v 15. stoletju med rudniki železa na Kranjskem tudi Litija.

Že v začetku 16. stoletja je bil v Litiji višji rudarski urad, kar govori za razcvet rudarstva na tem območju. Nemški plemiči so namreč vspodbujali priseljevanje protestantskih rudarjev v naše kraje (Müllner, 1906).

Prvi pisani dokument o rudarjenju v okolici Litije je nagrobni spomenik rudarskemu mojstru Christofu Brukherschmidu z letnico 1537, ki stoji danes v šmarski cerkvi. Spomenik predstavlja moža v naravni velikosti in v luteranski noši ter je po mnenju Müllnerja (1906) med najstarejšimi v nekdanji Notranji Avstriji. Nagrobnik prvi omenja Riedl (1886), našel pa ga je na šmarskem pokopališču (Mohorič, 1978).

Leta 1542 je bil gospodar Litijskega rudnika Jörg Tanholzer. Tedaj so izkoriščali predvsem železo, nato pa prešli na proizvodnjo svinca (Müllner, 1906).

Po letu 1550 so pričeli preganjati protestantske rudarje in leta 1604, ko je Litijo zapustil zadnji podjetni lastnik A. Ungnad, je rudnik prenehal obratovati zaradi pomanjkanja kapitala in strokovno usposobljenih ljudi (Riedl, 1886).

Na rudarska dela so pozabili in šele Valvasor (1689) je spet opozoril na Sitarjevec ter poudaril, da kažejo kosi rude z opuščenih odvalov na nekoč velik rudnik svinca in živega srebra.

Tudi rudarski mojster A. Hauptmann (1740) omenja v svojem poročilu o razmerah na širšem litijskem prostoru le opuščena dela, in sicer na 16 lokacijah (cf. Riedl, 1886), kar velja tudi za znanega naravoslovca Hacqueta (1784).

V Pasjeku – vzhodno od Litije, so leta 1792 zgradili topilnico železa. Železovo rudo so občasno kopali tudi na Sitarjevcu, medtem ko v dokumentih ponovnega pridobivanja svinca ne omenjajo (Fabjančič, 1972).

Leta 1838 – torej v obdobju, ko so pričeli z rudarskimi deli v Zavrstniku, so podelili pravice za raziskovanje železove rude na hribu Sitarjevec s skupnim imenom Rov nebeških ključev (Himmelschlüsselstollen – Fabjančič, 1972).

Direktor zavrstniškega rudnika J. Strobl ter upokojeni ravnatelj premogovnika v Hrastniku K. Vehrhan sta pričela z raziskavami tudi v Litiji, in sicer leta 1873 ter bila pobudnika za ustanovitev Rudarske združbe – Gewerkschaft Littai (1878 do 1941), ki so je leta 1925 preimenovali v slovensko podjetje Rudarska združba Litija. Točnejše podatke o združbi in lastnikih je zbral Mohorič (1978, 40, 177).

Na Sitarjevcu je bilo takrat le nekaj starih, opuščenih rudarskih del (Wilhelmov, Almin in Karlov rov). Že v začetni fazi raziskav so naleteli na obsežni železni klobuk, leta 1874 pa so odkrili 30 do 50 cm debelo baritno žilo s cinabaritom. Prve štiri jamske mere so zato označili kot Litija – Rudnik živega srebra (Littai – Quecksilber Bergbau).

V letih 1875 in 1876 so pridobivali samo živosrebrno rudo. Pri postopnem poglabljanju jame so zadeli še na galenit in proizvodnja svinca je od leta 1877 dalje postala glavna dejavnost (Riedl, 1886; Fabjančič, 1972; Mohorič, 1978).

Rudo s Sitarjevca so izvažali skozi Avgustov rov, nato pa z okrog 300 m dolgo žičnico čez Savo v topilnico, ki so jo zgradili leta 1880 v bližini litijske železniške postaje. Izkopnino iz drugih rovov so prevažali z vozmi. Izbiralnico so postavili leta 1892 (Fabjančič, 1972; Mohorič, 1978).

Leta 1886 so v Litiji poskusili pridobivati srebro. Uspeli so in glavni kovnici na Dunaju prvič poslali 3,699 kg te kovine, iz katere so tam izdelali spominske kovance

(litijske tolarje). Istega leta so pridobili skupaj 40,918 kg Ag, največ leta 1890, in sicer 614,676 kg (Fabjančič, 1972).

Po letu 1875 pridobljeno živosrebrno rudo s 15 % Hg so prodali Idriji, sami pa so jo pričeli predelovati v lastni peči, zgrajeni leta 1883. Največ Hg so pridobili leta 1886, in sicer 26,363 t ter se glede proizvodnje živega srebra kosali z živosrebrnim rudiščem Sv. Ana nad Tržičem za drugo mesto v avstro-ogrski monarhiji. Ruda, proizvedena leta 1885, je vsebovala 2,7 % Hg. Največ svinca so pridobili leto prej, in sicer 1.900 ton. Okrog leta 1890 je dajala Litija 10 % avstrijske proizvodnje svinca (Fabjančič, 1972).

Živosrebrne rude po letu 1894 niso več kopali, pa tudi lastna proizvodnja svinčeve rude je močno opešala in leta 1897 obstala. Vse do leta 1917 so si v topilnici pomagali s koncentrati, pridobljenimi v drugih slovenskih, koroških, čeških, bosanskih, srbskih in celo afriških rudiščih (Simić, 1951; Fabjančič, 1972; Mohorič, 1978). Proizvodnja svinca je zato močno narastla in znašala leta 1914 kar 3.660,4 t, naslednje leto pa so pridobili tudi največ srebra, in sicer 2.749,170 kg ter celo 2,1336 kg zlata (Fabjančič, 1972).

Priprave za ponovno oživitev rudnika so se pričele leta 1917. Obrat Sitarjevec so odprli 2. februarja 1918, vendar so že leta 1922 dela zastala zaradi spora s čebelarji. Ti so se pritoževali zaradi onesnaževanja čebelje paše s strupenimi plini iz predelovalnih naprav.

Dela so sicer obnovili leta 1924 (Pastor, 1945), do intenzivnejšega rednega obratovanja pa je prišlo šele leta 1927, ko so zagnali gravitacijsko separacijo s flotacijo. Naslednje leto so odkopali 23.147 ton rude, iz katere so pridobili 2.271 ton 75-odstotnega svinčevega koncentrata. Tona svinca je takrat vsebovala 20 do 25 g srebra, ruda pa 7 do 10 % Pb (Fabjančič, 1972).

Novejšo zgodovino povzamemo po Fabjančiču (1972). Zaradi katastrofalnega padca cen so 31. decembra 1930 ustavili proizvodnjo svinčevega koncentrata, nadaljevali pa so z raziskovalnimi in pripravljalnimi deli. Leta 1931 je postal obratovodja J. Pastor, leta 1935 pa je rudarska dejavnost popolnoma zastala. Kljub nekaj poskusom do obsežnejših del pred 2. svetovno vojno ni prišlo. Rudnik so vzdrževali le toliko, da niso zamrle rudarske pravice.

Leta 1941 so Nemci rudnik zaplenili in poverili upravljanje družbi Bleiberger-Bergwerks Union iz Celovca. Na pobudo tovarne Medić – Zankl iz Domžal in tovarne litopona BBU iz Celovca, ki sta potrebovali barit, so v rudniku Litija avgusta 1942 začeli obnavljati rudarska dela. Očistili so Glavni in Almin rov ter Zračni jašek, v katerem so bile večje zaloge barita in pričeli z raziskovanji. Zaradi partizanske diverzantske dejavnosti so okupacijske oblasti v začetku leta 1944 raziskave ustavile. Ves stari in novi tehnični inventar so prepeljali v Mežico. V letih 1943 in 1944 so pridobili skupaj 2.299 t barita. Omenimo naj še, da je med okupacijo zgorel celotni jamomerski arhiv, ohranile so se le karte rudnika Zavrstnik.

Po osvoboditvi leta 1945, piše nadalje Fabjančič (1972), so bili dostopni podkopi Alma, Groll ter Glavni in Savski rov. Na podlagi strokovnih mnenj (Zorc, 1946; Duhovnik, 1947) so leta 1947 začeli z raziskovalnimi deli. Očistili so nekaj dostopov k zgornjim delom rudišča ter Savski rov. Istočasno so pričeli z odkopavanjem, ki je zajelo rudne stebre v zgornjih delih jame. Izkopnino so deponirali, saj na rudniku ni bilo več zbiralnice in flotacije. Za tehnično vodstvo revirja Sitarjevec je od konca leta 1948 skrbel Mežiški rudnik. Leta 1951 so intenzivno raziskovali, naslednje leto pa so pričeli z odkopavanjem barita.

Leta 1955 sta se obrata Sitarjevec in Pleše združila v samostojno podjetje Posav-

ski rudniki svinca, cinka in barita. Direktor je ostal F. Hvala, glavni inženir S. Žebre, obratovodja Sitarjevca pa J. Pastor. Do konca leta 1956 so pridobivali izključno barit.

Mokromehansko separacijo in flotacijo so zgradili leta 1956, zato se je proizvodnja barita zelo dvignila in znašala leta 1957 kar 6.600 ton. Istočasno so pričeli v Sitarjevcu prvič po 2. svetovni vojni proizvajati svinčev koncentrat. Zaradi razmer na tržišču je proizvodnja barita po letu 1957 spet padla.

Z novim letom 1961 je začel rudnik Sitarjevec poslovati kot samostojna enota v okviru Rudnikov svinca in topilnice Mežica, M. Fabjančič pa je prevzel vodstvo raziskovalnih del na tem objektu. Istočasno so začeli graditi novo flotacijo, ki je začela obratovati poleti leta 1961. Ruda je v tem obdobju vsebovala le še 3 do 4 % Pb.

Kljub padanju vsebnosti prvin v rudi, ki se je vse bolj bližala rentabilnostni meji, so naslednjih nekaj let vztrajali pri proizvodnji svinčevega koncentrata in barita ter intenzivno raziskovali. Čeprav so povečali proizvodnjo in storilnost, obrat ni posloval pozitivno, kopičili pa so se tudi drugi problemi.

Dne 23. februarja 1965 se je sestala v Litiji komisija v zvezi s prenehanjem obratovanja rudnika. Ugotovili so, da rudarske raziskave niso dale pričakovanih rezultatov niti v eksploatacijskem polju niti v raziskovalnem prostoru Dobrava in priznali, da so v raziskave vseskozi vlagali premalo. Predvsem pa so poudarili, da nizka vsebina kovine v rudi ne omogoča več rentabilnega odkopavanja, slaba tehnična opremljenost jame ter majhna in v prostoru razsejana rudna telesa pa ne sodobnega načina dela. Dodati je treba še probleme s predelovalnimi napravami in silikoznimi obolenji. Zato je komisija predlagala, da dela v jami ustavijo.

Proizvodnja svinca in barita je životarila še do konca julija 1965, nakar so začeli obrate zapirati. Rudnik je uradno prenehal obstajati 28. aprila 1966, ko so v katastru izbrisali Eksploatacijsko polje Litija (Fabjančič, 1972).

Kratek pregled dosedanjih raziskav

O rudiščih in rudnih pojavih na Litijskem so poročali že Valvasor (1689), Hauptmann leta 1740 (cf. Riedl, 1886), Hacquet (1784), Lipold (1858) in Voss (1895).

Konec 19. stoletja je izšlo več znanstvenih razprav, namenjenih izključno litijskemu rudišču. Brunnlechner (1885) je posvetil posebno pozornost nastanku in mineralni sestavi, Höfer (1886) pa prelomnim deformacijam. Najbolj zanimivo in grafično bogato opremljeno razpravo je napisal rudarski svetnik Riedl leta 1886. Naslednje leto je Tittel (1887) obdelal še gospodarski vidik izkoriščanja in problematiko raziskovanja litijskega rudišča.

Po prvi svetovni vojni so za pomoč pri vodenju geoloških raziskav v Litijo vabili strokovnjake od drugod. Ohranila so se krajša poročila, ki so jih napisali Kropač (1919), Stieler (1927a, b), Smith (1928a do e) in Tornquist (1927, 1928, 1930)*. Najpomembnejša iz tega obdobja je Tornquistova razprava iz leta 1929(a), namenjena predvsem mineralnim paragenezam. Od domačih strokovnjakov so se z raziskavami ukvarjali Gogala (1927), Rudroff (1928a, b; 1929a, b) in Štrajher (1936).

* Tornquist je bil dvorni svetnik in profesor geologije na Tehnični visoki šoli v Gradcu. V svojih delih se je opiral na podatke iz odpiralnih del po letu 1926, zlasti pa v letih 1927 in 1928.

O raziskavah v rudišču Litija med drugo svetovno vojno so pisali Štrajher (1942), Holler (1943), Kostelka (1942, 1943, 1944) in Gogala (1942a, b, c; 1944).

Iz obdobja tik po drugi svetovni vojni razpolagamo s številnimi poročili, ki obravnavajo problematiko od raziskav do proizvodnje in so jih napisali Pastor (1945, 1947 a do d, 1948, 1952, 1953), Zorc (1946) in Duhovnik (1947, 1949). V poročilu Vozlja in sodelavcev iz leta 1949 so pomembni zlasti podatki o izdankih rude in starih rovih, v Sedlarjevem (1950) diplomskem delu pa najdemo zanimive informacije o rudišču Sitarjevec ter stare jamske karte.

Poročilo o geofizikalnih raziskavah na območju Sitarjevca in Zavrstnika (Georgijevski, 1951) kaže, da te niso bile posebno uspešne; uporabili so metodo lastnega potenciala in induktivno metodo Turam.

Žebretova publikacija iz leta 1955 obravnava med drugimi tudi litijsko rudišče in vsebuje precej podatkov rudarsko-geološkega značaja. Češmiga (1959) je zbral splošne podatke o rudarjenju na Slovenskem.

Bercetove (1953a, 1956) jamske geološke karte takrat dostopnih rudarskih del so dragocen vir informacij o geološki zgradbi rudišča, o sledenju piše v poročilu iz leta 1953(b), v poročilu o študijskih raziskavah Posavskih gub v letu 1961 (Berce, 1962) pa najdemo nekaj rudnomikroskopskih podatkov ter rezultate prvega poskusa uvajanja geokemičnih raziskovalnih metod na Litijskem. Nekatere druge razprave (Berce, 1955) in poročila (Grošelj, 1954) se nanašajo na rudišča v širšem prostoru. Posebno pozornost je vzbudila strukturna analiza litijskega rudišča (Berce, 1963b), ki jo je kritično izvrednotil Kuščer (1965).

Cissarz (1956), Duhovnik (1956), Grafenauer (1963) in Štrucl (1962, 1965) so pisali o starosti orudenja.

Od leta 1961 do 1965 je napisal Fabjančič vrsto poročil, v katerih obravnava predvsem operativno problematiko. Pomembno je zlasti poročilo iz leta 1964 s podatki o rezultatih vrtanja ter publikacija, objavljena leta 1966 O baritu na Slovenskem.

Iz leta 1963 je razprava o nastanku rudišč v Sloveniji (Berce, 1963a), medtem ko je Grafenauer (1963, 1965, 1969) namenil največ pozornosti mineralnim združbam in genezi svinčevo-cinkovih rudišč tako v Litiji kot drugod.

Podobno problematiko je v okviru monografije Nastanek rudišč v SR Sloveniji reševal Drovenik s sodelavcema (1980) bodisi na podlagi splošnih geoloških podakov ali pa specialnih geokemičnih raziskav (Drovenik, 1972), oziroma izotopskih analiz (Drovenik et al., 1976).

Številne podatke, povezane z rudišči na litijskem prostoru, je zbral Fabjančič (1972) v kar 854 strani obsegajočem rokopisu z naslovom Kronika litijskega rudnika. Pomemben vir informacij, predvsem zgodovinskega značaja, je tudi Mohoričevo delo iz leta 1978. Oba raziskovalca navajata stare vire iz avstrijskih arhivov.

Splošni podatki o rudišču

Rudišče je na obrobju mesta Litija, in sicer na območju hriba Sitarjevec (v starejši literaturi so ga označevali tudi kot Erzberg), razpotegnjenem v smeri vzhod-zahod in z najvišjo koto 448,3 metrov.

Riedl (1886) je na 9. tabli vrisal vsa tedanja rudarska dela. Savski rov so dokončali leta 1929, po letu 1947 pa se je rudarska dejavnost še bolj razmahnila.

Dolžina rovov se je s prodiranjem v globino močno povečala in znašala ob zaprtju rudnika po naši oceni vsaj 15 km.

Večji del rudarskih del in vsa nam znana rudna telesa so na južni strani Sitarjevškega grebena (sl. 7a); na severu so le rovi, namenjeni dostopu, transportu, zračenju in odvodnjavanju.

Rudarska dela so skoncentrirana v pasu, dolgem okrog 600 in širokem od 200 do 350 metrov. Najvišje je rov na koti 420 m tik ob cesti – okrog 50 m SW od vrha Sitarjevca, najnižjo točko pa so dosegli s Kidričevim slepim jaškom (171,5 m). Rudarska dela so torej v višinskem intervalu okrog 250 metrov. Med vertikalnimi zvezami naj omenimo Glavni vpadnik, Kidričev ter Karlov slepi jašek in Dobravški jašek.

Jamomerskih kart posameznih obzorij nismo našli, izsledili pa smo dokumente z vsemi rovi na eni karti. Zaradi pregostega spleta rovov so v spodnjem delu jame razmere nejasne in jih danes težko razvozljamo.

Na 1. tabeli smo med drugim podali nadmorske višine ustij vseh rovov in kote nivojev, ki jih omenjamo med tekstom, ter dodali simbol, s katerim smo jih označili na prilogah 1, 5 in 7.

V novejšem času so prevažali rudo po obzorjih do glavnega vpadnika in nato na površje. Zračenje je bilo naravno. Dotok vode je znašal leta 1962 le 60 m^3/dan in so jo črpali z Novega na Savsko obzorje. Med neugodnimi okoliščinami naj opozorimo na visok odstotek proste kremenice (silikozna obolenja).

Drovenik s sodelavcema (1980, 25) je ocenil, da so v Litiji pridobili približno 50.000 t Pb, 1000 kg Ag, 42,5 t Hg in 30.000 t barita.

Na 2. tabeli smo zbrali podatke o proizvodnji, ki jih navaja Fabjančič (1972). Za obdobje od 1537 do 1879 skoraj ni informacij. Po letu 1919 pa razpolagamo v zvezi s svincem le s podatki o proizvodnji koncentrata, ki je vseboval okrog 75 % Pb, kar smo upoštevali pri izračunu.

Kot kaže 2. tabela, je količina pridobljenega svinca dobro ocenjena, kajti upoštevati moramo tudi proizvodnjo v obdobju od 1537 do 1879. Zelo točna je Drovenikova ocena pridobljenega barita, medtem ko so Ag in Hg proizvedli nekaj več. Z upoštevanjem uvoženih koncentratov pa so v litijski topilnici pridobili skoraj 12 t srebra.

Poudariti moramo, da podatkov o proizvodnji rude in kovin, kvaliteti izkopnine, preostalih zalogah rude v jami in na odvalih nismo preučevali podrobneje; opozorimo naj le na to dokumentacijo.

O proizvodnji rude in kovin so pisali Riedl (1886), Tornquist (1929a), Holler (1943), Sedlar (1950), Berce (1955, 1956), Mohorič (1978) in Fabjančič (1972). Podatke o proizvodnji in kakovosti rudnih koncentratov podajata Štrucl (1962) in Fabjančič (1966, 1972), o rafiniranem svincu pa Sedlar (1950) in Žebre (1955). O kvaliteti baritne in galenitne rude sta pisala Lapornik (1935) in Fabjančič (1962a, b; 1964, 1966, 1972).

Zaloge rude obravnavata Žebre (1955) in Fabjančič (1962a, b; 1965; 1972), o količini in kakovosti starih jalovišč pa poročajo Sedlar (1950), Pastor (1952), Drovenik F. (1956) in Fabjančič (1962b, 1966 in 1972).

Tabela 1. Osnovni podatki o rudarskih delih v rudišču Litija
Table 1. Basic data of mining workings in the Litija deposit

Rudarsko delo Mine working	Oznaka Sign	Kota Elevation (m)	Geološki podatki Geological Data (Berce, 1953a; 1956) m
Wilhelmov rov	Wi	395,02	80
Zgornji Antonov rov	ZgA	392,60	105
Zračni rov 2	Zr	383,73	300
Podkopni rov	Po	371,53	140
Petje rov	Pe	359,0	
Spodnji Antonov rov	SpA	352,31	225
Almin rov	Al	351,0	250
Zasipalni rov	Za	345,0	
Prikopni rov (Klopčič)	Pr	335,07	
Karlov rov	Ka	325,08	295
Grollov rov	Gr	318,82	1.100
Koblerjev rov	Ko	314,19	
Izvozni rov	Iz	306,95	550
Pomožni rov	Pm	301,70	
Uršulin rov	Ur	301,70	
Avgustov rov	Av	301,70	
Barbarin rov	Br	299,61	
Stari izvozni rov	Siz	297,8	135
Srečin rov	Sr	292,52	
Glavni rov	Gl	288,72	1.485
Francov rov	Fr	281,03	
Dobravški jašek (ustje)	Dj	278,72	
Novo medobzorje	Nm	278,6	140
Medobzorje	Me	268,0	610
Občinski rov	Ob	261,0	
Glavni rov št. 2	Gl2	255,0	
Karlov prekop	Kp	248,6	
Savski rov (zgornji)	S2	238,73	930
Savski rov (spodnji)	S1	235,00	
Zgornja raziskovalna etaža	Zre	226,5	115
Dobravški rov	Dr	192,0	
Novo obzorje	No	192,0	
Spodnja raziskovalna etaža	Sre	188,78	85

Tabela 2. Pregled proizvodnje
Table 2. Summary of production

Obdobje Period	Vrsta surovine Kind of raw material	Proizvod - Product				Literatura Literature
		Pb (t)	Hg (t)	Ag (kg)	barit (t) barite	
1537-1604	lastna ruda own ore	?	?	?	-	
1873-1879	lastna ruda own ore	?	8,0	?	-	Fabjančič (1972,105,106)
1880-1897	lastna ruda own ore	17.812	149,738	2.784,923	-	Fabjančič (1972, 156)
1898-1917	uvoženi koncentrat imported concentrate	39.627	-	9.146,566	-	Fabjančič (1972, 156)
1919-1944	lastna ruda own ore	6.273	-	-	2.299	Fabjančič (1972, 254)
1946-1965	lastna ruda own ore	4.266	-	-	29.707	Fabjančič (1972, 643)
	litijsko rudišče Litija ore deposit	28.351	~158	2.784,923	32.006	
1880-1965	proizvodnja topilnice Production of smelter	67.978	~150	11.931,489		

Geološka zgradba rudišča

Nova površinska geološka karta (sl. 1) nudi malo informacij o zgradbi litijskega rudišča, saj je na Sitarjevcu komaj nekaj deset izdankov, jama pa je nedostopna. Zato smo navezani izključno na literaturne podatke, raztresene predvsem v raznih poročilih, zapisnikih in drugi dokumentaciji; zelo pogosto citiranje izvora informacij je zato neizbežno.

Eden najpomembnejših virov podatkov o razmerah v rudišču so Bercetove (1953a, 1956) geološke karte nekaterih obzorij v merilu 1 : 500. Raziskovalec je pregledal skupno 6.545 m rovov, na kar smo posebej opozorili na 1. tabeli. Manj informacij je zbral Fabjančič iz spodnjih obzorij (Dobravški rov, Novo obzorje), ki pa so prav tako nedorečene, kar velja tudi za opise vrtin (Fabjančič, 1964). Pogrešamo predvsem podatke o genetskem značaju kontaktov in njih legi v prostoru. O geoloških razmerah v nekaterih rovih, zlasti na severni strani sitarjevškega grebena, ne vemo ničesar.

Brunnlechner (1885) je že poznal vse litološke različke karbonskih kamenin v rudišču. Riedl (1886) je med drugim opozoril na ostanke sigilarij in kalamitov v skrilavcih, Tornquist (1929a) pa je pisal o peščenjakih z vložki konglomeratičnega peščenjaka in črnih skrilavcih* zgornjekarbonske starosti. Berce (1953a) je

* Opomba. Glede na to, da danes pomeni glinasti skrilavec metamorfno kamenino, smo pričeli uporabljati izraz skrilavi glinovec. Pri sklicevanju na stare podatke je avtor prispevka uporabil izraze skrilavec, glinasti skrilavec in glinovec, ki pomenijo vsi skrilavi glinovec.

menil, da so skrilavci najstarejši, na njih pa so kremenovi peščenjaki s polami konglomerata. Grafenauer (1963) je peščenjak petrografsko natančno preiskal, manj pozornosti pa je namenil drobnozrnatemu konglomeratu in glinovcu. Posebej naj opozorimo na prisotnost bituminoznih snovi, ki se javljajo kot odlomki ali v vezivu.

Že pri obravnavi litološke sestave kamenin v rudišču na podlagi literaturnih podatkov, naletimo na prvi problem. Riedl (1886, 335) je opozoril, da vsebujejo skrilavci poleg leč kremena in antracita (debeline do 15 cm) tudi leče kalcita. Nasprotno pa je Tornquist (1929a) zatrdil, da v neorudenih peščenjakih in glinovcih nikjer niso našli karbonatne primesi. Še istega leta pa najdemo v Tornquistovem (1929b) dopisu Rudarski združbi Litija podatek o apneno-lapornih kameninah iz Savskega rova z opombo, da so jih doslej vedno zamenjevali z vložki glinastih skrilavcev med peščenjaki, vendar jih lahko ločimo s solno kislino. Iz nekega drugega dokumenta v okviru obratne korespondence iz leta 1930 pa zvemo, da se javlja laporni skrilavec tudi na območju rudnega telesa Zora, kar so preverili s solno kislino (Fabjančič, 1972, 199). Kasneje lapornih skrilavcev iz litijskega rudišča ne omenja nihče več.

Med karbonskimi kameninami s pregledanega ozemlja doslej nismo našli glinovcev s karbonatno primesjo. Prisotnost apneno-lapornih kamenin v litijskem rudišču ostaja torej sporna.

Površinska geološka karta (sl. 1) kaže, da na območju hriba Sitarjevec odločno prevladuje kremenov peščenjak. Nekaj metrov debele konglomeratne vložke, z najlepšim izdankom nad ustjem Savskega rova (S_2), lahko po kosih v preperini sledimo več sto metrov daleč.

Tudi podatki jamskega geološkega kartiranja (Berce, 1953a, 1956) dokazujejo, da je kremenov peščenjak z nekaj vložki konglomerata najbolj pogostna kamenina v rudišču. O tem se lahko prepričamo na Grollovem obzorju, Medobzorju ter zgornjem Savskem rovu, torej na treh nivojih, ki smo jih izbrali za ponazoritev razmer v jami. Bercetove karte smo dopolnili in uskladili z našim načinom prikazovanja podatkov ter jih predstavljamo na slikah 7b, c in d. Konglomerat je vrisal Berce tudi na nivoju Glavnega rova, Fabjančič (1963) v Dobravški progi, v literaturi pa jih omenjajo s čela Srečinega podkopa.

Podatki s Sitarjevca sploh ne kažejo na prisotnost skrilavega glinovca, vendar so v jami te kamenine po pogostnosti na drugem mestu. Prav preučevanje informacij o skrilavcu nam je omogočilo rekonstrukcijo geoloških razmer v litijskem rudišču, zato si jih oglejmo podrobneje.

Velik pomen skrilavca za interpretacijo zgradbe rudišča so poznali že starejši raziskovalci, vendar so imeli o njegovi legi v prostoru zelo nejasne predstave.

Riedl (1886) je opozoril na glinovce v Vzhodnem polju in poudaril, da se v talninskem delu rudišča (pri tem je mislil na celotno območje pod rudnim telesom Alma) skrilavci menjavajo s peščenjakom in dosežejo debelino do 30 m. Toda na prerezu skozi rudišče jih je vrisal le na nivoju Savskega rova, in sicer pod peščenjakom (Riedl, 1886 – tabla 10, profil 4). Tudi Tittel (1887) je menil, da se javljajo skrilavci v talnini peščenjaka; kamenini sta med seboj konkordantni. Nasprotno pa je bil Tschammernigg prepričan, da je skrilavec krovnina peščenjaka (cf. Fabjančič, 1972). Kropač (1919) je spet trdil, da leži skrilavec diskordantno pod peščenjakom.

V dokumentaciji iz kasnejšega obdobja so natančnejši podatki o legi skrilavca v prostoru. Tako je Rudroff (1929a) poročal, da so s Savskim rovom najprej

presekali zelo debelo plast črnega-grafitičnega skrilavca, nato pa skrilavec v menjavanju s peščenjakom in vpadom 30° proti zahodu. Raziskovalec omenja tudi skrilavec v Glavnem rovu št. 2.

Tornquist (1929a, b) je poudaril, da se v rudišču skrilavec in peščenjak stalno menjavata in opozoril na skrilavčev horizont v Savskem rovu, onega v krovnini rudnega telesa Alma ter v talnini rudnih žil Dana, Zora in Nada.

V nekem dopisu iz leta 1930 so podatki o skrilavcu iz Glavnega, Izvoznega in Grollovega rova. Glinovec vpada pretežno proti SW. Iz istega leta je še poročilo Štrajherja (cf. Fabjančič, 1972) z zelo zanimivo ugotovitvijo, da vpada zahodni skrilavec proti vzhodu, vzhodni pa proti zahodu. Raziskovalec je sklepal, da gre za nekakšno korito iz obeh skrilavcev.

Pastor (1947a, 1948) je pisal o skrilavcu v Avgustovem podkopu, nadalje v horizontalni progi med tem in Pomožnim rovom, v samem Pomožnem in Uršulinem rovu, v tako imenovanem Skrilavčevem rovu (Schieferstrecke) ter Koblerjevem podkopu. Zaradi prelomnih deformacij nekoč enotni skrilavčev horizont ni več sklenjen, temveč razsekan v bloke; skrilavec se lokalno zoži ali razširi. Pas skrilavca se vleče v dinarski smeri in vpada proti severovzhodu. K temu poročilu je Pastor dodal, da skrilavec res slemeni v smeri NW-SE, vpada pa proti SW, torej nasprotno kot meni Rudroff.

