

SLOVENSKA AKADEMIJA ZNANOSTI IN UMETNOSTI
ACADEMIA SCIENTIARUM ET ARTIUM SLOVENICA

RAZRED ZA NARAVOSLOVNE VEDE
CLASSIS IV: HISTORIA NATURALIS

ZNANSTVENORAZISKOVALNI CENTER SAZU
INŠTITUT ZA RAZISKOVANJE KRASA • INSTITUTUM CARSOLOGICUM

ACTA CARSOLOGICA

KRASOSLOVNI ZBORNIK

XVII

1988

Ob 50-letnici Slovenske akademije znanosti in umetnosti



LJUBLJANA

1988

SPREJETO NA SEJI
RAZREDA ZA NARAVOSLOVNE VEDE
SLOVENSKE AKADEMIJE ZNANOSTI IN UMETNOSTI
DNE 17. NOVBMBRA 1988
IN NA SEJI PREDSEDSTVA
DNE 22. NOVEMBRA 1988

UREDNIŠKI ODBOR
JOŽE BOLE, IVAN GAMS, MARIO PLENIČAR, PETER HABIČ

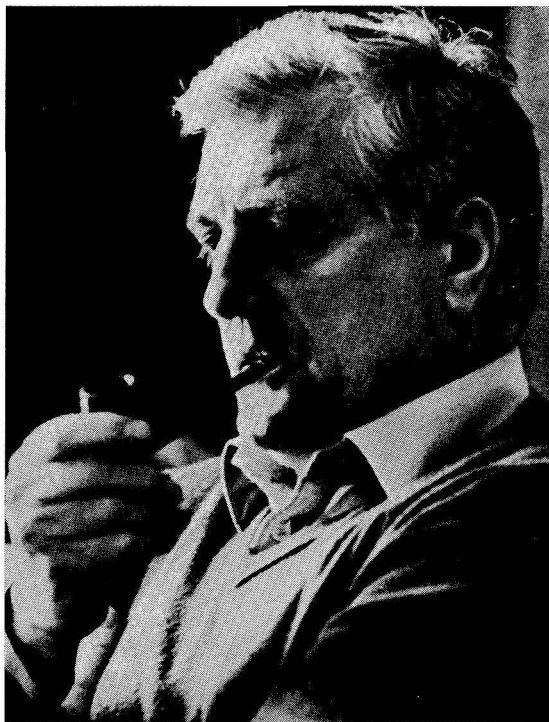
UREDIL
PETER HABIČ

Zamenjava — Exchange:
Biblioteka SAZU
Novi trg, 5/1, 61001, P. P. 323, Jugoslavija

Tiskano s subvencijo Raziskovalne skupnosti Slovenije in
Znanstvenoraziskovalnega centra SAZU

POSVEČENO
PROF. DR. RADU GOSPODARIČU
1933—1988

Prof. dr. Rado Gospodarič
(14. 1. 1933—12. 2. 1988)



Rado Gospodarič je 1959 diplomiral iz geologije, a se je že 1958 zaposlil na Inštitutu za raziskovanje krasa SAZU v Postojni kot laborant. Že takrat je usmeril svoje življenjsko zanimanje v kras. Po diplomi je postal asistent, nato strokovni sodelavec in po doktoratu (1973) znanstveni sodelavec. 1982 je bil izvoljen za znanstvenega svetnika in obenem tudi za izrednega profesorja fizične geologije na ljubljanski Univerzi. Od 1974 do smrti je bil pomočnik upravnika inštituta.

Kras je raziskoval kot geološki pojav, obenem pa je kot krasoslovec sodeloval tudi pri osnovnih regionalnih in drugih, teoretičnih ter praktičnih, raziskavah krasa. V prvih letih je bilo to predvsem terensko delo, vezano na spoznavanje kraškega podzemlja v okolici Postojne, na Pivki, na Idrijskem in na

Dolenjskem. Takrat je nosil glavnino inštitutskega raziskovalnega dela v podzemlju. Sodeloval je pri raziskovanju številnih največjih slovenskih jam — Pološke, Križne, Planinske, Škocjanskih, Karlovic in seveda tudi Postojnske — a tudi pri regionalnih projektih, kot je bila npr. Speleološka karta Slovenije. Čeprav se je zanimal za toliko drugih stvari in je bil spekter njegovih raziskav zelo širok, ga je Postojnska jama vedno še posebej zanimala.

Kot geologa so ga kapniki zanimali predvsem kot priče nekdanjih dogajanj v podzemlju in na površju. Tako se je lotil vprašanja podiranja kapnikov. Premeril je lege stotinam podrlih kapnikov, da bi ugotovil, ali je bil njihovemu podiranju res vzrok predvsem v potresih, ali vladajo druge, manj katastrofalne zakonitosti. Tudi druge odkladnine, predvsem odkladnine nekdanje reke Pivke, glina, pesek in prod, lahko marsikaj, morda še več kot kapniki, povedo o nastanku jame. Tudi z njimi se je pokojni Gospodarič intenzivno ukvarjal in skušal ugotoviti, kdaj in kje je začela Pivka votliti svoje podzemlje, kakšen je odnos rogov v Postojnski do rogov v Planinski jami. Ta preučevanja so bila tudi osnova za njegovo doktorsko delo z naslovom »Razvoj jam med Pivsko kotlino in Planinskim poljem v kvartarju«. Dokler je bil živ, se, žal, nismo dovolj zavedali, da je njegovo doktorsko delo najbrž prvo in zaenkrat edino, ki temelji na preučevanju Postojnske jame.

Sicer so ga z leti vedno bolj zanimali trije pojavi: kraške odkladnine (sedimenti), mikrotektonika (pomen in vpliv drobnih razpok v kamnini) in kraška voda. Česar koli se je lotil, se je lotil zagnano in zaneseno, z doseženim zlepa ni bil zadovoljen, dalje in dalje je preučeval in zbiral gradivo. Prvi je spoznal, da tudi v naših, materialno bolj skromnih razmerah, ugotavljanje absolutne starosti kapnikov ni le utopija. Z njegovo pomočjo smo dobili prve številke o starosti kapnikov v naših jamah. In prvi kapniki, ki jih je poslal v datiranje, so bili prav iz Postojnske jame. Ko metoda s pomočjo C 14 ni več zadostovala, si je v najboljših laboratorijih na svetu (Kanada, Japonska) zagotovil datacijo po novih metodah, s pomočjo uran-torija in ESR, zadnja leta pa je pripravljaval vzorce za datiranje s pomočjo paleomagnetizma (v Nemčiji). V veliki meri je prav Gospodaričeva zasluga, da lahko uvrščamo poznavanje in preučevanje sedimentov iz naših jam na svetovno raven in da pri omenjanju starosti kapnikov tudi v svetovni strokovni literaturi omenjajo starost kapnikov iz Postojnske jame, z notranjskega in primorskega krasa.

Pri tem skromnem pregledu njegovega dela ni mogoče obiti njegovih raziskav Cerkniškega polja oziroma jezera. Gospodariču je uspelo tudi v tem, že toliko časa znanem in tako podrobno preiskovanem pojavu, odkriti še marsikaj novega. Podobno velja za njegovo preučevanje kraških voda. Ukvarjal se je predvsem z izvorom vode v krasu in s smermi njenega podzemeljskega pretakanja. V začetku 70. let se je priključil »Mednarodni hidrološki dekadici« in je sodeloval pri organizaciji mednarodnega projekta »Sledenje podzemeljskih voda«, ki je bil izpeljan na notranjskem krasu. Kasneje se je s to problematiko ukvarjal tudi na kraškem svetu v Švici in Grčiji. Sodeloval je tudi pri meddržavno organiziranem raziskovanju voda v pogorju Pece. Kljub tako obsežnemu delu v mednarodnih okvirih, ni pozabil na domači kras: ena njegovih zadnjih nalog je bila prav »Vodnogospodarska osnova občine Postojna«. Poleg navedenega je raziskoval v manjši meri tudi po drugih delih Jugoslavije. Za-

nimala so ga tudi druga kraška področja in želel je sam spoznati razne tipe krasa po svetu. Videl in obiskal je velik del kraških ozemelj na svetu, od tropskega krasa na južnem Kitajskem do ledeniškega krasa v kanadskem Skalnem gorovju.

Vsega skupaj je objavil preko 100 prispevkov, od takih v lokalnih glasilih in zbornikih (*Ljudje in kraji ob Pivki*), preko domačih poljudnih, strokovnih in znanstvenih publikacij (*Acta carsologica*), do svetovno priznanih glasil (*Geol. Rundschau*) in zbornikov svetovnih kongresov (ČSSR, Velika Britanija, ZDA). Bil je tudi urednik ter član številnih uredniških odborov, tako strokovnih kot tudi poljudnih publikacij.

To je le del poklicne plati njegovega udejstvovanja, ki bi ga bilo treba še podrobneje osvetliti in ovrednotiti. Bil pa je tudi organizator v stroki (Geološko društvo, Jamarska zveza Slovenije, Raziskovalna skupnost) in izven nje (šah, atletika). Vrzeli, ki jo je zarezala njegova smrt, zlepa ne bo mogoče zapolniti.

Andrej Kranjc

Prof. dr. Rado Gospodarič

(14. 1. 1933—12. 2. 1988)

In 1959 Rado Gospodarič has achieved his B. Sc. in geology but in 1958 already he was employed on the Institute for karst research SAZU in Postojna as laboratory worker. In those times already he has dedicated his life interest to karst. After B. Sc. he was assistant, later professional collaborator and after PhD (1973) scientific collaborator, in 1982 he was elected scientific councillor and at the same time associate professor of physical geology on the University of Ljubljana. From 1974 to his death he was the assistant manager of the Institute.

He has explored the karst as geological phenomenon and at the same time he has collaborated as a karstologist at basic regional and other, theoretical and practical karst researches. In first years field work was mostly connected to knowledge of karst underground near Postojna, around Pivka, in the region of Idrija and Dolenjska. In that time he has beared the majority of the institute's research work in the underground. He has participated at the investigations of several the biggest slovene caves — Pološka, Križna, Planinska, Škocjanske and Karlovice and Postojnska jama in particular — and at the regional projects as were f. e. Speleological map of Slovenia. Although he was interested in so many things and the spectrum of his investigations was very wide, Postojnska jama had always presented a special interest for him.

As a geologist he was interested in speleothems as the most important witnesses of past occurrences in the underground and on the surface. Thus the question of speleothems collapse arose. He has measured the position of hundreds collapsed speleothems to find out if the reason for their collapse really lies in earth-quakes or are there other, less catastrophic laws in existence. Other sediments, mostly the sediments of Pivka river, loam, sand and pebbles can tell us even more than the speleothems about the cave genesis. To them the interest of the deceased Gospodarič was intensively dedicated as he has tried to find out when and why Pivka started to excavate its underground, which are the relations among the channels in Postojnska jama to those in Planinska jama. Those studies present a base of his PhD thesis entitled The Quaternary Caves Development between the Pivka Basin and Polje of Planina. I regret to say that as long as he was among us we were not enough aware of the fact that his thesis is probably the first and for now the only one based on studies of Postojnska jama.

In the course of the years three phenomena have interested him more and more: karst (deposits) sediments, microtectonics (significance and influence of small joints in the rocks) and karst water. Whatever he started to study always he had been enthusiastic and he was not likely to be content with achieved, more and more he studied and gathered the material. He was the first to recognize that even in our, materially relatively modest circumstances the absolute dating of speleothems is not utopia only. Because of his engagement we have got the first numbers about the speleothems age in our caves. The first speleothems he had sent to be dated were from Postojnska jama. When the C 14 method was no more suitable he has organized in the best laboratories of the world (Canada, Japan) the datations according to Uran/Thorium and ESR, in last years he was preparing the samples for datation by

paleomagnetism (in Germany). It's largely owing to Gospodarič that we can place the knowledge and study of sediments from our caves to the international level and that while mentioning the speleothems age in international literature the speleothems from Postojanska jama, from notranjski and primorski karst are referred to.

Though it is a modest review of his work the investigations of Cerknica polje, lake respectively cannot be omitted. Known for such a long time and studied in detail Gospodarič has succeeded to discover in this phenomenon a lot of unknown things. The same can be said for his studies of karst waters. He has studied mostly the origin of the water in the karst and the directions of its underground flow. At the beginning of 70th he has joined to International hydrological decade and has participated at the organization of international project Underground water tracing which was performed on notranjski karst. Later he was engaged by the same problematics in karst of Switzerland and Greece. He has taken part at studies of water in Peca Mt. organized between Austria and Yugoslavia. In spite of extensive work within the international frame he has never forgotten our karst: one of his last explorations was dedicated to Water economic bases of the Postojna community. In smaller degree he has investigated in other areas of Yugoslavia too. He has seen and visited a great part of karst regions in the world, from tropic karst in the southern China to glacier karst in Canadian Rockies.

He has published more than 100 papers, from local bulletins and miscellanea (*Ljudje in kraji ob Pivki*) to our popular, professional and scientific publications (*Acta carsologica*) to internationally recognized papers (*Geol. Rundschau*) and proceedings of international congresses (Czechoslovakia, Great Britain, USA). He was editor and member of numerous editorial boards, as well professional as popular publications.

Presented is just a part of his professional activities which have to be evaluated and studied in detail. He was organizer within his profession (Geological Society, Speleological Association of Slovenia, Research Council) and out of it (chess, athletics). The vacancy cut by his death can hardly be ever filled.

Andrej Kranjc

VSEBINA — INDEX

<i>In memoriam: Prof. dr. Rado Gospodarič (1933—1988)</i>	5
Prof. dr. Rado Gospodarič	9
<i>Čar, Jože — Gospodarič, Rado</i>	
Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka	13
Geological setting and some hydrological properties of Lijak effluent	28
<i>Habič, Peter</i>	
Tektonska pogojenost kraškega reliefa zahodne Suhe krajine	33
Tectonically controlled karst relief in western Suha krajina	82
<i>Janež, Jože — Trišič, Niko</i>	
Hidrologija osamelega krasa Ledinske planote pri Idriji	65
Hydrology of isolated karst of Ledine plateau near Idrija	77
<i>Slabe, Tadej</i>	
Kondenzna korozija na skalnem obodu Komarjevega rova v Dimnicah	79
Condense corrosion on rocky rim of Komar channel in Dimnice	91
<i>Zupan, Nadja</i>	
Mineraloška primerjava peščenih lutk iz okolice Ivanjega sela in Volčje jame	93
Mineralogical comparison between sand dolls from surrounding of Ivanje selo and from Volčja jama	106
<i>Turk, Ivan — Kogovšek, Janja — Kranjc, Andrej — Dirjec, Janez</i>	
Fosfati in tanatomasa v sedimentih iz jame Divje babe I	107
Phosphates and tanatomass in the sediments from the cave Divje babe I	126

**GEOLOŠKA ZGRADBA
IN NEKATERE HIDROLOŠKE ZNAČILNOSTI
BRUHALNIKA LIJAKA**

**GEOLOGICAL SETTING AND SOME HYDROLOGICAL PROPERTIES
OF LIJAK EFFLUENT**

**JOŽE ČAR
† RADO GOSPODARIČ**

Izvleček

UDK 556.34(497.12—15)
528.9:55(497.12—15)

Čar Jože, Gospodarič Rado: Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka

Podrobno geološko kartiranje v okolici občasnega bruhalnika Lijaka pri Ozeljanu v Vipavski dolini in strukturno piezometriška vrtina v njegovem neposrednem zaledju sta pokazala precej drugačne geološke razmere, kot so bile izrisane na starejših geoloških kartah. Splet velike polegla gube zahodnega dela Trnovskega gozda s postopnim prehodom zgornjekrednega apnenca v flišne kamnine, šibkejša subhorizontalna naravnica v temenu gube in čez stometrski vertikalni premik ob lijaškem prelomu ustvarjajo geološko strukturo, ki omogoča akumulacijo velikih količin kraške podzemne vode. Lijak ima skupno hidrološko zaledje z Mrzlekom. Pri Lijaku odtekajo le visoke vode ob deževju, ob normalnih hidroloških pogojih pa voda odteka dalje proti Mrzleku.

Abstract

UDC 556.34(497.12—15)
528.9:55(497.12—15)

Čar Jože, Gospodarič Rado: Geological Setting and some Hydrological Properties of Lijak Effluent

Detailed geological mapping near the periodical effluent Lijak at Ozeljan in Vipava valley and structural piezometric bore-hole in its direct hinterland have shown rather different geologic properties as were drawn on older geological maps. Combination of big recumbent fold on the western part of Trnovski gozd with progressive transition of Upper Cretaceous limestones to flysch, weak subhorizontal thrust on the fold crest and more than hundred meters of vertical displacement along the Lijak fault create the geological setting which renders possible the accumulation of big quantities of underground karst water. Lijak has a common hydrological hinterland with Mrzlek. The high waters are flowing out of Lijak after big rains only while during the normal hydrological conditions the water flows further on towards Mrzlek.

Naslov — Address

dr. JOŽE ČAR, dipl. ing. geol., izred. prof.
Rudnik živega srebra Idrija
Raziskovalna enota
Kapetana Mihevc 15
65280 Idrija
Jugoslavija

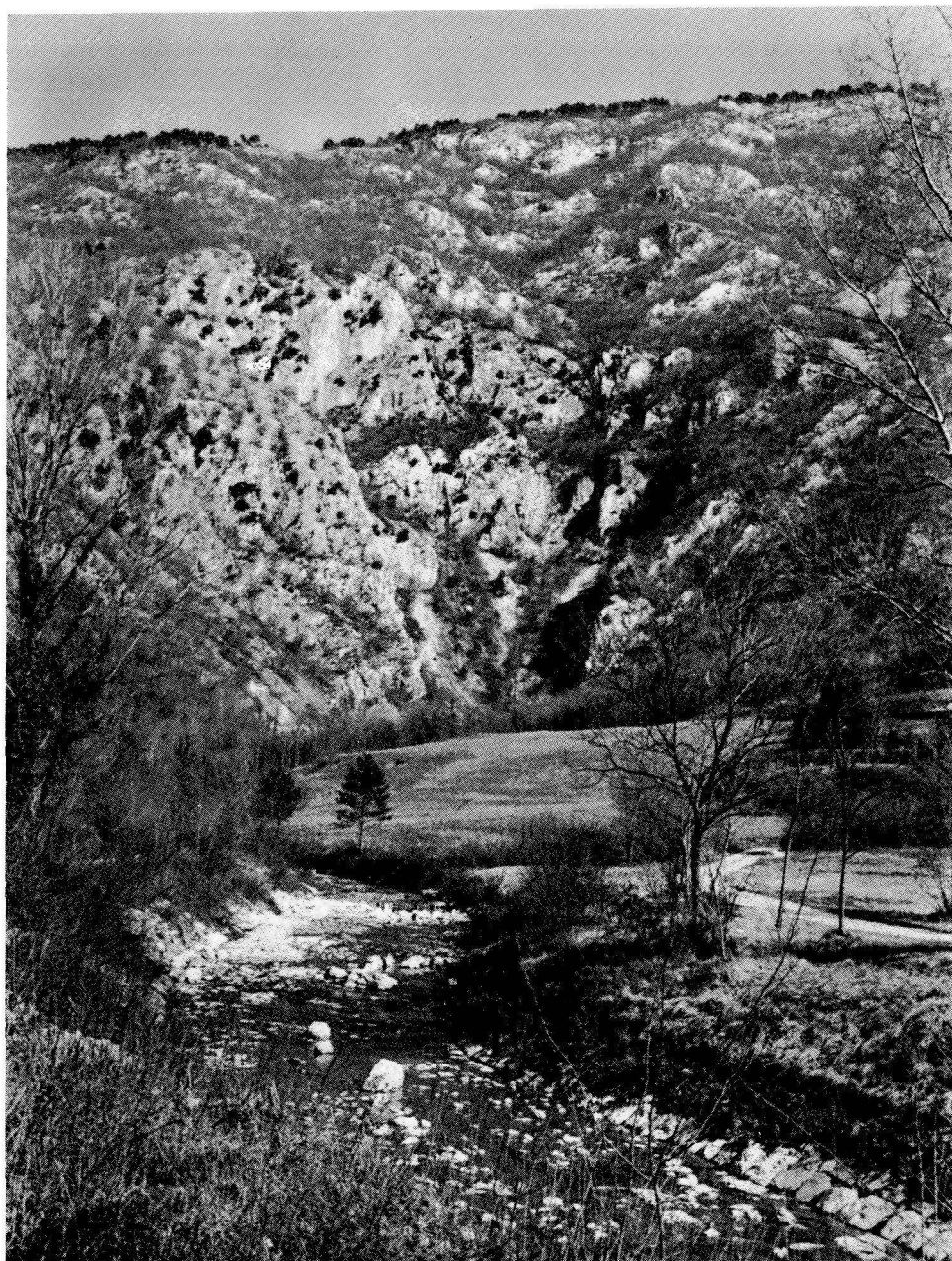
Z geološkim kartiranjem območja Lijaka se je končalo moje dolgoletno plodno sodelovanje s prijateljem dr. Radom Gospodaričem. Njegova smrt je dokončno prekinila najine načrte o podrobni razčlenitvi hidrogeoloških razmer na ozemlju med Lijakom in Mrzlekom. Pri raziskavah v letu 1986, na podlagi katerih je nastal ta prispevek, je Rado še sodeloval z vsem svojim temeljitim geološkim znanjem in njemu lastno vestnostjo in zagnanostjo. Zato je pričujoči članek tudi plod njegovih razmišljanj.