O skrilavcu v Srečinem rovu so poročali Vozelj in sodelavci (1949). Berce (1953a, 1956) je zapisal, da najdemo v rudišču skrilavo-peščene sklade le izjemoma, medsebojni odnos skrilavca in peščenjaka pa je tektonsko diskordanten. Raziskovalec je poudaril, da vse do Savskega rova (razen na Grollovem obzorju) nikoli niso presekali neprekinjenega pasu skrilavca. Gre le za tanjše oziroma manjše leče, tektonsko vrinjene v sedanjo lego. Na nivoju Savskega rova pa so skrilavci debeli več deset metrov. Raziskovalec je še dodal, da nastopajo skrilavci tu in tam kot tanke plasti z vmesnimi polami drobnozrnatega peščenjaka.

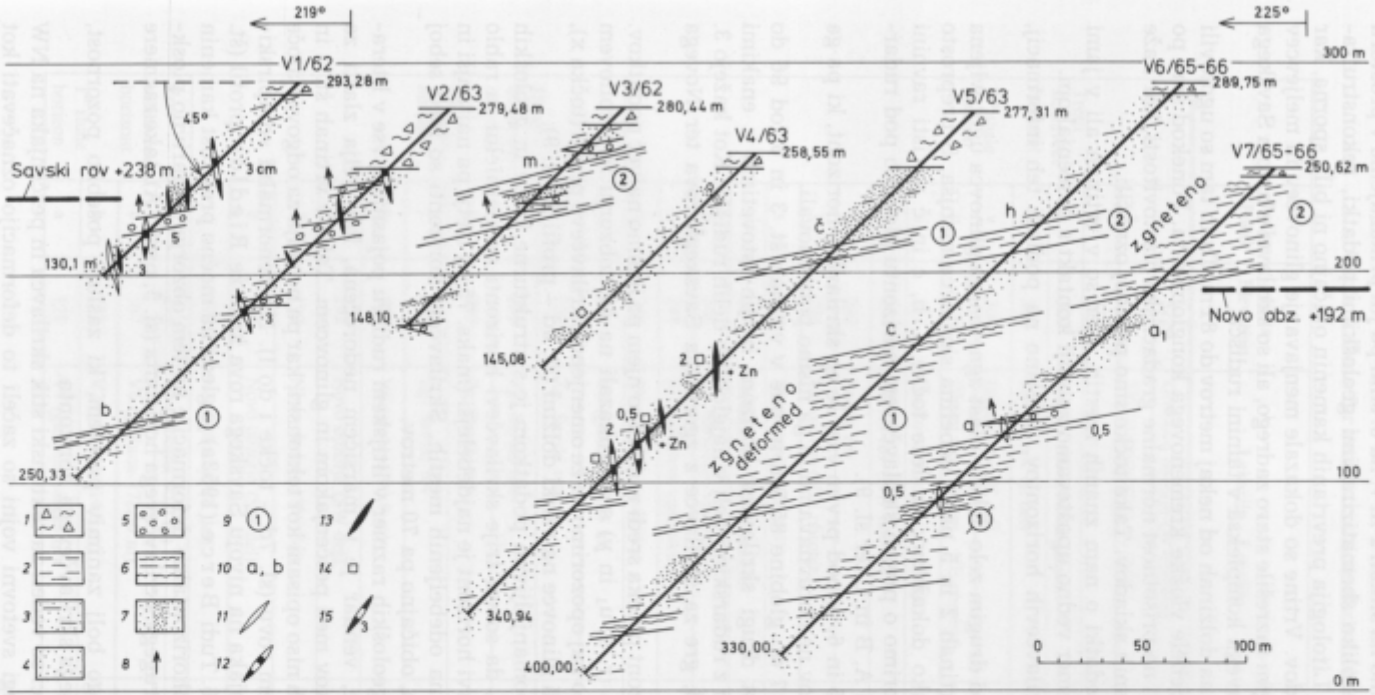
Po podatkih Fabjančičevega geološkega kartiranja se javljajo skrilavci še na nivoju Karlovega prekopa, in sicer pri samem vpadniku, na večji površini pa na Novem obzorju. Rudna telesa so nad skrilavcem, ki ima enako slemenitev, a nasprotni vpad – torej proti SW (Fabjančič, 1962a).

Problematika povezana s skrilavcem oziroma skrilavim glinovcem se torej kot rdeča nit vleče skozi vso dokumentacijo o litijskem rudišču. Ker so raziskovalci opisovali razmere iz različnih delov jame in imeli pri tem v mislih razne nivoje skrilavca, je razumljivo, da se podatki med seboj bistveno razlikujejo, vendar jih doslej nihče ni skušal uskladiti med seboj.

Na podlagi literaturnih podatkov lahko problematiko skrilavca predhodno ovrednotimo takole. V jami nastopajo skrilavi glinovci v treh oblikah, in sicer kot tanke lezike med peščenjakom, kot nekaj decimetrov debeli vložki – normalno vloženi med peščenjake (najmlajši členi posameznih sekvenc) ter kot debelejše, več deset metrov debele plasti. Problematični so le večji skrilavi kompleksi. Preden preidemo na njih medsebojno povezovanje, se moramo seznaniti še z rezultati vrtanja.

V bližnji okolici litijskega rudišča so izvrtali vsega sedem raziskovalnih vrtin s skupni dolžini 1744,55 m (sl. 6). Najkrajša vrtina je bila dolga 130,1 m, najdaljša pa 400 metrov. V drugi polovici leta 1962 in tja do poletja 1963 so izvrtali prvih pet vrtin, zadnji dve pa v zimi 1965/66.

Vse vrtine so usmerili proti SW (219° ali 225°), in sicer pod kotom 45°, torej približno pravokotno na predpostavljeni potek rudnih žil. Za prvih pet vrtin vemo, da jih je geološko pregledal Fabjančič (1964).



Sl. 6. Rudišče Litija, rezultati raziskovalnega vrtanja (prirejeno po podatkih Fabjančiča, 1964)

1 kvartarna usedlina; *2* skrilavi glinovec (karbon); *3* peščenjak z vložki glinovca (karbon); *4* kremenov peščenjak (karbon); *5* kremenov konglomerat (karbon); *6* zgneteni glinovec; *7* zdrobljeni peščenjak; *8* normalna gradacijska plastovitost; *9* oznaka skrilavčevega horizonta; *10* pomembne točke; *11* baritna rudna žila; *12* baritno-galenitna rudna žila; *13* galenitna rudna žila; *14* pirit; *15* debelina rudne žile v cm

Fig. 6. Litija ore deposit, drilling results (modified after Fabjančič, 1964)

1 Quaternary sediments; *2* Shale (Carboniferous); *3* Sandstone interbedded with shale (Carboniferous); *4* Quartz sandstone (Carboniferous); *5* Quartz conglomerate (Carboniferous); *6* Chrushed shale; *7* Chrushed sandstone; *8* Normal graded bedding; *9* Sign of the shale horizon; *10* Important points; *11* Barite ore vein; *12* Barite-galena ore vein; *13* Galena ore vein; *14* Pyrite; *15* Ore vein thickness in cm

Lokacije vrtin podajamo na slikah 1 in 7, na 6. sliki pa jih prikazujemo v prostoru z najpomembnejšimi, nekoliko shematiziranimi geološkimi podatki, rekonstruiranimi glede na opis jedra. Litologija prevrtanih kamenin običajno ni bila sporna, kar pa ne velja za vpad skladov. Vrtine so dokazale menjavanje glinovcev in meljevcev s peščenjaki ter med drugim razrešile staro zadrego, ali so skrilavci z nivoja Savskega rova del obsežnega skrilavega kompleksa v talnini rudišča.

Glinovce so presekali na dolžinah od nekaj metrov do 81 m. Tu in tam so ugotovili do največ devet metrov debele vložke kremenovega konglomerata. Ponekod smo po opisu jedra lahko sklepali na prisotnost normalne gradacijske plastovitosti, kar kaže na normalno lego prevrtanih skladov. Take točke smo posebej označili.

Na 3. tabeli so vsi podatki o nam znanih mestih, kjer so v vrtinah ali v jami dokazali skrilavce, pri čemer vedno upoštevamo zgornji kontakt s peščenjakom.

Strukturno karto skrilavčevih horizontov, izdelano na podlagi teh informacij, prikazujemo na sliki 5c.

Na 6. sliki izstopa med drugim zelo debela plast zgnetenega glinovca ugotovljena v vrtinah št. 6 in 7, v vrtinah 2 in 5 pa je debelina skrilavca manjša. S preprosto konstrukcijo (sl. 5c) lahko dokažemo, da leže točke a, b, c in č na isti ravnini z elementi 250/11°. Govorimo o prvem skrilavčevem horizontu globoko pod rudarskimi deli (sl. 5d, prerezi A, B in C ter sl. 9).

Kot kažeta vrtini št. 5 in 6, je pod prvim vsaj še en skrilavčev horizont, ki pa ga zaradi preskopih podatkov ne obravnavamo in ga nismo poimenovali.

Glinovce v vrtini št. 7 do globine 85,5 m in one v vrtinah št. 3 in 6 (od 96 do 117,8 m) označujemo kot drugi skrilavčev horizont in jih istovetimo z enakimi kameninami, dokazanimi z rudarskimi deli v najglobljih delih rudišča. Kot kažejo 3. tabela ter sliki 5c in 7d, gre za skrilavce z zgornjega Savskega rova ter Novega obzorja.

Tretji skrilavčev horizont poteka sredi rudišča, o njem pa imamo največ podatkov. Razmere v štirih točkah (r, s, u_1 in y) smo pokazali na Medobzorju in Grollovem obzorju (sl. 7b, c). Posebno naj opozorimo na že omenjeno Skrilavčevo progo (točka x), kjer so brez dvoma sekali glinovce na veliki dolžini (sl. 5d – profil B; sl. 9).

Kljub skromnim in pomanjkljivim podatkom je s strukturne karte in geoloških prerezov jasno razvidno, da so vsi trije skrilavčevi horizonti subparalelni in rahlo sinklinalno upognjeni. Prvi horizont je najdebelejši (maks. 75 m) tretji pa najtanjši in doseže 30 metrov samo na odebeljenih mestih. Skrilavčevi horizonti so med seboj oddaljeni od 50 do 160 m, običajno pa 70 metrov.

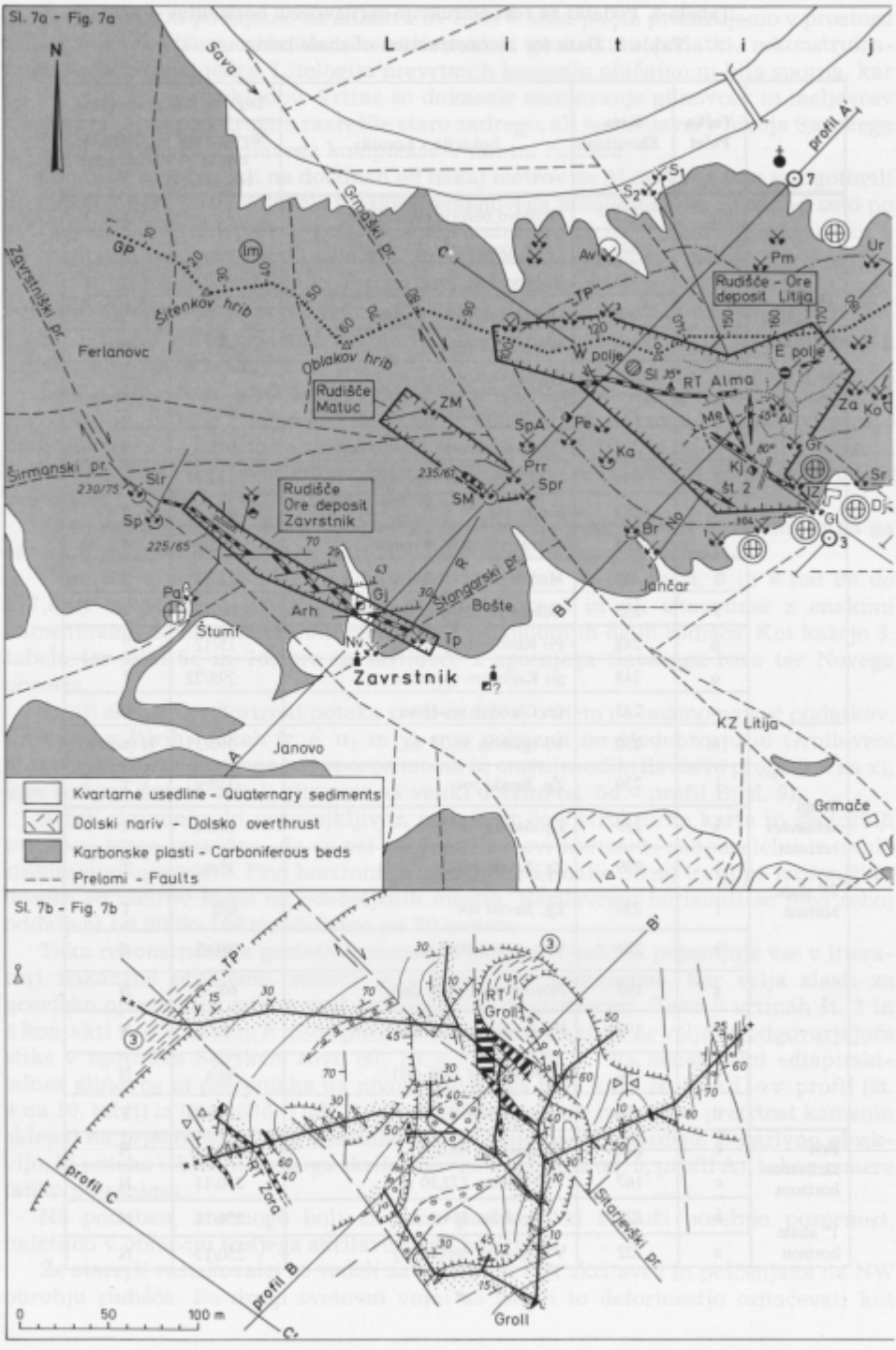
Taka rekonstrukcija geoloških razmer v litijskem rudišču pojasnjuje vse v literaturi nakazane probleme, vendar je v marsičem nedorečena, kar velja zlasti za genetsko opredelitev stikov med peščenjakom in glinovcem. Tako v vrtinah št. 3 in 6 kontakti v točkah m in h niso opisani kot tektonski, kar pa ne velja za odgovarjajoče stike v zgornjem Savskem rovu (sl. 7d – točke i do l). Na nenormalni »diapirski« odnos glinovca in peščenjaka na nivoju Savskega rova kaže že Riedlov profil (št. 4 na 10. tabli) iz leta 1886. Tudi Berce (1953a) je glede na močno pretrtost kamenin sklepal na prisotnost subhorizontalne deformacije na tem obzorju. Z narivno ploskvijo, ki poteka v bližini drugega skrilavčevega horizonta (sl. 5, profil A), take razmere lahko pojasnimo.

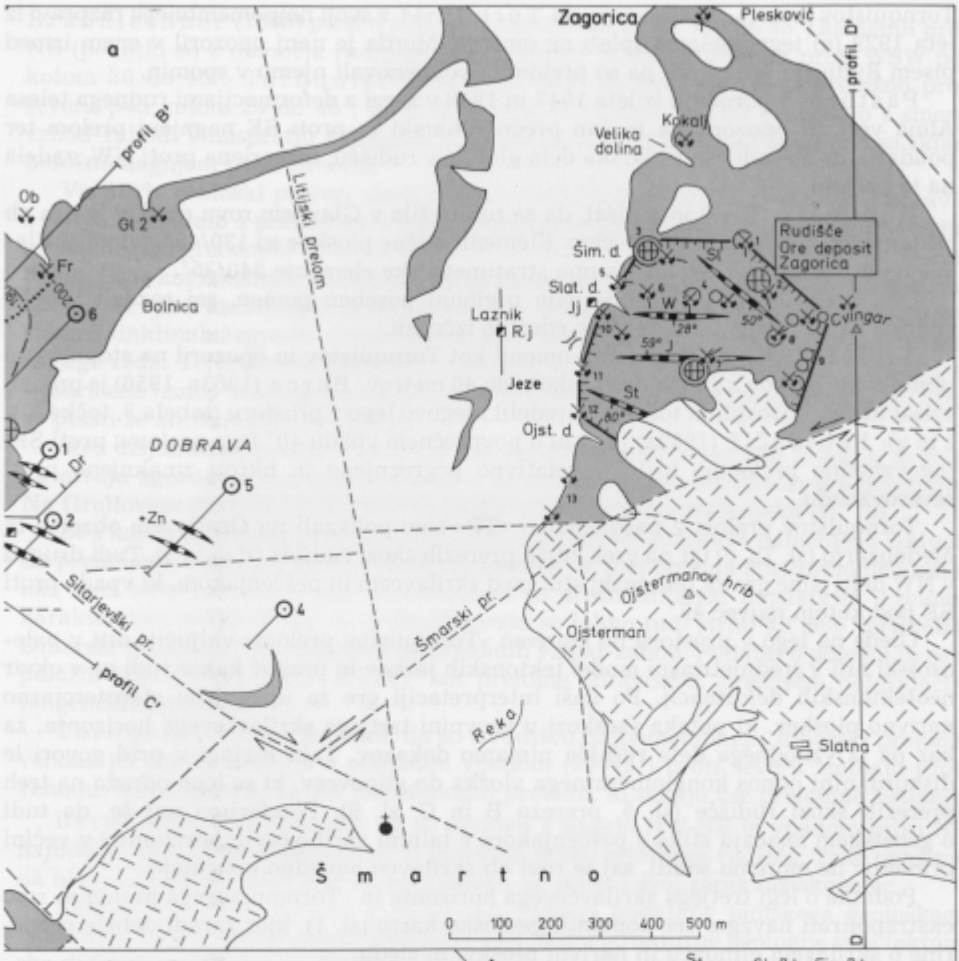
Na podoben, a mnogo bolj zanimiv problem, ki zasluži posebno pozornost, naletimo v območju tretjega skrilavčevega horizonta.

Že starejši raziskovalci so vedeli za tektonski stik skrilavca in peščenjaka na NW obrobju rudišča. Po drugi svetovni vojni so začeli to deformacijo označevati kot

Tabela 3. Podatki za rekonstrukcijo skrilavčevih horizontov
Table 3. Data for reconstruction of shale horizons

	Točka Point	Kota Elevation	Lokacija - Locality	Lega in značaj kontakta	
				Strike and dip of contact	Contact character
Tretji skrilavčev horizont 3rd shale horizon	y	322	Grollovo obzorje (W obrobje)	45/x	T (tekt.)
	x	325	Skrilavčeva proga (E polje)	0/0	?
	x_1	335	Prikopni rov	255/40	T
	ž	309	Izvozni rov (NW obrobje)	135/45	T
	z	306	Izvozni rov (E del)	?	T
	v	306	Izvozni rov (E del)	?	T
	u	295	Glavni rov (odkopi - NE obrobje)	0/0	T
	u_1	322	Grollovo obzorje (N obrobje)	0/0	T
	t	294	Glavni rov (NW obrobje)	140/44	T
	t_1	292	Srečin rov	0/0	?
	š	294	Glavni rov (NW obrobje)	135/44	T
	s	268	Medobzorje (NE del)	225/5	T
	r	255	Odkopi pod Medobzorjem	0/0	T
	p	248	Pri Karlovem vpadniku	15/12	?
	o	248	pri Karlovem vpadniku	295/22	?
	n	245	Ob Glavnem vpadniku	?	?
Drugi skrilavčev horizont 2nd shale horizon	m	250	V3 (globina 39,35 m)	360/35	N (norm.)
	l	239	Zg. Savski rov	310/x	T
	k	239	Zg. Savski rov	120/x	T
	j	239	Zg. Savski rov	35/x	T
	i	239	Zg. Savski rov	0/0	T
	h	224	V6 (globina 90,0 m)	260/5	N
	g	192	Novo obzorje (SW del)	60/35	N
	f	192	Novo obzorje (SW del)	315/32	N
	e	192	Novo obzorje (SW del)	40/x	N
	d	190	Novo obzorje (E del)	200/75	T
Prvi skrilavčev horizont 1st shale horizon	č	213	V5 (globina 90,0 m)	250/11	N
	c	167	V6 (globina 172,30 m)	250/11	N
	b	127	V2 (globina 214,0 m)	250/11	N
	a	122	V7 (globina 180,85 m)	250/11	N


Sl. 7a - Fig. 7a
N
Sava
Litija
profil A'
Grmaški pr.
Završtniški pr.
Ferlanovc
Šitenkov hrib
Oblakov hrib
Širmanski pr.
Rudišče Matuc
Rudišče Ore deposit Završtnik
Rudišče - Ore deposit Litija
W polje
E polje
RT Alma
Štangarski pr.
Bošte
Arh
Štumf
Završtnik
Jančar
KZ Litija
Janovo
Grmače
Kvartarne usedline - Quaternary sediments
Dolski nariv - Dolsko overthrust
Karbonske plasti - Carboniferous beds
Prelomi - Faults
Sl. 7b - Fig. 7b
RT Groll
RT Zora
profil B
profil C
Šilarjevski pr.
Groll
0 50 100 m


a
Zagorica
Pleskovič
profil D'
Kokalj
Velika dolina
profil B'
Litijski prelom
Ob
Gl 2
Fr
Bolnica
Laznik
R.j
Jeze
Šim. d.
Slat. d.
Jj
Rudišče
Ore deposit
Zagorica
Cvingar
St
Ojst. d.
DOBRAVA
Dr
+Zn
Šmarski pr.
Sitarjevški pr.
profil C'
Ojstermanov hrib
Ojsterman
Reka
Slatna
Š m a r t n o
0 100 200 300 400 500 m
D
Sl. 7c - Fig. 7c
Sl. 7d - Fig. 7d
100 m
B'
Nagao
Dana
RT Zora
TP'
Sitarjevški pr.
Profil C
RT Dana
Profil B
Glavni vpadnik
Žila Glavnega rova
C'
0 50 100 m
S2
S1
Sitarjevški prelom
A'
Profil A
Profil C
Profil B
B'
C'
0 50 100 m

Tornquistov prelom. Zanimivo je, da Tornquist v svoji najpomembnejši razpravi iz leta 1929 (a) tega preloma sploh ne omenja. Morda je nanj opozoril v enem izmed pisem Rudniški upravi ali pa so prelom le poimenovali njemu v spomin.

Pastor je v poročilih iz leta 1947 in 1948 v zvezi z deformacijami rudnega telesa Alma večkrat opozoril na močan prečnodinarski in proti SE nagnjeni prelom ter poudaril, da so tudi vsa rudarska dela globlje v rudišču, usmerjena proti NW, zadela na ta prelom.

Duhovnik (1947) je zapisal, da se rudna žila v Glavnem rovu na NW konča ob tektonskem kontaktu s skrilavcem. Elementi stične ploskve so 130/45°, jalovi skrilavec na drugi strani preloma pa ima stratimetrijske elemente 240/35°.

Oba raziskovalca sta pripisovala prelomu poseben pomen, saj razdeli litijsko rudišče na dva dela, od katerih je eden že izčrpan.

Sedlar (1950) je prelom prvi omenil kot Tornquistov in opozoril na stopničasto premikanje blokov z vertikalnimi skoki do 40 metrov. Berce (1953a, 1956) je prelom vrisal na več obzorjih in točneje opredelil njegovo lego v prostoru (tabela 3, točke š, t, ž in y). Fabjančič (1962a) je pisal o povprečnem vpadu 40° tega preloma proti SE; jugovzhodno prelomno krilo je relativno pogreznjeno in hkrati zmaknjeno proti severovzhodu.

Tornquistov prelom z našo oznako »TP« smo pokazali na Grollovem obzorju in Medobzorju (sl. 7b, c) ter na vseh štirih prerezih skozi rudišče (sl. 5 in 9). Tudi drugod v NW delu jame gre za tektonski stik med skrilavcem in peščenjakom, ki vpada proti SE pod kotom največ 45°.

Glede na lego v prostoru ne moremo »Tornquistov prelom« vključiti niti v paleozojski niti v srednjetriasni model tektonskih jarkov in pragov kakor tudi ne v okvir neotektonskih deformacij. Po naši interpretaciji gre za upognjeno staroterciarno narivno ploskev, ki poteka vseskozi v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta, za kar pa iz vzhodnega dela rudišča nimamo dokazov. Taki razlagi v prid govori le diskordantni odnos konglomeratnega vložka do glinovcev, ki se lepo odraža na treh prerezih skozi rudišče (sl. 5, prereza B in C, sl. 9). Poudarimo naj še, da tudi o genetskem značaju stika s peščenjakom v talnini skrilavčevih horizontov v večini primerov ne moremo soditi, saj se rovi ob skrilavcu navadno končujejo.

Podatke o legi tretjega skrilavčevega horizonta in »Tornquistovega preloma« smo ekstrapolirali navzgor ter dopolnili geološko karto (sl. 1), kjer zaradi debele preperine o skrilavem glinovcu in narivni ploskvi ni sledu.

Rekonstrukcija poteka skrilavčevih horizontov daje obenem tudi odgovor na v literaturi stalno prisotno vprašanje o legi karbonskih skladov v rudišču. Tako je

Sl. 7a. Območje Litija–Šmartno, metalogenetska karta
Sl. 7b. Rudišče Litija, geološka karta Grollovega obzorja (320 m)
Prirejeno po podatkih Berceta (1953a, 1956)
Sl. 7c. Rudišče Litija, geološka karta Medobzorja (268 m)
Prirejeno po podatkih Berceta (1953a, 1956)
Sl. 7d. Rudišče Litija, geološka karta zgornjega Savskega rova (239 m)
Prirejeno po podatkih Berceta (1953a, 1956)

Fig. 7a. Litija–Šmartno area, metallogenetic map
Fig. 7b. Litija ore deposit, geological map of the Groll level (320 m)
Modified after Berce (1953a, 1956)
Fig. 7c. Litija ore deposit, geological map of Sublevel (268 m)
Modified after Berce (1953a, 1956)
Fig. 7d. Litija ore deposit, geological map of the upper Sava adit (239 m)
Modified after Berce (1953a, 1956)

Brunnlechner (1885) pisal o položnem vpadu (30 do 37°/18 do 35°) kamenin proti NE (podatki so z območja rudnega telesa Alma), Riedl (1886) pa proti WSW pod kotom 30 do 40°. Tornquist (1929a), je trdil, da vpadajo plasti pretežno proti severu pod kotom 25 do 40°, le ob Savi vise proti jugu; gre za sinklinalo s smerjo vzhod-zahod. V nasprotju z drugimi je Fabjančič (1964, 1966) menil, da so skladi položno nagnjeni proti zahodu.

Vsi štirje geološki prerezi skozi litijsko rudišče jasno kažejo, da imamo opraviti s plitvo sinklinalo s prehodom v brahisinklinalni tip gube. Vzdolžna os gube poteka približno pod grebenom Sitarjevca (sl. 1). Če izberemo vrh Sitarjevca nad centralnim delom jame kot izhodišče koordinatnega sistema (sl. 7a), je Berce (1963b) statistično obdeloval vpad karbonskih skladov v okviru drugega in tretjega kvadranta. Njegov sklep o sinklinalni zgradbi litijskega rudišča zato preseneča, razen ob prisotnosti gub nižjega reda. To podmeno potrjujejo razmere na Grollovem obzorju (sl. 7b), kjer se v jedru ene izmed takih sinklinal javlja kremenov konglomerat, na profilu B (sl. 5) pa so plasti še antiklinalno upognjene.

Med disjunktivnimi deformacijami smo doslej omenili le narivne ploskve, in sicer na nivoju zgornjega Savskega rova ter v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta. Na Grollovem obzorju pa so narivne ploskve tudi znotraj peščenjaka (sl. 7b).

Že s konca prejšnjega stoletja je Höferjeva (1886) razprava namenjena izključno prelomnim deformacijam v litijskem rudišču. V njej omenja štiri prelomne sisteme, med katerimi naj bi bila meridionalni in prečnodinarski najstarejša. Prelome karakterizira položna lega, le prečnodinarski so lahko tudi strmi ali celo vertikalni. Dinarski prelomi so premaknjeni ob prelomih vzhod-zahod. Podatki o položni in zelo položni legi kažejo, da je Höfer kot prelome obravnaval predvsem deformacije tangencialnega tipa.

Tornquist (1929a) je menil, da so v rudišču najpomembnejši dinarski prelomi, vendar jih alpski prelomi s položnim vpadom (35–40°) proti severu zmikajo proti vzhodu. Najmlajši naj bi bili meridionalni prelomi, ki sekajo vse prelomne sisteme.

Berce (1953a) je poudaril, da so prelomi s smerjo NW-SE in vpadom proti NE najmlajši. Gre za zdrobljene cone, ki potekajo preko celotnega rudišča. Tako opazimo na nivoju Glavnega rova kar tri prelomnice, je sklenil svoj zapis raziskovalec.

Kasneje je skušal Berce (1963b), na podlagi podatkov jamskega geološkega kartiranja, poleg vpadov plasti obdelati z metodami strukturne geologije tudi tektonske deformacije. Razen naključno pravilnega podatka o sinklinalni zgradbi rudišča metoda ni dala uporabnih rezultatov, sam pristop in interpretacijo pa je kritično izvrednotil Kuščer (1965).

Na Bercetovih jamskih geoloških kartah iz let 1953 (a) in 1956 najdemo prelome štirih sistemov, vendar raziskovalec med seboj ni skušal povezati niti najvažnejših prelomov tako na posameznem obzorju kakor tudi v okviru celotnega rudišča. Poleg tega na številnih mestih ni stratimetrijskih podatkov, kar so glavne pomanjkljivosti te dokumentacije. Pri identifikaciji prelomov so zato težave skoraj nepremostljive.

Po znani legi na površju smo lahko razpoznali le Sitarjevški prelom na dveh obzorjih (sl. 7b, d) in ga povezali še s točko d na stiku skrilavca in peščenjaka na Novem obzorju (sl. 5c), kjer vpada pod kotom 70° proti SE.

Okrog sto metrov SW poteka subparalelno drug – nepoimenovani prelom, vzdolž trase prereza C (sl. 7c) pa se javlja snop dinarskih prelomov, ki jih je nakazal Berce (1953a) na nivoju Glavnega in Izvoznega rova.

Na vzhodnem obrobju Grollovega obzorja (sl. 7b) izstopata še dva meridionalna

preloma, strmo nagnjena proti vzhodu. Verjetno gre za severni podaljšek prelomov z območja vzpetin Poščavnik (sl. 1).