PROBLEMATIKA

Vodnogospodarski problemi Goriške in spodnje Vipavske doline so iz leta v leto večji. Po dograditvi solkanske akumulacije je začela dotekati v zajetje Mrzleka soška voda in s tem slabša kvaliteto pitne vode. Sočasno so obsežna melioracijska dela in želja po intenzivni kmetijski proizvodnji odprla potrebo po večjih količinah vode za namakanje. To sili vodarje v iskanje drugačne, perspektivno zanesljivejše bodoče vodooskrbe za spodnjo Vipavsko dolino, Novo Gorico in Gorico, agronome pa v zajem čimvečjih količin vode za zanesljivo namakanje kmetijskih površin.

Omenjene težave bi lahko rešili z vodo iz občasnega bruhalnika Lijaka pri Ozeljanu v spodnji Vipavski dolini. Uporabljali bi jo predvsem za bogatenje akumulacije vodnega zbiralnika na Vogrščku, s čemer bi pomembno popravili njegovo vodno bilanco in izboljšali funkcionalnost akumulacije. S črpalnim zajemom v neposrednem zaledju izvira bi lahko zagotovili zadostne količine kvalitetne pitne vode tudi za bodočo vodooskrbo osrednjega dela Goriške.

Če hočemo doseči smotrno in učinkovito zajem Lijaka, bodisi za vodooskrbo ali bogatenje vogrške akumulacije, moramo vsekakor dobro poznati geološko zgradbo njegove neposredne okolice in širšega zaledja in s tem povezane hidrološke lastnosti bruhalnika. Raziskave smo pričeli leta 1986 z geološkim kartiranjem širše okolice Lijaka v merilu 1 : 10 000 (Čar in Gospodarič, 1986), jih nadaljevali v letu 1987 z izdelavo geološkega načrta v merilu 1 : 500 neposredne okolice bruhalnega območja (Čar, 1987) in jih končali v letu 1988 z izdelavo strukturno-piezometrične vrtine (Čar, Verbovšek, Janež, 1988). Vse raziskave so potekale v okviru raziskovalne naloge »Hidrogeološke raziskave ozemlja med Lijakom in Grgarjem«, ki so jo financirale Zveza vodnih skupnosti Slovenije, Območna vodna skupnost Soča, Republiška raziskovalna skupnost in Občinska raziskovalna skupnost Nova Gorica.



Sl.1 Občasni bruhalnik Lijak se nahaja v dnu skalne zajede pod mogočnim robom Trnovskega gozda zahodno od Ozeljana v spodnji Vipavski dolini. Foto: Andrej Albreht

Fig.1. Temporal resurgence Lijak is situated in the bottom of rocky indentation under the huge border of Trnovski gozd west from Ozeljan in the Lower Vipava valley. Photo by Andrej Albreht

DOSEDANJE RAZISKAVE

Prvi pregledni geološki karti v merilih 1 : 225 000 in 1 : 400 000 zahodne Slovenije je objavil K o s s m a t (1909) z upoštevanjem starejših stratigrafsko-paleontoloških podatkov S t u r a (1858). Na kartah in priloženem profilu so že podane vse osnovne stratigrafske in tektonske značilnosti zahodnega dela Trnovskega gozda in Vipavske doline. Stik triasnih, jurskih in krednih kamnin Trnovskega gozda z eocenskim flišem Vipavske doline je interpretiral kot nariv, ki se pri Grgarju postopno izklinja. Normalen, skoraj vertikalni stik flišnih kamnin in krednega apnenca med Solkanom in Sabotinom pa je po Kossmato-vem mnenju antiklinalni del velike polegla gube. Leta 1920 je bila na podlagi S t a c h e j e v i h (1889) in predvsem K o s s m a t o v i h (1909) podatkov tiskana geološka karta Gorica-Gradiška, vendar brez tolmača.

Vipavsko dolino, Trnovski gozd in Kras so v letih 1958—1963 ponovno kartirali geologi Geološkega zavoda iz Ljubljane. Del teh podatkov je v posebni študiji o geologiji Trnovskega gozda objavil B u s e r (1965). Razpravi je priložena tudi geološka karta celotnega Trnovskega gozda od Streliškega vrha do Grgarja. Poleg detaljne stratigrafske razčlenitve kamnin je na karti izrisan tudi narivni rob Trnovskega gozda, ki naj bi se pod Štanjelom in Škabrijelom potegnil še naprej proti severozahodu, podobno kot ga je izrisal na svoji karti že K o s s m a t (1909). Podrobno geološko skico Lijaka je sestavil G o s p o d a r i č (1966). Na dveh prečnih profilih je pri Lijaku zarisal plasti apnenca na flišu in domneval, da voda izvirja ob narivnem kontaktu.

Natančneje so litološke, stratigrafske in strukturne razmere jugozahodnega dela Trnovskega gozda in Vipavske doline razvidne iz tiskane geološke karte list Gorica v merilu 1 : 100 000 (B u s e r, 1968), opisane pa v tolmaču (B u s e r, 1973). Karta prikazuje litostratigrafsko razčlenjene mezozojske kamnine Trnovskega gozda in njihov kontakt z eocenskim flišem v severnem pobočju Vipavske doline od Ajdovščine do Sabotina. Od Ajdovščine do Šmihela nad Ozeljanom je stik nariven. Tu naj bi se neizrazito končeval v prelomni coni na kontaktu zgornje in spodnjekrednih apnencev jugovzhodno od Trnovskega gozda. Od Lijaka dalje proti dolini Soče je kontakt med flišnimi kamninami in mezozojskimi karbonati izrisan kot erozijska diskordanca, v strukturnem pogledu pa gradijo kredne kamnine in paleogenski fliš prevrnjeno gubo. Rdeč in zelenkasto siv lapor in laporasti apnenec v okolici Lijaka in v treh izdankih proti zaselku Pri Peči je na geološki karti Gorica 1 : 100 000 označen kot maastrichtijsko-spodnjepaleocenske starosti.

Obravnavani del Trnovskega gozda in Vipavske doline prečkata dva preloma v smeri severozahod—jugovzhod. Prvi sega od Loke do Ravnice. Drugi predstavlja podaljšek raškega preloma. Iz doline Branice se nadaljuje proti severozahodu čez Vipavsko dolino, loči hriba Štanjel in Škabrijel in se potegne dalje proti Grgarski kotlini.

Splošni podatki geološke karte Gorica so bili kasneje izpopolnjeni, geološka zgradba pa na novo interpretirana. V stratigrafskem pogledu je P a v š i č (1977, 1979) horizontaliral flišne kamnine v dveh profilih pri Lijaku. Po nanoplanktonu je spoznal maastrichtijske rdečkaste violičaste in sivkasto rjave biomikritne in laporaste apnenice, spodnjepaleocenske temno rdeče in laporaste

apnenca z vložki rjavkastega laporja v zgornjem delu in lečami sivega apnenca in peščenjaka ter eocenski ritmični fliš, vse v obrnjeni legi.

Tektonsko zgradbo jugozahodne Slovenije je na novo interpretiral Placer leta 1981. Karbonatne kamnine Trnovskega gozda je prišteval trnovskemu pokrovu. Po tej interpretaciji fliš okrog Lijaka ni paravtohton v sestavi vipavsko-goriškega sinklinorija komenske narivne grude, pač pa sestavni del inverznih plasti trnovskega pokrova. Novejša interpretacija Heraka (1986) posplošuje to rajonizacijo tako, da prišteva trnovski pokrov k dinariku (D), fliš Vipavske doline k epiadriyatiku (E), komensko narivno grudo pa k adriyatiku (A), to je k geotektonskim conam, ki sestavljajo Dinaride med Padsko nižino na severozahodu in vardarsko cono na jugovzhodni strani Jugoslavije.

GEOLOŠKA ZGRADBA KARTIRANEGA OZEMLJA

Severno pobočje spodnje Vipavske doline med Ajdovščino in Solkanom se morfološko izrazito dviguje iz Vipavske doline (okrog 90 m) na planoto Trnovskega gozda (sl. 1). Do višine okoli 300 m je pobočje oblikovano v flišnih kamninah, nato pa se v obliki zelo strmega, mestoma skoraj vertikalnega skalnatega robu izravna v močno zakraselo planoto nagnjeno proti severozahodu. Iz planotastega sveta se dvigajo izrazitejši vrhovi Čaven (1237 m), Vitovski vrh (919 m), Štanjel (553 m) in Škabrijel (546 m). Zgornji del valovitega flišnega pobočja in njegov prehod v skalne apnenčeve stene sta pokrita z blokovno ali debeložrnato apnenčevo periglacialno brečo, pa tudi z recentnimi gruščnatimi zasipi. Najbolj izrazit pas breč pri Črničah sega do reke Vipave, drugi so manj obsežni, vendar tolikšni, da večinoma prekrivajo neposredni geološki stik flišnih in karbonatnih kamnin. Pri našem geološkem kartiranju smo zajeli ozemlje med Šmihelom nad Ozeljanom na vzhodu in segli do Štanjela in zaselka Pri Peči na zahodu. V Vipavski dolini smo kartirali flišna pobočja do aluvialne izravnave, proti severovzhodu pa smo pregledali teren do Trnovega (sl. 2).

Pri stratigrafski opredelitvi kamnin smo se držali podatkov tiskane geološke karte lista Gorica 1 : 100 000 (Buser, 1968) in tolmača k tej karti (Buser, 1973) ter rezultatov raziskav nanoplanktona, ki jih je posredoval Pavšič (1977, 1979).

Stratigrafsko-litološki podatki

Barremij in aptij (K_1^{3+4}). Predel južno in zahodno od Trnovega gradijo temno rjavkasti, rjavkasti ali sivo rjavkasti mikritni organogeni apneneci z dve horizontoma močno peščenih, temno rjavkastih apnencev z vložki kalkarenitov. Ostanki rekvienij in nerinej so pogosti, v peščenih plasteh tvorijo lahko tudi lumakele. Kamnine so tanke (povprečno 5 cm) do srednje plastnate (do 30 cm). Plasti vpadajo od 20° do 60° proti zahodu ali jugozahodu. Debelina pregledanih kamnin barremijsko-aptijske starosti je okrog 400 m.

Albij in cenomanij ($K_1, 2$). Zaradi pomanjkanja vodilnih fosilov ni bilo močge stratigrafsko podrobneje razčleniti okrog 250 m debelega paketa kamnin nad barremijsko-aptijskimi apnenci (Buser, 1973), ki se vlečejo iz Ovčarjeve

gmajne proti jugovzhodu. Albijsko-cenomanijski apnenci so srednje do debelo plastnate mikritne kamnine (od 20 cm do 1,5 m). Po barvi so rjavkaste in sive, vendar v splošnem nekoliko svetlejše od barremijsko-aptijskih kamnin. Vmes najdemo tu in tam svetlo sive vložke.

Zgornja kreda (K_2^{2+3}). Zgornjekredne kamnine predstavljajo le ponekod neizrazito plastnati, sicer neplastnati apnenci bele, svetlo sive ali svetlo rjave barve. Na številnih lokacijah najdemo v njih rudistno favno, korale in kera-mosferine. Litološko normalen stik med plastnatimi albijsko-cenomanijskimi kamninami in zgornjekrednimi belimi masivnimi apnenci je morfološko zelo izrazit.

Zgornjekredne kamnine gradijo hrib Štanjel, pobočje do zaselka Pri Peči ter zaledje Lijaka tja do strmih skalnatih brežin nad Šmihelom. Apnenci vpada-
dajo v splošnem na območju Štanjela in planotastega sveta v širši okolici Pri Peči položno proti jugozahodu. Ob tektonskem in erozijskem stiku laporja s flišem nad Lokami, pri Lijaku in vzhodno od tod zavzemajo zelo različno slemenitev in vpade ali pa ležijo subvertikalno od 60° do 80° proti jugozahodu. Apnenci so močno zakraseli.

Maastrichtij (K_2^3). Soglasno s Pavšičevo (1977, 1979, 1981) razčlenit-
vijo zgornjekrednih in paleocenskih plasti na podlagi nanoplanktona prište-
vamo maastrichtu siv do sivo zelenkast tanko plastnat laporasti apnenec z med-
plastovnimi vložki zelenkastega laporovca. V pobočju nad Šmihelom opazujemo
zvezne prehode med zgornjekrednim apnencem in maastrichtijskimi litološkimi
členi.

Paleocen (Pc). Po Pavšičevih podatkih (1981) so v profilu zahodno od
Lijaka med Fincem in Brano razvite kamnine najvišjega dela danijskega, zgornjega
dela srednjega paleocena in zgornjega paleocena s postopnimi prehodi v eocen.
Paleocenske plasti sestavljajo rdečkasti tu in tam vijoličasti laporji v menjavi
s sivkasto rjavimi različki in vložki sivo zelenega laporastega apnenca. V sred-
njem delu najdemo lažje sivega apnenca in peščenjaka. Navzgor so vedno pogo-
stejši vložki rjavkastega laporovca in peščenjaka.

Maastrichtijske in paleocenske kamnine so tanko plastnate, debele od 0,5
do 5 cm in nagubane. Ležijo v inverzni legi. Vpadajo od 20° do 50° proti severu
in severoseverozvihu. Najdemo jih v treh krpah zahodno od Lijaka in sicer
nad Lokami, pri Fincu in v grapi Brane. Vzhodno od Lijaka se zgornjekredni
in paleocenski laporovci in laporasti apnenci vlečejo v tektonsko omejenem, a
neprekinjenem pasu od kmetije Murnavi do strmin Povške nad Šmihelom
(sl. 2). Opisane kamnine so neprepustne.

Eocen (E). Eocenske kamnine ležijo na celotnem kartiranem ozemlju od
Loke do Šmihela in Ozeljana v inverzni legi. Razvite so v značilnih nizih. V
stratigrafsko spodnjem delu se nekateri nizi začenjajo z apnenčevimi litolo-
škimi različki. Na območju Pušče ležita v podlagi blokovna breča in konglo-
merat, ki postopno prehajata v apnenčev peščenjak, ta pa v organogeno-detri-
tični apnenec (sl. 2). V višjih nizih običajno konglomerat ni razvit in se apnen-
čeve kamnine začenjajo s peščenjakom z jasno postopno zrnastostjo. Več podob-
nih nizov, ki se pričenjajo s konglomerati, smo opazovali severozahodno od
Ozeljana in pri Kurenšci. V njih najdemo tudi peščenjake z numuliti. Med
apnenčevimi klastiti se menjavajo značilne flišne kamnine in sicer sivo ze-

lenkast kremenov peščenjak, meljevec in laporovec (sovdan) z značilno iverasto krojtvijo.

Debelina apnenčevih kamnin in vmesnih peščeno-laporastih različkov se spreminja od niza do niza. So pa od nekaj metrov do več metrov debeli. V splošnem lahko zapišemo, da so v stratigrafsko nižjih delih kamnine bolj debelozrnate in nizi debelejši, v zgornjem pa bolj drobnozrnate in nizi tanjši. Kamnine vpadajo od 20° do največ 40° proti severozahodu, severu ali severovzhodu.

Kvartet (Q). Kvartarne kamnine predstavljajo periglacialne debelozrnate do blokovne apnenčeve breče. Sestavljene so iz različno velikih oglatih ali delno zaobljenih klastov in blokov zgornjekrednega apnenca z ostanki rudistov. So povsem ali delno sprijete z rdečkastim sigastim vezivom.

Periglacialne apnenčeve breče v večjih ali manjših vršajih pokrivajo zgornjekredne, paleocenske in eocenske flišne kamnine med Ozeljanom in Lokami.

Holocen (al). K holocenu prištevamo ilovice z vmesnimi grušči v ravnici Lijaka ter obsežne nesprijete pobočne grušče od Štanjela mimo zaledja Lijaka do Šmihela.