O relativnih starostnih odnosih neotektonskih sistemov na podlagi literaturnih podatkov iz jame ne kaže izgubljati časa, saj bi bili sklepi nezanesljivi. Zdi se, da so tudi tod dinarski prelomi najmlajši.

Podatki o orudenju

V obsežni literaturi o litijskem rudišču najdemo precej informacij o orudenju. Te se nanašajo bodisi na neko konkretno – poimenovano rudno telo z znano lego v prostoru, še več pa jih je splošnega značaja.

Riedlova karta (1886, tabla 9) kaže, da je odkopavanje takrat seglo le do kote okrog 300 m (Avgustovo obzorje) z rudnimi telesi tipa Alma. Na nivoju Glavnega in Savskega rova so komaj pričeli z delom ter dobivali prve podatke o precej siromašnejšem in drugačnem tipu orudenja iz spodnjega dela jame. Zato upravičeno sklepamo, da se vsi opisi v publikacijah s konca prejšnjega stoletja nanašajo na rudna telesa tipa Alma, čeprav tega posebej ne omenjajo. V dokumentaciji iz obdobja med vojnama se splošni podatki o orudenju tičejo obeh delov jame. Po drugi svetovni vojni pa je večina podatkov iz spodnjih nivojev rudišča; o razmerah v že opuščenem NW delu jame citirajo starejše raziskovalce. Na teh podmenah smo izvrednotili podatke o orudenju iz že zdavnaj odkopanih rudnih teles.

Po ugotovitvah Fabjančiča (1962a, b; 1966, 1972) gre v rudišču Sitarjevec za snop več kot 40 rudnih žil in žilic, od katerih pa je le okrog 30 % vrednih odkopavanja. Večje žile so sledili sto do stopetdeset metrov po vpadu (v višinskem razponu petdeset do sto m), na obzorjih pa nekaj deset do več sto metrov daleč. Čiste baritne žile so bile debele od deset do šestdeset cm, baritno-galenitne od enega do deset cm, galenitno-sfaleritne od dveh do 5 cm, sfaleritne pa do deset cm; žila Alma doseže debelino do dveh metrov.

Berce (1956) je ločil tri vrste rudnih teles. Pretežno galenitna ruda nastopa le v manjših žilicah in lečah (izjema je Grollovo rudno telo). Baritno-galenitna rudna telesa so največja. Pretežno baritna rudna telesa najdemo tako v tektonsko pretrtih kakor tudi v kompaktnih peščenjakih; v tem primeru so običajno manjših dimenzij. Rudo spremljajo ponekod leče bele ali sive gline. Ta je včasih v talnini, drugje v krovnini žile. Tanjše kaolinitne žilice najdemo v zgornjem delu jame tudi zunaj orudenih območij.

Mineralna zgradba rudnih žil je v glavnem simetrična. Galenit nastopa kot zelo drobnozrnat ali pa kot grobozrnat različek s kristali od enega do dveh cm in največjimi od štirih do petih cm v premeru. Tudi cinabarit se javlja v drobno- in debelozrnatih agregatih; pogostni so lepo razviti kristali, kar velja tudi za barit. Rudna telesa vsebujejo do 40.000 ton rude, običajno pa so manjša. Po naših podatkih rudno telo Alma daleč presega omenjeno najvišjo vrednost.

Fabjančič (1962b) je poudaril, da je Litija žilno rudišče kompleksnega sestava, pri čemer je udeležba glavnih koristnih mineralov naslednja: barit 83,24 %, galenit 16,31 % in sfalerit 0,45 %. Ti minerali nastopajo bodisi v skoro monomineralnih rudnih žilah, lahko pa tudi po dva ali celo trije skupaj. Raziskovalec še poroča, da vsebuje svinčeva ruda mineral miargirit.

Med laboratorijskimi raziskavami naj na tem mestu omenimo spektralno kemične analize petih vzorcev galenita in štirih vzorcev sfalerita ter izotopske raziskave

žvepla (Drovenik, 1972; Drovenik et al., 1976, 1980), saj ne poznamo njih lege v rudišču.

Opozorimo naj še na podatek, da je vseboval dvakrat rafinirani svinec 99,9883% Pb, 0,0045% Cu, 0,0027% Sb, 0,0025% Fe in 0,0020% Ag (Riedl, 1886).

Oglejmo si nekatera pomembnejša rudna telesa podrobneje.

Rudno telo Alma. Vsi podatki kažejo, da so litijsko rudišče odkrili prav na izdankih tega rudnega telesa visoko na južnih pobočjih hriba Sitarjevec (sl. 5, profil A). Riedl (1886) je namreč poročal o obsežnem železnem klobuku iz limonita in o prvih rudarskih delih prav s tega območja. Kasneje so to največje rudno telo označevali tudi kot krovninska žila ali rudna plast Alma (Erzlager Alma).

Rudno telo ima generalno smer WNW-ESE in vpada proti severovzhodu. Prve točne podatke o legi v prostoru daje Riedl (1886). Slika 6 na 10. tabli prikazuje rudno telo na treh obzorjih (Zračni, Almin in Prikopni rov). Tod lahko razberemo stratimetrijske elemente, ki se gibljejo v območju 345 od 30°/35 do 40°. Na 1. sliki, kjer je Höfer (1886) vrisal razmere na Alminem podkopu, visi ponekod rudno telo celo proti vzhodu.

Na Tornquistov shematski prerez skozi litijsko rudišče iz leta 1929 (a) se bomo večkrat sklicevali, zato ga prikazujemo na sliki 5a skupaj z našo interpretacijo (sl. 5b). Vpadni kot rudnega telesa Alma znaša na tem prerezu 50°.

Podatki o razsežnosti rudnega telesa po horizontali se dobro ujemajo. Höfer (1886) je na nivoju Alminega rova vrisal 500m dolgo rudno telo, medtem ko govori Tornquist (1929a) o dolžini 600 metrov. Höferjeva grafična dokumentacija je podkrepljena z numeričnimi podatki, zato je bolj prepričljiva. Po naši rekonstrukciji (sl. 7a) znaša dolžina rudnega telesa na Alminem obzorju 550 metrov.

O vertikalni razsežnosti rudnega telesa so najbolj sprejemljivi Riedlovi podatki (1886, tabla 10). Na drugem in tretjem prerezu je raziskovalec vrisal rudno telo do Avgustovega rova, torej nekako do kote 300m, s čimer se je strinjala tudi večina drugih raziskovalcev. Vendar je pisal Sedlar (1950) na podlagi nekega poročila iz leta 1890 celo o bogato orudeni žili z Avgustovega rova.

Tornquist (1929a) je podaljšal rudno plast Alma še za 40m v globino (sl. 5a), kar pa je, glede na shematski značaj profila, nezanesljiv podatek.

Rudno telo se torej javlja v višinskem intervalu okrog 100m, z upoštevanjem vpada pa je široko od 150m (sl. 5, profil A) do 270m (Riedl, 1886, profil 3).

Na že omenjenih dveh Riedlovih profilih so tudi podatki o debelini rudnega telesa, ki se giblje med 30cm do 5 metrov; najpogosteje omenja raziskovalec debelino dveh metrov.

Kot lahko preberemo v literaturi, je bilo nenadno izklinjenje rudnega telesa v globini za stare rudarje nerazrešljiv problem. Iz raznih zapisnikov zvemo, da je bilo rudno telo na tem mestu sploščeno in zdrobljeno, ruda pa brečasta. Najbolj pomemben je podatek, da ruda preneha ob skrilavcu ter Riedlova (1886) informacija s 3. profila o položnem prelomu z vpadom 30° proti SW, ki odreže rudno telo nekako na nivoju Avgustovega rova.

Z našo interpretacijo geoloških razmer v litijskem rudišču zlahka obrazložimo izklinitev rudnega telesa Alma v globini. Rudno telo se prisloni na staroterciarno narivno ploskev v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta, se obenem izravna in izklini, kar je lepo razvidno zlasti s prereza A na 5. sliki.

Na Riedlovi (1886, tabla 10) kakor tudi na Höferjevi (1886) grafični geološki dokumentaciji izstopajo subvertikalni meridionalni prelomi, predvsem pa položne deformacije, ki sekajo in premikajo rudno telo. Pri teh porudnih in različno orientira-

nih deformacijah gre skoraj zagotovo za upognjene narivne ploskve, subparalelne oni v podlagi. Ob narivnih ploskvah gre ponekod za nenavadne premike blokov z juga proti severu (sl. 5 prereza A in C, sl. 7a).

Najmočnejšo tako deformacijo z vpadom proti SE (135 do 150°/26 do 36°) je Riedl (1886, 10. tabla, sl. 6) označil kot glavni prelom (Hauptverwurf) in opozoril na leve zmike od 19 do 38 m, kar smo shematsko pokazali na sliki 7a in v prerezih A in C (sl. 5). Skrajni zahodni – levo zmaknjeni del rudnega telesa Alma so nekdaj imenovali žila Antonija (Žebre, 1955; Berce, 1956). To deformacijo iz zgornjega dela jame in znotraj rudnega telesa Alma so raziskovalci večkrat zamenjavali s Tornquistovim prelomom (Pastor, 1947b; Fabjančič, 1962a, b) ob katerem se rudno telo konča.

Ugotavljamo, da se vsi podatki o mineralih in mineralnih združbah, ki jih je zbral Brunnlechner (1885), nanašajo na rudno telo Alma ali njegove zahodne in vzhodne podaljške. Med minerali omenja raziskovalec galenit, cerusit, anglesit, sfalerit, barit, halkopirit, covellin, malahit, azurit, bournonit, cinabarit, samorodno živo srebro, hematit, limonit, pirit, markazit in siderit, poleg teh pa še pyromorfit, viterit, spherosiderit, keramohalit, alofan, pyrolusit, vad, psilomelan, kalcit, aragonit in kremen. Baritne kristale je podrobno preučil Zepharovich (1880, 1884).

Tudi podatki o mineralih, ki jih je nanizal Riedl (1886), se nanašajo izključno na rudno telo Alma. Posebno naj opozorimo na barvne ilustracije št. 1, 3, 5 do 7 in 13 do 16, ki jih je izdelal jamomerec Tschemernigg in s katerimi je Riedl ponazoril razmere v posameznih odkopih. Galenit kot glavni rudni mineral, piše raziskovalec, nastopa pretežno v drobnozrnati obliki. Posebno lepi so bili kristali cerusita iz zgornjih delov rudnega telesa in kot taki znani zbiralcem mineralov daleč naokrog. Cinabarit se javlja kot oprhi, impregnacije, ali do tri cm široki pasovi, redkokdaj pa kot kristali, a takrat zelo lepi. Ta mineral nastopa skupaj z baritom in limonitom ali pa sam v razpokah peščenjaka, kjer najdemo še samorodno živo srebro. Živosrebrna ruda je vsebovala od 0,7 do 37,7 % Hg, poprečje pa je znašalo 2,7 % Hg. Barit je zelo pogosten in zapolnjuje do pet metrov, poprečno pa meter debelo žilo. Sfalerit nastopa v 2 do 3 cm širokih pasovih.

Tornquist (1929a) je podrobno obdelal mineralne združbe v rudišču Sitarjevec, vendar so podatki skupni za vsa večja rudna telesa. Edino 11. slika prikazuje paragenetske odnose v rudni plasti Alma.

Posebej naj opozorimo na razmere v Prikopnem rovu, ki je še vedno v območju obravnavanega rudnega telesa. Tod se javlja po podatkih Tornquista (1929a, 7, 26, 27 in 17. sl.) meter debelo, konkordantno hematitno rudno telo, ki so ga sledili dvajset metrov daleč, vendar točne lokacije ne poznamo. S preučevanjem rudnomikroskopskih preparatov je raziskovalec sklepal, da nastanek hematita ni povezan z rudonosnimi procesi. Gre za singenetsko rudno telo iz karbonskega obdobja. Prisotnost barita in kremena kaže, da so ju ti procesi kasneje le preoblikovali. O povezavi z limonitnimi tvorbami z območja Rastoke severno od Litije (Mlakar et al., 1993) ter z limonitom pri Veliki Preski južno od Polšnika (Premru, 1983b, 52) naj dajo odgovor bodoče raziskave.

Gogala (1927) je poročal, da je med rudnimi minerali tudi wulfenit, čemur je pritrdil tudi Lapornik (1935), Holer (1943) pa je poudaril, da vsebuje srebronosni galenit 20 do 25 gr/t Ag.

Zanimive podatke navaja Berce (1956). Raziskovalec poroča o galenitu iz bližine kontakta s krovninskim peščenjakom, spodnja stran rudnega telesa pa je skoraj brez njega; gre torej za asimetrično zapolnitev. Glavna ruda je barit, ponekod impregni-

rana z galenitom. V zgornjem delu rudnega telesa se javlja poleg cinabarita tudi limonit, v bližini izdanka pa še hematit. Sfalerit je redkost in nastopa skupaj z galenitom.

Izmed številnih mikroskopsko preiskanih kosov rude (Grafenauer, 1963), je iz rudnega telesa Alma verjetno le vzorec št. 7 in predstavlja »oksidirano« rudo iz galenita, pirita, tetraedrita, sfalerita in dolomita.

Vzhodno polje in Grollovo rudno telo. Doslej smo obravnavali razmere zahodno od ustja Alminega podkopa. Prepričani pa smo, da je orudenje v tako imenovanem Vzhodnem polju, katerega del je tudi Grollovo rudno telo, severovzhodni podaljšek rudnega telesa Alma (sl. 7a). Čeprav so o tem delu jame pisali mnogi raziskovalci, je na to povezavo opozoril samo Riedl (1886).

Raziskovalec je prikazal razmere v skrajnem severovzhodnem obrobju rudišča na prvem prerezu in jih ponazoril še z barvnimi ilustracijami nekaj odkopov (tabli 12 in 13; slike 2 in 4 ter 8 do 12). Prerez kaže subhorizontalno, rahlo sinklinalno upognjeno rudno telo med Alminim in Prikopnim rovom, razpotegnjeno v 190 m širokem pasu ter debelo od petdeset cm do 2 metra. Rudno telo, ki naj bi ležalo na skrilavcu, sekajo subvertikalni prelomi in položne narivne ploskve; ob eni izmed njih, z elementi 255/40°, se rudno telo konča.

Kropač (1919) je pisal o večjem, skoraj vodoravnem rudnem telesu, debelem 40 do 50 cm, približno dva metra pod nivojem Pomožnega rova. Gre za drobnozrnati do gosti galenit in rumenkasti barit. Pirit je spremenjen v limonit. Ruda s te lokalnosti je bila izredno bogata, saj je vsebovala kar 55 do 65 % Pb z 52 do 65 gr/t srebra.

Tudi Tornquist (1929a) je omenil subhorizontalno rudno telo, dolgo 160 m in široko 60 m, s poprečno debelino 50 cm. Ruda se javlja v neplastnatem peščenjaku brez skrilavih vložkov in vsebuje malo barita. Na Tornquistovem prerezu št. 2 izstopa to rudno telo z nenavadno lego in je označeno s simbolom Pb (sl. 5a). Ilustracija nekega čela pa kaže horizontalno rudno telo simetrične zgradbe s sfaleritom ob boku ter galenitom in kremenom sredi žile (Tornquist, 1929a, sl. 7).

Holler (1943) je prvi omenil Grollovo rudno telo, in sicer med kotama 300 in 330 m, Pastor (1945, 1948) pa je poudaril, da gre za drobnozrnato in zelo bogato galenitno rudo, ki se javlja v obliki nekakšne kadunje; ruda se končuje na skrilavcu. Pod Prikopnim rovom so leta 1925 odkopavali okrog meter debelo rudno lečo in pridobili več kot 20 vagonov čiste rude. Kamenina, v kateri se javlja Grollovo rudno telo, je pretrta in spremenjena v brečo s skrilavčevim vezivom. Podobno lečo, končuje Pastor, so našli tudi ob prelomu nad Glavnim rovom.

Berce (1953a) je opozoril na nekdaj enotno in pozneje raztrgane rudne leče, od katerih je bila ena dolga 30, široka 40 in debela 1,5 m. Med minerali najdemo le galenit, sfalerit in kremen; barit je popolnoma izostal. Na drugem mestu je Berce (1956) poudaril, da je Grollovo rudno telo pretežno iz galenita in nastopa v kompaktnem peščenjaku.

Žebre (1955) je menil, da je Grollovo rudno telo vmesna žila med Almo in žilo Glavnega rova.

Grafenauer (1963) je rudo preiskal mikroskopsko. Za vzorce št. 4, 5a in 5b vemo, da so iz Prikopnega rova in najbrž z Vzhodnega polja. Gre za rudo iz bornita, halkopirita, modrega covellina in idaita, pri čemer je bornit razpadel v halkopirit in idait. Vzorci z oznako 8, 9a, 9b in 15 pa so z Grollovega obzorja in seveda istoimenskega rudnega telesa. V prvih treh rudnih preparatih opazimo po mnenju Grafenauerja nenavadne strukture in parageneze s cinabaritom. Gre za mirmekitsko pre-

raščanje sfalerita in cinabarita z nekaj kremenovih in dolomitnih zrn. Vzorec št. 15 pa kaže galenit, ki se spreminja v cerusit, sfalerit pa v smithsonit.

Iz novejšega obdobja je še zanimiv podatek o več strmih, do meter debelih orudenih razpokah, ki se naslanjajo na subhorizontalno rudno telo (Fabjančič, 1972).

Po naših ugotovitvah nimamo opraviti z nekim posebnim – veznim oziroma diagonalnim rudnim telesom, kot so ga imenovali Tornquist (1929a), Holler (1943), Pastor (1947a) in Fabjančič (1972), temveč s severovzhodnim podaljškom spodnjega dela rudnega telesa Alma. Nekako na nivoju 320 m se rudno telo prisloni na staroterciarno narivno ploskev v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta, zavzame subhorizontalno lego, se ponekod upogne in razpotegne v smeri narivanja ter izklini.

Prav na tem območju so prisotne tudi narivne ploskve znotraj peščenjaka ter Sitarjevški – torej dinarski prelom, ki ga omenjajo kar trije raziskovalci, in sicer Tornquist (1929a), Pastor (1948) in Berce (1953a). Omenjene deformacije so raztrgale nekdaj enotno rudno telo v posamezne leče in jih premaknile tudi po vertikali.

Taka interpretacija lepo pojasnjuje vse posebnosti, ki jih opisujejo v literaturi, natančna rekonstrukcija razmer pa danes ni več možna. Na sl. 7a smo s posebno oznako opozorili na lego Grollovega rudnega telesa v okviru litijskega rudišča, na sliki 7b in na prerezu B (sl. 5) pa je nekaj več podatkov o zapletenih geoloških razmerah v obravnavanem območju.

Na tem mestu naj navedemo še zanimivo podrobnost. Riedl (1886, 338) je opozoril na razstavo leta 1882 v Trstu, kjer so pokazali tudi 2.600 kg težak kos čistega galenita iz litijskega rudišča; blok je bil iz tri metre debele rudne žile. Zaradi monomineralne sestave rude domnevamo, da je šlo za galenit iz spodnjega dela rudnega telesa Alma v širšem smislu.

Žila Glavnega rova. Z namenom, da podkopljejo rudna telesa tipa Alma, so v 80. letih prejšnjega stoletja zastavili Glavni rov (Haupteinbau), in sicer na koti 289 m (sl. 7a, simbol Gl). Zadeli so na novo – neznano rudno telo, mu sledili proti NW in ga kasneje poimenovali kot žila Glavnega rova. Riedlova karta iz leta 1886 kaže sledilno progo, dolgo 250 metrov.

Na Höferjevi skici (1886, tabla 14) vpada rudno telo na tem obzorju pod kotom 54° proti severovzhodu, sekajo pa ga številni prečnodinarski prelomi s srednjestrmim vpadom proti NW ali SE.

Tornquist (1929a) je pisal o talninski rudni plasti (Liegendlager) ter vpadnem kotu 45 do 70° (sl. 5a). Posebno naj opozorimo na Hollerjev podatek iz leta 1943, da se tudi ta žila – kot Alma, spodaj konča na skrilavcu, in sicer na koti 250 metrov.

Po vertikali so rudno telo sledili od Savskega do Prikopnega rova, torej v višinskem razmaku okrog sto metrov. Tako Glavni kot Izvozni rov sta spremljala žilo na dolžini več kot 200 m. Od 50 cm do meter debela rudna žila je vpadala proti severovzhodu (Pastor, 1945; Berce, 1953a, 1956; Fabjančič, 1962a).

Berce (1956) je opozoril, da se žila v spodnjem kakor tudi v zgornjem delu razcepi v več krakov. Na zahodu odreže rudno telo Tornquistov prelom, na vzhodu pa nimamo več opraviti z enotno lečo, temveč s spletom žil oziroma z orudeno cono, katere vzhodne meje ne moremo določiti natančno.

O odnosih rudne žile s prikamenino je malo podatkov. Tornquist (1929a) je zapisal, da se javlja na vzhodu talninska rudna plast tu in tam neposredno pod črnim, 10 do 20 cm debelim skrilavčevim horizontom. Na shematskem prerezu je raziskova-

lec vrisal skrilavec v krovnini rudnega telesa kot neprekinjeno plast (sl. 5a). Pastor (1945) pa je menil, da je rudna žila ob prelomu na stiku s skrilavcem.

Berce (1953a 1956) je poudaril, da je v talnini rudnega telesa povsod močno pretrt kremenov peščenjak, kamenina v krovnini pa je kompaktna; stik je običajno raven. Nad nivojem Glavnega rova je v krovnini rude različno debela raznobarvna glina, z globino pa se njena debelina zmanjšuje in žila se tu in tam stika neposredno s peščenjakom. Na drugem mestu (Berce, 1953a) pa lahko preberemo, da je žila na nivoju Glavnega rova v zelo pretrtem peščenjaku, v Izvoznem rovu pa večkrat pretrgana. Gre za zmike rudne žile ob prečnodinarskih prelomih z uvaljanimi lečami rude.

O mineralni sestavi rude je nekaj več podatkov. Slike št. 5, 6, 8, 9 in 12 do 15 (Tornquist, 1929a) kažejo, da sestoji rudno telo predvsem iz galenita in barita, ponekod pa najdemo še halkopirit, sfalerit, siderit, limonit in kalcit. Z nivoja Glavnega rova (nekje pri Glavnem vpadniku) omenja Tornquist (1929a, 20) tudi večje količine cinabarita.

Po podatkih Duhovnika (1947) je žila na nivoju Glavnega rova iz galenita in barita ter do meter debela. Žebretova informacija (1955, 245) o pravilno zgrajenih žilah z višjetemperaturnimi minerali ob bokih ter nižjetemperaturnimi v sredini žile se brez dvoma nanaša na razmere v spodnjem delu jame in tudi na to rudno telo, kar potrjujejo Bercetovi (1956) podatki. Žila je v glavnem iz barita, na bokih pa najdemo galenit, sfalerit, limonit nekaj halkopirita in pirit. Nekateri od teh mineralov (limonit) so ponekod drobno razpršeni po baritu in peščenjaku. Cinabarit je redkost in ga najdemo vedno sredi žile.

Vzorec št. 14 iz spodnjih obzorij, ki ga je rudnomikroskopsko preiskal Grafenauer (1963), verjetno pripada žili Glavnega rova in sestoji iz galenita, pirita, cinabarita, metacinabarita in barita. Tudi pripomba o manjših količinah cinabarita z nekaj realgarja, ki je zadnji kristalil iz raztopine (Grafenauer, 1963, 252), se verjetno nanaša na to rudno telo.

Žila Glavnega rova poteka vzdolž našega prereza C (sl. 5d in 7a, c), torej v smeri NW-SE in je drugo največje rudno telo v litijskem rudišču. Po podatkih Bercetove jamske geološke karte iz leta 1956 je na nivoju Glavnega rova žila dolga kar 320 metrov. Kot kaže prerez B, se rudno telo v globini in seveda na severozahodu res končuje ob skrilavcu, kot lahko beremo v starejših dokumentih, in sicer ob narivni ploskvi v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta.

Geološke razmere na nivoju Glavnega rova, ki jih kaže omenjena Bercetova karta, smo ekstrapolirali na okrog 20 metrov nižje Medobzorje in jih prikazujemo na sliki 7c. Snop neotektonskih dinarskih prelomov oblikuje več deset metrov široko pretrto cono. Subvertikalna ali proti severovzhodu nagnjena galenitno-baritna ali baritna ruda telesa se pod ostrim kotom naslanjajo na mlade prelome in izklinjajo, na drugi strani pa po krajši ali daljši prekinitvi (desni poševni zmiki) spet odpirajo.

Geološki prerez B (sl. 5) kaže, da seka obravnavano rudno telo karbonske sklade skoraj pod pravim kotom, zato so razlage o spremljajočih skrilavcih (Tornquist, 1929a; Pastor, 1945) nesprejemljive.

Rudne žile Nada, Zora, Dana in Daza. Tornquist (1929a, b) je poudaril, da se žila Glavnega rova spodaj razcepi v žili Nada in Zora, kar je raziskovalec skušal ponazoriti na shematskem prerezu 2 (sl. 5a). Žili se v globini končata ob lapornem skrilavcu s strmim vpadom proti jugu. Razcepitev je raziskovalec povezoval z navzkrižno plastovitostjo peščenjaka, v katerem sta žili nastali.

Pastor (1948) je ugotovil, da zadene žila Zora na severni skrilavec, Nada pa se

končuje ob njem pet metrov nad Savskim rovom. Žebre (1955) je menil, da sta Zora in Nada sestavni del žile Glavnega rova; Dana je samostojno rudno telo v talnini te žile.

Tudi Berce (1953a, 1956) je trdil, da se žila Glavnega rova pod tem nivojem razcepi in doseže Medobzorje s tremi kraki – Nada, Zora in Dana (sl. 7c). Nekoliko drugačne podatke daje Fabjančič (1962a,b, 1972) in poudarja, da so žilo Zora na Medobzorju dokazali na dolžini več kot 200 m. Žila Daza je odcep od žile Nada ali pa je samostojna žila.

O mineralni sestavi rudnih žil skoraj ni informacij. Sliki 13 in 14 (Tornquist, 1929a) prikazujeta skoraj zagotovo razmere v rudnem telesu Nada in kažeta na prisotnost barita, galenita in cinabarita. Sedlar (1950) je zapisal, da je žila Dana bogata z baritom, Berce (1953a, 1956) pa je na svojih jamskih kartah označil do 30 cm debele žile kot baritno-galenitne. V žili Zora se javljajo na drugem Medobzorju cinabaritne impregnacije. Tudi Fabjančič (1972) poroča, da je žila Zora predvsem iz barita in le delno iz galenita.

Lego omenjenih rudnih žil, o katerih si niti poznavalci rudišča niso bili na jasnem, smo pokazali na Medobzorju (sl. 7a, c). Gre za subparalelne v smeri NWN-SES ali N-S potekajoče rudne žile s srednje strmim vpadom proti ENE ali vzhodu. Kako se rudne žile odcepijo od žile Glavnega rova in prepletajo med seboj, nismo mogli rekonstruirati niti na horizontalnem niti na vertikalnih prerezih (B, C). Menimo, da gre za nov-meridionalni sistem rudnih žil, ki se tod stikajo z dinarsko usmerjenimi rudnimi žilami. Prečnoalpska orientacija izstopa predvsem pri rudnem telesu Nada (sl. 7a, c). Literaturni podatki o prenehanju rudnih žil ob skrilavcu se z našo interpretacijo lepo ujemajo.

Druge rudne žile v spodnjem delu jame. Iz globljih delov litijskega rudišča poročajo raziskovalci še o drugih rudnih telesih. Gre za Karlove, Kidričeve in Savske žile, rudno telo Konjak itd.

O Karlovi žili sta prva poročala Pastor (1948) in Berce (1953a). Na nivoju Karlovega rova je bilo rudno telo dolgo 65 m, vpadalo je proti severovzhodu ter se izklinjalo ob prelomu. O isti, 150 m dolgi žili s Savskega obzorja poroča Fabjančič (1962a). Gre za 5 do 40 cm debelo žilo z 10 % Pb. Na drugem mestu (Fabjančič, 1972) pa lahko preberemo, da je žila vsebovala največ barita, vendar z znatno primesjo kalcita. Delež galenita v rudni žili je znašal 1 do 2 cm, sfalerita pa do 20 cm.

Rudo prve Karlove žile s Savskega rova je mikroskopsko preiskal Grafenauer (1963) z vzorcema št. 2 in 11. V prvem vzorcu se javljajo galenit, pirit, sfalerit in kalcit, v drugem pa še kremen in barit.

Okrog 18 m SW in paralelno s prvo poteka druga Karlova žila, omenjajo pa celo tretjo, prav tako subvertikalno ali strmo proti SW nagnjeno žilo. Z vzorcema 12a in 12b je Grafenauer (1963) z nivoja Savskega rova preiskal drugo Karlovo žilo. V galenitu se javlja bournonit. V zvezi s temi žilami omenja Fabjančič (1972) z zahodnega dela Novega obzorja še 60 cm debelo cinkovo žilo.

Zaradi pomanjkljive dokumentacije iz spodnjega dela jame smo lahko Karlove žile locirali le približno. Javljajo se med kotami 230 in 250 m ter 30 do 50 m južneje, a subparalelno s prerezom C (sl. 5), in sicer v območju med drugim in tretjim skrilavčevim horizontom.

Novo ali Kidričevo žilo so našli okrog leta 1950, saj jo Berce (1953a, 1956) že omenja. Raziskovalec poroča, da so s Savskim rovom v bližini Kidričevega slepega jaška (št. 8) presekali tanko galenitno žilico s smerjo NW-SE in skoraj vertikalnim vpadom. Z globino se je debelina žilice povečala in dosegla ponekod 50 cm, pov-

prečna debelina pa je znašala 20 cm. Žebre (1955) je pisal celo o galenitni žili, debeli do 80 cm.

V Savskem rovu so zasledovali žilo na dolžini 20 m, na nivoju 228 m je bila dolga 54 m, na koti 190 m pa kar 70 metrov. Rudno telo seže še pod to-najnižje obzorje vsaj do kote 171,5 m (sl. 5, profil C), kar je obenem najnižja točka, kjer so v Sitarjevcu dokazali orudenje z rudarskimi deli. Žilo so torej ugotovili v višinskem intervalu okrog 70 m, na zahodu pa naj bi jo po podatkih Berceta (1953a) odrezal Tornquistov prelom z vpadom 32° proti SE.

Berce (1956) je nadalje poročal o prelomih, ki večkrat prekinjajo rudno telo, vendar ga ne spremljajo pretrte kamenine, kar je značilno za rudne žile na Savskem rovu. Rudno telo vsebuje največ galenita in sfalerita, narašča pa tudi količina kremena; galenit se je odlagal večkrat, zato ima žila asimetrično zgradbo.

Fabjančič (1962b) je poudaril, da je bila Kidričeva žila spodaj zelo bogata, s poprečjem 13,2 % Pb, v zgornjem delu pa siromašna (1,5 % Pb). Ker je vsebovala Nova žila v svojem najglobljem delu še vedno barit in galenit, so rudarji menili, da je rudišče navzdol še vedno perspektivno (Fabjančič, 1972).

Kidričev slepi jašek in po njem poimenovano rudno žilo seka prerez C (sl. 5). Po naši interpretaciji na zahodu niso zadeli na Tornquistov prelom, temveč na drugi skrilavčev horizont, ki so ga morda zaslutili tudi v najglobljem delu rudnega telesa na koti 171,5 m ter poglabljanje ustavili, čeprav o tem nihče ne poroča.

Na Novem obzorju so po podatkih Fabjančiča (1962b) presekali še dve manjši tipični diskordantni žili, in sicer Konjak in drugo Kidričevo žilo. Obe sta vsebovali 2 do 5 cm galenita ter nekaj sfalerita. Z istega obzorja omenja Fabjančič še 80 m dolgo galenitno-baritno žilo št. 2, ki se navzdol izklinja, navzgor pa debeli; njen severozahodni del seka prerez B (sl. 5 in 7a). Lege šestih-paralelnih žil na Novem obzorju v medsebojni razdalji 23, 50, 30, 48 in 46 metrov ter treh žil na Savskem obzorju (Savske žile) s 15 do 20 cm barita in 2 do 3 cm galenita, ne poznamo. Opozorimo naj še na rudno žilo s smerjo sever-jug in položnim vpadom proti vzhodu, ki so jo dokazali v Glavnem vpadniku (Fabjančič, 1972).

V istem dokumentu najdemo tudi opis geoloških razmer v Dobravškem rovu, ki so ga v letih 1963 do 1965 gnali z Novega obzorja proti vzhodu (sl. 7a, oznaka Dr). Podatki o glinovcu ter vpadu kamenin proti zahodu potrjujejo pravilnost naše rekonstrukcije geoloških razmer tudi v tem delu jame (sl. 5, profil C).

V prečniku, zastavljenem v krivini in usmerjenem proti jugu, so na 45. metru zadeli na dve dinarski – Dobravški žili z največ 6 cm galenita. Eno izmed njih so spremljali 20 m po vertikali, vendar je bila navzgor čedalje tanjša in se je izklinila. Spodnjega, vse bogatejšega dela žile pod obzorjem niso raziskovali. Fabjančič (1972) posebej poudarja, da so se z globino bogatile tudi preostale tri žile, ugotovljene na Novem obzorju.

Kot kažeta 5. slika (profil C) in slika 7a, so Dobravške žile istovetne z orudenjem, ugotovljenim v vrtini št. 2, in se javljajo med prvim in drugim skrilavčevim horizontom.

V tem delu rudišča je tudi Dobravški jašek, ki ga je predlagal Tittel (1887) in so ga izdelali konec prejšnega stoletja do nivoja Savskega obzorja (249 m). Med kotama 262 in 252 m, torej v globini med 17. in 27. metrom, naj bi zadeli na tri rudne žile z vpadom proti severovzhodu. O prvi žili iz globine 17 m vemo, da je bila debela 5 do 15 cm. Vse žile so vsebovale barit, pirit in galenit. V višini 252 metrov so rudo zasledovali s krajšim rovom (Fabjančič, 1962b, 1972). Gre za orudenje, ugotovljeno tudi v vrtini št. 2.

O tem okrog 27 m globokem jašku na južni strani ceste skozi Podsitarjevec in z ustjem na koti 279 m, danes ni sledu, saj je območje pozidano. O morebitni povezavi z drugimi rovi ne vemo ničesar.

Tudi o orudenju iz drugih obrobnih delov litijskega rudišča je v literaturi nekaj zanimivih podatkov. Naj opozorimo na nekatere izmed njih.

O prečnoalpski kremenovi žili z nekaj galenita in barita, iz začetnega dela Savskega rova, je poročal Tornquist (1929a). Sledove orudenja so našli še na 50. metru in v nadkopu, kjer se rov razcepi.

V Uršulinem rovu so zadeli na rudno žilo pod skrilavcem (Riedl, 1886; Sedlar 1950), v spodnjem Antonijevem rovu pa so že leta 1885 na 50. metru naleteli na 20 cm debelo žilo barita brez cinabarita (Fabjančič, 1972). V bližini in vzporedno z njo so dokazali žilo z baritom, galenitom in halkopiritom ter jo raziskali tudi z nadkopom. Žila po podatkih Sedlarja (1950) celo izdanja na površino. Na Bercetovi jamski karti iz leta 1956 imata rudni žili smer sever-jug. Zanimiv je še podatek, da so okrog leta 1887, ko so kopali temelje za Litijsko predilnico, na več mestih našli galenitne žilice, menda celo v predilniškem vodnjaku ob Savi (Sedlar, 1950).

Neuspešna so bila rudarska dela na nivoju Glavnega rova št. 2 z ustjem severno od Litijske bolnišnice ter v Srečinem rovu z nekdaj edinim izvirom pitne vode v Sitarjevcu (Sedlar, 1950; Fabjančič, 1972).

Poleg večjih, doslej opisanih žil, se javljajo znotraj rudišča Sitarjevec še številne nekaj centimetrov debele mono– ali polimineralne rudne žilice, ki jih je na svojih kartah registriral Berce (1953a, 1956). Poznamo grobo orientacijo žilic, njih največjo debelino, vpad le tu in tam, samo na nekaj mestih pa odnose do prikamenine. Prevladujejo dinarsko usmerjene baritne in baritno-galenitne žilice s strmim vpadom proti severovzhodu. Slede meridionalno razpotegnjene žilice s srednjestrmim vpadom proti vzhodu, prečnodinarsko in alpsko orientirane žilice pa so redkost. Drobne rudne žilice na Grollovem obzorju in Medobzorju kažeta prilogi 7b in c.

Zbrani podatki dokazujejo, da se javlja litijsko rudišče v kameninah srednjega dela karbonske superpozicijske podenote b_2 (sl. 3 in 5, prereza B, C). Ruda iz vrtine št. 5 je najgloblje v prostoru in stratigrafski lestvici, saj leži pod prvim skrilavčevim horizontom (sl. 6). Med tem in naslednjim skrilavčevim nivojem je ruda iz prve in druge vrtine. Rudna telesa iz spodnjega dela jame, kot Karlove in Kidričeva žila, so med drugim in tretjim, večina rudnih teles (žila Glavnega rova, Nada, Zora, Dana) pa nad tretjim skrilavčevim horizontom. V tem bloku peščenjaka je tudi rudno telo Alma, ki leži v stratigrafskem zaporedju kamenin najvišje. V Sitarjevcu se torej javlja orudenje v višinskem intervalu vsaj 400 m (sl. 3).

Rudišče Zavrstnik

Na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) ima Zavrstnik med Pb, Zn rudišči zaporedno številko 85. Gre za rudišče na severnem obrobju istoimenske vasi jugozahodno od Litije (sl. 1 in 7a).

Zgodovinski podatki

Letnice odkritja rudišča ne poznamo, vemo pa, da so leta 1838 podelili rudokopne pravice za Rov sončnega vzhoda (Sonnenaufgangstollen) oziroma Rudnik svinca

v Zavrstniku. V obdobju od 1847 do 1855 so tod že obratovali neprekinjeno vse do leta 1860. Leta 1855 so proizvedli 97 t svinca (Riedl, 1886; Fabjančič, 1972). Svinčevo rudo so prevažali v topilnico v Zagorju po železnici (Mohorič, 1978).

Po podatkih Riedla (1886) so dela ustavili, ker je rudo odrezal močan prelom, po drugih informacijah (Žebre, 1955; Fabjančič, 1972; Mohorič, 1978) pa zato, ker niso obvladali dotoka vode, ki je končno zalila rudnik.

Sedlar (1950) je našel podatek, da so v Zavrstniku rudarili tudi med 1. svetovno vojno. Obnovitvena dela so spet zaživela po drugi svetovni vojni (Duhovnik, 1947; Pastor, 1948).

Septembra 1951 so začeli s ponovnim odpiranjem Vitelnega jaška (v stari dokumentaciji so ga označevali kot Göplov jašek), dosegli obzorje v globini 13 m, vendar so iz varnostnih razlogov dela ustavili in se leta 1954 raje odločili za vpadnik iz Partizanskega rova; konec maja 1956 je bil ta dolg že 117 metrov.

V letu 1957 so nadaljevali z delom v vpadniku in pri prebojih v staro jamo, črpali so vodo in obnavljali stare proge. Dosegli so nivo bivšega tretjega obzorja (211 m). Dotok vode je znašal 500 l/min. Rudo so raziskovali in izkoriščali do leta 1959. Iz denarnih razlogov so junija tega leta prenehali z rudarjenjem in pustili, da je jamo spet zalila voda (Fabjančič, 1972).

Podatki o geološki zgradbi in orudenju

Na območje rudišča Zavrstnik sežeta stari geološki karti, katerih avtorji so Vozelj in sodelavci (1949) ter Grad in Nosan (1957); na njih ni pomembnih geoloških podatkov. Tudi z Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) lahko sklepamo le na prisotnost alpsko usmerjenega preloma, ki seka karbonske peščenjake s položnim vpadom proti NW.

Geološka zgradba zavrstniškega območja je sorazmerno preprosta (sl. 1). Kremenovi peščenjaki s položnim vpadom proti NW pripadajo spodnjemu, predvsem pa srednjemu delu karbonske superpozicijske podenote b_2, čeprav skrilavega glinovca na površju nismo zasledili. Območje sekata močan dinarski Zavrstniški prelom in prečnodinarski Štangarski prelom, o katerih smo že poročali.

Rudarska dela so razpotegnjena v smeri NW-SE, in sicer v 600 m dolgem ter 50 m širokem pasu (sl. 7a). Jama je bila dostopna s Talninskim prikopom, Novim vpadnikom, Vitelnim jaškom in Partizanskim rovom ter nato z 200 m dolgim vpadnikom, ki je segel vse do kote 211 metrov. Najglobja rudarska dela so bila na nivoju 170 m in povezana z ostalo jamo s slepim jaškom; rudo so odkopavali le do dna omenjenega vpadnika. Kot kaže geološki prerez A (sl. 5d), gre za rudarska dela v višinskem intervalu okrog 120 m. Če upoštevamo še dva raziskovalna rova višje v Štumfovi grapi, se višina poveča na 180 metrov.

Osnovne podatke o rudarskih delih smo prikazali na 4. tabeli.

Prve geološke informacije so iz sredine prejšnjega stoletja. Fabjančič (1972) citira podatke avstro-ogrskega Ministrstva za finance iz leta 1857, da nastopa svinčeva ruda v Zavrstniku kot žila skupaj z baritom in ima stratimetrijske elemente 225/60–70°. Debelina žile je znašala 2,6 cm do 1,26 m, raziskali pa so jo na dolžini 568 m in 113 m po vpadu. Žila je vsebovala 7,9 do 47 cm kompaktne rude, in sicer na dolžini 76 m, po vpadu pa 18 do 26 m. Prelomne cone so bile široke 26 do 30 m, v njih pa je bil vgneten glinovec, debel od 95 cm do 1,9 metra. Obogatena ruda, ki so jo leta 1852 prevažali v Zagorje, je vsebovala do 70 % Pb.

Tabela 4. Osnovni podatki o rudarskih delih v rudiščih Zavrstnik in Matuc

Table 4. Basic data on mining workings in Zavrstnik and Matuc ore deposits

Rudarsko delo Mine working	Oznaka Symbol	Kota (m) Elevation (m)
Rudišče Zavrstnik - Zavrstnik ore deposit		
Sledilni rov (Freischurf)	Slr	349
Sledilni podkop (Zubau)	Sp	324
Partizanski (Zavrstniški) rov	Pa	290
Antonov rov		287
Vitelni jašek (Göpl)	Gj	275
Krovninski podkop		265
Severovzhodni preboj	R	265
Novi vpadnik	Nv	263
Talninski prikop	Tp	262
Zrcalni rov		259
1. globinski podkop (obzorje)		246
2. globinski podkop (obzorje)		235
3. globinski podkop (obzorje)		211
4. globinski podkop (obzorje)		177
Rudišče Matuc - Matuc ore deposit		
Zgornji Matucov rov	ZM	343
Prikopni rov	Prr	327
Spodnji podkopni rov	Spr	315
Spodnji Matucov rov	SM	299

Zanimive podatke daje Höfer (1886). Rudna žila vpada proti SW (215/65°), sekajo pa jo štirje subparalelni prelomi z vpadom 29 do 70° proti severu. Odseki rudne žile so drug proti drugemu levo premaknjeni, kar je raziskovalec ponazoril s posebno skico (Tabla 14, sl. 1) in predstavlja razmere na nivoju Talninskega prikopa. Tudi po tej dokumentaciji naj bi bila rudna žila dolga 568 metrov.

Tornquist (1929a) se je skliceval na starejše podatke in poudaril, da so tod prisotne le rudne žile, ki so manj perspektivne kot rudne plasti. Raziskovalec je še opozoril na debel, zgneten skrilavec v Zavrstniškem rovu z videzom mladoterciarne usedline.

Točnejši podatki so šele iz obdobja po drugi svetovni vojni in se nanašajo predvsem na razmere v zgornjih in najglobljih delih rudišča. O tem so pisali Duhovnik (1947), Pastor (1948), Vozelj s sodelavcema (1949), Sedlar (1950), Berce (1953a), Žebre (1955), Grad in Nosan (1957), Drovenik, F. (1956, 1959) in Fabjančič (1972).

Iz literaturnih podatkov razberemo, da je bil Partizanski rov pretežno v pešče-

njaku, ponekod s prehodom v drobnozrnati konglomerat; tu in tam so naleteli na glinovce. V osmih pregledanih zrnih glinencev iz peščenjaka so ugotovili količino anortita med 8 do 48 %, običajno pa je znašala 37 %. Zrna pripadajo andezinu (Grad & Nosan, 1957).

V Partizanskem rovu so alpski in dinarski prelomi, med slednjimi pa je zdaleč najpomembnejši oni na 100. metru; ob njem so uvaljani nagubani glinovci.

Vsi raziskovalci so se strinjali z ugotovitvijo, da gre v Zavrstniku za rudno žilo oziroma orudeno prelomnico dinarske smeri, s strmim vpadom proti NE ali SW. Iz nekega zapisnika z začetka leta 1958 pa zvemo, da je bila na nivoju 211 m v strmi rudni žili mineralizacija sklenjena na dolžini 70 m, v intervalu 60 m pa nato večkrat prekinjena. V glavnem gre za svinčevo-cinkovo orudenje z baritom in z zelo spremenljivimi količinami prvin (0,1 do 21 % Pb; 0,16 do 14 % Zn ter 1,33 do 70,8 % barita). Na drugem mestu (Fabjančič, 1972) pa zvemo, da gre na tem obzorju za 50 cm debelo sfaleritno žilo, ki se konča ob prelomu. Glavno žilo so spremljale 10 do 20 cm debele žile sfalerita s smerjo sever-jug, na kar posebej opozarjamo. Na nivoju starega četrtega obzorja so zasledovali 10 do 20 cm debelo sfaleritno žilo celo na dolžini 70 metrov.

Pred drugo potopitvijo jame leta 1959 sta si raziskovalna dela na nivojih 211 m, 193,5 in 185,5 m ogledala Duhovnik in F. Drovenik. Raziskovalca sta poročala o strmi proti NE nagnjeni in 10 do 30 cm debeli rudni žili, predvsem iz mineralov jalovine, kot kalcita, kremena in barita ter rudnih mineralov sfalerita, galenita, tu in tam pirita in le redkokje halkopirita. Orudenje je bilo v žilah nepravilno razporejeno, razen sfalerita, ki predstavlja najstarejšo fazo orudenja in se javlja ob žilnih stenah.

Z naraščajočo globino orudenje ne nastopa le v žili, temveč tudi kot impregnacije v prikamenini predvsem s sfaleritom tako v krovnini, predvsem pa v talnini rudne žile. Debelina celotnega orudenega pasu z rudno žilo vred znaša ponekod 5 metrov.

Na podlagi rezultatov vzorčevanja sta raziskovalca sklepala, da se vsebnost svinca v rudi z globino zmanjšuje, odstotek cinka pa narašča. Pri meter širokem odkopu bi v rudnem telesu znašala vsebnost Pb 0,7 %, Zn pa 3 % (Drovenik, F. 1959).

Iz Zavrstniškega rova imamo le podatek o žilah galenita, barita in pirita, debelih od 8 do 10 cm. V sledilnem rovu (Slr – sl. 7a) se po podatkih Vozlja in sodelavcev (1949) javlja orudeni prelom z elementi 225/80°. V prelomni coni je 10 cm debela galenitna žila dolga dva metra. O tej orudeni-dinarski prelomnici s široko milonitizirano cono je pisal tudi Sedlar (1950) in poudaril, da je galenit tod črn, močno zdrobljen in razmazan v obliki »svinčevega repa«. Isti prelom so po podatkih Duhovnika (1947) ugotovili tudi v Zavrstniškem rovu (Pa) na razdalji 103 m od vhoda, vendar tam ni bil oruden (sl. 7a).

Iz Zavrstnika je Grafenauer (1963, sl. 1) mikroskopsko preiskal kremenov peščenjak, vendar lokacije odvzema vzorca ne poznamo. V kamenini je raziskovalec našel orudeno »bakterijo« iz pirita (pyritosphaera).

V literaturi najdemo tudi podatke z obrobja rudišča, vendar so nenatančni. Tako se po mnenju Pastorja (1948) rudne žile končajo ob skrilavcu, na SE pa odreže rudno telo prečnodinarski prelom (Sedlar, 1950). Pritrdimo lahko predvsem ugotovitvam, da je v spodnjem delu jame še ostala ruda.

O starih rovih v okolici rudišča Zavrstnik ter izdankih rude, ki jih ne znamo locirati, so poročali Vozelj in sodelavci (1949). Opozorimo naj na nezavarovani jašek na grebenu 220 m NE od Partizanskega rova z nekaj centimetrov debelo limonitizirano baritno žilo ter namig na neki drug jašek v bližini križišča sredi vasi

Zavrstnik (sl. 1 in 7a). Sledove starih rovov z nekaj odvali smo našli v grapah severno od Mlavčarja in Kolarja; preiskovali so bituminozne klastite.

Po podatkih prereza A (sl. 5d) lahko sklepamo, da se javlja Zavrstniška rudna žila (ali več vzporednih rudnih žil) v peščenjaku nad prvim skrilavčevim horizontom. Glinovci znotraj rudišča verjetno pripadajo nivoju z našo oznako št. 2. Rudno telo seka karbonske sklade skoraj pravokotno in se javlja v višinskem intervalu vsaj stotih metrov. Na horizontalnem prerezu (sl. 7a), prirejenem po že omenjeni Höferjevi skici iz leta 1886, opazimo, da se subvertikalno rudno telo pod ostrim kotom približuje neotektonskemu, dinarskemu Zavrstniškemu prelomu in se na območju Sledilnega rova (Slr) nanj prisloni in izklini. Literaturni podatki o razmerah v tem podkopu potrjujejo našo razlago.

S podmeno snopu subparalelnih dinarskih prelomov znotraj rudišča s širokimi milonitiziranimi conami se ponovijo razmere, ki smo jih pokazali na sl. 7c vzdolž žile Glavnega rova v Sitarjevcu.

Zavrstniško rudišče odreže na jugovzhodu Štangarski prelom. Med porudne deformacije uvrščamo tudi alpsko usmerjeni prelom s strmim vpadom (70°) proti severu, ki je vzporeden Širmanskemu prelomu. Položne, v isto smer nagnjene deformacije obravnavamo kot narivne ploskve.

Na tem mestu naj opozorimo na zanimivost rudarsko-geološkega značaja. Höfer (1886) je zasnoval tako imenovano »levo pravilo«, ki so ga kasneje pogosto nepravilno imenovali Smidtovo pravilo. Litijski rudarji so pravilo zelo cenili, glasi pa se nekako takole: Pri smernem raziskovanju rudne žile je treba na drugi strani preloma iskati njen podaljšek na levi strani.

Höfer je zasnoval to pravilo z opazovanjem razmer v takrat odprtih rudnih telesih Alma, v žili Glavnega rova, predvsem pa v Zavrstniški rudni žili (sl. 7a). Glede na podatke, kakršne prikazuje 14 tabla (Höfer, 1886), gre ob porudnih deformacijah povsod res za navidezne leve zmike rudnih žil.

Z upoštevanjem novih podatkov o značaju porudne tektonike se s preprostim preskusom lahko prepričamo, da to pravilo res drži, in sicer v primeru, da dinarske rudne žile, ki prevladujejo, preseka prečnodinarski ali dinarski prelom (sl. 7c), ali če te nalegajo na narivno ploskev z običajno smerjo vzhod-zahod (sl. 7a). Pri drugače orientiranih rudnih žilah in porudnih deformacijah se zdi veljavnost tega pravila bolj problematična.

K podatkom o mineralnih združbah, izotopni in kemični sestavi rude (Drovenik et al., 1976, 1980) ne moremo dodati ničesar. Opozorimo naj le na dejstvo, da vsebuje zavrstniški galenit v primerjavi z litijskim višje vsebnosti Ag, a precej manj Cu, sfalerit pa izstopa z visokimi odstotki galija.

Rudišče Matuc (Matuza)

Na prve informacije o rudi z vmesnega območja med Zavrstnikom in Sitarjevcem smo naletali v Höferjevi razpravi iz leta 1886. Na 14. tabli je raziskovalec vrisal rov z oznako Matutzer Gang. Vsaj 60 m dolga rudna žila, razpotegnjena v dinarski smeri, naj bi vpadala pod kotom 61° proti SW (sl. 7a).

V zvezi z opisovanjem rudne žile Sp. Antonija s Sitarjevca omenja Sedlar (1950) podatek, da so v Matucovi grapi našli zelo bogate žile galenita, barita in cinabarita. Tudi Berce (1953a) opozarja, da je tam več rovov. To rudno območje, pravi razisko-

valec, so podkopali z 450 m dolgim rovom iz rudišča Zavrstnik, za kar so morali imeti tehtne razloge.

Kot kaže 1. slika, je geološka zgradba območja podobna oni v Zavrstniku. Položno proti NW nagnjene sklade iz osrednjega dela karbonske superpozicijske podenote b_2 preseka dinarski – Grmaški prelom.

Na situacijski karti merila 1:2000 iz novejšega obdobja so na območju grape med Boštetom in Jančarjem vrisali štiri rove. Osnovne podatke o rudarskih delih smo nanizali na 4. tabeli, prostorsko pa jih prikazujemo na slikah št. 1 in 7a. Pripomniti pa moramo, da ledinske oznake Matuc ali Matuza domačini ne poznajo. Verjetno so območje že v prejšnem stoletju poimenovali po nekem rudarju Maticu.

Opazili smo le ustje spodnjega Matucovega rova na desnem bregu potoka. Na odvalu so večji kosi galenita, ki kažejo, da je bila rudna žila debela vsaj 10 cm. Tudi to rudno telo seka karbonske sklade skoraj pod pravim kotom in se javlja nad prvim skrilavčevim horizontom (sl. 5d, profil A).

Na pregledani dokumentaciji rudarska dela z različnih nivojev med seboj niso povezana po vertikali, kar kaže, da se odkopavanje iz nam neznanih razlogov ni razmahnilo. Rov, ki naj bi povezoval Krovninski podkop v rudišču Zavrstnik z območjem Matuc, smo na prilogi 7a označili s simbolom **R.**

Rudišče Zagorica

Na zahodnih pobočjih približno v smeri sever-jug potekajočega grebena z najvišjo vzpetino Cvingar, najdemo vzhodno od Litije sledove številnih rovov in odvalov. Gre za rudišče Zagorica, ki ima na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) med Pb, Zn rudišči zaporedno številko 84.

Zgodovinski podatki in stara rudarska dela

Orudeno območje so v preteklosti imenovali različno. Oznako Cvinger smo zasledili na enem samem mestu. Müllner (1909) je zapisal, da nastopa na hribu Cvinger pri Zagorici svinec skupaj z železom in bakrom ter dodal, da je bilo verjetno tod prebivališče starih vačanskih rudarjev, ki so kopali železo in morda tudi svinec za velike železarske delavnice na Slemšku. Druge oznake za orudeno območje so Jesse (Fritsch, 1870; Riedl, 1886; Tornquist, 1929a), Jeze (Pastor, 1947d), pri Jezeh (Fabjančič, 1972) in končno Zagorica. Jeze in Zagorica sta vasi ob vznožju vzpetine Cvingar (sl. 1).

Fabjančič (1972) je omenil, da sta pri Jezeh ohranjena dva, najbrž keltsko-rimska rova iz 4. stoletja našega štetja, Sedlar (1950) pa je našel podatek, da so v Zagorici intenzivno rudarili v srednjem veku.

Znani idrijski jamomerec J. Mrak je leta 1763 izdelal karto nekega rudnika Slatnik (Slatteneg) v srednjem Zasavju (Korošec, 1993). O starih odkopih vzhodno od Litije pri lokalnosti Slatenek, kjer so južno od gradu sledovi stare topilnice, je pisal tudi Hacquet (1784).

Nekdanja graščinska pristava, ki jo danes imenujejo Slatna, stoji okrog kilometer južneje od rudonosnega območja Cvingar (sl. 1). Skoraj zagotovo so pisci sporočil locirali rudarska dela glede na takrat edini vsem znani objekt v okolici.

V nekem nepodpisanem dokumentu iz arhiva Geološkega zavoda Ljubljana, ki

Tabela 5. Osnovni podatki o rudarskih delih v Zagorici
Table 5. Basic data on mining workings in Zagorica

Rudarsko delo Mine working	Kota (m) Elevation (m)	Rudarsko delo Mine working	Kota (m) Elevation (m)
1	297	9	310-335
2	330	10	255-285
3	270	11	240
4	300-320	12	240
5	240	13	240
6	280	jašek Reka	242
7	280	jašek Johanni	239
8	320	Pleskovič	250

obravnava načrt raziskav za leto 1955, najdemo podatek, da je rudnik obratoval med leti 1750 in 1850. Tudi Sedlar (1950) je pisal o odkopavanju okrog leta 1800, ko je bil rudnik last Rudarske združbe Zagorje, in v prejšnjem stoletju vse do leta 1846. Po podatkih istega raziskovalca so tod intenzivno rudarili tudi med prvo svetovno vojno.

Leta 1947 so skušali rove obnoviti, vendar so dela opustili že naslednje leto. Zadnje raziskave na tem objektu so se odvijale v letih od 1956 do 1958. Z rovom pri Pleskoviču, usmerjenem proti jugu, so hoteli podkopati stara dela na območju Cvingarja. Rov je potekal vseskozi v jalovem peščenjaku, vendar točnejših podatkov nimamo. Na 232. metru so podkop zaradi pomanjkanja denarja ustavili.

O starih rudarskih delih so zbrali največ podatkov Pastor (1947d), Sedlar (1950) in Fabjančič (1972). Vsi poročajo o rovih in jaloviščih na območju Velike, Šimenčkove, Slatenske in Ojstermanove doline (sl. 7a). Sedlar je lego rovov ponazoril celo z neko staro skico na prilogi št. 48, ki pa je ni mogoče zanesljivo uskladiti z dejanskim stanjem. Osnovne podatke o najpomembnejših, danes že zarušenih rudarskih delih, označenih z zaporednimi številkami 1 do 13, prikazujemo na 5. tabeli.

V zgornjem delu Velike doline sta dve vdrtini (1). Odvali so majhni, v grapi pa so kosi barita. Na grebenu južno od tod je eno največjih jalovišč (2) z mnogo barita in galenita.

V spodnjem delu sosednje – Šimenčkove doline sta nad sotočjem grap dva velika odvala (3) s prav takimi rudnimi kosi. Verjetno gre za lokacijo D (Pastor, 1947d) oziroma za nekdanji Frančiškov rov, kjer so pri obnavljanju naleteli na veliko praznino. Iz tega rova so nekdaj izvažali rudo ter jo spodaj prebirali in prali. Višje v grapi sta še dva manjša odvala (4).

Ob vznožju hriba med Šimenčkovo in Slatensko dolino je zasut rov (5), drugega pa najdemo na grebenu vzhodno od tod (6); v opornem zidu so veliki bloki barita.

Na obeh bregovih Slatenske doline je v višini 280 m odval (7) s kosi barita in galenita. V prvem desnem pritoku je jalovišče z mnogo belega barita (8). Višje v grapi je še nekaj manjših odvalov. Tudi v drugem desnem pritoku je v višinskem razmaku od 310 do 335 metrov več manjših jalovišč (9), na grebenu Cvingarja ali tik pod njim pa so sledovi številnih razkopov.

Na grebenu južno od Slatenske doline so ostanki dveh rovov (10) z majhnimi jalovišči brez kosov rude. Spodnji rov se je verjetno imenoval Johannes.

Med Slatensko in Ojstermanovo dolino lahko ob potoku Reka zaslutimo vhode dveh podkopov (11 in 12). Po ustnem izročilu (Pastor 1947d,) so pri čiščenju rova B (verjetno št. 11 – Reka rov) že na 100. metru naleteli na stare odkope. Na lokalnosti št. 12 pa gre verjetno za baron Steigerjev rov. Južno do tod (13) morda kažeta manjši vdrtini na prisotnost starih rudarskih del.

Jašek Reka je 25 metrov SE od domačije Laznik na rečni terasi (sl. 1 in 7a). Zaradi posedanja materiala in gnitja lesa je pred desetletji prišlo pri oranju do nenadnega vdora, nakar so vdrtino temeljito zapolnili. Izdelavo 80 m globokega jaška sta priporočila znana strokovnjaka Hinterhuber in Tittel iz Freiberga; dokončali so ga leta 1883. Na dnu jaška so izdelali 60 do 80 meterov dolga preseka, usmerjena proti severu in jugu, ter našli le rudne indikacije (Sedlar, 1950; Fabjančič, 1972). Po ustnem izročilu so naleteli na rudne sledove tudi sredi jaška (Pastor, 1947d).