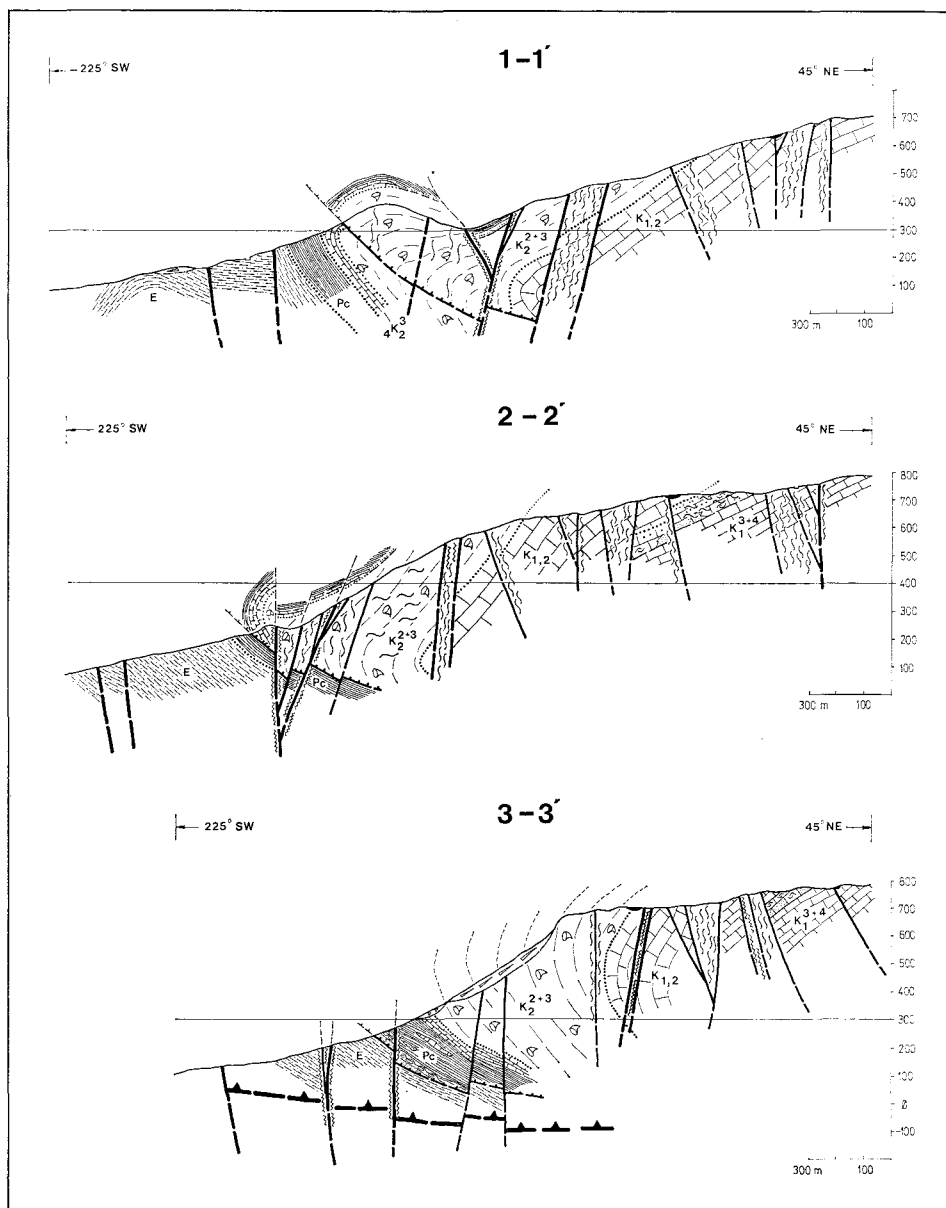
Tektonske razmere

Kartirano ozemlje med Štanjelom, Trnovim in Ozeljanom predstavlja značilen izsek tektonske zgradbe jugozahodne Slovenije kot so jo doslej obravnavali K o s s m a t (1909), B u s e r (1965, 1973) in P l a c e r (1981). Razumljivo je, da so se zaradi natančnejšega kartiranja pokazale tektonske razmere v drobnem bistveno bolj zapletene kot so prikazane na kartah omenjenih avtorjev ter na OGK list Gorica v merilu 1 : 100 000 (1968). Iz razmer na geološki karti (sl. 3) in priloženih profilih (sl. 4) vidimo, da so v splošnem spodnje in zgornjekredne, paleocenske in eocenske plasti zahodno od Ozeljana v normalnem, neprekinjenem zaporedju previte v teme velike polegla gube Trnovskega gozda, ki tone proti severozahodu.

Narivne deformacije

Po interpretaciji tektonskih razmer na OGK list Gorica (1968) naj bi se močan narivni stik Trnovskega gozda in flišnih kamnin Vipavske doline, ki se vleče izpod Čavna po severnem pobočju Vipavske doline proti severozahodu, neznatno zaključeval na stiku spodnje in zgornjekrednih apnencev nad Šmihelom in Lijakom. P l a c e r (1981) vleče narivnico dalje proti severozahodu pod Sabotinom v Furlansko nižino.

Kartiranje je pokazalo, da predstavlja stik med spodnje in zgornjekrednimi apnenci na obrobju planote južno od Trnovega pod Zverincem (743 m) izredno široko pretrto cono, v kateri opazujemo tudi močne drsne ploskve z vpadom 45° do 55° proti severovzhodu. V zahodni smeri postane njihov vpadni kot vertikalni. Razmere v prelomni coni bi torej lahko kazale na podobno tektonsko interpretacijo, kot je izrisana na OGK list Gorica, vendar bi bilo za potrditev tega potrebno geološko na novo kartirati širše območje ozeljanskih gričev proti Vitovljam. Glede na to, da eocenske flišne kamnine v inverzni legi



Sl. 4 Geološki preseki pri Lijaku.

Položaj presekov in legenda sta prikazana na sl. 3.

Fig. 4 Geological cross-sections near Lijak.

Situation of cross-sections and legend are presented on Fig. 3.

redju kamnin Trnovskega gozda, domnevamo, da se narivnica med trnovskim in hrušiškim pokrovom spusti pred Ozeljanom iz pobočja v dno Vipavske doline in se vleče po flišnih kamninah dalje proti severozahodu tako, kot smo nakazali na prerezu (sl. 4).

Geološke razmere v temenu polegla gube zapleta šibkejša narivnica, ki poteka po južnem pobočju Štanjela do Lijaka, od tu pa po pobočju Ravni in Pušče nad Šmihelom. Glede na značilno poševno rezanje različnih stratigrafsko-litoloških členov in sorazmerno šibke narivne efekte domnevamo, da to nikakor ne more biti glavna narivna ploskev med Trnovskim in Hrušiškim pokrovom, skoraj gotovo pa je z njo vzporedna (sl. 4).

Prelomne deformacije

Priložena tektonska karta (sl. 3) potrjuje, da je kartirano ozemlje med Lokami in Trnovim razsekano s številnimi, različno močnimi prelomnimi conami s prevladujočo dinarsko smerjo. Iz ugotovljenih razmer in presoje zbranih podatkov severozahodno od tod sodimo, da se nahaja bruhalnik Lijak v prelomnem pasu, ki smo ga poimenovali lijaška prelomna cona. Ta je verjetno del širše prelomne cone raškega preloma, ki obsega jugozahodni snop prelomnih ploskev med mogočnim podornim zatrepom nad izvirom in južnim pobočjem Štanjela. Severno od tod, na obrobju kraške planote pod Trnovim, poteka nov širok prelomni snop, ki verjetno pripada že naslednji severovzhodnejši prelomni coni, ki smo jo začasno poimenovali trnovska prelomna cona.

Glavna prelomna cona raškega preloma se iz doline Branice vleče proti severozahodu mimo Batuj, čez Šempaško polje do Lijaka in dalje v Grgarsko kotlino. Na kartiranem ozemlju poteka od Ozeljana mimo Lok po južnem pobočju Štanjela dalje proti severozahodu (sl. 3).

Zelo izrazita je lijaška prelomna cona po grapi Brane proti Ravnici. Gre za okoli 200 m široko pretrto območje, v katerem vpadajo prelomne ploskve za 45–90° proti severovzhodu in jugozahodu. V coni so tektonske breče in porušena območja, različno usmerjeni bloki zgornjekrednega apnenca in tri vgubane krpe zgornjekrednih in paleocenskih laporjev in laporastih apnencev (sl. 2). Podatki kažejo, da je predel Štanjela tektonsko relativno dvignjen glede na vmesne pretrte kamnine in pomaknjen proti severozahodu. Vmesni blok se kaže kot tektonski jarek, saj so kredni apnenci severozahodno od tod relativno dvignjeni. Po valovitem poteku tektonskih zrcal na prelomnih ploskvah, ki potekajo čez Lijak, lahko sklepamo, da je narivna ploskev nad Štanjelom in v grapi Brane na nadmorski višini okrog 200 m, v zaledju Lijaka pa precej nižje.

Prelome s smerjo severozahod—jugovzhod povezujejo vezne zdrobljene, porušene in razpoklinske cone. V neposrednem zaledju Lijaka imajo smer sever—jug ali skoraj vzhod—zahod. Na planoti zahodno od Trnovskega potekajo vezne pretrte cone v smeri severoseverozahod—jugojugovzhod. Premiki ob omenjenih conah so sorazmerno neznatni, pomembno pa prispevajo k pretrtosti kamnin. V apnencih karakterizirajo različne pretrte cone bolj ali manj razviti nizi vrtač ali brazde. V spodnjekrednih plastnatih apnencih je kraška morfologija izrazitejša kot v neplastnatih zgornjekredne starosti. Potek prelomnih con v flišnih kamninah spremljajo nizi zajetih in nezajetih izvirov in močil (sl. 2 in 3).

GEOLOŠKA ZGRADBA NEPOSREDNE OKOLICE BRUHALNEGA OBMOČJA IN GEOLOŠKI PODATKI STRUKTURNO-PIEZOMETRSKE VRTINE

Mogočni amfiteater nad Lijakom in neposredno okolico bruhalnika gradi bel, svetlo siv do svetlo rjav zgornjekredni apnenec, ki smo ga že opisali (sl. 1). Kamnina je slabo plastnata z vpadom $240/75^{\circ}$ in predstavlja temenski del zgornjega normalnega krila poleg le gube zahodnega dela Trnovskega gozda (sl. 4). Tik pod bruhalnim območjem se ob prelomni ploskvi na zgornjesredni apnenec naslanjajo peščeno-meljasto-laporasti litološki različni eocenske starosti. V strugi, nekaj metrov pod izvirom vpadajo flišne plasti od 70° do 80° proti severozahodu in jugovzhodu ali pa so vertikalne. Njihova slemenitev je torej v bližini bruhalnega območja pravokotna na prelomno ploskev (sl. 4 in 5).

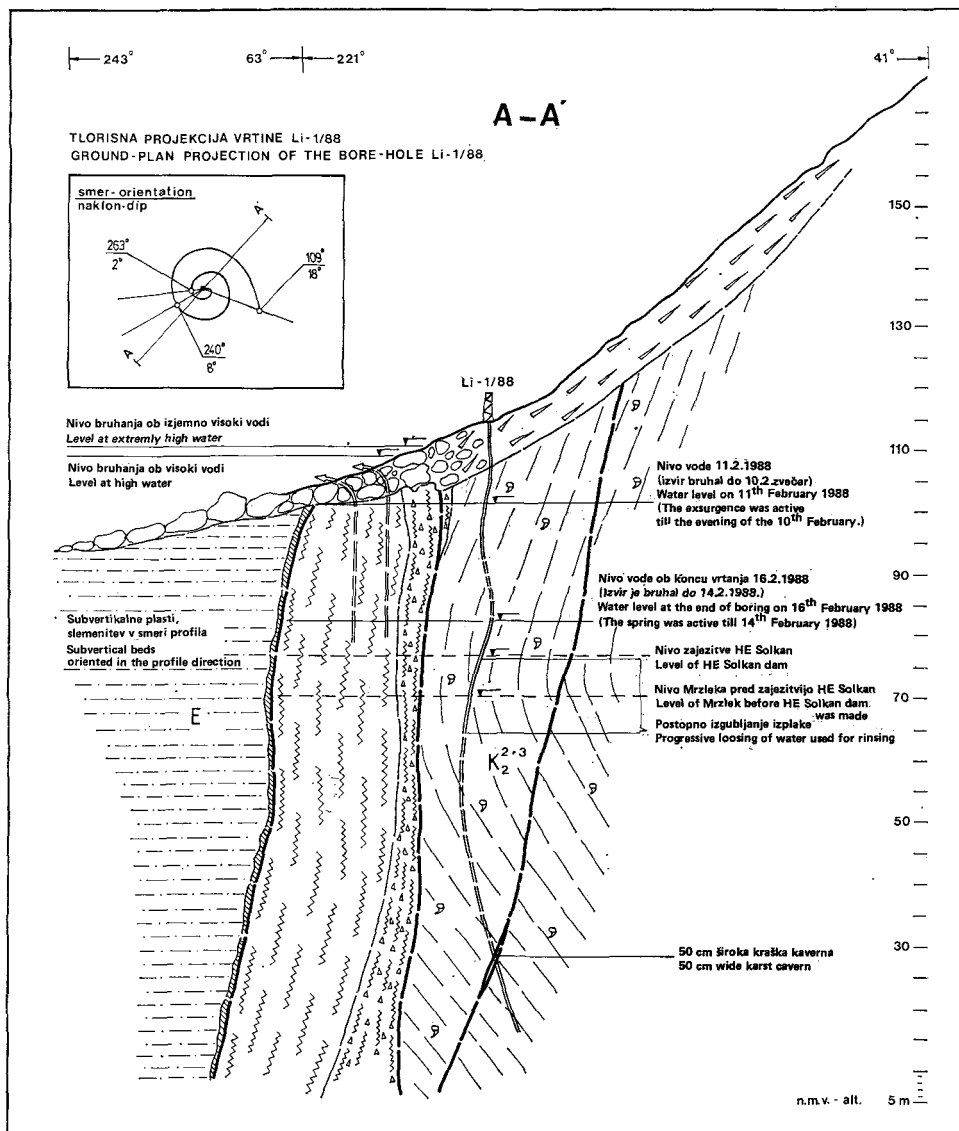
Bližnja okolica bruhalnika Lijaka predstavlja zapleten tektonski vozle (sl. 5). Čez izvir potekata dva dinarsko usmerjena preloma, ki sta del lijaške prelomne cone. Prvi vpada $220-250/85^{\circ}$. Ob njem je zgornjekredni apnenec spremenjen v 10 do 15 m debelo notranjo porušeno cono. Na zunanji, severovzhodni strani opazujemo v apnencu okrog 200 m široko, izredno močno razpoklinsko cono v smeri vzhod-zahod. Flišne kamnine na jugozahodni strani preloma so zaradi drugačnih mehanskih lastnosti pretirte v bistveno ožjem pasu, vendar zelo verjetno do stopnje tektonske gline.

Prav na ožjem bruhalnem območju reže opisano prelomno cono druga, ki je usmerjena nekoliko bolj proti vzhodu oziroma zahodu. S severovzhodne strani je omejena z drsno ploskvijo z vpadom $225/90^{\circ}$, z jugozahodne pa z drsno ravnino, ki vpada za 70° v smeri 210° . Notranja prelomna cona, široka do 20 m, karakterizira zgornjekredni apnenec pretir do stopnje porušene cone. V njej leži izvirno območje Lijaka (sl. 5).

Na podlagi dobro razvitih drsnic višjega reda ob prelomnih ploskvah obeh opisanih prelomov lijaške prelomne cone, smo sklepali na horizontalni in vertikalni premik. S pomočjo premika antiklinalnega slemenca smo ocenili, da znaša horizontalna komponenta okrog 200 m. Vertikalo smo ocenili na 70 do 100 m.

Soglasno z rezultati površinskega kartiranja smo strukturno-piezometriško vrtino zastavili le 26 m od flišnega roba. Predvidevali smo, da bomo na globini okrog 100 metrov že v flišni podlagi. Do globine 8 m je bila vrtina izdelana v izpranem pobočnem grušču z večjimi apnenčevimi samici. Do končne globine 100,4 m je nato potekala skozi skoraj bel organogen zgornjekredni slabo pretirni apnenec. Na globini 89–89,5 m je bila navrtana kaverna brez sedimenta (sl. 5).

Iz povedanega in prilog vidimo, da je bila z vrtino predvidena geološka zgradba skoraj v celoti potrjena (sl. 5). Po pridobljenem apnenčevem drobirju sodimo, da je vrtina potekala skozi enake litološke člene. To kaže na subvertikalno lego plasti in s tem na antiklinalni del s kartiranjem ugotovljene poleg le gube. Vsekakor pa je vertikalna komponenta premika ob lijaškem prelomu večja kot smo domnevali. Še nadalje ostaja odprto vprašanje, ali je na območju Lijaka v inverznem krilu poleg le gube ohranjen normalni postopni prehod v zgornjekredni flišni lapor, ali pa ležijo apnenci ob lokalni narivni ploskvi neposredno na eocenskih flišnih litoloških členih.



Sl. 5 Geološki položaj vrtine Li-1/88 pri Lijaku.

Legenda je na sl. 3.

Fig. 5 Geological position of bore-hole Li-/88 near Lijak.

Legend on Fig. 3.

VPLIV GEOLOŠKIH ELEMENTOV NA HIDROLOŠKI ZNAČAJ LIJAKA

Iz obsežnega pregleda objavljene literature, ki jo je podal Habič (1970), vidimo, da obstaja obilo podatkov o Trnovskem gozdu in obrobni planoti. V večini del so v središču pozornosti geološke, geomorfološke in speleološke značilnosti obsežnega planotastega sveta med Nanosom in Soško dolino. Hidrološki podatki so dokaj redki, nanašajo pa se predvsem na izvire Vipave, Hublja, Podroteje in Mrzleka. Lijak so doslej prištevali med manj zanimive izvire, predvsem zaradi njegove občasnosti. Habič (1970) opozarja na domnevo, da naj bi odtekale nizke vode iz zaledja Lijaka proti približno 40 m nižjemu Mrzleku. Proti taki varianti govori po Habičevem mnenju velika temperaturna in trdotna razlika med vodami Mrzleka in Lijaka. Razpravljanje zaključí s sklepom, da razlik med Lijakom in Mrzlekom zaenkrat ne moremo drugače razložiti kot z različnim hidrografskim zaledjem in različnim podzemeljskim pretakanjem (Habič, 1970).

Leta 1974 sta o posebnostih občasnega izvira Lijaka pisala Placer in Čar (1974). Njegovo prostorsko lego in hidrološke značilnosti sta razlagala s pomočjo oblikovanosti flišne podlage in lokalnih geoloških razmer. Ugotovila sta, da se nahaja Lijak v flišni zajedi ob prelomu severozahod—jugovzhod, pri čemer se flišna podlaga na obeh straneh preloma hitro dviga. Geološka interpretacija flišnih kamnin v podlagi Trnovskega gozda govori o tem, da imata Lijak in Mrzlek v osnovi skupno zbiralno zaledje. Po močnih nalivih privre v Lijaku na dan le višek vode, medtem, ko preostali del odteka proti Mrzleku, tako kot sicer ob srednjih in nizkih hidroloških razmerah. S prelivnim značajem Lijaka razlagata tudi velike temperaturne in trdotne razlike med Lijakom in Mrzlekom.

Kombinacija litologije in strukturno-tektonskih elementov pogojuje prostorsko lego Lijaka in sočasno definira nekatere njegove hidrološke lastnosti (sl. 5). Iz osnovne geološke karte list Nova Gorica v merilu 1 : 100 000 in dose-danje interpretacije zgradbe podlage Trnovskega gozda (Placer in Čar, 1974) vidimo, da so bile flišna podlaga in mezozojske kamnine Trnovskega gozda ob narivanju od severovzhoda proti jugozahodu deformirane v obliki hribov in dolov v smeri SSV—JJZ.