Drugi jašek se je imenoval Johannes in je po naši rekonstrukciji okrog 90 m NE od mostu čez Reko. V starih dokumentih omenjajo tudi neki vpadnik iz baron Steigerjevega rova.

Podatki o geološki zgradbi in orudenju

Dosedanje geološke karte karbonskega ozemlja med Reko in Jablaniškim potokom (Grad & Nosan, 1957; Premru, 1983a) so brez podrobnosti. Nova geološka karta (sl. 1) pa kaže, da so karbonski peščenjaki z območja Cvingarja zahodno nadaljevanje enako starih plasti z desnega brega Jablaniškega potoka. Na obeh predelih vpadajo skladi položno do srednje strmo proti NW. Vložkov skrilavega glinovca na površju nismo zasledili, iz jame pa jih omenjajo Pastor (1947d), Sedlar (1950) in Fabjančič (1972). Rudišče Zagorica se torej javlja, tako kot Sitarjevec, v kameninah osrednjega dela karbonske superpozicijske podenote b_2 (sl. 3). Na jugu so na paleozojskih klastitih različne skitske kamnine Šmarske narivne enote. Rudonosno območje ne seka noben pomemben neotektonski prelom.

Podatki o orudenju so skromni, predvsem pa jih ne znamo prostorsko locirati. Pastor (1947d) poroča o 1,5 m debeli rudni žili v rovu A med Šimenčkovo in Slatensko dolino. Na drugem mestu pa zvemo o meter debeli rudni žili v nekem vpadniku. Pastor poudarja, da gre na celotnem območju za več vzporednih rudnih žil, ki so morale biti zelo bogate.

Sedlar (1950), govori o petih rudnih žilah; točnejše podatke je našel za štiri izmed njih. Gre za žile Steiger (204/80°), Johannis (3/59°), Zahodno žilo (183/28°) in žilo Sluga (220/50°); zadnje tri žile si slede proti severovzhodu v razdalji po 100 metrov.

Podatki kažejo, da imamo opraviti z dinarskimi in alpskimi rudnimi žilami. Na profilu D (sl. 5) in na sliki 7a smo lahko vrisali rudne žile le shematsko in jih označili s simboli St, J, W in Sl.

Glede na sestavo jalovišč sklepamo o prisotnosti baritnih, baritno-galenitnih in morda še galenitnih in sfaleritnih rudnih žil. Predvidevamo, da se čiste baritne žile javljajo nad koto 320 m, pod tem nivojem pa gre za polimetalno sestavo rudnih teles.

Po literaturnih podatkih bi lahko sklenili, da so rudo odkopavali predvsem do nivoja doline (240 m) ter le tu in tam posegli v globino. Najvišje so rudarska dela na vrhu Cvingarja, zato znaša vertikalna razsežnost orudenja najmanj 117 metrov (sl. 5, profil D).

Stik rudonosnih – karbonskih in jalovih triasnih kamenin iz Ojstermanove doline omenjajo v literaturi na enem samem mestu. Ob stiku najdemo glinovec, v kontaktni – milonitizirani coni pa je izdanek rude (Pastor, 1947d). Kaj je z rudo in rudarjenjem pod triasnimi, pretežno karbonatnimi kameninami, ne vemo. Na prerezu D smo vrisali shematsko dve rudni telesi, ki ju zgoraj odreže staroterciarna narivna ploskev.

Grafenauer (1963) je rudo z odvalov preiskal mikroskopsko z vzroci št. 3, 6a in 6b. Raziskovalec omenja med minerali galenit, pirit, goethit, lepidokrokit, limonit, covellin in digenit. Poleg teh najdemo še barit, sfalerit, nekaj halkopirita in tetraedrit (Drovenik et at., 1976, 206).

Podatke o izotopski sestavi žvepla v različnih mineralih so nanizali Drovenik in sodelavci (1976, 1980).

Razpolagamo še s spektralno kemično analizo dveh vzorcev galenita in vzorca sfalerita (Drovenik et al., 1980). Opozorimo naj na spremenljive količine Ag in Sb v galenitu ter visoke vsebnosti Cd, Ga in Cu v sfaleritu.

Rudišče Maljek

Na območju potoka Maljek, dobre 3 km NE od Litije, so sledovi intenzivne rudarske dejavnosti (sl. 2a). Na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) nosi lokalnost Maljek med Pb, Zn rudišči zaporedno številko 27.

Zgodovinski podatki in stara rudarska dela

V pregledani literaturi je malo informacij o rudarjenju na Malješkem prostoru. Rova na NW pobočjih vzpetine Špilj sta po podatkih Sedlarja (1950) menda iz rimskih časov. Raziskovalec poudarja, da so kasneje rudarili predvsem v Bukovem grabnu, kjer je bila tudi topilnica in celo rudarska naselbina (obe lokalnosti smo na sl. 2a posebej označili). Območje imenujejo danes Jazbečeve jame. Ti rovi, pravi nadalje raziskovalec, so bili nekdaj povezani s kar 4 kilometre dolgim hodnikom s Šmartnim. Rov, ki so ga končali leta 1648, je prišel na dan pri kapelici. V spomin na ta dogodek da »je še danes« v šmarski cerkvi spominski kamen (Sedlar, 1950).

Zanimivi podatek smo preverjali tako v župnišču kot v šmarski cerkvi, vendar spominskega kamna nismo našli.

Rudarski objekt Malnek, ki ga omenja Valvasor (1689), je dejansko rudnik Maljek in so ga takrat še gradili. Lastniki so bili Dobski, nato pa Locarnski grofje. Po podatkih tega znamenitega raziskovalca je dajala jama mnogo svinca in dobre bakrove rude.

V letih 1762 do 1764 so idrijski rudarji z nadzornim osebjem sledili v Malniku (Malnick) svinčevo rudo, kartografsko osnovo pa je izdelal J. Mrak (Jevnikar, 1984; Korošec, 1993).

Hacquet (1784) omenja iz Maljeka večje rudišče s sedmimi rovi in topilnico svinca. Podatke povzema Tornquist (1929a).

Sedlar (1950) poroča, da je rudarsko podjetje Bergwerkschaft am Savestrom imelo v Maljeku poleg topilnice tudi mokromehansko separacijo (1816 do 1855). O proizvodnji leta 1848 je pisal Fabjančič, rudarjenje okrog leta 1882 pa dokazuje izjava rudarja Rozine (Fabjančič, 1972). O rudarski dejavnosti sredi prejšnjega

Tabela 6. Osnovni podatki o rudarskih delih v Maljeku
Table 6. Basic data on mining workings in the Maljek area

Rudarsko delo Mine working	Oznaka Symbol	Kota (m) Elevation (m)
Rimski rov 1	R_1	250
Rimski rov 2	R_2	240
Savski rov	SR	233
Penkov rov	Pr	265
Topilniški rov	Tr	250
Topilnica	To	255
Prvi rov	1	280
Podkopni rov-Svetinova jama	Po	265
Andrejev rov-Svetinova jama	A	260
Marijin rov-Svetinova jama	M	305
Drugi rov-Svetinova jama	2	277
Jazbečeve jame	J	281-300
	3	315-335
	4	290-320
Rudarska naselbina	N	277

stoletja govori še podatek o Elizabetinem rovu iz leta 1849, usmerjenem iz naselja Tenetiše pod vzpetino Špilj (Hvala, 1955).

Z začetka tega stoletja ni podatkov. Vemo pa, da so konec leta 1929 na priporočilo Tornquista zastavili Savski ali Revirski rov in hoteli z njim podkopati stara dela dober kilometer SE od tam.

Po osvoboditvi so 208 m dolgi Savski rov večkrat očistili, nekoliko podaljšali in leta 1957 ustavili dela zaradi pomanjkanja denarja. V tem obdobju so usposobili tudi nekaj drugih podkopov (Marijin rov, 2. rov, Prikopni rov), vendar podrobnejših informacij nimamo.

Na 6. tabeli prikazujemo osnovne podatke o najpomembnejših rudarskih delih, ki smo jih na sliki 2a označili s črkami ali zaporednimi številkami 1 do 4. Večino podatkov o starih rovih so zbrali Sedlar (1950), Grad in Nosan (1957), Grad (1960) in Berce (1956, 1962).

Rimska rova sta bila po podatkih karte iz leta 1957 dolga 27 ter 18 metrov (Fabjančič, 1972); po rekonstrukciji ceste vhod v drugi podkop ni več viden.

Malješki Savski rov (SR) smo že večkrat omenili in je edini prehodni rov na celotnem pregledanem ozemlju (sl. 2a, b). Poteka v smeri 165° in je do 72. metra lepo ohranjen. Po podatkih Bercetovega (1956) geološkega kartiranja je bil rov dolg 222 m, na nekem dokumentu iz leta 1957 pa 397 m, vendar je podatek nezanesljiv, saj gre morda za načrt raziskovalnih del.

Na desnem bregu potoka Maljek, 400 m pred izlivom v Savo, je Penkov rov s prečniki in jaškom, dobrih 100 m navzgor po grapi pa Topilniški rov s komaj vidnimi ostanki stare topilnice. Višje v pobočju je podkop z nekdanjo oznako 1. rov, SE od tod pa še Podkopni rov.

Na levem bregu so obsežnejša rudarska dela – Svetinove jame. Tu so Andrejev, Frančiškin in Marijin rov, ki so povezani po vertikali, in še dva podkopa s staro oznako – 2. rov.

Intenzivno so rudarili tudi na levem bregu Hrastovega potoka, ki je desni pritok Maljeka (sl. 2a). Gre za ustja treh podkopov (levi se je imenoval Prikopni rov) in splet rovov v vsaj dveh nivojih, povezanih z jaškom. Celotno območje so imenovali Jazbečeve jame. Vzdolž potoka je obsežno jalovišče.

Južno od tod je na levem bregu Bukovega potoka več odvalov. Na lokalnosti št. 3 je na spodnjem jalovišču mnogo blokov kremenice. Na območju s skupno oznako 4 je vsaj šest manjših odvalov; tudi tod najdemo velike kose žilnega kremena.

Podatki o geološki zgradbi in orudenju

Tornquist (1929a) je opozoril, da karbonski skladi prav na malješkem območju spremene dosedanjo alpsko smer, česar pa nova geološka karta (sl. 2a) ne potrjuje. Na Gradovi in Nosanovi karti iz leta 1957, ki zajema tudi zahodni del Malješkega prostora, ni pomembnih geoloških sporočil. Po podatkih Osnovne geološke karte – list Ljubljana (Premru, 1983a) je ob ustju Malješkega potoka karbonski konglomerat, v bližini razcepa grap pa naj bi znotraj peščenjaka potekala dinarski in prečnodinarski prelom.

Tudi nova karta (sl. 2a) kaže preprosto geološko zgradbo. Karbonske plasti zgornjega dela superpozicijske podenote b_2 vpadajo položno do srednjestrmo proti NW ali NWN, na njih pa leže grobozrnati konglomerati superpozicijske podenote b_3. Zaradi sinklinalno upognjenih skladov sežejo te kamenine do nivoja Savskega rova (sl. 2 b), kar smo podrobneje opisali. Malješkega orudenega območja ne seka noben pomemben neotektonski prelom.

Po podatkih Tornquista (1929a) je na Malješkem prostoru 12 rudnih žil, pri čemer so severnejše bogatejše od južnih. Glede na razporeditev rudarskih del bi lahko sklepali, da so v Penkovem rovu (Krvava voda ali Krvave peči) zasledovali dinarsko, v Svetinovih jamah pa alpsko-strmo proti severu nagnjeno rudno telo. Sedlar (1950) je zapisal, da je v zgornjem – Marijinem rovu opazoval 15 do 20 cm debelo galenitno žilo. Na drugem mestu pa lahko preberemo, da poteka Prikopni rov (Svetinove jame) vzdolž dinarske prelomnice z vpadom proti SW; v prelomni coni zapolnjeni s skrilavcem so leče galenita in sfalerita, v grapi pa še sledovi barita.

Z vrha vzpetine Špilj poročajo Pastor (1953), Hvala (1955) in Grad (1960) o kar 80 cm debeli, dinarsko usmerjeni baritni žili s sledovi galenita in vpadom pod kotom 60° proti SW. Tudi to rudno telo smo na prilogi 2a lahko vrisali le shematsko.

Na odvalih ob Jazbečevih jamah ter na lokacijah št. 2, 3 in 4 so kosi rude iz galenita in sfalerita, pred Marijinim rovom pa iz galenita, barita, siderita in nekaj pirita.

Berce (1962), je prvi mikroskopsko preiskal rudo iz Maljeka in podal zaključke, ki se nanašajo na širši prostor. Opozorimo naj na podatek o prisotnosti pretežno baritnih ter svinčevo-cinkovih rudnih žil. Sfalerit in pirit se javljata ob stenah žil; pogostna so izdvajanja halkopirita v sfaleritu.

Drovenik in sodelavci (1976) dajejo podatke o rudnomikroskopski preiskavi rude z odvalov Svetinove jame in Penkovega rova z vrsto podrobnosti. Kasneje je druga skupina raziskovalcev podala karakteristike rude z malješkega območja skupaj z ono iz rudišč Zavrstnik in Zagorica. Opozorimo naj na zaporedje kristalizacije

– sfalerit – halkopirit – tetraedrit – galenit; verjetno vsebuje ruda še dve generaciji pirita (Drovenik et al., 1980).

V okviru dosedanjih laboratorijskih raziskav razpolagamo še s podatki o spektralnih analizah drobnozrnatega galenita ter srednjezrnatega sfalerita z odvala Svetinove jame ter drobnozrnatega galenita z jalovišča Penkovega rova. Pet vzorcev z območja Maljeka so doslej preiskali tudi na izotope žvepla (Drovenik et al., 1976, 1980) in so z istih lokacij.

Nove so spektralno kemične analize nekaterih mineralov. Iz Savskega rova so na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič v Ljubljani (analitik Hudnikova) spektrokemično pregledali vzorec grobozrnatega sfalerita iz monomineralne žilice na 51. metru (tabela 7, vzorec 4). Vzorec izstopa po nizki vsebini Cd ter precejšni količini galija in germanija.

Z jalovišča pod Marijinim rovom sta vzorec grobozrnatega galenita (št. 6) in prav takega barita (št. 8). Kot taže 7. tabela, je v galenitu zelo malo bakra in nenavadno visoka količina Sr. Tudi barit iz istega odvala izstopa po visokem odstotku te prvine, čeprav z rudno mikroskopijo doslej na Litijskem niso dokazali stroncijevih mineralov. Verjetno je v kristalni rešetki barita del atomov Ba zamenjan s Sr.

Iz Savskega rova (sl. 2b) so najbolj zanesljivi podatki o legi rudnih žil v prostoru. Na 51. metru je v sivem, kompaktnem, hidrotermalno nespremenjenem prodnatem peščenjaku ravna do centimeter široka in 15 cm dolga kremenova žilica z do 3 cm^2 velikimi gnezdi sfalerita. Stratimetrijski elementi rudne žilice so 90/70°.

Na desnem boku in delu stropa so v intervalu med 53. in 54. metrom tri ravne subparalelne kremenove žilice, oddaljene med seboj po 15 cm. Žilice lahko sledimo na dolžini dobrega pol metra, debele so 1 do 2 cm in vsebujejo v srednjem delu do centimeter čistega sfalerita. V kremenovem peščenjaku ni obrudnih sprememb. Izmerili smo elemente žilice 80/70°.

Pri napredovanju rova so naleteli na sfaleritne žilice še na 80. in 90. metru, na sledove galenita pa na 174. metru (sl. 2b), vendar točnejših informacij nimamo.

Zbrani podatki kažejo, da se javlja orudenje na območju Maljeka v zgornji tretjini karbonske superpozicijske podenote b_2 (sl. 2a in sl. 3). Prisotne so dinarsko, alpsko in prečnoalpsko usmerjene rudne žile.

Rudišče Hrastarija

Rudarska dela v grapah SW od Ognišarja, na severnem obrobju malješke karte (sl. 2a), so dosedanji raziskovalci označevali različno. Grad (1960) je govoril o orudenem območju Loški potok – Hrastarija, Berce (1962) je obravnaval lokalnost v okviru Štriglovca, Žepič (1981) pa je pisal o Hrastariji. Na Metalogenetski karti Slovenije (Drovenik et al., 1980) so na tem prostoru evidentirali le rudišče Pasjek.

Orudenje se javlja v levem pritoku Loškega potoka ter daleč od Štriglovca in Pasjeka, zato najbolj ustreza oznaka Hrastarija.

Razpolagamo s podatkom, da so tod leta 1959 podkopavali baritni izdanek (Berce, 1962); o rudarskih delih nimamo grafične dokumentacije. Domnevamo, da so v Hrastariji rudarili že pred drugo svetovno vojno.

Sledove starih rovov najdemo v več nivojih, najnižjega v višini 365 m, in sicer v glavni grapi, srednjega na koti 405 m, zgornjega v višini 430 m, oba pa v desnem pritoku. Glavno jalovišče je v nivoju 380 metrov.

Pastor (1947a) in Sedlar (1950) sta pisala o treh vzporednih dinarskih rudnih

Tabela 7. Spektralne analize sfalerita, galenita in barita (v µg/g)
Table 7. Spectrochemical analyses of sphalerite, galena and barite (in µg/g)

				Sfalerit Sphalerite		Galenit Galena		Barit Barite	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ag	1	1	1	3	13	20	>30	-	-
As	30	100	30	-	-	-	-	-	-
B	10	10	10	-	-	-	-	-	-
Ba	30	100		60	150	>1000	560		
Be	1	3	1	-	-	-	-	-	-
Bi	3	3	3	-	-	-	-	-	-
Cd	100	100	100	530	770	-	-	-	-
Co	10	3	10	17	120	-	10	20	10
Cr	10	10	10	-	-	-	15	-	-
Cu	3	3	3	473	800	5	300	10	15
Ga	3	3	3	197	110	-	-	-	-
Ge	3	10	10	83	83	-	-	-	-
Mo	3	10	3	-	-	-	-	-	-
Ni	3	3	3	-	5	10	30	5	12
Pb	3		10	233	130			10	10
Sb	30	30	30	-	250	245	380	-	-
Sn	3	10	10	7	13	-	-	-	-
Sr	100	300	100	-	-	1000	-	>1000	>1000
V	3	10	3	-	-	-	-	-	-
Zn		30	300			35	660	-	-
Zr	30	100	30	-	-	-	-	-	-

žilah. Na odvalih najdemo kose rude iz barita in galenita s sledovi pirita, sfalerita in limonita.

Rudo je mikroskopsko preiskal Žepič (1981) z dvema zbruskoma in 6. obrusi ter ugotovil med manj pogostnimi minerali bournonit, cerusit, halkopirit, lepidokrokit, markazit, pirit, siderit in tetraedrit. Raziskovalec je zaporedje kristalizacije mineralov natančno opisal in med drugim poudaril, da sta se iz raztopin najprej izločila siderit in ponekod halkopirit prve generacije, nazadnje pa se je izločil kremen. V primerjavi z Litijo, ugotavlja Žepič, je tod nastal barit pred sfaleritom in galenitom; hidrotermalne spremembe so okremenitev, kaolinizacija in morda še alunitizacija.

S te lokalnosti razpolagamo kar s tremi spektrokemičnimi analizami galenita. Rezultate raziskav dveh vzorcev podaja Žepič (1981), zadnjega pa prikazujemo na 7. tabeli. V primerjavi z vsemi doslej preiskanimi vzorci galenita v Posavskih gubah, spada vzorec št. 7 iz drobnozrnatega galenita med one z visoko vsebnostjo Ag, Cu in Sb.

V Hrastariji se javlja orudenje v spodnjem delu zgornje tretjine karbonske superpozicijske podenote b_2, kjer so konglomeratni vložki zelo pogostni (sl. 2a in sl. 3). Dinarsko usmerjene rudne žile, ki smo jih na geološki karti vrisali shematsko, se javljajo v višinskem intervalu vsaj 65 metrov. Glede na mineralne parageneze sklepamo, da je ohranjen spodnji del nekega hidrotermalnega rudišča.

Rudišče Štriglovec (Pasjek)

Rudišče Pasjek, ki ga je Drovenik s sodelavcema (1980) na Metalogenetski karti Slovenije med Pb, Zn rudišči evidentiral pod zaporedno številko 45, je skoraj zagotovo identično z lokalnostjo Štriglovec.

Na območju potoka Štriglovec, levem pritoku Pasjeka, so brez dvoma rudarili že sredi 18. stoletja. To dokazuje Mrakova karta objekta Strigonci (Striglonz) iz leta 1763, o kateri poroča Korošec (1993) ter podatek Haqueta (1784) o rudarskih delih v Pasjeku. O proizvodnji leta 1848 je pisal Fabjančič (1972), nekaj informacij pa dajejo tudi Sedlar (1950), Grad (1960) in Berce (1962).

Zdaleč največ podatkov je v svojem diplomskem delu zbral Žepič (1981). Gre za geološko karto okolice rudišča in laboratorijske preiskave rude, nimamo pa podrobnih informacij o rudarskih delih in legi rudnih žil v prostoru.

Najnižje je podkop ob glavni grapi na koti 335 m (sl. 2a, oznaka 1), okrog 200 m SW od tod pa sta drug nad drugim dve jalovišči v višini 340 in 375 m (lokacija 2).

V grapi Popilovna, levem pritoku Štriglovca, je bilo središče rudarske dejavnosti (območje št. 3). Sledove rovov, usmerjenih proti zahodu, najdemo v višinskem

---

1 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4 in 5 (analitik V. Hudnik)
Detection limit for analyses Nos. 4 and 5 (analyst V. Hudnik)

2 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 6 in 7
Detection limit for analyses Nos. 6 and 7

3 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 8 in 9
Detection limit for analyses Nos. 8 and 9

4 Maljek, Savski rov – Maljek, Sava adit

5 Štriglovec

6 Maljek, Marijin rov – Maljek, Maria adit

7 Hrastarija

8 Maljek, Marijin rov – Maljek, Maria adit

9 Štriglovec
– Nedoločljivo – Not found
prazno – Ni bilo merjeno – *blank* – Not measured

intervalu od 395 do 475 m, po podatkih Grada (1960) pa celo v višini 530 m, kjer danes poteka gozdna cesta. Največji odval je na koti 440 metrov.

Daleč na vzhodu je še lokalnost št. 4, o kateri ne poroča noben raziskovalec. Na precej velikem jalovišču so predvsem kosi črnega skrilavega glinovca; rude nismo opazili.

Ob spodnjem rovu na lokalnosti št. 2 odvala danes ni več. Grad (1960) in Berce (1962) poročata o velikih kosih barita, o žilicah galenita in nekaj sfalerita.

Na območju Popilovne so po podatkih Sedlarja (1950) odkopavali 30 cm debelo galenitno žilo. Na jaloviščih najdemo vse do višine 475 m kose barita, v kremenovih žilicah pa galenit, sfalerit in ponekod še pirit.

S srednjih dveh odvalov na lokalnosti št. 3 je Žepič (1981) mikroskopsko preiskal rudo z osmimi zbruski in enajstimi obrusi. Med manj pogostnimi rudnimi minerali omenja raziskovalec anglezit, halkopirit, pirit, tetraedrit in siderit. Podatke je Žepič ovrednotil skupaj z rudiščem Hrastarija; na nekatere med njimi smo že opozorili.

Z lokalnosti Štriglovec podaja Žepič (1981) tudi rezultate spektrokemičnih analiz treh vzorcev sfalerita in vzorca galenita. Z glavnega odvala v potoku Popilovna pa sta naš vzorec grobozrnatega sfalerita in prav takega barita (tabela 7, vzorca 5 in 9). Vsi vzorci sfalerita iz Štriglovca se odlikujejo z visoko vsebnostjo Ag, Cd, Co, Ge, In in Sb, v galenitu pa je po podatkih Žepiča (1981) mnogo Ag (300 µg/g), Cu in Sb. Na srebronosnost rude iz Pasjeka je opozoril tudi Fabjančič (1972). V našem vzorcu barita je, podobno kot v Maljeku, visok odstotek Sr.

Kot kažeta geološka karta (sl. 2a) in stratigrafski stolpič (sl. 3), je orudenje v Štriglovcu nekaj globlje kot v Hrastariji; na odvalih so namreč pogostni kosi skrilavega glinovca. V Popilovni se javlja orudenje v višinskem razmiku vsaj 80 m. Po razporeditvi rudarskih del sklepamo, da so na lokalnosti št. 2 zasledovali dinarsko usmerjeno rudno žilo, kar velja skoraj zagotovo tudi za Popilovno.

Z upoštevanjem levih zmikov velikostnega reda 500 metrov ob prečnodinarskih prelomih menimo, da je rudna žila na lokalnosti št. 2 jugovzhodno nadaljevanje one v Popilovni. Nasprotno pa rudne žile s Hrastarije niso NW podaljšek žil s Popilovne, kot je menil Fabjančič (1966) in kot se zdi na geološki karti (sl. 2a), temveč so del nekega drugega – subparalelnega orudenega sistema prelomov in razpok.

Rudišče Zgornji Mamolj

Rove v grapi NE od vasi Zg. Mamolj omenjata samo Sedlar (1950) in Grad (1960), vendar so informacije skope.

Sedlar (1950) je zasledil podatek, da so rudišče Mamolj odprli leta 1883 z dvema rovoma. S spodnjim podkopom so na 65. metru odkrili izredno debelo galenitno žilo z lepo kosovno rudo.

Najnižje so rudarska dela na koti 530 m. Največje jalovišče je tik pod gozdno cesto v višini okrog 535 m, nad njo pa so ostanki še treh odvalov – najvišjega na koti 595 metrov.

Grad (1960), je na jaloviščih opazil kose barita z nekaj galenita, v višini 575 m pa so na desnem bregu bloki kremena.

Na največjem odvalu najdemo kose temno sivega muljevca z oprhi malahita. Kemična analiza vzorca iz nekaj kilogramov orudenega muljevca je pokazala 0,59 % Cu. Drovenik je kos orudenega peščenjaka mikroskopsko preiskal v okviru našega letnega poročila o raziskavah iz leta 1985. Poleg žilic malahita je raziskovalec

ugotovil še galenit, barit, siderit, halkopirit, pirit, sfalerit, cerusit in limonit. Najstarejša sta verjetno barit in siderit, nato pa pirit. Halkopirit in galenit spadata med mlajše prvotne rudne minerale. Pri oksidacijskih procesih so nastali limonit, cerusit in malahit.

Kot kažeta geološka karta (sl. 2a) in stolpič (sl. 3), se javlja rudišče Zg. Mamolj v istem nivoju kot Štriglovec, in sicer v višinskem razponu vsaj 65 m. Na desnem bregu grape poteka severni krak Štriglovskega preloma, zato so skoraj gotovo rudarili na levem bregu, vendar ustja rovov niso ohranjena. O poteku rudnih žil ne moremo soditi.

Lokacija Sv. Janez

Na rudarska dela v grapah NW od cerkve sv. Janeza (sl. 2a) sta opozorila le Grad (1960) in Berce (1962). Spodnji odval na koti 475 m je največji; višje ob potoku sta še dve jalovišči v višini 500 in 505 metrov. Grad (1960) omenja z galenitom orudene kose peščenjaka, Berce (1962) pa opozarja, da je na območju Zg. Mamolj–Sv. Janez galenit brez barita.

Orudenje na območju Sv. Janeza se javlja najnižje v stratigrafski lestvici, in sicer v spodnjem delu karbonske superpozicijske podenote b_2 (sl. 2a in sl. 3). Po orientaciji zarušenih vhodnih delov podkopov bi morda lahko sklepali na prisotnost dinarsko ali alpsko usmerjenih rudnih žil.

Geokemične raziskave

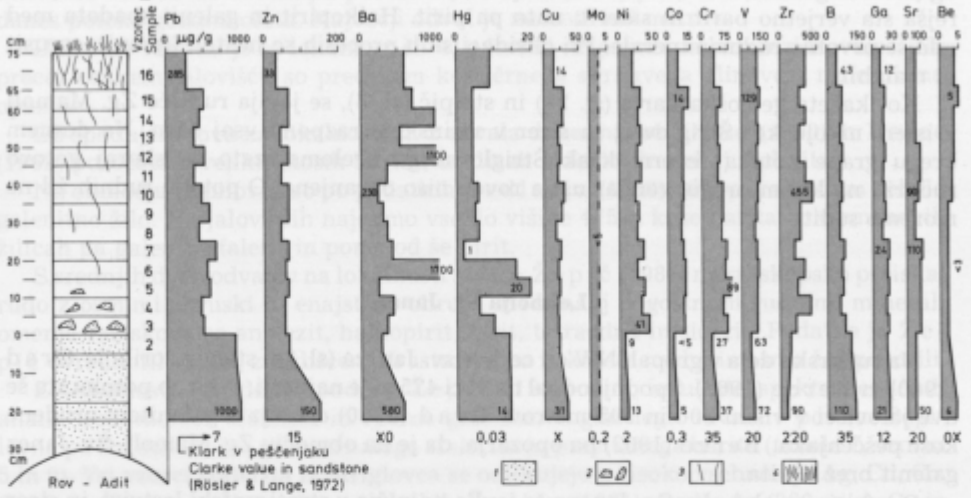
Prve geokemične raziskave na Litijskem je zastavil Berce (1962), in sicer v rudišču Sitarjevec. V prečniku iz Savskega rova proti Karlovi žili je na dolžini 75 m odvzel vzorce na vsak meter in ugotovil ozadje z okrog 100 µg/g Pb in Zn. Anomalije ob 20 do 30 cm debeli rudni žili naj bi se pojavljale samo v talnini. Raziskovalec je zaključil, da rudne raztopine niso povzročile večje disperzne aureole, ki bi jo lahko na površju uporabili za prospekcijo.

Sklep nas je presenetil, zato smo z geokemičnimi raziskavami na hribu Sitarjevec – torej nad največjim Pb, Zn, Ba rudiščem v Posavskih gubah, želeli zbrati podatke o velikosti disperzne aureole, koncentracijah glavnih in slednih prvin v njej, o korelaciji med njimi itd.

Razporeditev prvin po vertikali smo preučevali na profilu pod vrhom Sitarjevca. V sivem, kompaktnem in jalovem karbonskem peščenjaku z nekaj preperine na njem je tik nad cesto v višini 420 m ustje še odprtega rova. Mesto odvzema 16 vzorcev, okrog 30 metrov nad rudnim telesom Alma, smo na grafični dokumentaciji (sl. 1; sl. 5 profila A in C, sl. 7a) označili s simbolom SI. Z brazdo, široko in globoko po 5 cm ter dolgo 20 cm, smo v 75 cm debeli rumeno rjavi preperini zbrali 14 geokemičnih vzorcev. Prvi in drugi vzorec smo odvzeli točkasto in pripadata peščenjaku (sl. 8).

Razen Ba, ki so ga določevali gravimetrično v laboratoriju Rudarsko energetskega kombinata (REK) Trbovlje (analitik Žuža), so vse druge, okrog kilogram težke vzorce, pripravili in spektrometrično analizirali na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič (KIBK) v Ljubljani (analitik Hudnikova).

V neprepereli kameninи so koncentracije prvin, kot smo pričakovali, znatno višje od vrednosti klarka v peščenjaku (Rösler & Lange, 1972). To velja skoraj v celoti



Sl. 8. Porazdelitev prvin po vertikali na profilu SI
1 kremenov peščenjak; *2* preperina s koščki peščenjaka; *3* preperina s koreninicami; *4* travnata ruša

Fig. 8. Vertical distribution of elements in SI section
1 Quartz sandstone; *2* Soil with sandstone fragments; *3* Soil with roots; *4* Turf

tudi za preperino, znotraj nje pa se prvine obnašajo različno. Količine Pb, Hg, Cr, B in Ga z globino naraščajo, koncentracije Ba in Be pa padajo; pri Zn, Cu, Ni, Co in V poleg rahle variabilnosti ne opazimo zakonitosti. Posebej naj opozorimo, da so v travnati ruši količine Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, B in Ga relativno nizke ali v okviru prereza celo najnižje.

Podatke, sicer majhne populacije 14 vzorcev preperine, je računalniško obdelal Bidovec in jih prikazujemo na 8. in 9. tabeli.

Kot kaže 8. tabela, izkazujejo največjo variabilnost Ba, Pb in Zr, torej prvine, ki v preperini običajno nastopajo v težkih mineralih. Za podčrtane vrednosti r v korelacijski matriki (tabela 9) lahko trdimo, da so korelacijski koeficienti statistično različni od 0 na nivoju zaupanja $\alpha = 0{,}005$.

Visoka pozitivna korelacija med sorodnimi prvinami, kot Ni, Co, Cr in V, ne preseneča, pač pa med B in Pb ter B in Zn. Računalniška obdelava je pokazala še na pozitivno korelacijo med Pb in Co ter Pb in Cu ter seveda med Zn in Cu ter Zn in Pb.

Korelacije praktično ni med prvinami Ba na eni ter Cu, Pb in Zn na drugi strani ter med Ni in Cu itd. Negativno korelacijo opazimo na primer med V in Pb ter V in Zn.

Zaradi raziskovalnih razkopov in jalovišč pobočja Sitarjevca niso primerna za geokemične raziskave. Zato smo vzdolžni geokemični profil položili prav po grebenu Sitarjevec – Oblakov hrib – Šitenkov hrib, kjer so možnosti kontaminacije in premeščanja preperine najmanjše (sl. 1). Približno v smeri E-W potekajoči profil združuje 200 geokemičnih vzorcev, oddaljenih med seboj po deset metrov (sl. 9). Vzorčevali smo preperino (soil) iz globine 30 do 50 cm, kjer so po podatkih vertikalnega geokemičnega prereza (sl. 8) koncentracije prvin najmanj spremenljive. Zračna

Tabela 8. Osnovne statistične ocene – 14 vzorcev preperine (vertikalni prerez SI)

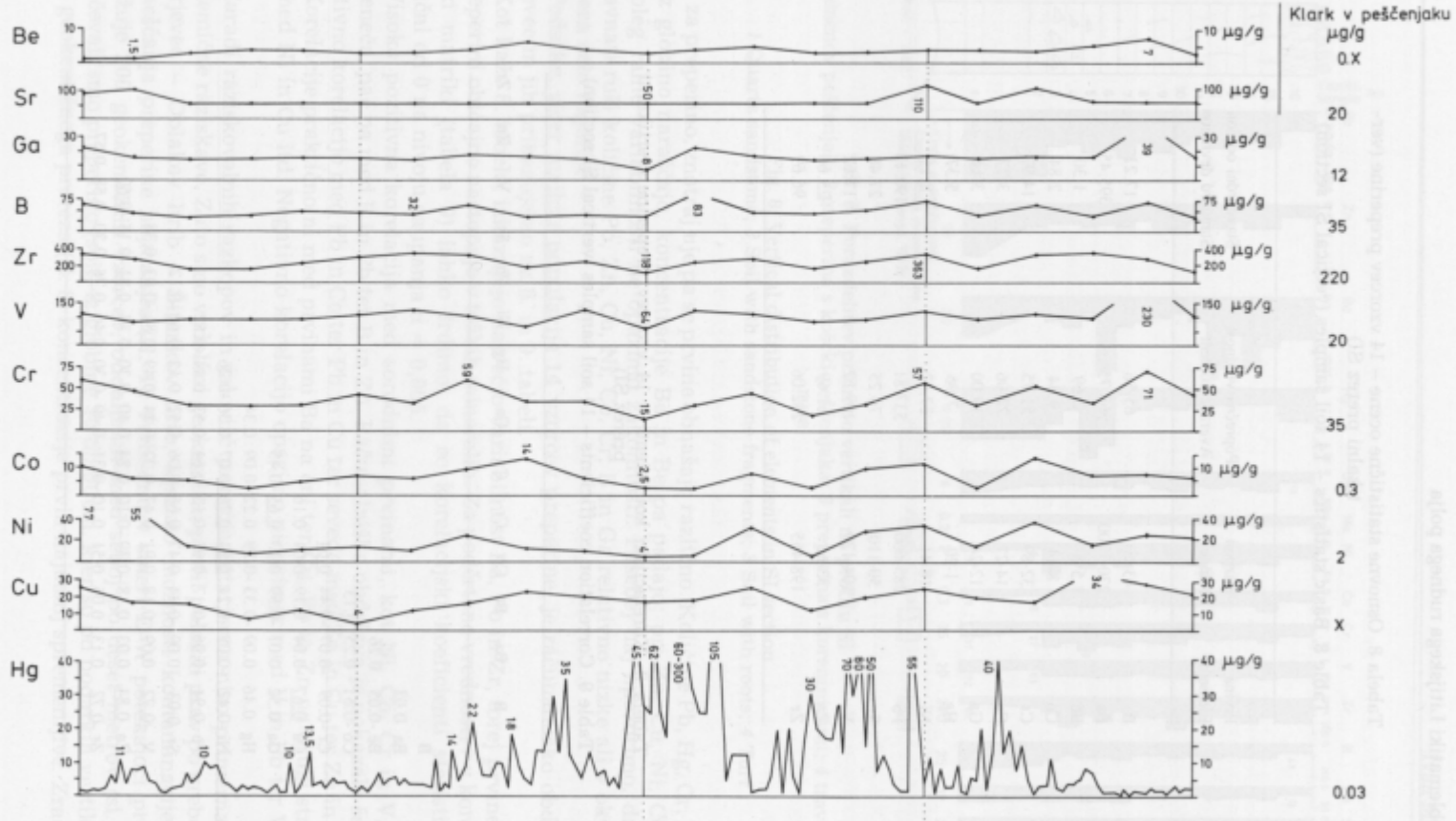
Table 8. Basic statistics – 14 soil samples (vertical SI section)

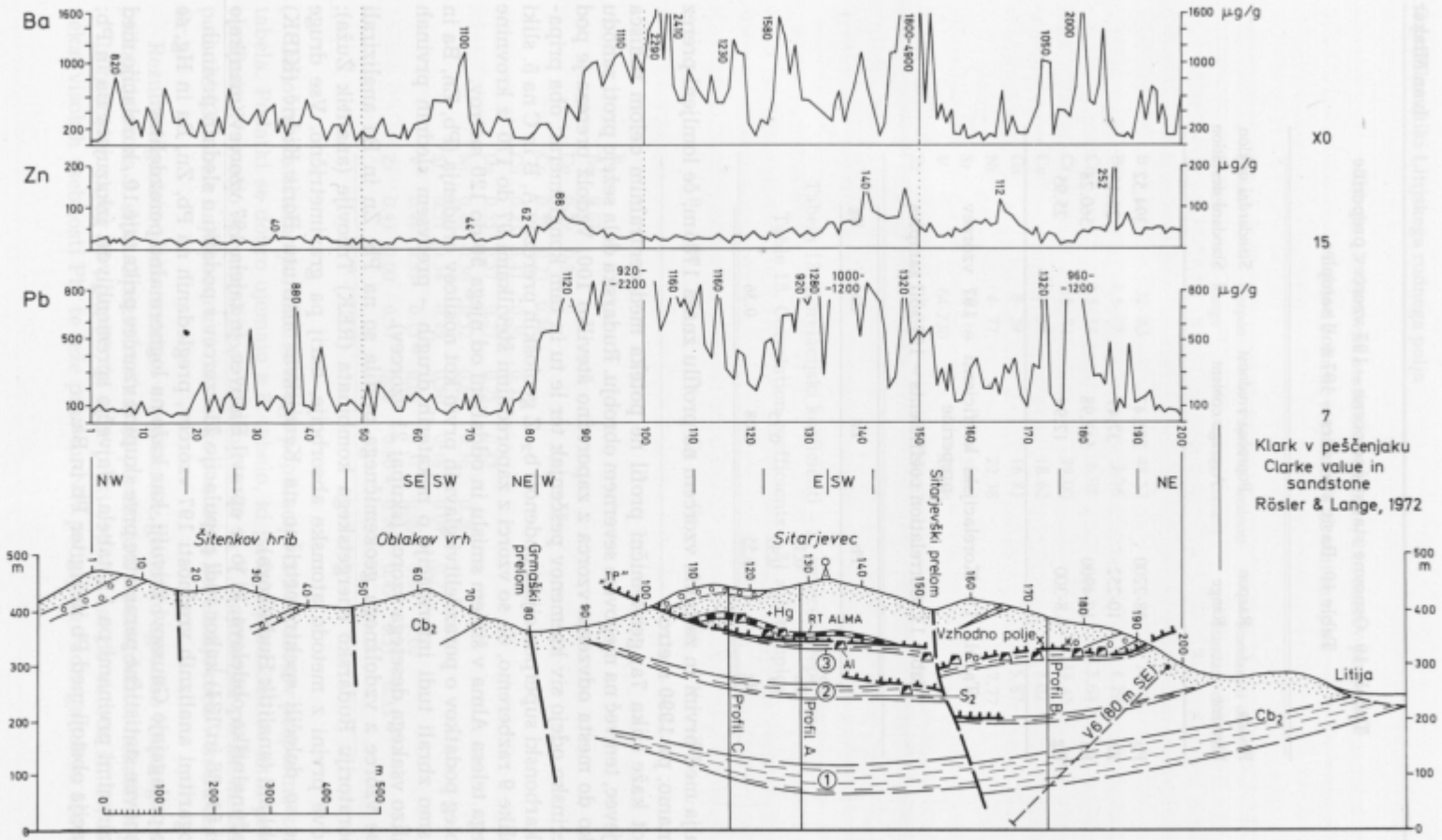
Prvina Element	Razpon Range	Poprečna vrednost Average content	Standardni odklon Standard deviation
B	43-70	65.56	17.21
Ba	230-1700	568.75	395.45
Be	1.5-5	2.69	1.30
Co	8-14	9.84	2.84
Cr	32-89	51.75	14.92
Cu	14-27	22.06	3.77
Ga	12-24	19.00	3.14
Hg	1-20	7.96	5.37
Ni	18-41	27.12	8.11
Pb	285-660	537.81	190.13
Sr	50-110	76.25	27.48
V	104-129	109.62	17.62
Zn	33-65	61.69	25.66
Zr	198-455	282.06	96.69

Tabela 9. Korelacijski koeficienti – 14 vzorcev preperine (vertikalni prerez SI)

Table 9. Correlation coefficients – 14 soil samples (vertical SI section)

	B	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Hg	Ni	Pb	Sr	V	Zn	Zr
B														
Ba	0.03													
Be	-0.05	0.26												
Co	-0.51	0.25	0.13											
Cr	-0.09	-0.07	-0.44	0.64										
Cu	0.67	-0.04	0.19	-0.04	0.16									
Ga	0.52	0.01	-0.59	0.13	0.65	0.45								
Hg	0.46	0.09	-0.33	-0.29	0.22	0.09	0.34							
Ni	-0.42	-0.08	-0.24	0.84	0.76	-0.07	0.36	-0.26						
Pb	0.94	-0.06	-0.17	-0.62	-0.13	0.64	0.53	0.44	-0.52					
Sr	0.03	0.09	-0.44	0.47	0.66	-0.06	0.52	0.12	0.66	-0.12				
V	-0.72	0.09	0.18	0.91	0.47	-0.32	-0.14	-0.49	0.81	-0.83	0.38			
Zn	0.84	0.03	0.18	-0.39	-0.10	0.84	0.40	0.30	-0.38	0.81	-0.15	-0.60		
Zr	-0.72	0.13	0.05	0.51	0.10	-0.31	-0.40	-0.30	0.40	-0.76	0.20	0.58	-0.57	


Be
Sr
Ga
B
Zr
V
Cr
Co
Ni
Cu
Hg
µg/g
Klark v peščenjaku
µg/g
0.X
20
12
35
220
20
35
0.3
2
X
0.03



Sl. 9. Geokemični profil vzdolž grebena Sitarjevec–Šitenkov hrib

Fig. 9. Geochemical section along Sitarjevec–Šitenkov hrib hillock

Tabela 10. Osnovne statistične ocene – 197 vzorcev preperine
Table 10. Basic statistics – 197 soil samples

Prvina Element	Razpon Range	Poprečna vrednost Average content	Standardni odklon Standard deviation
Pb	38-2200	381.47	394.52
Zn	10-252	37.47	26.15
Ba	10-4900	517.98	560.28
Hg	0.8-300	12.94	25.95

Tabela 11. Korelacijski koeficienti – 197 vzorcev preperine
Table 11. Correlation coefficients – 197 soil samples

	Pb	Zn	Ba	Hg
Pb				
Zn	0.17			
Ba	0.49	0.15		
Hg	0.55	0.08	0.36	

razdalja med prvim in zadnjim vzorcem na profilu znaša 1785 m, če lomljeni prerez izravnamo, pa 1990 metrov.

Kot kaže slika 7a, geokemični profil ne poteka med centralnim delom rudišča Sitarjevec, temveč na njegovem severnem obrobju. Rudarska dela sežejo proti zahodu nekako do mesta odvzema vzorca z zaporedno številko 100. Vzdolž prereza je pod preperinsko odejo siv kremenov peščenjak ter le tu in tam konglomerat; oba pripadata karbonski superpozicijski podenoti b_2. Z geoloških prerezov A, B in C na 5. sliki in s slike 9 razberemo, da so vzorci z zaporednimi številkami 97 do 170 iz krovnine rudnega telesa Alma v širšem smislu in oddaljeni od njega 50 do 120 metrov.

Poleg podatkov o porazdelitvi glavnih prvin kot nosilcev orudenja (Pb, Zn, Ba in Hg), smo zbrali tudi informacije o nekaterih drugih – predvsem slednih prvinah z analizo vsakega desetega vzorca (skupaj 21 vzorcev).

Vse vzorce z vzdolžnega geokemičnega profila so na Pb, Zn in Ba analizirali v laboratoriju Rudarsko energetskega kombinata (REK) Trbovlje (analitik Žuža); prvi dve prvini z metodo atomske absorbcije, barij pa gravimetrično. Vse druge prvine so določili spektrometrično na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič (KIBK) v Ljubljani (analitik Hudnikova).

Računalniška obdelava, ki jo je opravil Bidovec, je zajela 197 vzorcev (manjkajo vzorci 61, 88 in 134) kakor tudi populacijo 21 vzorcev s podatki o slednih prvinah.

Logaritmi analiznih vrednosti 197 vzorcev, pregledanih na Pb, Zn, Ba in Hg, se dobro prilagajajo Gaussovi krivulji, kar kaže na lognormalno porazdelitev.

Osnovne statistične parametre prve skupine vzorcev prikazuje 10., korelacijo med analiziranimi prvinami pa 11. tabela. Največjo spremenljivost izkazujeta Ba in Pb; korelacija obstoji med Pb in Hg ter Pb in Ba.

Tabela 12. Osnovne statistične ocene – 21 vzorcev preperine
Table 12. Basic statistics – 21 soil samples

Prvina Element	Razpon Range	Poprečna vrednost Average content	Standardni odklon Standard deviation
B	32- 83	48.52	14.76
Be	1.5- 7	3.76	1.29
Co	2.5- 14	6.98	3.64
Cr	15- 71	39.00	14.45
Cu	4- 34	18.62	7.02
Ga	8- 39	16.81	5.87
Ni	4- 77	22.38	17.77
Sr	50-110	59.52	20.37
V	64-230	108.05	32.95
Zr	118-363	239.67	70.77

Tabela 13. Korelacijski koeficienti – 21 vzorcev preperine
Table 13. Correlation coefficients – 21 soil samples

	B	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Sr	V	Zr
B										
Be	0.07									
Co	0.29	0.24								
Cr	0.59	0.21	0.59							
Cu	0.23	0.41	0.36	0.32						
Ga	0.55	0.57	0.27	0.75	0.43					
Ni	0.40	-0.36	0.52	0.64	0.36	0.26				
Sr	0.51	-0.34	0.49	0.50	0.18	0.07	0.73			
V	0.49	0.51	0.15	0.68	0.31	0.90	0.09	0.02		
Zr	0.43	0.00	0.57	0.59	0.30	0.26	0.47	0.51	0.33	

Osnovne statistične parametre druge populacije iz 21. vzorcev preperine kaže 12. tabela. Podatki se dobro ujemajo z 8. tabelo, ki podaja porazdelitev istih prvin po vertikali. Največjo spremenljivost izkazujeta Zr in V, najmanjšo pa Be in Co. Med podatki 13. tabele naj opozorimo na visoko pozitivno korelacijo med V in Ga ter Ga in Cr.

Rezultate geokemičnih raziskav v povezavi z geološko zgradbo litijskega rudišča prikazujemo na 9. sliki. Opozorimo naj na posebnosti v porazdelitvi nekaterih prvin.

Iz ozadja z okrog 85 μg/g Pb, ki seže proti vzhodu vse do vzorca št. 81, izstopa nekaj visokih vsebnosti Pb; te leže prav na NW podaljšku rudnega telesa Matuc (sl.

7a). Pričetek sklenjenih – visokih vrednosti Pb v okviru disperzne aureole litijskega rudišča prostorsko točno sovpada z neotektonskim Grmaškim prelomom. Krivulja porazdelitve Pb je zelo razgibana in doseže najvišjo vrednost z 2.200 µg/g te prvine. Na skrajnem vzhodnem delu prereza se koncentracije Pb spet spuste na nivo ozadja.

Pravo nasprotje je krivulja porazdelitve Zn. Iz ozadja z okrog 25 µg/g le tu in tam izstopajo povišane vsebnosti te prvine, ki sicer prostorsko sovpadajo z znanim orudenim območjem, nekaterih odsekov – bogatih s Pb, pa sploh ne indicirajo.

Podobno kot svinec se ponaša tudi barij. Iz ozadja z okrog 160 µg/g izstopata dva vzorca z višjimi vsebnostmi Ba. Na drugi strani Grmaškega preloma so koncentracije te prvine znatno višje v okviru močno razgibane krivulje.

Tudi pri porazdelitvi živega srebra lahko ločimo ozadje na zahodnem in vzhodnem delu profila z okrog 5 µg/g Hg ter anomalno cono; ta zajema prostor med vzorcema št. 65 in 169. Porazdelitvena krivulja je zelo razgibana. Največje koncentracije Hg prostorsko lepo sovpadajo z območji, bogatimi s Pb, in ponekod tudi z barijem.

Kot kaže 9. slika, se druge analizirane prvine – morda z izjemo bakra, komaj odzivajo na prisotnost rudišča, vendar je sklep nezanesljiv, saj razpolagamo le z analizami vzorcev, oddaljenimi sto metrov med seboj.

Pri erozijskem rezu, ki zajame najvišje dele hidrotermalnega rudišča tipa Sitarjevec, so disperzne aureole prvin Pb, Ba in Hg najbolj izrazite in kontrastne. Ozadje porazdelitve omenjenih treh prvin – kakor tudi cinka, je v okviru celotnega Litijskega rudnega polja verjetno nižje kot na 9. sliki in ga še ne poznamo.

Neotektonski Grmaški prelom odreže na zahodu litijsko rudišče skupaj z disperzno aureolo, zato lahko trdimo le, da je ta v vzdolžnem prerezu večja od tisoč metrov. Posebno naj opozorimo, da geokemične raziskave v našem primeru indicirajo tudi posamezne orudene bloke in posredno tektonske deformacije znotraj rudišča (Sitarjevški prelom), saj se ob njih stikajo različni deli disperzne aureole bodisi rudnih teles ali rudišča v celoti (sl. 9).

Dosedanji pogledi o nastanku in starosti orudenja

Obstoji več razlag o nastanku obravnavanih rudišč in mnenj o starosti rudonosnih procesov. Večina podatkov se sicer nanaša na lokalnost Sitarjevec, vendar velja del sklepov za celotno litijsko rudno polje.

Po mnenju Brunnlechnerja (1885) se javlja rudna plast Alma v istem stratigrafskem nivoju in je nastala istočasno s prikamenino. To naj bi dokazovali asimetrična zgradba rudne plasti, razvrstitev rudne substance v obliki pol in dejstvo, da galenit ne nastopa v kristalih. Posebno naj opozorimo na 1. sliko (Brunnlechner, 1885), ki spominja na ilustracijo neke drsne strukture, nastale zaradi polzenja nekonsolidiranega rudnega materiala. Pri tektonskih procesih, piše raziskovalec, naj bi prišlo še do mobilizacije rude v razpoke in nastanka diskordantnih rudnih žil.

Brunnlechner (1885, 387) je med drugim dobesedno zapisal, da je krovnina rudnega telesa Alma drobnozrnat, svetlo siv nekoliko sljudnat peščenjak z baritom in piritom. Sledi skrilava glina z lečami drobljivega peščenjaka in temna – bituminozna skrilava glina. Neposredno v talnini rudnega telesa je drobljiv svetlo siv peščenjak, nato drobno- ter grobozrnat konglomerat in končno trd – temen, zelo sljudnat peščenjak. O debelinah omenjenih litoloških različkov raziskovalec ne poroča, pač pa opozarja na prisotnost organske substance oziroma antracita.

Besedilo zelo spominja na neroden opis neke sedimentacijske sekvence, ki pričenja z grobozrnatim konglomeratom in kjer ruda ni ravno na stiku s skrilavcem kot najmlajšim njenim členom.

Z opazovanjem razmer v takrat edinem odprtem rudnem telesu Alma je torej Brunnlechner (1885) sklepal na plastnati značaj oziroma konkordantno lego in singenetski nastanek tega rudnega telesa.

Nasprotno pa je Riedl (1886, 336) menil, da Sitarjevško rudišče ni plastnatega temveč žilnega tipa, saj plasti skrilavca in peščenjaka z redkimi izjemami, pogojenimi s tektoniko, niso vzporedne z rudnimi žilami. Rumenkasta ali bela plastična glina v podlagi rudnega telesa Alma, z videzom neke talninske skrilavčeve plasti, je namreč produkt razpadanja talninskega peščenjaka pod vplivom meteorske vode. Stik rudnega telesa in prikamenine je v talnini skoraj vedno oster, navzgor pa postopen; kamenina je vse manj limonitizirana, vse svetlejša in brez ostre meje preide v krovninski peščenjak.

Höfer (1886) je pisal o rudnih žilah, vezanih za prelome dinarske smeri. Tittel (1887) je menil, da gre v Litiji za obsežno cono iz plastnatih rudnih teles, razkosanih s prelomi in narivi, vendar o njih singenetskem nastanku ni bil prepričan. Skrilava cona prekinja rudna telesa; ob njej se ta končujejo, vendar se pod njo spet pojavljajo.

Stieler (1927a, b) je domneval, da sta na Litijskem prisotna dva tipa rudišč oziroma rudnih teles. Gre za rudne plasti, razpotegnjene v smeri vzhod-zahod z vpadom proti severu, ter strme, meridionalne rudonosne prelome, ki so dovajali rudne raztopine.

Po ugotovitvah Tornquista (1929a) so v Sitarjevcu predvsem metasomatska rudna telesa, pri čemer so rudne raztopine nadomeščale posamezne plasti peščenjaka. Tu in tam najdemo rudo v žilni obliki, kot zapolnitve odprtih prelomov in razpok.

Metasomatska-konkordantna rudna telesa se javljajo na velikih površinah in v povsem določenih nivojih ter slede spremembam vpada rudonosnega peščenjaka. Rudnomikroskopske raziskave naj bi pokazale, da so orudene samo plasti peščenjaka z žiljem organsko-glinene substance, vidnim pod mikroskopom (Tornquist, 1929a).

Rudno telo Alma, žilo Glavnega rova ter žili Nada in Zora je imel raziskovalec za take metasomatske rudne plasti in menil, da se rudonosni horizonti znotraj zgornjekarbonskega peščenjaka javljajo pod skrilavcem. Na shematskem prerezu (sl. 5a) je Tornquist (1929a) vrisal dve plasti skrilavca, ki vseskozi spremljata rudno telo Alma tako v talnini kot v krovnini (S_2 in S_3), žilo Glavnega rova pa samo v krovnini (S_1).

Metasomatska rudna telesa so najbogatejša, pravi nadalje raziskovalec, medtem ko orudenje v žilah običajno ni vredno odkopavanja. Na presečišču z rudno plastjo gre tu in tam za obogatitve z mnogo kosovne rude; v Sitarjevcu so jo ugotovili le v prelomih s smerjo sever-jug, kar kaže, da so ti dovajali rudne raztopine. V teh prelomih, pod rudnimi plastmi, je najbolj preprosta rudna parageneza skoraj izključno iz drobnozrnatega galenita, ki se javlja kot leče ali v obliki žepov. Na presečiščih alpskih prelomov z rudno plastjo je galenit grobozrnat in nastopa skupaj z mnogo barita. Dinarski prelomi so slabše orudeni.

Tornquist (1929a) je v razvoju zelo kompleksne mineralne parageneze razlikoval štiri faze in jih podrobno opisal, geološke razmere s shematskega prereza pa so služile raziskovalcu kot izhodišče za razlago nastanka litijskega rudišča (sl. 5a, b). Skrilavčevi horizonti iz krovnine rudnih teles ter tanjši vložki bituminoznih skrilav-

cev znotraj peščenjaka so bile v dobi nastajanja rudišča prva ekranska struktura pod takrat še prisotnim triasnim pokrovom (sl. 5b).

Zaradi naglega znižanja temperature ascendentnih rudonosnih raztopin, pod vplivom talne vode, so prav v območju teh ekranskih struktur nastajale bogate rudne plasti. Pod drugimi ekrani v večji globini ni rude ali pa je siromašnejša. Različne mineralne parageneze so se izoblikovale skladno s temperaturnimi spremembami.

Raziskovalec je zaključil, da je litijsko rudišče potektonskega nastanka (prizadet je le prvonastali kalcit) in spada med mezo-hidrotermalna, metasomatska in apomagmatska rudišča.

Istega leta je Rudroff (1929a) v nekem zapisniku poudaril, da je celotno orudenje na Litijskem pod skrilavo cono, ki je zaprla pot rudnim raztopinam. Nasprotno pa je Pastor (1945, 1947b, c), kot najboljši poznavalec litijske jame, trdil, da leže rudna telesa nad skrilavcem. V Sitarjevcu gre za epigenetsko zapolnitev obprelomnih razpok na stiku s skrilavcem, ki ga lahko sledimo vzdolž celotnega rudišča. Na presečiščih razpok in skrilavca je ruda najbogatejša, z oddaljevanjem pa vse siromašnejša. Na nivoju Glavnega rova sta barit in sulfidna ruda ob močnem prečnodinarskem prelomu (menimo, da gre za Tornquistov prelom) zelo zdrobljena in kot leče razpotegnjena vzdolž preloma. Na nižjih obzorjih je ruda na stiku s skrilavcem izredno bogata. Rudar omenja še raztrgane baritne leče vzdolž nekega dinarskega preloma.

Tudi Duhovnik (1947, 1949) je pisal o rudnih žilah, vezanih na dinarske prelome, in dodal, da so na orudenih mestih peščenjaki spremenjeni in prehajajo v ilovico z zdrobljenim kremenom. O Tornquistovem prelomu pa je raziskovalec menil, da je mlajši od glavne rudonosne faze in dopustil možnost sekundarne obogatitve rude ob njem.

Vzdolž Tornquistovega preloma, pravi Sedlar (1950), so posamezna gnezda barita, ki so jih odkopavali. Barit je deformiran, zato je brez dvoma starejši od preloma. Raziskovalec je zaključil, da so dinarski prelomi predstavljali poti rudonosnim raztopinam. Prelomi s smerjo sever-jug in vzhod-zahod so redkost ter orudeni le tu in tam – slednji z debelozrnatim galenitom.

Žebre (1955) govori o zapolnitvi prelomov in razpok ter o tektoniki, ki je raztrgala rudna telesa in je mlajša od orudenja. Tudi Berce (1953a) ne omenja konkordantnih rudnih teles, temveč le rudne žile in poudarja, da so vsa večja rudna telesa v prelomih dinarske smeri; meridionalni prelomi so skoraj neorudeni. Prelome karakterizira širok pas zdrobljenih peščenjakov. Manjše rudne žilice imajo različno smer, vpadajo pod različnimi koti, nastopajo vedno v tektonsko pretrtih delih peščenjaka in so pogosto vezane na bližino glavnih rudnih teles. Povsod gre za orudene odprte razpoke. Poleg rudonosnih prelomov in razpok najdemo tudi z rudo slabo impregnirane ali celo neorudene pretrte cone. Deformacije, kot je Tornquistov prelom, trgajo rudna telesa. Tudi v zdrobljenih pasovih, orientiranih prečno na rudne žile, so uvaljani kosi rude. Iz obeh strukturnih diagramov (Berce, 1956) razberemo, da vpadajo rudne žile strmo do srednjestrmo proti NE, prelomi pa so orientirani v dinarski, prečnodinarski in prečnoalpski smeri.