Iz projekcije dela nariva oziroma stika fliš-karbonatne kamnine (Placer in Čar, 1974) vidimo, da gre za narivne deformacije prvega reda z valovno dolžino od 15 do 20 km. Znotraj teh opazujemo še manjše deformacije 2. in 3. reda. V okolici Lijaka narivne razmere dodatno zapleta manjša sekundarna narivnica, ki prav na tem mestu seka teme polegile gube Trnovskega gozda. Opisano narivno zgradbo so nato razrezale močne in široke, v splošnem dinarsko usmerjene prelomne cone, z zapleteno notranjo zgradbo. S spletom premikov v horizontalni in vertikalni smeri ter sekundarnimi deformacijami ob njih, posebno še v sinklinalnih delih, so nastale najnižje točke narivnega roba z bolj ali manj ugodnimi hidrološkimi razmerami v zaledju. V eni izmed »strukturnih vrzeli« s tektonsko-hidrološkim ugodnim ozadjem se nahaja Hubelj, v drugi Lijak, antiklinalni del predstavljata Modrasovec in Čaven.

V letu 1986 je Hidrometeorološki zavod iz Ljubljane izdelal hidrološko študijo z naslovom »Preučitev visokih valov Lijaka po obstoječih podatkih za

obdobje 1964—1973 in primerjava s Hubljem ter padavinami na Otlici in Trnovem«. V študiji so prikazane hidrološke karakteristike Lijaka v obdobju 1964—1973, obdelano trajanje in pogostnost bruhanja, izračunan letni volumen odtokov ter podana odvisnost visokih valov Lijaka v primerjavi z izdatnostjo Hublja. Iz študije povzemamo naslednje podatke:

Q_{sr} minimalni letni	$\varnothing$ m ³ /s
Q_{sr} srednji letni	0,688 m ³ /s
Q_{sr} maksimalni letni	15,300 m ³ /s

Od 82 do 98 % vseh registriranih pretokov v obdobju 1964—1973 se giblje med 0,0 in 1,0 m³/s. Najbolj izdatni meseci so marec, oktober in november, najmanj pa julij in avgust.

Zanimivi so tudi podatki o volumskih odtokih:

minimalni letni odtok	$0,93 \cdot 10^6$ m ³
srednji letni odtok	$22,10 \cdot 10^6$ m ³
maksimalni letni odtok	$54,20 \cdot 10^6$ m ³

Statistika devetih let kaže, da nastopi preliv pri pretoku Hublja med 2 in 5 m³/s. Ugotovljena je bila linearna odvisnost glede na volumen valov ter sorazmerno dobra odvisnost glede na trajanje valov.

Hidrološka podobnost Hublja in Lijaka je zaradi obsežnosti ozemlja in velike razdalje med izviroma na prvi pogled dokaj nenavadna. Sočasnost ali nezaten časovni zamik valov visokih voda Hublja in Lijaka razlagamo predvsem s približno sočasnostjo in podobno intenzivnostjo padavin na celotnem Trnovskem gozdu. K podobnemu obnašanju obeh izvirov prispevajo tudi približno enaka prepustnost kamnin v različnih delih Trnovskega gozda, njihova dobra razpoklinska povezanost in pripadnost enotnemu hidrogeološkemu bazenu.

Takšno razlago potrjujejo tudi podatki, zbrani z raziskovalno vrtino, ki je bila izdelana med 1. in 17. februarjem 1988 v neposrednem bruhalnem zaledju Lijaka. Do štiridesetega metra se je čista voda, ki je služila kot izplaka, le delno izgubljala, kar kaže na sorazmerno slabo prepustnost zgornjekrednega apnenca. Ob uporabi kompresorja za izpiranje vrtine, je bil do globine 89 m dotok vode v vrtino približno 0,2 l/s. Po navrtanju kraške kaverne brez sedimenta v globini 89 do 89,5 m, je bil izveden črpalni poskus s pomočjo kompresorja, ki je trajal dve uri. Dotok je bil od 8 do 10 l/s, kar pa ni povzročilo znižanja gladine podzemne vode v vrtini (sl. 5).

Opazovanje piezometriške gladine v vrtini in spremljanje aktivnosti bruhalnika, kaže na hitro dvigovanje in upadanje gladine podzemne vode. Po obilnem deževju je izvir 10. 2. 1988 bruhal. Naslednji dan je iztekanje že prenehalo. Gladina vode se je spustila na absolutno koto + 102 m, kar predstavlja višino prelivnega roba v flišni steni pod izvirom (sl. 5). Ponovno deževje je aktiviralo izvir, ki je nato bruhal do 14. 2. 1988. Izlivni nivo je bil približno na višini + 109 m. Čez dva dni, torej 16. 2. 1988, se je piezometriška gladina že spustila na absolutno koto + 82 m, kar je le okrog 5 m nad nivojem zaježitve HE Solkan

(ca. + 77 m) oziroma približno 12 m nad višino izvirnega območja Mrzleka pred potopitvijo.

Primerjava novih geoloških in hidrogeoloških podatkov s starejšimi ugotovitvami potrjuje, da je Lijak značilen prelivni kraški izvir, skozi katerega odtekajo le viški vode ob deževju, ob normalnih hidroloških pogojih pa voda odteka dalje proti Mrzleku, tako kot sta to domnevala že Placer in Čar (1974). Višina zaježitve HE Solkan predstavlja danes relativno erozijsko bazo. Nivo vode v vrtini, ki se je ustalila na absolutni višini + 82 m, ki je, kot smo že omenili, le približno 5 m nad nivojem zaježitve HE Solkan, verjetno kaže pravi nivo podzemne akumulacije.

Splet velike polegla gube zahodnega dela Trnovskega gozda s postopnim prehodom zgornjekrednega apnenca v flišne kamnine, šibkejša naravnica v temenu polegla gube in čez sto metrski vertikalni premik ob lijaškem prelomu ustvarja geološke razmere, ki omogočajo veliko akumulacijo podzemne vode. S tem so podani potrebni naravni pogoji za uspešno izkoriščanje bogatega vira kvalitetne kraške vode za morebitno bodočo vodooskrbo Goriške kot tudi bogatenje akumulacije na Vogrščku.

LITERATURA IN VIRI

- Buser, S., 1965: Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Geografski vestnik 37, 123—135, Ljubljana.
- Buser, S., 1968: Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod Beograd.
- Buser, S., 1973: Tolmač lista Gorica. Osnovna geološka karta SFRJ, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod Beograd.
- Čar, J., 1987: Geološke razmere v neposredni okolici Lijaka. Tipkopis, 1—6, RE RŽS Idrija.
- Čar, J. in Gospodarič, R., 1986: Podrobna geološka preučitev okolice Lijaka. Tipkopis, 1—16, RE RŽS Idrija.
- Čar, J., Verbovšek, R., Janež, J., 1988: Določitev lokacije, izdelava in interpretacija strukturno-piezometriške vrtine pri Lijaku. Tipkopis, 1—10, RE RŽS Idrija.
- Gospodarič, R., 1966: Geološke razmere med Lijakom in Mrzlekom. Hidrologija krasi med Idrijo in Vipavo (II. faza). Tipkopis, 1—120. IZRK SAZU.
- Habič, P., 1970: Hidrografske značilnosti Visokega krasi v odvisnosti od geomorfološkega razvoja. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, Geološki zavod in SGD, 125—133, Ljubljana.
- Herak, M., 1986: Nova koncepcija geotektonike Dinarida. Acta geologica 16/1, 1—42, Zagreb.
- Kossmat, F., 1909: Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. k. k. geol. Reich, 86—124, Wien.
- Pavšič, J., 1977: Nanoplankton v zgornjekrednih in paleocenskih plasteh na Goriškem. Geologija 20, 33—64, Ljubljana.
- Pavšič, J., 1979: Zgornjekredni in paleocenski apneni nanoplankton v Posočju. Geologija 22/2, 225—276, Ljubljana.
- Pavšič, J., 1981: Nanoplanktonska biostratigrafija krednih in paleocenskih plasti Slovenije. Rudarsko-metalurški zbornik, 28/4, 369—382, Ljubljana.

- Placer, L., 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. *Geologija* 24/1, 27—60, Ljubljana.
- Placer, L., Čar, J., 1974: Problem podzemeljske razvodnice Trnovskega gozda, Križne gore in Črnovrške planote. *Acta carsologica* 6, 81—93, Ljubljana.
- Stache, G., 1889: Die liburnische Stufe und deren Grenz — Horizonte. *Abh. d. geol. R. A.* 13, 1—170, Wien.
- Stur, D., 1858: Das Isonzo — Thal von Flitsch abwaerts bis Goerz, die Umgebungen von Wippach, Adelsberg, Planina und Wochein. *Jahr. d. k. k. geol. R. A.*, 324—366, Wien.

GEOLOGICAL SETTING AND SOME HYDROLOGICAL PROPERTIES OF LIJAK EFFLUENT

Summary

Problematics

By exploitation of periodical effluent Lijak in lower Vipava valley (Fig. 1) two important water economy problems of the Goriško region could be solved. The water from Lijak would be used for augmentation of accumulation Vogršček and catchment in immediate spring hinterland would provide enough of quality drinking water for the central Goriško region. Reliable future water supply becomes specially important after the Solkan accumulation when polluted water from Soča started to flow into Mrzlek catchment basin.

Field works started in 1986 by geological mapping of wider surrounding of Lijak in the scale 1:10 000 (Čar, Gospodarič, 1986), continued in 1987 with elaboration of geological map in scale 1:500 of the direct vicinity of the effluent area (Čar, 1987) and finished in 1988 by realization of structural-piezometric bore-hole (Čar, Verbovšek, Janež, 1988).

Previous investigations

The first stratigraphic-paleontological data of western Slovenia were gathered 130 year ago by Stur (1858). Later Kossmat (1909) used them while working the geological maps in the scale 1:225 000 and 1:400 000.

The geologists of Geological survey from Ljubljana have mapped in 1958—1963 the Vipava valley, Trnovski gozd and Kras. On the base of gathered data the basic geological map, sheet Gorica in the scale 1:100 000 (Buser, 1968) and commentary were printed (Buser, 1973). A part of these data was published in special study on geology of Trnovski gozd by Buser (1965). Among recent studies we have to mention stratigraphic analyse of flysch rocks west from Lijak by Pavšič (1977, 1979) and interpretation of tectonic structure of the western Slovenia by Placer (1981).

Geological setting of the mapped region

The region among Šmihel above Ozeljan on the east and Štanjel and village Pri Peči on the west were included to the geological mapping. In the Vipava valley the flysch slope up to alluvial flattening was mapped and region towards northeast was surveyed up to Trnovo (Fig. 2).

Regarding the stratigraphic definition of the rocks we considered the data of the published geological map, sheet Gorica 1:100 000 (Buser, 1968) and commentary to this map (Buser, 1973) as well as the results of nannoplankton researches by Pavšič (1977, 1979).

Stratigraphic-lithological data

The area south and west from Trnovo (Fig. 2) is built by brownish micritic organogene limestones with two horizons of well sandy, dark brown limestones with inliers of limestone sandstones of Barremian and Aptian (K_1^{3+4}) age. About 250 m thick block of brownish to greyish albian Cenomanian limestone ($K_{1,2}$) follows.

Upper Cretaceous (K_2^{2+3}) rocks are presented here and there by unexpressive bedded, otherwise non-bedded limestone of white, clear grey or clear brown colour. On numerous locations rudist fauna, corals and cheramospherine were found. The transition from Lower Cretaceous to Upper Cretaceous limestone is progressive.

Maastrichtian (K_2^3) includes grey to grey greenish thin bedded marl limestone with inliers of greenish marls. The rocks are lying concordantly on the white Upper Cretaceous limestone.

Paleocene beds (Pc) are composed by reddish violet marls interchanging by greyish brown variety and inliers of grey-green marl limestones. In central part the lenses of grey limestone and sandstone can be found. Upwards the inliers of brownish marl and sandstone are more and more frequent.

Maastrichtian and paleocene rocks are thinly bedded, thick from 0.5 to 5 cm and folded. They are lying in inverse position. Their dip is 20° to 50° towards north and north-north-east.

Eocene rocks (E) are lying on the entire mapped region in inverse position. Their development is extremely cyclical. In stratigraphically lower part some cycles start with limestone sedimentological varieties. In upper parts conglomerate usually did not develop and limestones start with sandstone with clear progressive granulation. Among the limestone clastites the significant flysch rocks, grey green chert sandstone, silt and marl (Sovdan) namely are alternating with significant splinter cleavage. The dip of rocks is from 20° to at most 40° north-westwards, north or north-eastwards.

Quaternary rocks (Q) are presented by periglacial thick granulated to block-like limestone breccias. They are composed by differently big angular or partly rounded clasts and blocks of Upper Cretaceous limestone with rudists remains. They are completely or partly agglutinated with reddish flowstone cement.

Holocene (al) is presented by loams with intermediate rubbles in the Lijak plain and vast non-cemented slope debris from Štanjel past Lijak hinterland to Smihel (Fig. 2).

Tectonic conditions

The mapped region among Štanjel, Trnovo and Ozeljan presents a characteristic sector of tectonic structure of south western Slovenia as was treated till now by Kosmat (1909), Buser (1965, 1973) and Placer (1981). Detailed mapping has shown that the tectonic conditions in details are much more complicated than they are presented on the maps of mentioned authors and on the Basic Geological map, sheet Gorica in the scale 1:100 000 (Buser, 1968). From the geological map

(Fig. 3) and annexed profiles it is seen that in general Lower and Upper Cretaceous, Paleocene and Eocene beds west from Ozeljan are distorted in normal, continuous sequence into the crest of big recumbent fold of Trnovski gozd falling north-westwards (Fig. 4).

Thrust deformations

According to interpretation of tectonic conditions on BGM sheet Gorica (Buser, 1968) the strong overthrust contact of Trnovski gozd and flysch rocks of the Vipava valley, going from under Čaven on the northern slope of Vipava valley north-westwards are non-characteristically ended on the contact with Lower and Upper Cretaceous limestones above Šmihel and Lijak. Considering that Eocene flysch rocks, lying in inverse position west from Ozeljan undoubtedly belong to normal stratigraphic sequence of rocks of Trnovski gozd, we suppose that the overthrust between Trnovski gozd and Hrušica nappe is falling down before Ozeljan from the slope into Vipava valley and is going on the flysch rocks further to north-west as it is shown on the cross section (Fig. 4).

Geological conditions on the crest of recumbent fold are complicated by weak thrust line, going on the southern slope from Štanjel to Lijak and from there on the slope Ravni and Pušče above Šmihel (Fig. 3 and 4).

Fault deformations

Annexed tectonical map (Fig. 3) confirms, that the mapped region between Loke and Trnovo is dissected by several, differently strong fault zones with predominant dinaric direction.

The fault zone of strong Raša fault is going from the Branica valley towards northwest past Batuje, past Šempas field to Lijek and further on to Grgar basin. On the mapped region it main fault zone is going from Ozeljan past Loke on the southern slope of Štanjel further to north-west (Fig. 3).

Very expressive is so-called Lijak fault zone in the gulch of Brana towards Ravnica. It is about 200 m wide crushed area where the faulting beds are dipped for 45–90° to north-east and south-south-west. In this zone there are tectonic breccias and crushed regions, differently directed blocks of Upper Cretaceous limestone and three folded patches of Upper Cretaceous and Paleocene marls and marl limestones (Fig. 2 and 4).

The faults oriented to northwest-southeast are connected by crushed, broken and fissure zone. In immediate Lijak hinterland there is the direction north-east or east-west almost. To the beds west from Trnovo crushed zones of the north-north-west—south-south-east are connected. The displacements along mentioned crushed zones are relatively weak but they contribute to crushed zones a lot (Fig. 3).

Geological setting of the direct vicinity of effluent area and geological data of structural-piezometric bore-hole

Magnificent amphitheater above Lijak and its vicinity is built by Upper Cretaceous limestone, dip and strike 240/75°, it means down the slope (Fig. 1). It presents the crest part of the upper normal wing of the recumbent fold of the western part of Trnovski gozd. Adjoining to effluent area along the fault plane on the Upper Cretaceous limestone sand-silt-marl lithological varieties of Eocene age lean (Fig. 2, 5).

The vicinity of Lijak effluent is presented by complicated tectonical knot (Fig. 5). Across the spring two dinaric faults are directed being a part of Lijak fault zone. The first one is dipped $220-250/85^\circ$. Along it the Upper Cretaceous limestone is changed to 10 to 15 m thick internal crushed zone. The flysch rocks on the south-western side of the fault are because of different mechanical properties crushed in essentially narrower belt but probably up to the tectonical clay.

On the more narrow effluent area the other fault zone is cutting the mentioned one being oriented a little more towards east, west respectively. From northeastern part it is limited by sliding plane dipped for $225/90^\circ$, from south-western by striation, dipped for 70° in direction 210° . The internal crushed zone, up to 20 m wide, is characterized by Upper Cretaceous limestone crushed up to degree of broken zone. The spring area of Lijak lies in it.

According to the results of superficial mapping the structural-piezometric bore-hole has been located 26 m from the flysch border only. We supposed that 100 m deep the flysch base should be reached. Down to 8 m the bore-hole was drilled in washed off slope debris containing bigger limestone blocks. Down to final depth on 100,4 m it was going through almost white organogene Upper Cretaceous limestone badly crushed. 89–89,5 m deep a cavern without sediments (Fig. 5) was hit.

From told and annexes we can see that the bore-hole almost entirely confirmed the supposed geological structure. Vertical component of the displacement is more than 100 m.

The influence of geological elements to hydrological nature of Lijak

Habič (1970) warns, that it is supposed that the low waters from the Lijak hinterland flow off towards 50 m lower Mrzlek. Against this supposition, according to Habič, could be cited great difference in temperature and hardness between the waters of Mrzlek and Lijak. The discussion is concluded that there are different hydrographic hinterlands and different underground through flow (Habič, 1970).

In 1974 Placer and Čar (1974) have written about the singularities of periodical spring Lijak. Its situation and hydrological properties have been explained by the help of shape of flysch base and local geological conditions. They have stated that Lijak and Mrzlek have in fact the common catchment hinterland. The over-flow character of Lijak explains great differences in temperature and hardness between Lijak and Mrzlek.

By the projection of one part of overthrust, the contact between flysch-carbonate rocks respectively (Placer, Čar, 1974) we can see, that it is the thrust deformation of 1st class with length of wave from 15 to 20 km. Inside smaller deformations of 2nd and 3rd class can be observed. Near Lijak the overthrust conditions are additionally complicated by secondary smaller thrust line which cut the crest of recumbent fold of Trnovski gozd exactly on this place. The described thrust structure has been lately cut by generally dinarically oriented fault zones with complicated interior structure. By combination of displacements in horizontal and vertical direction and by secondary deformations along them, in syncline part in particular, the lowest points of thrust border developed by more or less favourable hydrological conditions in the hinterland. In one of »structural gaps« with tectonic-hydrological favourable background lies Hubelj, in second one Lijak, the anticline part being presented by Modrasovec and Čaven.

The study of hydrologic properties of Lijak for the period 1964–1973 shows that 82 from 98 % of all registered discharges is between 0,0 to 1,0 m³/s. Mean annual Q is 0,688 m³/s, maximal annual 15,3 m³/s. The data on volume run off are interesting too. The mean annual is $22,1 \cdot 10^6$, maximal annual is $54,2 \cdot 10^6$ m³.

The statistics of nine years shows that overflow in Lijak appears at Hubelj's discharge between 2 and 5 m³/s. The linear dependence according to water pulse volume and relatively good dependence according to duration of pulses have been stated.