Svoje poglede o nastanku rudišč na Litijskem je Berce (1953a, 1956, 1962) strnil takole. Predrudna tektonska faza s konca varistične orogeneze je raztrgala kamenine v posamezne bloke in pogojila diskordantni odnos med glinovcem in peščenjakom. V starejšem terciarju so se karbonske plasti ponovno gubale in drobile. Iz tega obdobja je tudi orudenje – ponekod s šibko tektonsko fazo še med odlaganjem galenita in barita. Porudne deformacije so iz mlajšega terciarja.

Grafenauer (1963, 1965) se s strukturnimi problemi ni ukvarjal, le rudo iz Sitarjevca je mikroskopsko podrobno preiskal in izdvojil štiri mineralne faze. Te se nekoliko razlikujejo od Tornquistovih iz leta 1929 (a). V prvi fazi si sledijo kremen, pirit, kalcit, dolomit in siderit; v drugi sfalerit, kalcit, (siderit); v tretji kremen, galenit, (pirit), bakrova medlica, bournonit, halkopirit in galenit, v četrti fazi pa (dolomit), kremen, barit, siderit, (sfalerit), cinabarit, (bakrova medlica), (galenit) in realgar.

Raziskovalec je poudaril, da se litijsko rudišče odlikuje z velikim številom mineralov (okrog 50); v publikaciji iz leta 1963 so razvrščeni na tabelah po genetskih kriterijih (hipogeni in hipergeni minerali).

Rudni in drugi minerali so se izločali iz hidrotermalnih raztopin pri srednjih in kasneje pri nižjih temperaturah. Grafenauer govori še o normalni vertikalni zonalnosti ter o cementacijskem in oksidacijskem pasu v zgornjih delih Sitarjevca.

Med minerali cementacijskega pasu je raziskovalec opozoril na idait. Ta kaže na razpad bakrovih mineralov v aridnih razmerah, kjer se je koncentrirala podtalna voda, bogata s kloridi in dodal, da so bile zadnje take klimatske razmere pri nas v karnijski dobi.

V zvezi s to problematiko naj opozorimo, da je bilo nad rudnim telesom Alma ob pričetku odlaganja grödenskih skladov že okrog 800 m usedlin. Ob koncu srednjetriasne tektonsko – erozijske faze računamo z najmanj 1300 m, v karnijskem obdobju pa vsaj z 1500 metrov debelo skladovnico kamenin.

Fabjančič (1962a, b; 1964, 1966, 1972) je zadnji lahko opazoval razmere v jami. Poudaril je, da so subparalelne rudne žile razpotegnjene v dinarski smeri in vpadajo proti NE; gre za zapolnitev predrudnih razpok. Rudna telesa se končajo z izklinitvijo ali ob skrilavcu. Rudišče je tektonsko deformirano, saj so rudne žile upognjene, iztisnjene ali narinjene. Izraziti so zlasti porudni prečnodinarski prelomi, pri čemer je raziskovalec mislil na Tornquistov prelom. Z nivoja Savskega rova je Fabjančič opozoril še na paragenetske razlike v sestavi rudnih žil na eni in drugi strani te deformacije. Na severozahodu gre za skoraj čiste sfaleritne žile, na drugi strani pa je galenitno-baritna ruda. Zato je raziskovalec sklepal na grezanje SE prelomnega krila za sto metrov in s tem večjo perspektivnost v globini.

Pri interpretaciji nastanka rudišč na Litijskem je bil Drovenik s sodelavcema (1980) že vezan izključno na literaturne podatke. Zato so raziskovalci pri reševanju te problematike iskali odgovore predvsem v primerjavi združb slednih prvin in izotopske sestave žvepla med različnimi rudišči.

Še bolj kot razlage o nastanku rudišč se razhajajo mnenja o starosti rudonosnih procesov, saj so jo raziskovalci ocenjevali v širokem časovnem intervalu od paleozoika do terciarja.

Z razlago o singenetskem nastanku rudnega telesa Alma iz Sitarjevca se je Brunnlechner (1885) opredelil za karbonsko starost orudenja, čeprav tega posebej ni omenil. Riedl (1886) o starosti rudišča ni razpravljal.

Stieler (1927a, b) je domneval, da so rudne žile posttriadne starosti in niso pretrpele intenzivnega gubanja.

Po mnenju Tornquista (1929a) je litijsko rudišče mlajše od glavne tektonske faze, ki je dala Posavske gube; orudenje je iz postoligocenskega obdobja. Rudonosni proces se je začel z nastopom miocena in segal morda do sarmata. Rudišče je genetsko povezano z ohlajevanjem neke andezitsko-kremenovo-dioritske magme v starejšem miocenu.

Cissarz (1956) je uvrstil Litijo in druga žilna rudišča v Posavskih gubah med

regenerirana rudišča alpskega orogena in odklonil zvezo s terciarnim vulkanizmom. Duhovnik (1956) je nastanek litijskega rudišča vezal na triasni magmatizem.

Grad in Nosan (1957) sta se opredelila za terciarno starost. Tudi Berce (1953a, 1956, 1962) je pisal o orudenju iz starejšega terciarja, kasneje pa je menil, da so Pb, Zn rudišča v Posavskih gubah verjetno vezana na sideritno formacijo iz zgornjekarbonskega obdobja (Berce, 1963a).

Glede na lego v statigrafskem stolpiču je Fabjančič (1966) sklepal na mladopaleozojsko in delno še spodnjetriasno starost zasavskih rudišč.

Na podlagi rezultatov izotopskih raziskav svinca se je Grafenauer (1963) opredelil za triasno, Štrucl (1965) pa za mladopaleozojsko starost orudenja. Tudi raziskave slednih prvin kažejo po mnenju Grafenauerja (1969) na tesno zvezo orudenja s triasnimi predorninami.

Po tehtanju vseh razpoložljivih podatkov je Drovenik (1972) in v družbi s sodelavcema (1980) sklepal, da je orudenje v Posavskih gubah verjetno paleozojske starosti.

Premru (1983b) je ponudil novo razlago. Študija paleogeografskih modelov naj bi pokazala, da so hidrotermalna rudišča vezana na bližino mezozojskega transformnega preloma, ki je vzporeden Podvoloveljskemu transformu, in nanj pravokotno potekajoče prelome ter na tektonsko aktivnost Idrijske in Zagorske podcone v staroalpski orogenezi. Ob transformnih prelomih naj bi nastala mezotermalna, proč od njih pa epitermalna rudišča (Sb). Raziskovalec se je torej opredelil za srednjetriasno starost orudenja.

Mlakar (1987) in Mlakar s sodelavcema (1993) so rudonosne procese povezali z astursko tektonsko fazo v okviru varistične orogeneze in zbrali o tem precej tehtnih dokazov z območja severno od Litije.

O nastanku Litijskega rudnega polja

V zvezi z našimi pogledi o nastanku rudišč v okviru Litijskega rudnega polja moramo predhodno odgovoriti na več vprašanj; eno izmed njih je odnos prikamenine do rudnih teles.

Kot smo pokazali, so nekateri raziskovalci zagovarjali konkordantni, drugi pa diskordantni značaj rudnih teles; tretja skupina je dopuščala prisotnost obeh genetskih tipov.

Vse kaže, da so v starejšem obdobju rudarjenja, ko so odkopavali predvsem zgornji del litijskega rudišča (žile Antonija, Alma, Groll in Vzhodno polje), raziskovalci dobili vtis, da gre za konkordantna rudna telesa. Z odpiranjem spodnje jame je postala odločitev za prisotnost diskordantnih rudnih žil bolj sprejemljiva.

O značaju rudnih teles v spodnjih in srednjih nivojih litijskega rudišča po našem mnenju ni nikakršne dileme; gre za diskordantne rudne žile. Na jamskih geoloških kartah (sl. 7b, c), predvsem pa na geoloških prerezih (sl. 5 profila B, C) se lahko prepričamo, da sekajo nekatere rudne žile (žila Glavnega rova, Karlove žile, Kidričeva žila, rudna telesa št. 2 in št. 28) karbonske sklade celo pod pravim kotom. Druga rudna telesa, kot Nada, Zora, Dana in Daza, oklepajo s plastmi sicer ostrejši kot, vendar o diskordantni legi še vedno ne moremo podvomiti. Tudi vsa rudna telesa v Zavrstniku, Zagorici in na malješkem prostoru spadajo po našem mnenju v to genetsko skupino (sl. 2a; sl. 5 profila A in D).

Drugačne so razmere v zgornjih delih litijskega rudišča v območju rudnega telesa

Alma. Površinska geološka karta (sl. 1) kaže na zelo položno lego karbonskih skladov. Temu v prid govore tudi podatki Brunnlechnerja (1885), zlasti pa rekonstrukcija lege debele konglomeratne plasti z upoštevanjem podatkov iz jame in površja (sl. 5 prereza B, C; sl. 9). Rudno telo Alma (s podaljški Antonija, Groll in Vzhodno polje) leži subparalelno s to konglomeratno plastjo, kar velja tako za ohranjeni kakor tudi za njen erodirani del. Ker nastanek rudišča ne povezujemo s tektoniko tangencialnega tipa, si ne znamo razložiti obstoja oziroma nastanka neke rupturne deformacije, ki bi potekala subparalelno s skladi peščenjaka in bila kasneje orudena.

Za konkordantno lego obravnavanega rudnega telesa govori še asimetrična zapolnitev rudne plasti, o kateri sta pisala Brunnlechner (1885, 392) in Berce (1956). Toda v zadregi smo pri vrednotenju literaturnih podatkov o skrilavcu v krovnini rudnega telesa Alma kot morebitnem ekranu, pod katerim bi bile najugodnejše razmere za nadomeščanje kamenine. Berce (1953a, 1956) je pregledal 250 m Alminega rova, ki je sledil rudnemu telesu, vendar o krovninskem skrilavcu ni poročal. Raziskovalec je pisal le o tektonsko zelo pretrtem peščenjaku in vložku bele ali obarvane gline v talnini rudnega telesa, v krovnini pa je bil peščenjak nepretrt. Na že večkrat omenjeni Tornquistov profil pa se zaradi shematskega značaja in napačnih povezav rudnih teles (sl. 5a) sploh ne moremo zanesti. Verjetno je raziskovalec s skrilavcem zamenjal oziroma poistovetil obrudno glino v talnini ali krovnini rudnega telesa Alma; na tako glino je opozoril že Reidl (1886).

Tudi drugi podatki o skrilavcu v krovnini rudnega telesa Alma (Brunnlechner, 1885; Smith, 1928a, e; Lapornik, 1935; Štrajher, 1936; Duhovnik, 1947) so brez podrobnosti. Kljub temu ne odklanjamo prisotnosti skrilavca višje nad rudnim telesom, vendar opozarjamo na podatek o selektivnem orudenju le nivojev peščenjaka z bituminoznim značajem (Tornquist, 1929a). O organski substanci z območja rudnega telesa Alma je pisal tudi Brunnlechner (1885).

Rešitev problema o prisotnosti konkordantnih rudnih teles v litijskem rudišču smo iskali tudi v podatkih dosedanjih laboratorijskih preiskav rude in drugi grafični dokumentaciji. Vemo namreč, da so vse barvne ilustracije odkopov (Riedl, 1886), slika 7 in rudni preparat z 11. slike (Tornquist, 1929a) ter novejši obrusi št, 4, 5a, 5b, 7, 8, 9a, 9b in 15 (Grafenauer, 1963) iz rudnih teles tipa Alma. Slike oziroma rudnomikroskopsko preiskani vzorci 5, 6, 8, 9 in 12 do 15 (Tornquist, 1929a) kakor tudi novi vzorci št. 2, 11, 12a, 12b in 14 (Grafenauer, 1963) pripadajo diskordantnim rudnim telesom.

Barvne slike št. 2, 8, 9, 10 in 14 z odkopnih čel rudnega telesa Alma (Riedl, 1886) jasno kažejo na konkordantno rudno plast. Na podlagi drugih prikazanih ali opisanih struktur in paragenez pa si ne upamo ločevati konkordantna od diskordantnih rudnih teles. Tudi Grafenauer (1963), ki je doslej najbolj podrobno preučil rudo obeh tipov, ni opozoril na prevladovanje metasomatskih procesov v rudnih telesih zgornjega dela litijskega rudišča. Raziskovalec se je zadovoljil z ugotovitvijo, da Tornquist (1929a) preveč poudarja prisotnost metasomatskih struktur in sklepal, da gre v Sitarjevcu v glavnem za žilno zapolnitev.

Proti konkordantni legi rudnih teles tipa Alma govori en sam podatek. V spodnjem delu rudnih teles prevladuje galenitno, v srednjem pa baritno orudenje; v najvišjih nivojih je mnogo cinabarita. Opraviti imamo torej z normalno vertikalno zonalnostjo in ne z izenačeno mineralno sestavo, kakršno bi pričakovali. S podmeno o lokalno nekoliko nagnjenih skladih v dobi nastajanja rudišča ali s sukcesivnim odpiranjem dovodnih razpok v smeri proti SW lahko pojasnimo tudi te razmere.

S preučevanjem novih vzorcev rude z odvalov nad koto 350 m, kjer lahko po

našem mnenju pričakujemo rudna telesa konkordantnega tipa, bi se morda le približali rešitvi tega problema. Omenjeno območje je v Sitarjevcu edino mesto, kjer gre verjetno res za konkordantne rudne plasti znotraj karbonskih skladov. V nobenem primeru pa to ni prevladujoči tip rudnih teles v litijskem rudišču, kot lahko večkrat preberemo v novejši literaturi (Drovenik et al., 1976, 201; Drovenik s sodelavcema, 1980, 25; Premru, 1983b, 49); ugotovitev velja za celotno Litijsko rudno polje.

Iz drugih rudnih teles imamo o prečni, vzdolžni in vertikalni zonalnosti še manj podatkov. O vertikalni zonalnosti znotraj diskordantnih rudnih žil lahko zaključimo le, da je ta sicer prisotna, vendar ni izrazita. Spodnje dele rudnih žil karakterizirajo kremen, kalcit, pirit in sfalerit ter ponekod (Zavrstnik) razpršeno orudenje v prikamenini. V srednjih nivojih rudnih teles prevladujeta galenit in barit, v zgornjih pa barit in ponekod še cinabarit.

O horizontalni in vertikalni zonalnosti rudišč ne moremo soditi. Opozorimo naj le na visoko lego sfaleritne rude v malješkem Savskem rovu (sl. 2b in sl. 3) in v rudišču Ponoviče (Mlakar et al., 1993, sl. 4). Tudi ta podatek kaže, podobno kot pri rudnem telesu Alma, na postopno odpiranje razpok s severovzhoda proti jugozahodu.

V zvezi s horizontalno zonalnostjo vseh Pb, Zn rudišč v Posavskih gubah se z upoštevanjem spektralnih analiz 24 vzorcev galenita in 19 vzorcev sfalerita, s katerimi razpolagamo (Drovenik et al., 1980; Žepič, 1981; v okviru razprave), že nakazuje ena izmed zakonitosti. Količina srebra v galenitu namreč narašča od Litije proti zahodu (Knapovže) kakor tudi proti vzhodu (Štriglovec), kar velja deloma tudi za antimon ter Ag, Cd in Sb v sfaleritu.

Kakšne so razmere v litijskem rudišču na presečiščih diskordantnih rudnih žil z drugim ali tretjim skrilavčevim horizontom, v samem skrilavem glinovcu in morebitni prisotnosti konkordantnih rudnih teles pod ekranoma, ne vemo (sl. 5, prerezi A, B, C). Tudi o menjavanju bogatih in siromašnejših odsekov oziroma o prisotnosti tako imenovanih rudnih stebrov znotraj rudnih teles ni točnejših podatkov.

Posebno pozornost zasluži interpretacija odnosov med orudenjem in tektoniko. Skoraj vsi raziskovalci litijskega rudišča so namreč pisali o velikih in proti NE nagnjenih rudnih telesih, razpotegnjenih v dinarski smeri. Enako so orientirani močni porudni prelomi, za katere danes vemo, da so iz neotektonskega obdobja (sl. 7).

Podatkov o morfologiji rudnih žil nimamo, zato tudi o genezi teh deformacij ne moremo soditi. Gre bodisi za stare, počasi razpirajoče se in mineralizirane tenzijske razpoke ali pa za drsne-gravitacijske, kasneje razprte ter z rudno substanco zapolnjene prelome. Nasprotno pa imamo pri porudnih, neotektonskih dinarskih prelomih brez dvoma opraviti s poševnimi desnimi zmiki.

V prostorskem sovpadanju genetsko različnih in časovno razmaknjenih deformacij vidimo vzrok, da so bili dosedanji opisi odnosov med orudenjem in tektoniko tako nejasni in protislovni, problematika o starosti orudenja pa zamegljena.

Danes lahko zapišemo le, da oklepajo dinarsko usmerjene rudne žile, razporejene v smeri E–W, z dinarskimi, neotektonskimi prelomi ostri kot od 5 do 15°, o čemer se lahko prepričamo na slikah 7a in 7c. Ne znamo pa še odgovoriti na vprašanje, v kateri tektonski model naj vključimo danes predvsem dinarsko pa tudi meridionalno in alpsko orientirane orudene prelome oziroma razpoke. Morda so ti nastajali v okviru nekdaj samostojnih sistemov tektonskih jarkov in pragov ali pa imamo opraviti s spremljajočimi pojavi vzdolž enega ali več močnih-regionalno pomembnih, transformnih prelomov, katerih lege v prostoru ne poznamo. Morda gre celo za dogajanja visoko v krovnini nekega nastajajočega intruzivnega telesa. V vsakem primeru so

deformacije iz asturske tektonske faze, za katero govore razmere severo od Litije. Tam smo med drugim ugotovili visoke vsebnosti Pb, Zn in Cu v mehansko dezintegriranih kremenovo-limonitnih kameninah, ki so nastajale sinhrono s klastiti najvišjega dela karbonske superpozicijske podenote b_2 (Mlakar et al., 1993). V okviru Litijskega rudnega polja kaže na tako starost lega rudišč, ki se javljajo v stratigrafski lestvici izključno pod tektonsko-erozijsko diskordanco (sl. 3). Paleozojske starosti rudonosnih procesov ne izključuje tudi izotopska sestava svinca (Štrucl, 1965).

Opozoriti moramo, da imajo danes vse paleozojske in mezozojske deformacije drugotno lego, kajti upoštevati moramo gubanje in desno rotacijo Dinaridov iz starejšega terciarja. Nepopolnih in nezanesljivih podatkov iz jame ne kaže obdelovati, v dveh primerih pa lahko ugotovimo lego rudnih teles pri horizontalnih skladih. Zavrstniška rudna žila (sl. 1 in 7a) in sfaleritne žilice v malješkem Savskem rovu (sl. 2b) z elementi 225/65° oziroma 90/70° ter znano lego plasti 300/30°, v drugem primeru pa 155/60°, dobe po zasuku nove elemente, in sicer 210/60° oziroma 60/58°. V prvem primeru ohrani žila dinarsko smer, sfaleritne žilice pa se spremene iz prečnoalpskih v dinarske. Z upoštevanjem še desne rotacije Dinaridov bi dobili prvotno lego rudnih žil v dobi njih nastajanja.

Z vidika metalogenetske rajonizacije slovenskega prostora je Litijsko rudno polje del metalogenetskega pasu Posavskih gub. S kopičenjem novih podatkov bo treba točneje opredeliti meje in karakteristike metalogenetskih enot tako nižjega kot višjega reda.

Danes lahko Litijsko rudno polje, s površino vsaj 10 km², okarakteriziramo takole:

Rudišča so običajno oddaljena med seboj od 400 do 1000 m, po vertikali se raztezajo med 100 in 400 m (Sitarjevec) in sestoje iz enega samega (Zavrstnik, Matuc) ali več rudnih teles (Sitarjevec, Zagorica – sl. 1, 2a, 5 in 7). Orudenje predvsem iz galenita, barita in sfalerita se javlja izključno v klastičnih kameninah karbonske superpozicijske podenote b_2, in sicer v višinskem intervalu 700 in največ 800 m (sl. 3). Večina rudišč je skoncentrirana v zgornjih dveh tretjinah te superpozicijske podenote.

Litijsko rudišče je nastajalo v globini od 300 do 700 m, ruda v Zavrstniku, v rudiščih Matuc in Zagorica pa v intervalu od 450 do 650 metrov pod površjem. Iz globin 150 do 350 m so rudišča Hrastarija, Maljek, Štriglovec in Zg. Mamolj. Najnižje je orudenje na lokalnosti Sv. Janez (globina 800 m), najvišje pa baritna žila na vzpetini Špilj, sfaleritne žilice v malješkem Savskem rovu ter seveda cinkovo rudišče Ponoviče, ki smo ga prikazali v eni prejšnjih razprav Geologije (Mlakar et al., 1993) in to komaj nekaj deset metrov pod tektonsko erozijsko diskordanco. Vsa rudišča so nastala v asturski tektonski fazi v okviru varistične orogeneze.

Prevladujejo subvertikalne, subparalelne – danes dinarsko usmerjene rudne žile. Manj pogostna so rudna telesa s smerjo N–S ali E–W, ki imajo lahko tudi bolj položno lego. Prečnodinarskih rudnih žil ne poznamo.

Gre za tipične diskordantne rudne žile, le rudno telo Alma iz Sitarjevca je verjetno konkordantnega tipa. To rudno telo, dolgo 550 m, široko do 270 m in s poprečno debelino 2 m, je zdaleč največje in najbogatejše, diskordantne rudne žile pa so redkokje daljše od 250 m, debele od nekaj centimetrov do metra, po vertikali pa so jih sledili do 150 metrov.

V diskordantnih rudnih žilah, oddaljenih v rudiščih med seboj nekaj deset metrov, navadno pa 40 do 45 metrov (sl. 5, profil B; sl. 7b, c), gre običajno za simetrično zapolnitev odprtih prelomov in razpok z višjetemperaturnimi minerali ob stenah žile. Pri konkordantnem rudnem telesu je porazdelitev mineralov asimetrična in, kot

domnevamo, s prevladovanjem metasomatskih struktur. Obe vrsti rudnih teles obravnavamo kot epigenetska; za singenetski nastanek rudnega telesa Alma ni prepričljivih dokazov.

Geološka dogajanja nekje na severnem obrobju Afriške plošče so v predrudnem in porudnem obdobju potekala najbrž takole: Asturska tektonska faza je prekinila odlaganje klastitov karbonske superpozicijske podenote b_2 kot najmlajšega člena regresijskega niza usedlin. V nestabilnem obdobju inverzije tektonskega režima je ob prevladujočem razpiranju fundament razpokal in zaživela je hidrotermalna dejavnost.

Vse kaže, da so se na presečiščih danes dinarsko in meridionalno (Sitarjevec, Zavrstnik) ali dinarsko in alpsko (Zagorica) usmerjenih prelomov izoblikovale najbolj prepustne cone, ki kontrolirajo lego rudišč in rudnih teles v prostoru. Srednje in nizkotemperaturne raztopine so se gibale vzdolž strmih do srednjenagnjenih prelomov pri subhorizontalni legi skladov. Nastala so diskordantna, epigenetska rudna telesa pretežno polimetalne in polimineralne sestave z neizrazito vertikalno zonalnostjo.

Dovodni kanali, ki jih danes predstavljajo večje diskordantne rudne žile, so presekali tudi nekoliko bolj bituminozno plast peščenjaka v bližini skrilavčevega ekrana. Pri pretežno metasomatskih procesih je nastalo veliko, epigenetsko, a konkordantno ter izredno bogato rudno telo s subhorizontalno lego v prostoru (Alma).

Hidrotermalna dejavnost je zamrla. Iz obdobja prekinitve sedimentacije in erozije v asturski tektonski fazi, ki na Litijskem ni segla globoko, so verjetno prve spremembe mineralnih združb.

Sedimentacijo okrog 500 m debelih klastitov zgornje strukturne etaže iz transgresijskega niza karbonskih in deloma morda spodnjepermskih usedlin je prekinila saalska orogenetska faza. Po odložitvi več sto metrov debelih grödenskih, zgornjepermskih, skitskih in anizičnih plasti je zaživela še srednjetriasna tektonika. V obeh primerih gre verjetno za oživljanje starih – varističnih struktur, vendar ne vemo, katere deformacije rudišč, rudnih teles ali spremembe mineralnih paragenez so iz teh obdobij.

O dogajanjih v zgornji triadi, juri in kredi ne moremo soditi. Večji del porudnih deformacij je terciarne starosti. Iz starejše faze gubanja so plitve, danes dinarsko usmerjene sinklinale in antiklinale, narivna ploskev v krovnini tretjega skrilavčevega horizonta (Tornquistov prelom) in ona na nivoju Savskega rova v Sitarjevcu, najbrž pa tudi narivna zgradba šmarskega območja. Stik med kompetentnimi in inkompetentnimi kameninami je bila predispozicija za nastanek teh deformacij. Iz mlajše faze gubanja so sinklinale in antiklinale z alpsko orientacijo, pri čemer so se nagubale tudi že prisotne starejše narivne ploskve v litijskem rudišču. Obe vrsti plikativnih deformacij sta nastali pri usmeritvi glavne, maksimalne napetosti v smeri sever-jug; desna rotacija blokov je verjetno iz vmesnega obdobja.

Neotektonski prelomi štirih sistemov so razkosali nagubano in narivno zgradbo, pri čemer so alpski prelomi najstarejši, dinarski pa najmlajši. Predvsem meridionalni prelomi so se ponekod reaktivirali in so še danes potresno aktivni.

V najmlajšem obdobju je erozija razgalila različne nivoje orudenega območja in odnesla najvišje dele vseh znanih rudišč.

V zvezi s porudnimi tektonskimi deformacijami naj odgovorimo še na nekaj zanimivih vprašanj, ki so vseskozi vznemirjala litijske rudarje. Zavrstniško rudišče ni jugozahodni podaljšek litijskega, kot lahko beremo v literaturi, temveč le ena izmed subparalelnih dinarskih rudnih žil (vzporednih z žilo Glavnega rova), ki se

nizajo po zakonih neke simetrije od Štangarskih Poljan vse do Maljeka. Zaradi desnega zmika blokov vzdolž Grmaškega preloma, ki odreže tudi disperzno aureolo, je NW podaljšek litijskega rudišča na drugi strani preloma lahko le na območju severno od Šitenkovega in Oblakovega hriba.

Na nivoju Avgustovega in Savskega rova so litijski rudarji zaman podkopavali rudna telesa tipa Alma, saj jih spodaj odreže narivna ploskev. Bogato orudeni blok nad tretjim skrilavčevim horizontom po našem mnenju ni na prvotnem mestu, temveč je narinjen v sedanjo lego; njegovo izvorno območje je nekje severno ali celo južno od tod in je danes prekrito z naplavinami. Podatek o prisotnosti obsežne disperzne aureole okrog Sitarjevca odpira možnosti odkritja tudi takih rudišč, ki jih erozija še ni načela.

On the problems of the Litija ore field

Extended Summary

In the years 1984 to 1985 and 1989 to 1991 we studied the Pb-Zn-Ba ore deposits, abandoned for decades, of the Litija ore field. The most important among them is Litija, called also Sitarjevec, which was widely known in the last century for its very rich ore, numerous minerals and pretty crystals.

As the starting point for assessment of literature data on presently inaccessible ore deposits we used the new geological maps 1:5000. Figure 1 shows the geological structure of the Litija–Šmartno area, while the Maljek area (fig. 2a) is situated eastwards.

The first map (fig. 1) borders in the north upon the area which was treated in the earlier work published in Geologija (Mlakar et al., 1993). In it detailed data on composition and subdivision of Carboniferous beds are presented, on the environment of their forming and age problems of these rocks. The published data are valid also for the present territory. To that only the information on rich macroflora could be added indicating Westphalian A (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986) which occurs in the lower third of the Carboniferous superposition subunit b_2 (fig. 1 and 3).

The approximately 1100 metres thick sequence of Carboniferous beds is overlain by Scythian beds of alternating dolomite and fine clastics. Permian beds were squeezed out during tectonic processes. Ladinian beds consisting of limestone and pyroclastics lie everywhere above an tectonic erosional unconformity on various Scythian beds (fig. 1, 3 and 4b). This is an important new result with respect to the basic geological map – sheet Ljubljana (Premru, 1983 a, b). Cordevolian dolomit can be found on the southern margin of the studied territory. Also Plioquaternary and younger sediments were recorded.

The largest part of Carboniferous beds belongs to the Žiri overthrust which was later deformed in the frame of the Litija anticline as the first-order folded structure. The core of the fold striking E–W is visible in the Maljek area (fig. 2a). The overlying Triassic beds belong to the first part of the Dolsko overthrust (Mlakar, 1987) and consist of several overthrust units (fig. 4a, b, c and fig. 5, section D).

The Old Tertiary overthrust structure is dissected with four systems of neotectonic faults. The alpidic faults are the oldest, and the dinaric faults – with characteristic right slips – the youngest (fig. 4a). Seismically active is the meridional Litija fault (Premru, 1983 b).

Special attention was devoted to the poorly understood geological structure of the Litija ore deposit which was mined from 1537 till 1604, and with several intermissions between 1873 and 1965. Basic data on mine workings is given in table 1, and on production in table 2.

Geologic structure of the ore deposit was reconstructed on the basis of Berce's geologic maps of the mine from 1953 (a) and 1956 and of Fabjančič's data for the lower part of the pit. Decisive in the reconstruction was the role of literature data on the existence of several shale beds which are a few tens of metres thick. They occur in sandstones with some conglomerate, and were encountered in numerous places in the mine (table 3), as well as in the boreholes (fig. 6).

The structural map (fig. 5c) shows several shale horizons which we marked in graphic documentation (fig. 5, sections A, B, C, fig. 7b, c, d and fig. 9) with consecutive numbers from 1 to 3. Cross sections through the Litija ore deposit indicate the structure of a shallow syncline with transition to the brachisynclinal type of fold. The contact of shale with sandstone in the hanging wall of the third shale horizon has an overthrust character. This is true in places also for the first shale horizon (fig. 5 section A and fig. 7d). The deposit is cut by less important dinaric and meridional neotectonic faults.