Hydrological similarity of Hubelj and Lijak is because of big territory and great distance between the springs rather odd at first glance. Simultaneous and insignificant temporal difference of water pulses of high waters of Hubelj and Lijak can be explained by approximative simultaneity and similar intensivity of precipitations on the whole Trnovski gozd and by big permeability of rocks and good underground connection within the uniform hydrological basin.

Such explanation is confirmed by the data gathered by the research bore-hole which was achieved between 1st and 17th February 1988 in the immediate hinterland of Lijak effluent (Fig. 5). Up to 40 m the pure water used for washing out disappeared partly which proves relatively bad permeability of Upper Cretaceous limestone. Using the compressor for bore-hole washing out the water inflow to the bore-hole was approximatively 0,2 l/s up to 89 m of depth. After drilling the karst cavern without sediment 89—89,5 m deep the pumping experiment helped by compressor was achieved, lasting two hours. The inflow was from 8 to 10 l/s but it did not cause the lowering of underground water table in the bore-hole (Fig. 5).

During the boring the rains have activated the spring on 14 February 1988. The outflow level was approximatively on the height of 109 m. Two days later, it means 16 February 1988, the piezometric level lowered to absolute Hill + 82 m, which is only about 5 m above the level of accumulation of hydro-power station Solkan (cca + 77 m), approximatively 12 m above the height of spring area of Mrzlek before the inundation, respectively.

Comparison of new geological and hydrogeological facts to older statements confirms that Lijak is typical overflow karst spring draining the high waters during the rain while during the normal hydrological conditions the water flows further on towards Mrzlek, as it was supposed by Placer and Čar already (1974). The altitude of HE Solkan accumulation presents today the relative erosion base. The water level in the bore-hole which stopped on the absolute altitude + 82 m is, as we've already mentioned, 5 m above the level of accumulation of HE Solkan only, showing probably the right level of the underground accumulation.

TEKTONSKA POGOJENOST KRAŠKEGA RELIEFA
ZAHODNE SUHE KRAJINE

TECTONICALLY CONTROLLED KARST RELIEF IN WESTERN
SUHA KRAJINA

PETER HABIČ

Izvleček

UDK 551.24(497.12—13)

Habič Peter: Tektonska pogojenost kraškega reliefa zahodne Suhe krajine

V kraškem površju zahodne Suhe krajine in njene okolice v južni Sloveniji (NW Dinaridi) so ugotovljene poglavitne strukturne oblike in tektonsko različno premaknjene morfološke enote. Ob tektonskih stopnjah so strme kraške rebri; v pogreznjenih jarkih so podolja, kraški ravniki in uvale, imenovane doli; v zdrobljenih prelomnih conah so suhim dolinam podobni predoli; na dvignjenih planotah so kopasti vrhovi in manjše uvale. Strukturne oblike so predvsem posledica mlade tektonile. Drobne kraške oblike, škraplje, vrtače in kanjon Krke ter naplavine na poljih so rezultat mlajšega kvartarnega razvoja.

Abstract

UDC 551.24(497.12—13)

Habič Peter: Tectonically controlled karst relief in western Suha krajina

On the karst surface of West Suha krajina and its vicinity in southern Slovenia (NW Dinarids) the main structure forms and tectonically differently displaced morphological units were ascertained. Along tectonic thresholds there are steep karst slopes; in subsided graben the surface is lowered either in form of »podolje«, or in karst plains and ouvalas, called »dol«; in crushed fault zones there are »predol«, similar to dry valleys; on uplifted plateaus there are ample summits and smaller ouvalas. The structure forms result mostly by younger tectonics. Micro karst forms, limestone pavements, dolines and Krka canyon as well as the sediments on the poljes are resulting from younger Quaternary development.

Naslov — Address

dr. PETER HABIČ, znanstveni svetnik
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
66230 Postojna, Titov trg 2
Jugoslavija

UVOD

Morfološko in strukturno preučevanje krasa na Dolenjskem je del rednega programa Inštituta za raziskovanje krasa ZRC SAZU v letih od 1986 do 1990. V tem prispevku so predstavljeni izsledki o strukturnih prvinah v reliefu Suhe krajine in njenem sosedstvu. Raziskava je bila zastavljena na podoben način, kot so bile pred leti analizirane strukturne poteze v reliefu matičnega Krasa. Z analizo strukturnih oblik v kraškem površju, kot so rebri, police in brazde, sem skušal ugotoviti prostorski razpored strukturnic ter višinski položaj z njimi omejenih morfoloških enot. V razporeditvi in oblikovanosti teh enot spoznavamo zakonitosti morfološkega razvoja pod vplivom eksogenih procesov in mladih tektonskih premikanj.

Pri delu sem si pomagal s topografskimi kartami v merilu 1 : 25 000 ter z orohidrografsko podlogo in osnovno geološko karto v merilu 1 : 100 000. S pomočjo letalskih posnetkov sem dopolnil kartografsko ugotovljene strukturne prvine, tako dobljene podatke pa preveril na terenu.

Temeljna značilnost strukturnega reliefa kraške Suhe krajine so predvsem premočrtna, nerazčlenjena pobočja ali rebri, v njih se zrcalijo tektonske stopnje ob pglavitnih prelomih. Druga pomembna sestavina so kraški ravniki ob vznožju strmih rebri. Prostornejši kraški doli so razviti na zastajajočih grudah, najpogosteje v jarkih in ob bolj zdrobljenih prelomnih conah. Na zdrobljene kamnine ob prelomih so vezani tudi značilni predoli med posameznimi strukturnimi enotami. Na dvignjenih morfoloških enotah prevladujejo zakrasele ravnote z osamljenimi kopami, kovki in grmadami, vmes pa so različno obsežne vrtačaste uvale. Poleg tipičnega kraškega reliefa je na obrobju ob stiku z nekraškimi površjem ter na dolomitnih vložkih med apnenci razvit tudi fluviokraški relief. Na nepropustnih kamninah se na dvignjenih enotah uveljavlja normalno fluvialno razčlenjevanje z erozijsko bazo v višini lokalnih ponorov. V tektonsko pogreznjenih delih prevladuje nasipanje.

Predstavljena je nova podoba strukturne razčlenjenosti Suhe krajine, ki dopolnjuje dosedanja geomorfološka spoznanja. Ta so bila zasnovana na predpostavki, da je na kraškem površju prvotno prevladovalo normalno fluvialno preoblikovanje in da so razne uravnave in police, pa tudi vzdolžne reliefne oblike izraz ciklično obnavljajočih se erozijskih faz. Novejše študije so bolj oprte na dognanja o korozijskem in neotektonskem oblikovanju površja na karbonatnih kamninah, vendar upoštevajo tektonsko zasnovane oblike pretežno le v območju depresij. Celovitejši pogled na strukturno zasnovo reliefa nam pomaga pri pojasnjevanju nekaterih doslej nerazumljivih geomorfoloških problemov, dragocen pa je tudi pri reševanju nekaterih speleoloških in hidrografskih vprašanj. Izpopolnjena podoba še vedno ni dovolj podrobno izrisana, da bi z nje spoznali celovit morfološki razvoj Suhe krajine v postpliocenskem obdobju; potrebne so nadaljne študije.

ORIS SUHE KRAJINE IN NJENE GEOMORFOLOŠKE PROBLEMATIKE

Suha krajina je v geografskem pogledu vsekakor svojevrsten predel Dolenjske in z njo celotne južne Slovenije. Njeno ime naj bi po A. Meliku (1959, 437) nastalo »... po živem pojmovanju razlike med kraškim in normalnim vodnatim dolenskim predelom, ki se stikata na Temenici«. V tem prispevku uporabljam ime Suhe krajine po Meliku »... za vse ozemlje od Dobropolj do spodnje Temenice, od Višanskega potoka in Šentviške kotline, tja do Soteske in Roga ter do severnega konca Kočevske Male gore«. To območje je A. Melik (1931, 73) razdelil na dva dela, desno od Krke do Dobropolja se razteza zahodna, med Krko in Temenico pa vzhodna Suha krajina. Zaradi boljšega pregleda strukturnih posebnosti pravkar orisanega območja sem razširil preučevanje še na zahodu prek Dobropolja in Ribniške Male gore v Zahodno-dolenjsko ali Ribniško-kočevsko podolje, torej neposredno do vznožja visokega krasa Notranjske. Na severu je bilo treba pogledati še tja do prehoda v Ljubljansko in Grosupeljsko kotlino ter na vznožje Posavskega hribovja. Ta predel je bil nedavno predmet ponovnega geomorfološkega preučevanja (I. Gams, 1987), zato bo tu le posredno predstavljen.

V sedanjem obsegu preučevanja lahko pogrešamo še nekoliko širši strukturni pregled severnega, vzhodnega in južnega obrobja Suhe krajine, saj bi ob razmerah v Posavskem hribovju, Mirenski in Novomeški kotlini lažje razumeli tektonski položaj in morfološki razvoj ožje Suhe krajine. Po drugi strani pa je tudi znotraj obravnavanega območja potrebna še podrobnejša analiza strukturnih prvin, morda v smislu F. Šušteršiča (1987) in tektonske dinamike, da bi temeljiteje osvetlili celotno morfogenetsko dogajanje v pliocenu in kvartarju. Vkljub temu sem v zastavljenem obsegu in z omejeno podrobnostjo ugotovil nekatere nove zakonitosti v strukturni zasnovi kraškega površja Suhe krajine.

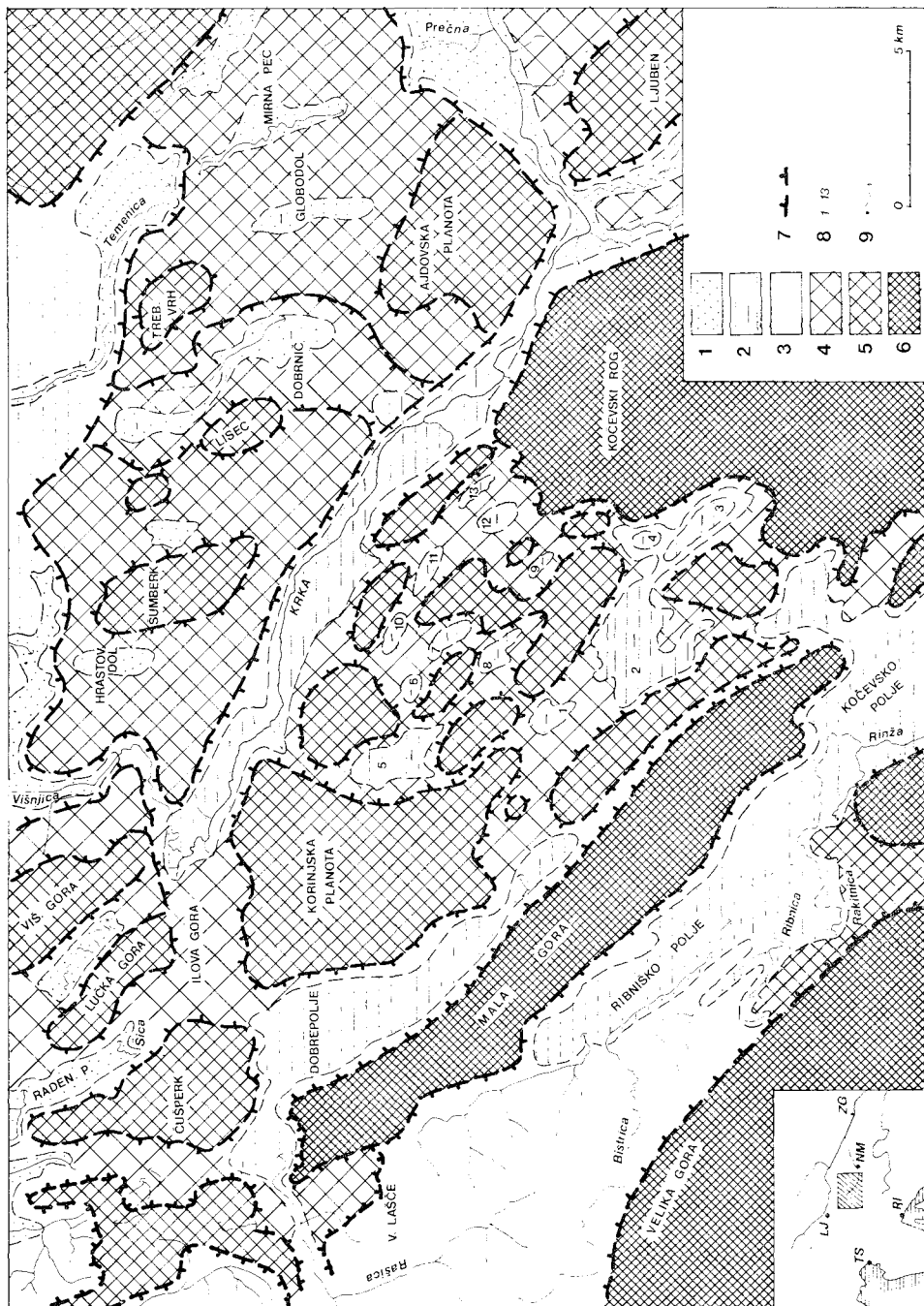
Med najpomembnejše dosedanje geomorfološke raziskave Suhe krajine vsekakor spada študija A. Melika (1931). Zasnovana je bila na takrat prevladu-

Sl. 1. Geomorfološka skica zahodne Suhe krajine z obrobjem

- 1 — naplavine v kotlinah in kraških dolih
- 2 — kraški ravniki
- 3 — fluvialno površje
- 4 — nizke kraške planote (300—500 m)
- 5 — srednje kraške planote (500—700 m)
- 6 — visoke kraške planote (nad 700 m)
- 7 — rob kraških planot, reber
- 8 — oznake dolov-uval v osrednji Suhi krajini
- 9 — površinski tokovi in ponikalnice

Fig. 1. Geomorphological sketch of western Suha krajina and its border

- 1 — alluvium in basins and karst »dol«
- 2 — karst plain
- 3 — fluvial surface
- 4 — low karst plateaus (300—500 m)
- 5 — medium karst plateaus (500—700 m)
- 6 — high karst plateaus (above 700 m)
- 7 — border of karst plateau
- 8 — signs of »dol« — ouvalas in the central Suha krajina
- 9 — superficial streams and sinking streams



jočem konceptu o fluvialnem cikličnem uravnavanju površja, ki naj bi tudi na krasu zapustilo številne terase oziroma nivoje ter suhe doline nekdanjih rek, ki so z zakrasevanjem postopno izginile v podzemlje. Tako je Melikova študija iz leta 1931 usmerjena predvsem v analizo razvoja predkraške rečne mreže na podlagi reliefnih oblik, ki naj bi se z zakrasevanjem ohranile iz predkraške fluvialne faze. Poleg tega pa je A. Melik že v precejšnji meri upošteval tudi izsledke geologov in lastna spoznanja o geotektonski pogojenosti nekaterih reliefnih značilnosti. V zadnjem obsežnejšem pregledu Dolenjske (A. Melik, 1959) priznava geotektonski zgradbi še nekoliko večji pomen, tako pri oblikovanju Ribniške doline, Dobropolja, Globodola, Muljavsko-Stiškega dola in prečne vrzeli med Rašico in Krko ter ob južnem robu Suhe krajine na prehodu v Kočevski Rog.

Ob podrobnem prebiranju lahko iz prve Melikove razprave izluščimo vse pglavitne strukturne poteze v reliefu Suhe krajine. Manjkajo morda samo spoznanja o mladi tektonski dinamiki, pa bi tudi pomanjkljivosti prevladujočega izhodišča prišle veliko manj do izraza. A. Melik (1959, 408—409) je bil mnenja, da zakrasevanje ni moglo zabrisati sledov prvotnega normalnega reliefa. Po suhih dolinah in dolih je sklepal, da je bil »...vodni odtok sprva usmerjen od juga proti severu, v obrnjeni smeri kot teče Krka. Ta naj bi se razvila šele, ko je udor Krške kotline ojačil erozivno silo in je mogla izkoristiti razhrebanost tal ob veliki podolžni prelomnici. Vodni odtok je bil sprva usmerjen bodisi proti sedanjemu Radenskemu polju ter preko Luč proti Grosupeljski kotlini, kakor tudi proti prvotni Mirni med Šentvidom in Ponikvami«. Toda »...relief Suhe krajine ima močno kraški značaj, saj je zakrasevanje že zelo dolgo pglavitni činitelj. Površje je sicer prekrito s preperelino, toda marsikje gledajo skale na dan... Na ravnih ploskvah se je nabrala kraška rdeča prst v debelih slojih, največ v Krški dolini. Površje je razjedeno z neštetimi vrtačami in nepravilnimi kraškimi kotanjami. Pozornost vzbujajo velike uvale, posebno na desni strani Krke. Nanizane so na sledeh nekdanjih normalnih dolin... Na levi strani Krke so obsežnejši visoki hrbti..., uvale so manj izrazite, toda tu so večje kraške kotanje s širokim ravnim dnom... Sredi Ajdovske planote vzbuja pozornost globoko udrti Globodol kot malo kraško polje«.

Tektonsko naj bi bila zasnovana tudi soteska Krke med Ajdovsko planoto in Rogovsko goro, ki »...da je že stara, ker manjkajo tudi najstarejše terase v njej... in podoba je, da se že dolgo rogovsko-ajdovski prečni pas nahaja v krepkejšem dviganju; Krka se bori z njim v antecedentnem vrezovanju«. Po mojem je prav ta soteska Krke pglavitni člen za razumevanje diferenciranih tektonskih premikov tudi drugod v Suhi krajini, ki ga Melik ni podrobneje ovrednotil.

Čeprav je ob današnjem stanju geomorfološke znanosti mogoče ugovarjati nekaterim Melikovim pogledom na hidrogrfski in morfološki razvoj Suhe krajine, kot na primer o terasah ob Krki pri Dvoru in Sadinji vasi (1931, 69) ali o splošnem prvotnem odtoku proti severu, pa ne moremo ugovarjati njegovim temeljnim ugotovitvam o zastajanju dolenjske grude za okrog 300 m med splošnim dviganjem dinarskih planot med Krimom in Kumom. Podobno kot je celotna Dolenjska zaostajala v širšem pogledu, pa je tudi ožji del zahodne Suhe

krajine zaostajal v dviganju med Rogom in Korinjsko planoto. Melik je tudi mnenja, da se je površje na zastajajočih grudah drugače oblikovalo kot na bolj dvignjenih, terase sledijo bolj na gosto, a so manj izrazite, pogosto so vidne le v pregibih na pobočjih, ali pa prehajajo ena v drugo z manj določnimi mejami. Tu pa se naši pogledi ob podrobni strukturni analizi z Melikovimi najbolj razhajajo. Ravnote in police ob pobočjih kot tudi v dnu podolij, kakršno je ob zgornji Krki, po mojem gledanju niso v celoti erozijskega, temveč strukturnega in korozijsko denudacijskega izvora. Z upoštevanjem te razlike se po kaže celovitejša geotektonska zasnova celotne Suhe krajine in njenega obrobja.

V manjši meri se razhajajo naši pogledi na strukturno zasnovo Suhe krajine z ugotovitvami I. Gamsa (1984, 1987). Vkljub nekaterim kar podrobnim členitvam neotektonske dinamike, na primer v muljavskem podolju med Stično in Krko, v njih še prevladuje erozijsko-korozijski koncept, s katerim pojasnjuje postopno zakrasevanje hipotetične Paleoljubljane na severnem obrobju Suhe krajine, v Grosupeljski kotlini in v dolini Krke.

V Suhi krajini in njenem obrobju srečujemo prvine treh tektostrukturnih enot, panonske, dinarske in alpske. Panonska, ali po U. Premruju (1982) balatonska, se kaže v položaju in razporeditvi Krško-novomeške kotline, Krškega hribovja in Mirenske doline, katere severno obrobje pripada že predalpskemu hribovju. Dinarska struktura prevlada zahodno od doline Krke. Toda tudi vzhodno od Krke so v strukturnih reliefnih prvinah vidne dinarsko potekajoče prelomne cone. Alpske strukturne poteze se nekako končujejo v Posavskem hribovju in južneje na Dolenjskem ne prihajajo do veljave v reliefu. V morfološkem pogledu je zlasti zanimiv prehodni pas ob stiku alpskih in dinarskih struktur. Sledimo mu od Ljubljanskega barja prek Grosupeljske in Šentviške v Mirensko kotlino. To je v splošnem nizek svet, s kraškimi in fluvio-kraškimi potezami (I. Gams, 1987), ki je v tektonskem pogledu bolj zastajal med Suho krajino in Posavskim hribovjem. Na tem površju so se ohranile debelejše prepereline. I. Gams jih pripisuje Paleoljubljani, lahko pa so jih nasuli tudi potoki z južnega obrobja Posavskega hribovja. To možnost je treba še preučiti, saj je lahko tudi pedimentacija prispevala k debelejšemu eluvialnemu pokrovu. Nikjer ni namreč znakov za rečno ali jezersko sedimentacijo ilovic, kot je ugotovil že A. Melik (1931).

Južno obrobje Posavskega hribovja in prehod v Suho krajino zasluži še nadaljno obravnavo morfostrukturnih značilnosti. Osvetli naj reliefni razvoj med alpskim, dinarskim in panonskim obrobjem, pa tudi razmere med Savsko dolino in dolino domnevne Paleoljubljane. Zdi se, da je doslej (I. Gams, K. Natek, 1981) vendarle nekoliko zapostavljeno vrednotenje celotne tektonske dinamike in širših morfoloških posledic v osrednjem hrbtu z globoko dolino Save, kot tudi v pogreznenih ali zastajajočih obrobjih predelih Posavskega hribovja. Geomorfološki položaj Suhe krajine je v poglavitnem opredeljen z lego med visokim krasom Notranjske, predalpskim Posavskim hribovjem in nižjim obrobjem Panonske kotline.

PREGLED GEOLOŠKE ZGRADBE

Podatke o geološki zgradbi Suhe krajine in njene okolice povzemam po osnovni geološki karti (OGK SFRJ) v merilu 1 : 100 000 na listih Ribnica, Novo mesto, Črnomelj in Delnice s pripadajočimi tolmači (S. Buser, 1974; M. Plešničar, U. Premru, 1977; J. Bukovec, M. Poljak, M. Šušnjar, M. Čakalo, 1984; D. Savič, S. Dozet, 1985). Tam so izčrpno navedeni tudi geološki viri o obravnavanem območju. Novejše so le razprave U. Premruja (1982) o geološki zgradbi Južne Slovenije in R. Gospodariča (1987) o geologiji v okolici Taborske jame pri Grosupljem.

Po strukturno facialni karti pripada Suha krajina furlanski coni Zunanjih Dinaridov, v ožjem pa njeni notranjski in dolenski podconi (U. Premru, 1982, 100—107). V notranjski podconi so razvrščene plasti od zgornjega triasa do eocena. Zgornji trias obsega noriški in retski dolomit, sledi prehod v liasni apnenec in dolomit. Mikritni in sparitni liasni apnenci vsebujejo ooidne, pelete in pizolite z brahiopodi in školjkami. V srednjem delu liasnih plasti je litiotidni horizont. Za doggerski apnenec so značilne plasti z ooliti, sparitni apnenec in vložki dolomita. Med malmskimi skladovitimi apnenci so osamljeni grebeni s hidrozoji in koralami. Med spodnjim in zgornjim malmom se dobi boksit. Spodnji kredi pripada ploščati apnenec z vložki dolomita, v zgornjem delu spodnje krede so grebeni s školjkami, v zgornji kredi pa rudistni grebeni. Skupna debelina krednih karbonatnih kamnin znaša prek 1000 m. Zgornjekredni fliš je iz konca senona, flišna sedimentacija pa je segla še v paleocen in eocen. V dolenski podconi manjkajo doggerski in spodnje kredni skladi, flišna sedimentacija pa se je začela že v turonu.

V obravnavanem območju so ugotovljene štiri faze gubanja in narivanja. Najstarejša v smeri proti SW izhaja iz ilirsko-pirenejskega orogenskega cikla med srednjim eocenom in srednjim oligocenom. Narivanje proti SE pripada savski fazi v spodnjem miocenu. Na prehodu iz miocena v pliocen so se v rodanski fazi narinile Južne Alpe proti jugu. Na širšem območju Suhe krajine so ugotovljeni naslednji narivi: topliški, roški in ortneški. V južnem delu se omejeni narivi kombinirajo z gorjanskimi v dinarsko-balatonski narivni zgradbi. V severnem delu je zgradba Zunanjih Dinaridov pokrita z dolskim narivom, ki pripada narivni zgradbi Južnih Alp. V postgeosinklinalnem ciklu je bilo ozemlje Suhe krajine v več neotektonskih fazah grudasto razkosano. Disjunktivna tektonika je sledila starejšim strukturam (U. Premru, 1982).

Po S. Buserju (1974, 49) je bilo ozemlje Suhe krajine, ki ga pretežno zajema list Ribnica OGK, po odložitvi eocenskih flišnih plasti docela dvignjeno in ga kasneje ni zajela nobena transgresija morja več. V spodnjem pliocenu naj bi bila razširjena ponekod na močno uravnjenem ozemlju večja jezera, v katerih je nastajal tudi premog. Na obsežnem delu Dolenjske so v pliocenu na uravnanem, oziroma slabo razčlenjenem površju, preperevali karbonatni skladi, katerih preostala preperina pokriva v obliki rdeče gline še danes obsežna območja. V srednjem in zgornjem pliocenu se je pričelo na večjem ozemlju Slovenije močno tektonsko delovanje, ki je povzročilo nastanek dolgih dinarsko potekajočih prelomov. Na prehodu iz pliocena v pleistocen se je pričelo intenzivno grezati Ljubljansko barje, posebno izdatno naj bi bilo grezanje v würmu. Tek-

tonske sile pa se niso umirile niti v geološki sedanjosti, temveč se njihova sila kaže še vedno v slabših ali močnejših potresih.

U. Premru (1976) je podrobno analiziral neotektonske prelome v vzhodni Sloveniji. Klasificiral jih je po smereh v sisteme in po času v neotektonske faze. Pri razvrščanju je izhajal iz predpostavke, da nastanejo prelomi določenih smeri zaradi določeno usmerjenih sil. Relativno starost prelomnih sistemov je določil po starosti singenetskih sedimentov v različnih udorinah, tako je dobil tudi zaporedje aktivnosti teh sistemov z upoštevanjem, da mlajši prelom premakne starejšega. Ugotovil je 19 faz, ki jih je združil v dva neotektonska cikla. Prvi je iz srednjega pliocena, drugi pa traja od srednjega pleistocena do danes.

Regionalno pomembni prelomi na Dolenjskem pripadajo 5. fazi in imajo smer NW—SE, horizontalni premiki znašajo od 100 do 3000 m, vertikalni pa od 50 do 300 m. Odkloni smeri so lahko posledica neenakomernih bočnih pritiskov ali različne plastičnosti kamnin. Na območju Suhe krajine sledijo od SW proti NE: mišjedolski, želimeljski in ortneški prelom, ki se pri Ribnici združijo, nato dobrepoljski, roški, žužemberški in topliški prelom. Prelome 5. faze uvršča U. Premru v sredino zgornjega pliocena, ponovno pa naj bi bili aktivirani v holocenu in sicer v 14. in 18. fazi, ko so začele ob njih nastajati manjše udorine.

V preglednici navaja U. Premru (1976, 237) podatke o smereh, vpadih in vrsti ter velikosti premikov za vsako tektonsko fazo posebej. Veliki horizontalni premiki naj bi bili ob transkurentnih prelomih, ki pa ne sekajo Suhe krajine. V vseh drugih fazah so ob normalnih gravitacijskih prelomih nastali vertikalni premiki, v prvem ciklu od 30 do 1000 m, v drugem ciklu pa od 0 do 30 in od 10 do 200 m. Kako se ti premiki kažejo danes v reliefu, ni pojasnjeno, razen na primeru med Črmošnjicami in Kočevskimi Poljanami. Razlika glede na peneplensko površino znaša okoli 200 m, glede na stratigrafijo pa okoli 700 m. Horizontalni premik 2400 m se je lahko izvršil le v 5. fazi (U. Premru, 1976, 238).

Ker ni mogoče povsod meriti izdatnosti premikov glede na stratigrafijo, domnevam, da je Premru večino premikov ocenil glede na peneplenizacijo površja, ki jo večkrat omenja (glej tudi sl. 3, 1976, str. 217). Pri tem izhaja iz predpostavke, da je bilo celotno površje peneplenizirano v spodnjem pliocenu pred začetkom neotektonskih premikanj, in da so deli peneplena v prvotni obliki dobro ohranjeni, le razkosani in različno premaknjeni. Takšno izhodišče pa ni povsem v skladu s sodobnimi geomorfološkiimi izsledki o učinkovitem kvartarnem preoblikovanju površja. Dokler ne odkrijemo zanesljivejših postopkov za določanje časovnega in višinskega razmerja med posameznimi morfološkiimi enotami, so ugotovitve o velikosti premikov vprašljive.

Na obrobju Suhe krajine se pojavljajo tudi obročasti prelomi, ki so po Premruju (1976, 236) posebnost v neotektoniki med srednjim pliocenom in holocenom. S svojo krožno razvrstitvijo spominjajo na diapirske strukture, čeprav leže na dolomitskem ozemlju. Premru je mnenja, da so obročasti prelomi danes še aktivni in ob njih se ozemlje stopničasto dviguje. Zasedil jih je na dveh območjih vzhodno od Ljubljane. Obe strukturi ležita v smeri W—E in sledita starim geološkim strukturam v permokarbonskih klastitih pod narinjenim kordevolskim dolomitom. Med njimi predpostavlja vložke evaporitov, ki bi

mogli povzročiti obročaste prelome. Pri našem preučevanju smo zasledili dva obročasta jedra, pri Dolgi Njivi in Račjem selu severno od Trebnjega. Obročastih struktur v smislu V. Kleina (1976, 1987) pa na območju Suhe krajine nismo podrobneje obravnavali.

Številni prelomi so po S. Buserju (1974, 40) povzročili zelo zapleteno geološko zgradbo. Podrobneje so opisani le poglavitni vzdolžni dinarski prelomi, kot že omenjeni mišjedolski, želimeljski, ortneški, dobropoljski in žužemberški. Drugi manjši, dinarski in prečni, pa tudi drugih smeri, so prikazani na preglednih tektonskih kartah v tolmačih že omenjenih listov OGK. Pogledi geologov na zgradbo srednje in zahodne Dolenjske pa niso enotni in se s podrobnejšim kartiranjem (R. Gospodarič, 1987) postopno dopolnjujejo.

S podobnimi težavami, kot jih imajo geologi z razčlenjevanjem geološke zgradbe (S. Buser, 1984), se srečujemo tudi pri preučevanju reliefa. Ločiti je namreč treba prvine, ki so vezane na različne litološke in strukturne enote, na mlajšo tektonsko dinamiko, kot tudi na razne faze geomorfološkega preoblikovanja, v katerih naj bi se menjavali fluvialno erozijski, denudacijsko-pedimentacijski in kraški procesi. Poleg tega pa moramo upoštevati tudi spremembe v izdatnosti posameznega načina preoblikovanja v različnih klimatskih obdobjih od pliocena do danes. Zaradi velike prepletenosti različnih dejavnikov je razumljivo, da nam posredujejo geomorfološke študije različne poglede in predstave o nastanku in razvoju celotnega reliefnega sklopa, kot tudi njegovih posameznih delov ali oblik. V takšnih razmerah se mi zdi smiselno najprej ugotoviti in predstaviti razpored morfostrukturnih prvin, njihovo genetsko in morfološko razlago pa prepustiti kasnejšemu študiju.

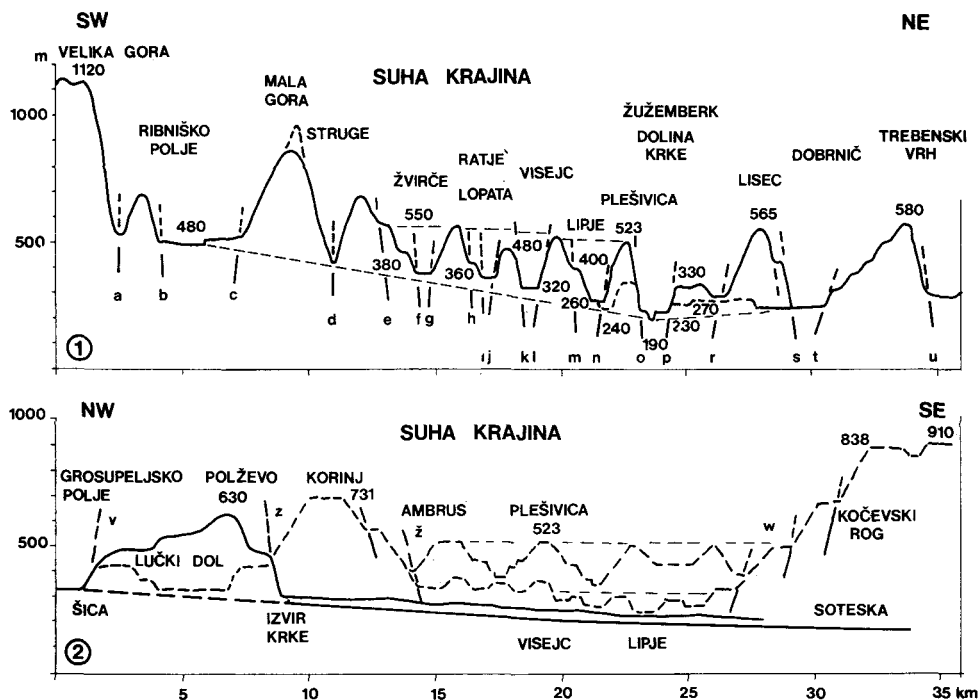
RELIEFNA SESTAVA ZAHODNE SUHE KRAJINE

Najpomembnejše strukturne oblike v kraškem reliefu zahodne Suhe krajine in njenega obrobja so strme nerazčlenjene kraške rebri. Njihovi spodnji robovi segajo bodisi do dna dolov, predolov ali ravnikov, bodisi do nižjih, manj razčlenjenih ravnot. Zgornji robovi rebri omejujejo višje planotasto kraško površje (priloga 1).

Pomembnejše kraške rebri

Najizrazitejša je vzhodna reber visokega krasa, ki poteka od južnega obrobja Ljubljanskega barja, ob vzhodnem vzhodju Mokrc in Robarske planote ter Velike gore, imenujemo jo lahko velikogorska reber, na prečnem prerezu (slika 2) jo ponazarja zadoljska strukturnica. Erozijsko in strukturno je bolj razčlenjena le v dolomitih in nepropustnih kamninah v povirju Rašice in Sodraške Bistrice, nerazčlenjena strma reber pa je nad Ribnico in nad Kočevjem, visoka je od 200 do 600 m.

Druga pomembnejša je malogorska reber, ob zahodnem robu Ribniške in Kočevske Male gore. Bolj je razgibana kot velikogorska in je nekoliko položnejša, na njej pa so sledovi večstopenjske pedimentacije. Drugačen je del te



Sl. 2. Prečni (1) in vzdolžni (2) morfološki presek zahodne Suhe krajine, a-u reliefne strukturnice na prelomnih conah, rebri: a — velikogorska, b — bukovniška, c — malogorska, d — dobrepoljsko-kukovska, e — seška, f — žlebjenska, g — žvirška, h — retlanska, i — jarška, j — lopaška, k — selška, l — visejska, m — cerska, n — gradenska, o — stranska, p — žužemberška, r — zališka, s — dobrniška, t — vrbovska, u — trebenjska, v — slivniška, kriška, z — znojilsko hočevska, ž — ambruška, w — smuška.

Fig. 2. Cross (1) and longitudinal (2) morphological section of the western Suha krajina.

a — u relief structural lines on fault zones, flanks:

rebrji med Rašico in Žlebičem od onega ob vzhodnem robu Ribniškega polja. V pretržju pri Kočevju je reber prekinjena, nadaljuje pa se v stopnjasti Kočevski Mali gori, višinska razlika znaša od 100 do 300 m.

Tretjo, dobrepoljsko reber predstavljajo strma vzhodna pobočja Ribniške Male gore nad dobrepoljskim ravninom ter struškimi dolomi. V pretržju med Ribniško in Kočevsko Malo goro je tudi ta prekinjena, prek Kočevske Male gore pa je izražena kot zahodna reber rajhenavsko-koprivniškega podolja. Višina rebri se giblje od 0 do 500 m.

Naslednja strma reber poteka po vzhodnem pobočju Dobrega polja. Imenujemo jo tisovsko reber, ki na zahodni strani omejuje Tisovsko-korinjsko planoto. Ob struško-kukovskem predolu je stisnjena k Mali gori. Visoka je od 100 do 300 m. Proti jugovzhodu jo lahko spremljamo ob vznožju Grintovca ter Sta-

rega Brega, njeno nadaljevanje pa bi lahko bila vzhodna reber Kočevskega Roga in Poljanske gore. Mimo Rajhenava, Koprivnika, Podgore in Starega trga jo lahko sledimo do Kolpe pri Radencih. Podaljševanje malogorske, dobrepoljske in tisovške rebri prek Suhe krajine v Rog je navidez nekoliko vprašljivo zaradi višinskih in morfoloških razlik med Suho krajino in Kočevskim Rogom. V strukturnem pogledu pa sta si obe morfološki enoti zelo podobni.

Med izvirom Krke in Sotesko je naslednja izrazita vzdolžna reber, ki jo po Stranski vasi pri Žužemberku imenujemo stranska reber. Nadaljuje se od Soteske dalje kot vzhodna roška reber. Pri Vrčicah nad Semičem je odrezana s semiško oziroma zahodno belokranjsko rebrijo. Stranska reber je visoka 100 do 400 m in sestavljena; med izvirom Krke in Sotesko ločimo pet delov: videmski, korinjski, kamenski, pleševski, trški in dvorski del.

Na vzhodni strani zgornje Krke je izrazita, vendar nižja premočrtna žužemberška reber, ki jugovzhodno od Dvora pa tja do Soteske in Straže pridobi na višini od 50 do 400 m zaradi dvignjenega dela Ajdovske planote. Pri Soteski jo prekinja prečna 350 m visoka straška reber, njeno nadaljevanje pa vidimo v sušiski rebri ob Sušici med Dolenjskimi Toplicami in Uršnimi seli.