As shown by cross sections B and C in fig. 5 and figures 7a, b and c, in Sitarjevec prevail subvertical, dinaric, several cm till about one meter thick discordant ore veins (the Main adit vein, New vein, Vein no. 28, etc.). On mine levels they were traced to distances of up to 250 metres, and vertically up to 150 metres. The meridionally striking ore veins (Nada, Zora, Dana) ore of smaller extensions, and they dip at moderate angles eastwards. Only a third of more than 40 ore veins were minable (Fabjančič, 1972). The largest and richest Alma orebody, with its extensions Antonija, Groll and Eastern field (fig. 5, sections A to C and fig. 9), is probably of concordant type.

The Zavrstnik ore deposit west of Litija was mined with interruptions from 1847 till 1959. It is a subvertical discordant, dinaric trending ore vein, composed mostly of sphalerite and galena (fig. 5 section A and fig. 7a). Between the deposits of Litija and Zavrstnik extends the ore vein Matuc on which hardly any data are available.

East of Litija lies the old deposit Zagorica with discordant ore veins filled mostly with galena and barite. The veins strike in the alpine and dinaric directions. Exact locations of veins were not known to us; therefore they were drawn schematically (fig. 5 section D, fig. 7a).

In the Maljek area (fig. 2a) exist smaller Pb-Zn-Ba deposits of Maljek, Hrastarija, Štriglovec, Zgornji Mamolj and Sv. Janez. Discordant ore veins strike in dinaric and alpidic directions.

Opinions on the genesis of ore deposits and orebodies were divided. Several researchers (Brunnlechner, 1885) advocated the concordant and even syngenetic (Alma) character of orebodies, and others (Riedl, 1886) their discordant character; the third group (Tornquist, 1929a) permitted the presence of both genetic types. In concordant orebodies the metasomatic structures should prevail, while the discordant ore veins the minerals were deposited in symetrical pattern.

Microscopic examinations of ore by Tornquist (1929a), Drovenik et al.

(1980), Žepič (1981), and especially by Grafenauer (1963, 1965) did not answer clearly the question. According to our conclusions only the Alma orebody is concordant, as well as its extensions.

Information on trace elements in galena and sphalerite, as well as on the sulphur isotopic composition were contributed by Drovenik (1972), Drovenik et al. (1976, 1980) and Žepič (1981). Some new data from various locations of the Maljek area are listed in table 7, and many more were obtained through geochemical sampling.

In geochemical section SI above the western part of the Litija ore deposit the elemental distributions in the vertical direction were studied (fig. 7a and 8). Statistical results of 14 samples of weathered material are presented in tables 8 and 9.

The longitudinal geochemical section (GP) is directed along the ridge above the north margin of the Litija deposit (fig. 7a). Statistical data on the distribution of Pb, Zn, Ba and Hg in 197 samples are shown in tables 10 and 11. Data on several other chemical elements in 21 samples are presented in tables 12 and 13. Results of investigations related to the geological structure are shown in fig. 9. The dispersion halos of Pb, Ba and Hg are the most distinct and show the highest contrast. Other analyzed elements hardly give any indication of the presence of the ore deposit.

Also the ideas about the age of mineralization processes differ much. Researchers advocated the Paleozoic, Middle Triassic or Tertiary age of the deposits.

By taking into consideration all available data, the geological events which took place somewhere on the northern margin of the African plate probably had the following course: the Asturian tectonic phase interrupted the deposition of clastics of the Carboniferous superposition subunit b_2 as the youngest member of the regression sequence of sedimentary beds (fig. 3 and 4b). In the unstable times of the inversion of the tectonic and sedimentary regime the basement was fragmented during the predominant extension phase. The question about the exact nature of the tectonic model of these deformations remains open, however.

Then the hydrothermal activity started. At crossings of faults and fractures of dinaric and meridional, or dinaric and alpidic directions the most permeable zones developed which control the position of ore deposits and ore bodies in space. Medium and low temperature hydrothermal solutions circulated along steep to moderately inclined faults and fractures in the subhorizontal body of the Carboniferous beds. Discordant, epigenetic orebodies of polymineral and polymetallic composition without explicit vertical zoning were formed. The lower parts of ore veins are characterized by quartz, calcite, pyrite and sphalerite, and in places by disseminated mineralization in the host rock. At the medium levels predominate argentiferous galena (about 20 g/t Ag) and barite, and at the upper levels barite and locally cinnabar.

The feeding channels, represented nowadays by larger discordant veins, supposedly cut also the somewhat bituminous layer of quartz sandstone in vicinity of the shaly screen. By metasomatic processes formed the large epigenetic, but concordant and very rich Alma orebody; it was mined in the earliest times of production.

Ore deposits are situated as a rule 400 to 1000 metres from each other, they extend in depth from 100 to 400 metres (Sitarjevec), and consist of a single (Zavrstnik) or several orebodies (Sitarjevec, Zagorica) at about 40 metres from each other. As shown by fig. 3, ore deposits are developed within the height interval of about 800 metres. The Litija ore deposit was formed at a depth from 300 to 700 metres. The closest to the surface are the sphalerite veinlets in the Maljek Sava adit and the barite vein at the Špilj rise (fig. 2a, b).

All ore deposits are situated in Carboniferous clastics of the subunit b_2 below the Asturian tectonic erosional disconformity (fig. 3). The lead isotopic composition does not preclude the Paleozoic age of galena (Štrucl, 1965). This age is supported also by data from the terrains north of Litija. There among others, high concentrations of Pb, Zn and Cu in mechanically disintegrated quartz-limonitic rocks were found. They were formed at the same time as the clastics of the uppermost part of the Carboniferous b_2 subunit (Mlakar et al., 1993).

Deposition of Carboniferous or possibly also Permian clastics of the upper structural stage of the transgression sedimentary sequence was interrupted by the Saalic orogenic phase. Later also the Middle Triassic tectonic occurred, characterized by forming of tectonic grabens and horsts (fig. 3 and 4b), and by volcanic activity in a broader region.

The larger part of post-ore deformations are Tertiary. There were two phases of folding and overthrusting, and in the intermediate time the right rotation of blocks. By one of the thrust planes the Alma orebody and some other ore veins were cut in their lower part (fig. 5 section A and B, fig. 9).

Neotectonic faults dissected the folded and thrusted structure. The faults of dinaric orientation form with the similarly oriented ore veins the sharp angle of 5 to 15 degrees (fig. 7a and c), the feature which rendered very difficult the deciphering of the correct age of mineralization. The neotectonic Grmača fault cut the Litija deposit in the west together with its dispersion halo (fig. 9).

During the youngest times the erosion exposed various levels of the mineralized area and removed the highest parts of all known ore deposits.

Literatura

Ahlburg, J. 1907: Der Erzbergbau in Steiermark, Kärnten und Krain. – Zeitschr. für das Berg, Hütten und Salinenwesen im Preuss. Staat, Berlin.

Berce, B. 1953a: Rudišče Sitarjevec pri Litiji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1953b: Predlog za sledenje v rudišču Sitarjevec. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1955: Problematika raziskav svinca in cinka v LR Sloveniji. – Prvo posvetovanje o Pb in Zn, Trepča.

Berce, B. 1956: Rudišče Sitarjevec pri Litiji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1962: Poročilo o študijskih raziskavah Posavskih gub v letu 1961. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Berce, B. 1963a: The Formation of the Ore-deposits in Slovenia. – Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, XIX, Pavia.

Berce, B. 1963b: Strukturna analiza s primerom položaja rudnih teles rudišča Sitarjevec pri Litiji. – Geološki glasnik 7, Sarajevo.

Brunnlechner, A. 1885: Beiträge zur Charakteristik der Erzlagerstätte von Littai in Krain. – Jb. geol. R.-A., Wien.

Cissarz, A. 1956: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. – Rasprave Zavoda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije, Beograd.

Češmiga, I. 1959: Rudarstvo Slovenije. – Nova proizvodnja, Ljubljana.

Drovenik, F. 1956: Poročilo o predhodni oceni rudnih zalog na območju Litije po podatkih do konca junija 1956. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, F. 1959: Zapisnik o pregledu raziskovalnih del v rudniku Zavrstnik na dan 20. VI. 1959. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Drovenik, M. 1972: Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. – Rud.-Metal. zb., št. 2–3, Ljubljana.

Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976: Izotopska sestava žvepla v sulfidnih rudnih nahajališčih v Sloveniji. – Rud.-Metal. zb., št. 2–3, Ljubljana.

Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji. – Geologija 23, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1947: Izveštaj o posetama rudniku Litija i istražnim radovima u Maljeku, Ponovičama, na Jezeh i Zavrstniku. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1949: Predlozi za istraživanje olovnog rudnika Sitarjevec. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956: Über die metallogenetischen Epochen und Provinzen Jugoslawiens. – Berg-und Hüttenmännischen Monatshefte, *101.* Jahrgang, Wien.

Fabjančič, M. 1961a: O nekaterih problemih geološke službe na obratu Sitarjevec pri Litiji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1961b: Petletni perspektivni načrt geološko rudarskih raziskovalnih del v rudniku Sitarjevec pri Litiji in v njegovi okolici; 1961–1965. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1961c: Pregled rudnih zalog ob koncu leta 1961. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1962a: Perspektivni geološki problemi rudnika Sitarjevec pri Litiji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1962b: Ekonomsko geološka analiza rudnika Sitarjevec pri Litiji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1963: Načrt geoloških raziskovalnih del na svinčevo-cinkovih rudiščih v paleozoiku Slovenije za leto 1964 – objekt Litija. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1964: Geološke raziskave na območju Litija. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1965: Pregled rudnih zalog ob začetku leta 1965. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1966: O baritu na Slovenskem. – Geologija *9*, Ljubljana.

Fabjančič, M. 1972: Kronika litijskega rudnika. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Fritsch, W. 1870: Die Mineralschätze Krains. – Zeitsch. des B. und H. Vereins für Kärnten, Klagenfurt.

Georgijevski, P. 1951: Izveštaj o geofizičkim ispitivanjima na terenu rudnika Sitarjevec kod Litije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Beograd.

Godec, I. 1993: Litija nekoč in danes. – Samozaložba, Litija.

Gogala, A. 1927: Tehnično poročilo o svinčevem rudniku Litijske rudarske združbe. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Gogala, A. 1942a: Bericht über gegenwärtigen Stand der Aufschlussarbeiten im Bergwerk Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Gogala, A. 1942b: Aktenvermerk über Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Gogala, A. 1942c: Bericht über die Besichtigung der Arbeiten in der Grube Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Gogala, A. 1944: Kurzbericht über die Untersuchungsarbeiten bei Bergbau Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Grad, K. 1960: Tolmač h geološki karti FLRJ list Polšnik. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Grad, K. 1961: Geološke razmere v okolici Litije. – Geologija 7, Ljubljana.

Grad, K. & Nosan, A. 1957: Geologija Litije in okolice. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1963: O mineralnih paragenezah Litije in drugih polimetalnih nahajališč v Posavskih gubah. – Rud.-Metal. zb. *3*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1965: Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji, – Rud.-Metal. zb. *2*, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969: O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. – Rud.-Metal. zb. *3–4*, Ljubljana.

Grošelj, A. 1954: Razna nahajališča rudnin v okolici Litije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Hacquet, B. 1784: Ortographia carniolica. 3. del. Leipzig.

Holler, H. 1943: Bericht über eine Befahrung des Pb-Zn-Baryt Bergbaues Littai am 7. 4. 1943. Rokopis, Klagenfurt. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Hvala, F. 1955: Predlog plana za leto 1955, Sitarjevec, Zavrstnik, Ponoviče, Maljek. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Höfer, H. 1886: Über Verwerfungen. – Österr. Zeitschr. für das Berg-Hüttenwesen. Wien.

Jevnikar, A. 1984: Primorski slovenski biografski leksikon. – Goriška Mohorjeva družba, Gorica.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1985: Nova nahajališča paleozojske flore v Posavskih gubah med Ljubljano in Litijo. – Razprave IV. razr. SAZU, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1986: Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrstnika. – Rud.-Metal. zb. *33*/1–2, Ljubljana.

Korošec, B. 1993: Jamomerska, zemljemerska in kartografska šola rudnika živega srebra. – Idrijska obzorja. – Pet stoletij rudnika in mesta, Mestni muzej Idrija.

Kossmat, F. 1884: Geološka karta Ljubljana 1:75 000. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kossmat, F. 1913: Die Adriatische Umrandung in der Alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Gesell. *6*, Wien.

Kostelka, A. 1942: Befahrungsbericht – Bergbau Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kostelka, A. 1943: Befahrungsbericht – Bergbau Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kostelka, A. 1944: Bericht über die Befahrung des Schurfbaues Littai. Rokopis, Mežica. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kresal, F. 1961: Razvoj predilnice Litija ob 75. letnici. Litija.

Kropač, J. 1919: Poročilo o naslagi svinčevega sijajnika Rudniškega društva v Litiji. Rokopis, Celje. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Kuščer, D. 1965: O vrednosti nekaterih strukturnih analiz. – Geologija *8*, Ljubljana.

Kuščer, D. 1975: Ali so Posavske gube zgrajene iz krovnih narivov? – Geologija *18*, Ljubljana.

Kuščer, D. 1992: Vloga fotogeoloških raziskav pri odkrivanju potresnih prelomnic v Sloveniji. – Rud.-metal. zb. *3–4*, Ljubljana.

Lapornik, F. 1935: Popis in cenitev entitet svinčevega rudnika Rudarske združbe Litija. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Lipold, M. V. 1858: Bericht über die Geologische Aufnahme in Unter Krain im Jahre 1857. – Jb. Geol. R. A. *9*, Wien.

Mihailović, D. J. 1951: Seizmička karakteristika područja Litije – Geol. anali Balk. poluostrva *19*, Beograd.

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

Mlakar, I. 1987: Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja. – Geologija *28, 29*, (1985/86), Ljubljana.

Mlakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M. 1993: O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije. – Geologija *35*, (1992), Ljubljana.

Mohorič, I. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. 1. knjiga. – Založba Obzorja, Maribor.

Müllner, A. 1906: Der Bergbau der Alpenländer in seiner geschichtlichen Entwicklung. – Berg und Hüttenmännische Jb., Wien.

Müllner, A. 1909: Geschichte des Eisens in Krain, Görz und Istrien, Wien.

Ogorelec, B. & Premru, U. 1975: Sedimentne oblike triadnih karbonatnih kamenin v osrednjih Posavskih gubah. – Geologija *18*, Ljubljana.

Pastor, J. 1945: Poročilo. Rokopis, Šmartno. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1947a: Situacija Maljek – Spodnji Log – Pasjek – Sitarjevec. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1947b: Obratno poročilo. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1947c: Poročilo. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1947d: Poročilo Zagorica – Jeze. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1948: O problemih obrata Litija. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1952: Delovni program. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Pastor, J. 1953: Rudnik Litija. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1975: Rekonstrukcija srednjetriasnih razmer na idrijskem prostoru. – Geologija *18*, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977: Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. – Geologija *20*, Ljubljana.

Premru, U. 1974: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. – Geologija *17*, Ljubljana.

Premru, U. 1975: Posavske gube so zgrajene iz narivov. – Geologija *18*, Ljubljana.

Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. – Geologija *19*, Ljubljana.

Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. – Geologija *23/2*, Ljubljana.

Premru, U. 1983a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983b: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod Beograd.

Rakovec, I. 1931: Morfološki razvoj v območju Posavskih gub. – Geogr. vest. *7*, Ljubljana.

Ramovš, A. 1954: Karbonski konglomerati na vzhodnem obrobju Ljubljanskega polja. – Geologija *2*, Ljubljana.

Riedl, Em. 1886: Littai. – Österr. Zeitschr. für das Berg und Hüttenwesen, Wien.

Rösler, H. J. & Lange, H, 1972: Geochemical Tables. Amsterdam.

Rudroff, 1928a: An die Rudarska združba Litija. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rudroff, 1928b: Ausrichtungen der Lagerstätte gegen Westen. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rudroff, 1929a: Über Hoffnungsarbeiten an Bergbau Sitarjevec. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Rudroff, 1929b: Koblerfeld. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Sedlar, J. 1950: Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijo. Diplomsko delo. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Simić, V. 1951: Istorijski razvoj našeg rudarstva, Beograd.

Smith, A. K. 1928a: Memorandum on the Rudarska združba Litija. Rokopis, Zagreb. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Smith, A. K. 1928b: Memorandum on Striglauts. Rokopis, Maribor. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Smith, A. K. 1928c: Bericht auf Kobler. Rokopis, Zagreb. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Smith, A. K. 1928d: Raport on Sava Stollen. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Smith, A. K. 1928e: Exposée über Littai. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Stieller, C. 1927a: Exposée über Littai. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Stieller, C. 1927b: Bemerkungen zur Rudarska združba Litija. Rokopis, Berlin. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Štrajher, M. 1936: Bericht über die Erzlagerstätte der Gewerkschaft Litija und über deren Bergwerkbetrieb Litija in april 1936. Rokopis, Litija. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Štrajher, M. 1942: Bericht über die Blei-Zinkgruben Littai und Umgebung. Rokopis, Bojanovo. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Štrucl, I. 1962: Problematika raziskovanja svinčevo-cinkovih nahajališč na območju Slovenije. – Rud.-Metal. zb. *4*, Ljubljana.

Štrucl, I. 1965: Nekaj misli o nastanku Karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežica.-Rud.-Metal. zb. *2*, Ljubljana.

Teller, F. 1907: Geologische karte Cilli – Ratschach, 1:75 000. Rokopis, Wien.

Tittel, A. 1887: Gutachten über den Erzbergbau der Gewerkschaft Littai in Krain. Rokopis, Freiberg. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tornquist, A. 1927: Gutachten. Rokopis, Graz. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tornquist, A. 1928: An die Rudarska združba Litija. Rokopis, Graz. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tornquist, A. 1929a: Die Blei – Zinkerzlagerstätte der Savefalten vom Typus Litija. – Berg und Hüttenmännische Jb., Wien.

Tornquist, A. 1929b: Ergebnisse der Befahrung der Grubenaufschlüsse in Sitarjevec und der Erzreviere von Maljek und Jesse. Rokopis, Graz. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Tornquist, A. 1930: Pismo rudarski združbi Litija. Rokopis, Graz. – Geološki zavod Ljubljana, Ljubljana.

Valvasor, J. W. 1689: Die Ehre des Herzogthums Krain, Nürnberg.

Voss, W. 1895: Die Mineralien des Herzogthums Krain, Ljubljana.

Vozelj, D., Tovšak, R. & Piškur, R. 1949: Poročilo o geološkem kartiranju rudonosnega ozemlja v okolici Litije, Sitarjevec in del Širmanskega hriba. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Zepharovich, V. 1880: Mineralogische Notizen. – Lotos, Naturwisenschaftliche Jahrbuch, Prag.

Zorc, A. 1946: Svinčevo-cinkova nahajališča v okolici Litije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Žebre, S. 1955: Rudarska dejavnost v območju Posavskih gub. – Rud.-Metal. zb. *4*, Ljubljana.

Žepič, F. 1981: Nastanek rudnih žil na območju Mamolja pri Litiji. Diplomsko delo. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Waagen, L. 1919: Bergbau und Bergwirtschaft, Heft *10*. – Handelsmuzeum, Wien.

Winkler, A. 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Geol. Gesell., Wien.

Navodila avtorjem

GEOLOGIJA objavlja originalne znanstvene razprave in strokovna poročila iz geoloških in sorodnih ved. Njen osnovni namen je seznanjati domačo in tujo strokovno javnost s sprotnimi stanji geološke nacionalne vede v Sloveniji in z dosežki tujih vrhunskih geologov v svetu. Rokopisi prispevkov naj praviloma ne bodo daljši od 50 tipkanih strani, v kar so vštete tudi slike, tabele in table. Le v izjemnih primerih (natisi habilitacijskih, doktorskih in magistrskih del) je možno ob predhodnem dogovoru z uredništvom tiskati tudi daljše prispevke.

GEOLOGIJA izhaja praviloma enkrat letno v obsegu 40 do 45 avtorskih pol. Če pa bo uredništvo kdaj dobilo več prispevkov, bo revija izšla dvakrat ali celo večkrat letno. Vse prispevke recenzirajo domači in tuji vrhunski strokovnjaki in so avtorji dolžni njihovo pisno mnenje upoštevati ter svoje prispevke po potrebi tudi dopolniti.

V želji, da bi z našimi izsledki v slovenski geološki vedi seznanjali čimširši krog strokovnjakov po svetu, bodo odslej vsi prispevki v GEOLOGIJI objavljeni pretežno v angleškem oziroma nemškem jeziku. Prispevke, ki obravnavajo snov slovenske geologije, morajo avtorji pripraviti vsaj v tretjini celotne vsebine za objavo v slovenskem jeziku kot povzetke. Za prevode poskrbijo avtorji prispevkov sami, uredništvo opravi le jezikovne popravke.

Prispevke je treba oddati uredništvu v dveh izvodih, napisani naj bodo praviloma s tiskalnikom (le izjemno s pisalnim strojem) in zapisani tudi na računalniški disketi. Rokopisi naj bodo napisani z dvojnim presledkom med vrsticami in s 3 cm širokim levim robom, vsak odstavek naj se začne z umikom v desno. Za vsakim ločilom mora biti presledek. Pisci prispevkov naj imena citiranih avtorjev med besedilom prispevka in pri naštevanju literature podčrtavajo črtkano, imena fosilov (rod in vrsto) pa valovito. Vse drugo bo uredilo uredništvo.

Naslovi prispevkov naj bodo kratki in naj ne presegajo 12 besed. Če je prispevek napisan v slovenskem jeziku, mora biti njegov naslov preveden tudi v angleški oziroma nemški jezik. Poleg avtorjevega polnega imena in priimka naj bo podano tudi njegovo mesto službovanja s polnim naslovom vred. Vsebine oziroma kazala pri normalno dolgih prispevkih ne objavljamo.

Na začetku vsakega prispevka je treba napisati kratko vsebino oziroma abstract, ki naj ne presega tisoč tiskovnih znakov. Pri slovensko napisanih prispevkih mora biti kratka vsebina napisana v slovenskem in angleškem oziroma nemškem jeziku.

V literaturi naj avtorji prispevkov praviloma upoštevajo le tiskane vire, rokopise naj navajajo v izjemnih in nujnih primerih z navedbo, kje so shranjeni. V seznamu literature navajajte samo v prispevku omenjena dela. Med besedilom prispevka citirajte samo avtorjev priimek brez inicialke njegovega imena (inicialko navajajte samo, če je več avtorjev z istim ali enakim priimkom), v oklepaju pa navajajte letnico izida navedenega dela in po potrebi tudi stran. Če navajate delo dveh avtorjev, izpišite med tekstom prispevka oba priimka (npr. Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), pri treh ali večih avtorjih pa napišite samo prvo ime in dodajte et al. z letnico (npr. Mlakar et al., 1992). Literaturo navajajte po abecednem redu.

Primer citirane revije:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Primer citirane knjige:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Črno-bele fotografije morajo biti izdelane na trdem belem gladkem papirju z visokim leskom. Le izjemno je možno objaviti tudi barvne slike, vendar samo po predhodnem dogovoru z uredništvom. Črtne risbe morajo avtorji oddati na prosojnem papirju ali na folijah. Risbe naj bodo izdelane izredno natančno. Zaradi enotnosti risb uredništvo pri večini prispevkov na svoj strošek poskrbi za njihovo ponovno prerisavo. Pri pripravi črtnih slik obvezno upoštevajte zrcalo revije 12,6 × 18 cm, zato pazite na velikost črk, znakov in debelino črt in imejte v mislih, da morajo biti ob morebitni pomanjšavi slik črke visoke najmanj 1 mm. Večjih formatov od omenjenega zrcala GEOLOGIJE ne tiskamo na zgib, je pa možno, da večje oziroma daljše slike natisnemo na dveh straneh (skupaj na levi in desni strani) z vmesnim »rezom« ali zgibom. Slike obeležite s številkami. V besedilu prispevka morate omeniti vsako sliko po številčnem vrstnem redu, uredništvo pa poskrbi, da bo natisnjena na odgovarjajočem mestu.

Tabele napišite s tiskalnikom ali pisalnim strojem tako, da jih je možno neposredno preslikati oziroma kliširati. Pri tem upoštevajte zrcalo revije in velikost črk ob morebitni pomanjšavi. Pri korekturah tabel ni možno več popravljati ali dopolnjevati.

Table pripravite v formatu zrcala naše revije, če jih je potrebno pomanjšati, podajte na njihovih slikah merilo ali ob že upoštevanem zmanjšanju navedite velikost predmetov v podnaslovu. Prostor na tablah čimbolj zapolnite in ne puščajte nepotrebnih praznin.

Podnaslove k slikam, tabelam in tablam, ki morajo biti pri dvojezičnih člankih tudi dvojezično napisani, avtorji priložijo na posebnih listih enega pod drugim. Zato teh podnaslovov ne pišete med besedilom prispevka. Številko slike in tabele napišite na levem praznem robu prispevka pri besedilu tam, kjer je le-ta omenjena. Podnaslovi naj bodo po možnosti čimkrajši.

Korekture odtisov opravijo avtorji prispevkov, ki lahko popravijo samo tiskovne napake. Krajši dodatki ali spremembe pri korekturah so možne samo na avtorjeve stroške. Če avtor v določenem roku korektur ne vrne, le-te opravi uredništvo na avtorjeve stroške.

Avtorji prejmejo 50 separatov brezplačno, za dodatno plačilo pa je moč naročiti še neomejeno število separatov. Uredništvo sprejema prispevke do vključno 30. junija v tekočem letu in se obveže, da bodo le-ti tiskani v treh mesecih. Avtorje prosimo, da prispevke pošiljajo na naslov uredništva.

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
61000 Ljubljana
Slovenija
Uredništvo

Instructions to authors

GEOLOGIJA issues authentic scientific papers as well as expert reports on the sphere of geological and related sciences, its main purpose being to appeal to the Slovene and foreign public and make it acquainted with the state of the national geologic science and the acquisitions of top experts in the geology domain of the world. The article scripts should not exceed the extent of 50 pages, figures, tables and plates included. Exceptions to this rule i.e. publication of longer articles (such as papers presenting higher university habilitation as well as master's degrees and doctor's theses) could be agreed upon on the basis of a preliminary arrangement made with the editorial board.

GEOLOGIJA appears normally once a year comprising 40 to 50 author's sheets. Should the editorial board receive more articles, the periodical will be issued twice a year or even more. All the articles are subdued to a professional revision by eminent Slovene and foreign experts, moreover the authors of the articles are bound to take into consideration their written account and even to complete their contributions eventually.

Aiming at a worldwide recognition of the latest discoveries in the field of Slovene geology bringing it thus closer to a larger circle of experts, we have envisaged a predominantly English and German version of the articles published from now on in the GEOLOGIJA review. The articles dealing with the issues on Slovene geology are supposed to have at least one third of the entire content published in Slovene in the form of an abstact. The translation is procured by authors themselves, the editorial board will secure the language corrections.

Two copies of articles are to be delivered to the editorial office, written on computer (only exceptionally on a typewriter) and recorded on computer diskette as well. Double spacing and three cm left margins should be used, paragraphs starting with indent, each punctuation mark must be followed by space. The names of authors quoted in the text and in the bibliography should be underlined by a broken line while the names of fossils (species and genus) by a sinuous line respectively. The rest will be seen to by the editorial board.

The title of the article should be rather short, not exceeding 12 words. In case of the article being written in Slovene language, there is a demand for the title being provided in English or German, as well. Besides the author's full name, his complete official address should be stated, too. The table of contents or the index following the articles of normal length are not published.

The article should be preceded by a brief summary or abstract not surpassing 1000 print signs. Articles written in the Slovene language should dispose of a short outline in Slovene, English and German respectively.

As to the bibliography, the authors should, as a rule, consider only printed sources, manuscripts being quoted exceptionally, when absolutely necessary, with the exact address of the manuscript depository. The bibliographic list should comprise only the works mentioned in the article. In the article text the mere surname of the author is to be quoted, i.e without the initials of his name (initials being quoted only in case of several authors by the same name), while the year of publication – if needed, even the page – is quoted in parentheses. In case of a two-author quotation, the two surnames are to be written out within the text of the article (for example: Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), while in case of a three or several authors

quotation, write out only the first name and add et al., the date included (ex. g. Mlakar et al., 1992). The literature is to be quoted following an alphabetic order.

Example of review quotation:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Example of book quotation:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Black and white photographs are to be produced on hard white high glistening smooth paper. Coloured photographs will be published exceptionally only, according to a previous agreement with the editor. Line drawings are to be delivered on transparent paper or folio. Drawings must be carried out with extreme accuracy. For the sake of unity the editorial staff will, in most cases, provide and finance a redrawing of sketches. While preparing the sketches, pay attention to the review type face 12,6 × 18 cm, heed the size of letters, signs, and line boldness as well bear in mind the cases of figure diminishing where letters must preserve the size of 1 mm, at least. Greater formats than the above mentioned type face of GEOLOGIJA are not printed as folded additons; the boarding staff admits, nevertheless, of the possibility of having a larger and longer figure printed on two pages (left and right side together) with an intermediate »cut« or folding. The figure is to be provided with a number, numeric order of each figure is to be referred to throughout the text of the article, whilst the editor board will see to its being printed at where it belongs.

Tables should be made on a printer or typewriter to permit their immediate copying or clichéing, respectively. The review type face should not be neglected, either, as well as the letter size in case of diminishing.

The plates are to conform to the review type face; if a diminishing is needed, add a scale to their pictures or, in case of the diminishing having already been taken into account, the size of objects in the subtitles should be stated. The space on tables should be made a good use of, leaving no unnecessary blanks.

Subtitles to figures, tables and plates of bilingual articles are to be written in both languages as well, authors are asked to deliver them in a subsequent order on special sheets, that's why these subtitles do not figure in the text itself. The number of the figure and table is to be noted on the left margin of the wording where the mention is being made. Subtitles should be as brief as possible.

Proof-checkings are carried out by the authors of the articles themselves who are only to correct the misprints, however. Shorter additional remarks or changes while proofreading will be tolerated only at the expenses of the author himself. If the corrections are not returned in due time, the editor staff will effectuate proff-reading at the expenses of the author.

Authors will be sent 50 issues free, an additional payment entailing, however, an unlimited number of copies ordered. Articles shall have been entered by 30th June of the current year and the editorial board will commit itself to print them in a three months' time. The authors are requested to send the articles to the address of the editorial board. i.e.:

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
61000 Ljubljana
Slovenija
Editorial board