Podaljševanje strukturnih črt prek različnih morfoloških enot izhaja iz predpostavke, da se vzdolžni dinarski prelomi zvezno nadaljujejo na večje razdalje. Vendar so ti prelomi v morfološkem pogledu različno izraženi, ker so se grude ob njih različno premikale, stiskale in raztezale. Podobno velja tudi za navidezno podaljšanje žužemberške rebri proti severozahodu, ki jo sicer prekinja nad izvirom Krke izrazita gradiško-znojilska prečna reber. Podaljšek žužemberške rebri vidimo v vzhodni lučki rebri, vendar znaša prečni skok ob znojilski rebri 100 do 150 m in je mlajši od žužemberškega premika, ki ga seka. Možno pa je, da je mlajši premik ob znojilski in žužemberški stopnji istočasen, ker prelomna cona zavije iz vzdolžne v poševno prečno smer. Z gradiško-znojilsko rebrijo se namreč nekako zaključuje strukturna enota zahodne Suhe krajine. Tako se severno od Rašice, Ponikev in Znojil v loku vleče strukturna cona, ki je po morfoloških in strukturnih potezah bolj sorodna vzhodni Suhi krajini. Tam so vzdolžne dinarske strukturnice krajše, redkejša in manj izrazite. Prevladujejo bolj razčlenjene dvignjene in pogreznjene grude, ki so fluvialno modelirane. Bolj se uveljavlja tudi severno južna usmerjenost rebri in dolov, kar je že prej vzbujalo pozornost geomorfologov (A. M e l i k, 1931, 1959).

Zahodna Suha krajina je torej posebna strukturna enota, ki jo omejujejo vzdolžna tisovska, prečna hočevska, vzdolžna stranska in prečna smuška reber ob severnem vzhodu Kočevskega Roga, širše pa obrobijata zahodno Suho krajino dobrepoljski ravnin in žužemberško podolje; oba sta izoblikovana v tektonskem jarku. Vzdolžne rebri so veliko bolj premočrtne od prečnih, ki so krajše in presekane z vzdolžnimi prelomi. Na splošno so vzhodne rebri strmejša (20 do 30°) od zahodnih (10—20°). Od vzhoda proti zahodu so rebri tudi vse višje, kar pomeni, da so bili tudi tektonski premiki v tej smeri večji. To se sklada z višinsko razporeditvijo planotastega površja. Najvišje planote vzhodno od Krke so v višinah med 300 in 500 m, v zahodni Suhi krajini med 500 in 700 m, na Ribniški Mali gori dosežejo 900 m, na Veliki gori pa 1100 m. Višinske razlike med podolji so manjše od planot, zato so rebri v smeri proti zahodu še toliko bolj izrazite.

Podolja in ravniki na zahodnem obrobju Suhe krajine

Na prehodu visokega notranjskega v nizki dolenjski kras so razvrščena tri vzdolžna podolja v jarkih ob dinarsko usmerjenih prelomih. Od zahoda sledijo zahodno dolenjsko podolje, dobrepoljsko in žužemberško podolje. Preglejmo poglobitve morfostrukturne značilnosti vsakega posebej.

Zahodno dolenjsko ali v ožjem Ribniško-kočevsko podolje je izoblikovano v širokem jarku med mišjedolskim in želimeljskim prelomom (I. Rakovec, 1956). V morfološkem pogledu ni enotno, ampak sestavljeno iz manjših morfoloških, strukturno zasnovanih enot v vzdolžni in prečni smeri. Severni del pripada porečju Želimeljščice in njenemu zakraselemu obrobju. Sledi območje Laških slemen v porečju Rašice in pritokih Sodražke ter Tržiške Bistrice med Rašico in Žlebičem. Tretji del pripada skoraj 4 km široki in dobrih 10 km dolgi Ribniški dolini ali Ribniškemu polju, četrti pa Kočevskemu polju in njegovemu nadaljevanju proti Kolpi. Morfološke razlike na dnu podolij so strukturno zasnovane, kar pomeni, da so se posamezne grude tudi znotraj pogreznjenih enot različno premikale.

Zahodno-dolenjsko podolje se pravzaprav začinja ob južnem obrobju Ljubljanskega barja med Mokrcem in Turjakom. Goljansko-želimeljsko podolje je izoblikovano na delno zakraselih zgornje triasnih dolomitih in slabše prepustnih spodnje triasnih, permskih in karbonskih kamninah. Površje je deloma zakraselo, zlasti okrog Kureščka, Golega in tja do Barja pri Igu. Neposredno ob želimeljski prelomni coni je poglobljena razmeroma ozka dolina Želimeljščice.

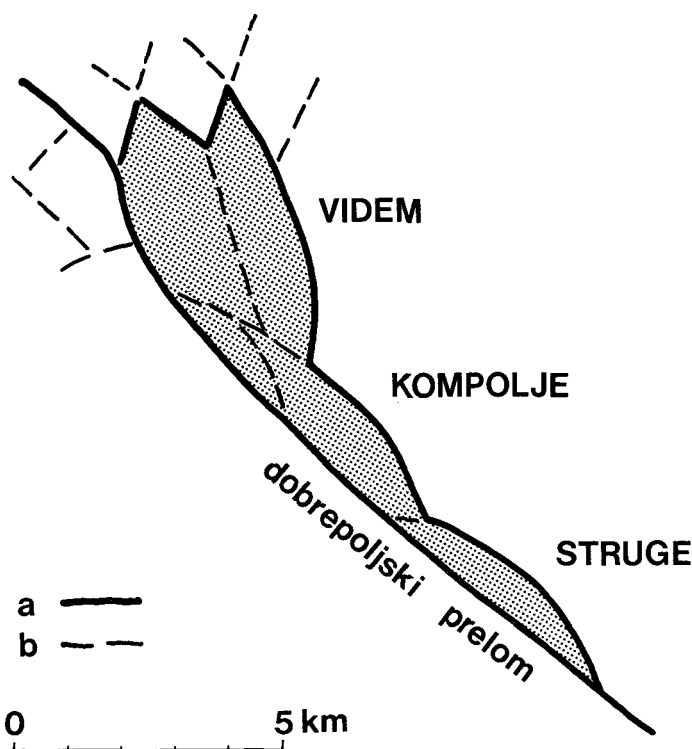
V porečju Rašice so v jarku med mišjedolskim in želimeljsko-ortneškim prelomom Laška slemena. Izoblikovana so pretežno na permskih in triasnih skrilavcih in peščenjakih, zato tam prevladuje fluvialni relief. V Ribniški dolini se med Žlebičem in Jasnico stikajo triasni dolomiti z bolj zakraselimi krednimi apnenci. Podoben stik lahko sledimo tudi na Kočevskem polju, le da je v osrednjem delu pas triasne dolomita domnevno prekrit s krednimi apnenci roškega nariva, na katerih so odložene v območju Kočevskega polja tudi miopliocenske plasti s premogom.

Planotasto kraško površje v severnem delu zahodno-dolenjskega podolja je nekako od Kureščka (833) in Ahaca pri Turjaku (748) nagnjeno za 30—50 ‰ proti severozahodu k Ljubljanskemu barju in pri Igu potone pod kvartarnimi naplavinami. Proti severozahodu do prečnega Velikega loga ob Rašici so nagnjena tudi Laška slemena, ki so najvišja v predelu med Sodražico in Ortnekom in se proti Rašici znižajo od 760 do 500 m. V isti smeri je proti Rašici nagnjen tudi severni del Ribniške Male gore. Ribniška dolina pa od Žlebiča visi proti Kočevskemu polju, ki je nad nižanim osrednjim delom široko odprto še dalje proti jugovzhodu do Kolpe. Navedene morfološke značilnosti si razlagamo z razporeditvijo in nagnjenostjo grudastih strukturnih enot v želimeljsko-mišjedolski prelomni coni. Hkrati pa v tej razporeditvi odsevajo tudi širše strukturne značilnosti, ki jih bomo spoznali na območju Suhe krajine.

Ribniška dolina je samostojna morfološka enota v zahodno-dolenjskem podolju in se razteza od Žlebiča do Rakitnice in Jasnice. Zaključuje se pravzaprav ob začetku Stojne in na jugovzhodnem koncu Ribniške Male gore. V tem predelu je sicer nekoliko zožen prehod v kočevski del enotnega kraškega

ravnika. Vzhodna polovica Ribniške doline je izoblikovana kot širok vrtačast fluviokraški ravnik ob vznožju Male gore. Na zahodni strani Ribniške doline je ob vznožju strme velikogorske rebri troje nižjih vzdolžnih slemen z vmesnimi plitvimi dolinami. Površinske vode odtekaajo s tega razgibanega površja skupaj s kraškimi vodami izpod Velike gore proti vzhodnemu vrtačastemu travniku, kjer ponikajo v štirih ločenih ponorih brez značilnih slepih dolin. Po A. Meliku (1959, 438) se je vrtačasti ravnik nekoliko dvignil, po I. Gamsu (1973) pa dokazuje dvofazno klimatsko uravnavanje v kvartarju. Melik je po reliefnih značilnostih sklepal, da se vlečejo vzdolž po Ribniškem polju vzporedni prelomi »... ki je z njimi dno kakor razpokano in ki so se posamezne proge med njimi v tektonskem gibanju nekoliko različno ponašale...«. (1959, 438)

Na Kočevskem polju so drobne morfološke in hidrografske razmere prav obratno usmerjene kot v Ribniški dolini (A. Kranjc, 1981; 1972). Dolina Rinže je potisnjena v nekakšen jarek ob vznožju Stojne. V osrednjem



Sl. 3. Strukturni položaj dobrepoljskega ravnika
a — rob ravnika, b — pregibnica, brazda.

Fig. 3. Structural situation of Dobropolje plain.
a — border of the plain, b — bend line, karst denudation furrow.

delu širokega podolja med Stojno in Malo goro je napet hrbet, po katerem poteka vsaj na pliocenskih sedimentih razvodje med Krko in Kolpo. Vzhodni del Kočevskega polja se nadaljuje v širok vrtačast ravnik, imenovan Šahen, še v pretržje Male gore, kjer se odpira nizek svet proti Suhi krajini. Južni del Šahna med Šalko vasjo in Cvišlarji ter Mozljem je nagnjen proti jugozahodu pod vznožje Stojne. Vmes pa je med Klinjo in Šalko vasjo lokalno ponorno območje okrog Željnskih jam, ki se podzemeljsko odcejajo proti Krki, kot so potrdila tudi novejša barvanja (P. Habič, 1988). Sklepni del Kočevskega polja se zoži v ravnik ob Spodnjeloški gori in se na obeh straneh nadaljuje do Kolpe. Stojna se v podaljšku južno od Štalcarjev zniža in razčleni v nizke hrbte in vmesne dole. Vse te reliefne značilnosti so nakazane s strukturnicami.

Dobrepoljski ravnik je izoblikovan v izrazitem jarku med Malo goro in Suho krajino. Od severa se nekako klinasto zajeda in se južno od Strug zoži v ozek predol ob vznožju Male gore. Na severni strani ga zapira Čušperška planota, le proti zahodu je ozek prehod v ponikevski ravnik, ki ga doseže Rašica v razmeroma ozki dolini. Ponikevski ravnik prehaja proti severu v nekaj višji taborski ravnik, ta pa obvisi nad Podlomom pri Spodnji Slivnici nad zahodnim delom Grosupeljske kotline. Dobrepoljski ravnik se razteza čez tri lečaste strukturne enote, ki se ožijo od videmske, prek kompolske, do struške (slika 3). Jugovzhodno od Strug je še lečasti Rapeljski dol, ki se končno stisne v kukutovski predol. Dobrepoljski ravnik se znižuje proti jugu, od 465 m pri Ponikvah, do 410 m pri Strugah. Dno rapljevsko-kukutovskega predola pa se postopno dviguje od 410 m prek 556 m pri Vrbovcu do pretržja Male gore pri Kočevju v višini 480 m. Dno struškega dola kot najnižjega dela dobrepoljskega ravnika je tik ob najvišjem delu slemena Male gore. To je očitno strukturne narave in najbrž neposredna kompenzacija pritiskov ob dobrepoljski prelomni coni. Takšna razlaga je bolj logična od erozijsko korozijske, po kateri naj bi struški dol izoblikovala površinska Rašica. Podzemeljske kraške vode, ki občasno še silijo v Strugah na površje, so imele pomembno vlogo pri izravnavanju površja tektonsko znižane grude.

Strukturna zasnova ravnikov

Ribniško-kočevski, dobrepoljski, delno tudi žužemberški in drugi ravniki v dnu kraških dolov Suhe krajine so tipične kraške uravnave. Za njihovo oblikovanje je bilo bolj kot robna korozija ob stiku z nepropustnim površjem pomembno korozijsko uravnavanje v gladini kraške vode. Po obliki in razporedu ravnikov sklepamo, da so prišli korozijski procesi do veljave le v posebnih strukturnih razmerah, na tektonsko pogreznjenih ali zastajajočih grudah sredi višje dvignjenega sosedstva, ali pa ob bolj zdrobljenih prelomnih conah v plitvem zajezenem krasu.

Za nastanek Ribniško-kočevskega ravnika je najbrž le na videz odločilen stik apnencev s fluvialnim zaledjem, od koder so vode pritekale in naplavlale drobir čez apnence. Razpotegnjenost in položaj ravnika med dvignjenima grudama Velike in Male gore bolj kažeta na uravnavanje tektonsko znižane vzdolžno dinarske grude, v kateri so bile kraške talne vode zajezene. Kraški ravniki so na splošno značilni za zajezeni plitvi kras, v katerem vode silijo na površje

zaradi nepropustnih barrier ali zaradi bližnje erozijske baze. Ribniško-kočevski ravniki so verjetno nastajali pod vplivom Kolpe, pa morda tudi Krke. Podobno velja za dobrepoljski ravniki, ki se je domnevno oblikoval bolj pod vplivom Krke. Prvi je nagnjen proti jugovzhodu za $2 \text{ }^{\circ}/_{00}$, drugi pa za $3,5 \text{ }^{\circ}/_{00}$, saj se zniža na 14 km od 465 na 415 m.

V nasprotju s širokim Ribniškim poljem je dolina Rašice na začetku dobrepoljskega ravnika pri Ponikvah razmeroma ozka. Čeprav bi dobrepoljski ravniki lahko nastajali pod velikim vršajem Rašice, pa druge morfološke razmere dokazujejo, da je oblika ravnika predvsem strukturno zasnovana. Računati moramo tedaj s korozijskim uravnavanjem površja v tektonskem jarku. S tem se sklada tudi Gorica (471) med Vidmom in Malo vasjo.

Različno visoko obdobje je predvsem posledica strukturnih razmer, oziroma diferencirane tektonske dinamike. Oblikovanosti in položaja ravnika namreč nikakor ni mogoče zadovoljivo pojasniti le z erozijsko-korozijskimi procesi v kontaktnem krasu.

Strukturna analiza kaže, da je dobrepoljski ravniki nastal na zastajajočih lečastih gradah dobrepoljske prelomne cone, ob kateri so se sosednje enote dvignile od 100 do 500 m. Na dvignjenih enotah se je nadaljevalo kraško-denudacijsko razčlenjevanje. Na njih prevladujejo kuclji in vegaste police, ki so razbrazdane z vrtačami in kraškimi doli. Na zastajajočih strukturnih enotah pa se je, bodisi pod vplivom naplavin iz nepropustnega sosedstva ali v višini zajezenih voda, nadaljevalo korozijsko uravnavanje. Fluvialne naplavine so najbrž drugotnega pomena, odločilna je bila gladina kraške vode. Do podobnega sklepa sta prišla že A. Melik (1955) in M. Šifrer (1967, 353). Mnenja sta, da je bila skalna podlaga Dobrega polja uravnavana že pred mlajše pleistocenskim nasipanjem pritokov z nepropustnega sosedstva. Šifrer tudi domneva, da je gradivo prve akumulacijske faze v Dobropolju, ki sega do 30 m nad skalno dno, predriške, verjetno mindelske starosti. Vsiljuje se mu domneva, da so pri izdelavi tako razsežnih teras odigrali pomembno vlogo korozijski procesi v pliocenu ob pogostih poplavih, ali na trajno zamočvirjenih tleh.

Doli in predoli v zahodni Suhi krajini

Med dobrepoljsko-struškim podoljem in zgornjo Krko je niz dinarsko usmerjenih hrbtov in vmesnih dolov. Struškemu najbližji in z njim skoraj vzporeden je žvirški dol z ravnim vrtačastim ravnikom v dnu, na nadmorski višini okrog 380 m. Prek nizkega prevala se ta dol nadaljuje v široko dvojno globel s Sečem in Polomom na južni ter s starološkim dolom na severovzhodni strani. Pretežni del vrtačastega ravnika v dnu teh dolov je v višini med 370 in 360 m. Višinski podatki za te in druge dole so v priloženi tabeli. Prvi hrbti nad dnom segajo ob žvirškem dolu v višine nekaj nad 400 m.

Višje stopnjasto obrobje se razteza v višinah med 460 in 480 m. Južni obod ravnika pri Polomu sega celo v višine med 460 in 520 m, kar ustreza višinam v kočevskem pretržju Male gore. V južnem obrobju Starega Loga je izrazita strma strukturna reber, ob kateri se površje vzpenja v Kočevski Rog. To je

Tabela 1. Kraški doli — uvale v zahodni Suhi krajini

St.	Ime	Vd	Vp	Vr	Gp	Gr	D	Š	Š/D	Td	To	Tv	
1	Žvirče	380	415	450	35	70	1,5	1	0,66	v, r	R, P	h, po	
2	Polom-Seč	370	415	460	45	90	3	2,5	0,86	v, r	R, P	h, po	
3	Stari log	360	410	460	50	100	4	1	0,25	v, r	R, P	R, po	
4	Poden	350	400	430	50	80	1	1	1	v, r	R, P	R, po	
5	Ambrus	340	390	415	50	75	2	0,5	0,25	v, r	R, P	R, po	
6	Brezov dol	330	390	420	60	90	1	0,5	0,5	v, d	R, L	po	
7	Visejc	320	390	420	70	100	1,5	0,5	0,33	v, d	R, L	h, po	
8	Jarčji dol	360	380	440	20	80	1	0,7	0,7	v, d	R, P	po	
8a	Ratje	370	380	440	10	70	0,6	0,3	0,5	v, d	R, P	po	
9	Lopata	320	340	430	20	110	1	0,3	0,3		d	R, P	po
10	Pleševica	280	310	380	30	100	1	0,3	0,3	v, d	R, P	h, po	
11	Gradenca	260	310	360	50	100	2	0,4	0,2	v, d	R, P	h, po	
12	Veliko Lipje	260	280	360	20	100	1,3	0,6	0,46	v, r	R, L	po	
13	Malo Lipje	240	310	360	70	120	0,7	0,3	0,43	v, d	R, P	h, po	

OPOMBA: 1 — oznaka na sliki 1, Vd — nadmorska višina dna, Vp — n. m. v. preliva, Vr — n. m. v. roba, Gp — globina pod prelivom, Gr — globina pod robom, D — dolžina, Š — širina, Š/D — indeks zaokroženosti, Td — tip dna, v — vrtačasto, r — ravnik, d — dolasto, To — tip oboda, R — reber, P — predol, L — lokasta reber, Tv — tip površja ob dolu, h — hrbet, po — polica, R — reber.

REMARK: 1 — symbol on the Fig. 1, Vd — bottom's altitude, Vp — overflow a. s. l., Vr — border's altitude, Gp — depth under the overflow, Gr — depth under the border, D — length, S — width, Š/D — roundnesse index, Td — bottom's type, v — doline like, r — plain, d — »dol« like, To — type of the border, R — flank, P — »predol«, L — circled flank, Tv — type of the surface along »dol«, h — ridge, po — step, R — flank.

del prečne vijugaste smuške rebri ob jugozahodnem koncu Suhe krajine. Pri Starem Logu so ohranjeni fluvialni kremenovi peski v višini okrog 400 m. Njihov izvor še ni povsem pojasnjen, domnevamo pa, da gre za ostanek debelejšega ilovnatopeščenega pokrova, ki so ga nanese površinske vode iz okolice Kočevja. Na višji kraški polici med Malo goro in Grintovcem je podobnih fluvialnih naplavin precej manj kot pri Starem Logu. To bi morda lahko pojasnili z lokalnim grezanjem starološkega dola, v katerega so vode odložile več naplavin, zaradi nizke lege pa so se tam tudi bolje ohranile. Podobne ostanke kremenovega proda je M. Šifrer (1967) našel tudi v struškem dolu pri Rapljevem, odložila pa naj bi jih Rašica.

Globel pri Starem Logu je ločena od manjše globeli Poden (360 m) z nizkim pragom, med 400 in 410 m, ta pa se z zavitim predolom mimo Smuke, v višini okrog 430 m, povezuje z dolom pri Lopati (320 m). Onkraj nizkega prevala severno od Lopate (340 m) pa ta prečni predol obvisi nad skoraj 100 m globljim velikolipenskim dolom, ki se le dobrih 30 m višje prevali v še 20 m nižji malolipenski dol. Ta je prek prevala v višini

310 m povezan z gradenskim dolom. Nad njim pa je preval v višini 360 m med Trškim hribom (508) in Pleševico (523), ki se odpira v žužemberško podolje dobrih 80 m nad budganjskim ravnikom ob zgornji Krki.

Po tem opisu vidimo, da so v južnem delu Suhe krajine široki ploski kraški doli povezani z ožjimi predoli, nekakšnimi suhimi dolinami. Razporejeni so ob vzdolžnih in prečnih strukturnicah. Dna teh suhih dolin so 20 do 80 m nad dnem kraških dolov. V splošnem pa se prevali in doli stopnjasto znižujejo ob ribniško-kočevskega ravnika do zgornje Krke, kot je prikazano na sliki 2. Za fluvialno ali fluviokraško oblikovanje predolov med posameznimi hrbti Suhe krajine je le malo dokazov. Toda kremenove prodnike na polici med malo- in velikolipenskim dolom, v višini okrog 310 m, so nedvomno odložile površinske vode, enako kot pri Rapljevem in v Starem Logu. Ti sledovi nakazujejo nedanje površinsko pretakanje voda po zavitih, strukturno zasnovanih predolih Suhe krajine. Izvor kremenovega proda sicer še ni zanesljivo pojasnjen; podobnega smo našli tudi pri Dvoru na prvi terasi ob Krki v višini okrog 200 m, po sestavi pa se te naplavine razlikujejo od naplavin nad Stavčjo vasjo pri Dvoru, ki jih omenja A. Melik (1955). Najbrž izvira kremen iz permskih kremenovih peščenjakov, ki so ohranjeni še v obsežnem hrbtu Šibje pri Mozlju. Ni pa izključeno, da je kremenov prod v Suhi krajini tudi iz sorodnih peščenjakov, ki jih najdemo v povodju Rašice.

Najnižja reliefna vrzel v stranski rebri nad dolino Krke je pri Gradencu. Preval je 120 m više od najnižjega dola pri Malem Lipju in skoraj 150 m nad ravnikom ob Krki pri Dvoru; pri Laščah je preval le 15 m, pri Pleševici pa 20 m višji od gradenskega. Le malo je verjetno, da so doli, oziroma lokalne poglobitve v vzdolžnih in prečnih predolih Suhe krajine neposredna posledica tektonskega grezanja, zato moramo njihovo poglobljanje pripisati kraškemu procesu v bolj pretrtih, razpokanih in zdrobljenih conah. Kraško poglobljanje najbrž ni potekalo enakomerno, ampak intenzivnejše v posameznih časovnih fazah pa tudi različno glede na propustnost podlage.

Poglejmo še nekoliko nazaj v osrednji del zahodne Suhe krajine, kjer je najprostornejši ambruški dol s širokim ravnim in vrtačastim dnem v višini okrog 340 m. Najnižji prevali vodijo iz njega v višini med 390 in 415 m. Ambruški dol leži v osrednjem znižanem pasu med vzdolžnimi dinarskimi hrbti Suhe krajine. S severne strani ga zapira Korinjska planota in na vzhodni Kamenska, vmes pa je ozek predol s prevalom v višini 415 m, ki obvisi nad dolino Krke pri Globočju. Južno od Ambrusa je ozek vzdolžni predol med dvema hrbtoma v smeri proti žvirškemu dolu s prevalom med Debelim (628) in Jesenovim hribom (687) v višini okrog 450 m. Ambruški dol se podaljšuje proti Primči vasi, nato pa zoži in zviša v smeri proti Višnjam s predolom v višini okrog 380 m proti Jarčjem dolu in Ratju. Dno tamkajšnjega dola je v višini 360 m.

Med Hinjami in Seli je kopasti hrbet z vrhovi v višinah 480 m in vmesnimi prevali med 400 in 440 m. Ta hrbet loči severno skupino dolov od južne. Vzhodno od ambruškega dola je, onkraj prevala v višini 390 m, lepo oblikovan ovalni Brezov dol z dnem na 330 m. Najnižji prehodi iz njega so proti Pleševici med 380 in 390 m. Le 30 m visok preval loči Brezov dol od Visejskega dola z dnem na 320 m in obrobno polico v višinah med 420 in 480 m.

Visejski dol s 70 in 100 m visokim obodom spada med najgloblje kraške dole v Suhi krajini.

Tretji ali vzhodni niz dolov v Suhi krajini povezuje globeli od pleševskega dola (280 m), prek gradenskega (260 m) in do že omenjenega malolipenjenskega dola (240 m). Ta niz predstavlja najglobljo vzdolžno zajedno v Suhi krajini. Kraško poglabljanje je vezano na izrazito prelomno cono, kraški odtok pa je bil možen zaradi grezanja podolja ob zgornji Krki. Vzdolžni predol v tem nizu dolov je najožji med Vrhunskim kucljem (562) in Pleševico (523) in globok od 200 do 250 m. To bi bila že kar globoka rečna dolina v normalnem svetu. Tu pa gre najbrž za sestavljeno denudacijsko fluviokraško in kraško vrzel, ob izraziti prelomni coni, ki je nekako vzporedna z žužemberškim prelomom.

Položaj kraških dolov in predolov

S pomočjo sestavljenega vzdolžnega in prečnega prereza (sl. 2) lahko primerjamo višinski položaj dolov, prevalov med njimi ter police in hrbte okrog njih. Dna dolov se v prečni smeri stopnjasto znižujejo od Ribnice (480 m), prek Strug (420 m), Žvirč (380 m), Ratja (360 m), Visejca (320 m), Gradenca (260 m) do vrtačaste skalne police nad Krko (220 m). Dna kraških dolov v osrednji Suhi krajini so precej skladna z navideznim strmcem podzemne kraške vode med Ribniškim poljem in Krko. Na razdalji 9 km se znižajo za 290 m, strmec znaša tedaj 32 ‰. S poglobitvijo kanjonske struge Krke za 20 do 30 m so ostala dna dolov od 20 do 60 m nad današnjo gladino podzemne vode.

V Strugah se še vedno pojavljajo poplave. Najvišje nad recentno gladino kraške vode je ostalo dno Jarčjega dola pri Ratju, najbolj pa se je približalo današnji gladini dno malolipenskega dola kot najnižje ležeče dno od vseh kraških dolov Suhe krajine. Na bližino podzemne kraške vode opozarja tudi visokovodni izvir Šice pri Dvoru. V Bobnovi jami pri Stavči vasi se prelije Šica na površje v višini okrog 200 m ali dobrih 20 m nad gladino površinske Krke.

Če bi Krka še danes tekla po ravniku nad kanjonsko strugo v višini med 210 in 220 m pri Žužemberku, bi kraška voda ob enakem strmcu, kot ga ima sedaj, vsaj občasno poplavljala kraške dole v Suhi krajini. S takšnimi hidrološkimi razmerami pa smemo računati v času pred poglobitvijo Krke. Potemtakem so se ploske ravnice v dnu kraških dolov lahko oblikovale v višini kraške talne vode. S tem se skladajo zlasti ravniki v dnu dolov, pa čeprav so precej ožji in krajši od sorodnih ravnikov v Ribniški dolini ali v Dobrepolju. Po znižanju gladine kraške vode, ki je sledilo poglobitvi površinske Krke, so dna dolov postopoma zakrasela, na nekdanji poplavni ravnici pa so se razvile vrtače. Podoben morfološki razvoj je verjetno potekal tudi v dolih vzhodno od Krke, kjer se občasno še prelivajo kraške vode na površje, kot na primer v Lučkem dolu in Globodolu (I. G a m s, 1959, 1987).

Podobno kot dna dolov lahko primerjamo tudi prevale med njimi in police ob njih z navideznim strmcem voda med Ribniško dolino in Krko. Pokažejo se podobne skladnosti, zato upravičeno domnevamo, da so tudi pri oblikovanju

teh oblik sodelovale površinske vode v zajezenem plitvem krasu. Vsakokratno poglobljanje in razčlenjevanje je seglo le do gladine kraške vode. Učinkovito pa je bilo v bolj propustnih in zdrobljenih conah.

Značilno je tudi stopnjasto zniževanje dolov v vzdolžni dinarski smeri proti jugovzhodu. Izraženo je v vseh treh nizih od Žvirč, Ambrusa in Pleševice. V osrednjem pasu se znižajo dna dolov od Ambrusa (340), prek Visejca, do velikolipjenskega dola za 80 m, ali s povprečnim strmcm $8 \frac{0}{100}$, v vzhodnem nizu pa od pleševiškega do malolipenskega dola za 40 m in s podobnim strmcm. Nad pleševiškim dolom je v smeri proti Brezovemu dolu polica v višini med 330 in 350 m, ki bi lahko bila del dna prvotnega pleševiškega dola, ta se je kasneje poglobil le v ožjem osrednjem delu. Dvofazno kraško poglobljanje je pri drugih dolih manj izrazito. Stopnjasto nižanje dolov v vzdolžni smeri je skladno s strmcm Krke med Zagradcem in Dvorom.

Morfološka analiza obrobja dolov in polic nad njimi pa ni preprosta. Težko je namreč določiti genetsko primerljive enote. Pri iskanju višinskega položaja izhodiščnega površja, v katerega so doli poglobljeni, si pomagamo s hipsografskimi primerjavami. Izohipsa 400 omejuje tri ločene globeli, imenujemo jih višnjanska, lipenska in polomska. Prvotna višnjanska globel med Ambrusom, Ratjem, Visejcem in Brezovim dolom je odprta proti Krki in proti lipenski globeli. Polomska globel od Žvirč do Starega loga in Podna je zaprta v višini prevala (430 m) proti lipenski globeli. S to hipsografsko podobo pa se zabrišejo drobnejše strukturne značilnosti. Nakazujejo jih morfološke razlike med višnjansko, polomsko in lipensko globeljo.

Planotasto kraško površje na obrobju dolov v višinah med 460 in 480 m je morda ostanek prvotne ravnote, v katero so se začeli poglobljati doli. Ohranjena je naolicah ob dolih in v kopastih vrhovih med njimi. Le-ti so značilno mrežasto razporejeni (P. Habič, 1981). Iznad tega površja se dvigajo le trije vzdolžni hrbti, piheljski zahodno od Žvirč, višanjski južno od Višenj ter pleševski južno od Krke. Police v višinah teh hrbtov so ohranjene med Strugami in Žvirčem ter zahodno in severno od Ambrusa na obrobju Korinjske planote.

Izhodiščnega površja, ki naj bi ga zajelo postopno kraško razčlenjevanje v osrednjem delu Suhe krajine, na ta način ne moremo zanesljivo ugotoviti. Vršni kuciji segajo namreč različno visoko, vsi pa prehajajo v nižje police, ali pa v globlje zareze predole, ponekod kar neposredno v dna najglobljih kraških dolov. Starejši ravniki je na primer ohranjen okrog velikolipenskega dola. V isti ravniki je poglobljen tudi dol pri Lopati, katerega dno je 60 m nad dnom lipenskega dola. Pleševiško-gradenški dol ima na vzhodnem obrobju strmo sklenjeno reber brez polic od vrha do dna. Okrog velikolipenskega dola pa so razvrščene štiri različno visoke police (na 320, 370, 430 in 480 m), kar je morda znak štirifaznega zniževanja in kraškega poglobljanja površja Suhe krajine.

Podobno so tudi ob visejskem dolu ohranjene štiri stopnje (320, 360, 420, 480 m). Ambruški dol ima na južni strani enotno reber med 340 in 607 m, na severni strani pa so nad dnom še tri police na 390, 460 in 500–530. Žvirški dol ima police na 420, 480 in 560 m, polomski dol pod Hinjami pa na 420, 470 in 520 m. Koliko so navedene hipsografsko morfološke značilnosti posledica ekso-genih ali endogenih dogajanj, bodo lahko pojasnile le podrobnejše študije.

Iz prereza (sl. 2) in strukturne karte (priloga 1) vidimo, da je v ožjem območju Suhe krajine zgoščena mreža strukturnic. Na razdalji 10 km med dobre-poljskim in žužemberškim prelomom jih je več kot 10 in ob njih so nanizani vzdolžni hrbti ter doli osrednje Suhe krajine. Strukturnice so očitno tektonske narave in ob njih moramo računati tudi z nekakšnimi tektonskimi premiki, ki dajejo reliefu poseben pečat. Kot posebna strukturna enota se kaže osrednja Suha krajina tudi v sestavljenem vzdolžnem prerezu. V tem preseku je prikazano površje med Grosupeljsko kotlino in Kočevskim Rogom po dveh, približno vzporednih črtah: a) čez Višnjansko planoto do izvira Krke in ob njej do Soteske ter b) čez Lučki dol, Korinjsko planoto, prek Ambrusa in Visejca do Lipja ter do vrha Sv. Petra (888) v severnem delu Kočevskega Roga.

Prikazane so različne reliefne enote, ki so podobno kot v prečnem preseku strukturno zasnovane in tektonsko različno dvignjene ali spuščene. Predstavljeni so večji reliefni sklopi, ki jih glede na višinski in prostorski razpored geomorfološko pojasnimo lahko le z diferencirano tektonsko dinamiko. Na morfostrukturni karti so prikazani različni bloki ali grude, ki so omejene in razporejene v skladu z domnevnimi prelomi in tektonskim premikanjem, pri čemer je bilo erozijsko korozijsko modeliranje drugotnega pomena. To velja tudi za izražene višinske razlike med posameznimi strukturnimi enotami.

ŽUŽEMBERŠKO PODOLJE IN DOLINA ZGORNJE KRKE

Po geoloških podatkih poteka žužemberški prelom in delno tudi nariv (U. Premru, 1982) od Ljubljanske kotline po vzhodnem obrobju Grosupeljske kotline, ob Krki proti Dolenjskim Toplicam in dalje čez Črmošnjice v Belo krajino. Grosupeljsko kraško polje se nam na tej strukturni coni kaže kot posebna sestavljena tektonska globel. V višjem južnem obrobju se sicer nadaljujejo strukturne prvine, ki jih komaj zasledimo v samem dnu polja. Od zahoda proti vzhodu so med hrbti (turjaškem, čušperškem in višnjanskem) razvrščeni doli (lipljenski, radenski in lučki), ki jih prekinja prečno hočevsko podolje med Rašico, Ponikvami in Krko. S to prečno vrzeljo se, kot že omenjeno, začneja morfostrukturna enota zahodne Suhe krajine. Vzporedno z njo pa je od omenjenega prečnega podolja dalje poglobljeno žužemberško podolje z dolino zgornje Krke. Dolina zgornje Krke je od izvirov do Soteske samostojna morfološka enota, dober kilometer široka in 25 km dolga, poglobljena v žužemberški prelomni coni. Na zahodni strani jo omejuje do 300 m visoka stranska reber, na vzhodni pa precej nižja, od 50 do 100 m visoka žužemberška reber, ki le ob robu Ajdovske planote sega 400 m nad strugo Krke. Nad Sotesko se nasproti Ajdovske planote vzpenja stranska reber 800 m visoko v Kočevski Rog.

Nad izviri Krke se podolje zaključuje s prečno gradiško-znojilsko rebrijo in ob njej je na zahodni strani stopnjasti hočevski predol med Ilovo goro in Korinjsko planoto. Vzhodno od izvirnega zatrepja Krke je nizko žužemberško reber prerezala Višnjica in tam se je izoblikoval zložen prehod proti Muljavi. Po reliefnih značilnostih sklepamo, da je podolje izoblikovano v pravem tektonskem jarku, saj ni zanesljivih sledov o povsem fluvialni zasnovi doline ob zgornji Krki. V tem se naši pogledi in izsledki razlikujejo od Melikovih

(1931, 69), ki je našel dve dvojni rečni terasi v ožjem delu podolja, višje terase pa je zasledoval tudi vzhodno od žužemberške rebri. Razlikujejo pa se tudi od G a m s o v i h (1984; 1987), ki domneva, da se je po dolini Krke odtekala Paleoljubljana.

Površinske vode so sicer sooblikovale površje v strukturnem jarku, podobno kot tudi izven njega, vendar različno vzdolž in poprek. V morfološkem pogledu lahko namreč podolje razdelimo v tri dele. Prvi je med izviri in Zagradcem, drugi sega od Zagradca do Dvora, tretji pa od Dvora do Soteske. Delno se te enote prilagajajo morfostrukturnim enotam na obeh straneh podolja, bolj sicer onemu na vzhodni kot na zahodni strani, vendar se z njimi ne skladajo v celoti. Od izvira do Podbukovja teče Krka po 200 do 300 m široki naplavljeni ravnici v višini okrog 270 m. Ob njej je na obeh straneh okrog 10 m višja skalna terasa. Najvišje vegaste police ob vnožju višjih strmih rebri pa so okrog 30 m nad strugo Krke.

I. G a m s (1987, 84) je mnenja, da si Krka v tem delu ni izoblikovala kanjonske struge zaradi lokalnega grezanja. Pri Virju pod Gabrovčecem pa se začenja ozka reber Krke. Nad njo sta ohranjeni le zgornji dve zakraseli polici. Pri Zagradcu se podolje razširi, ker je stranska reber tu, domnevno ob prečnem prelomu, bolj odmaknjena kot pod Korinjsko planoto. Pomemben je tudi strukturno pogojeni zasuk Krke bolj proti vzhodu, s katerim se reka približa žužemberški rebri. Na desni strani kanjonske doline ostane širša, bolj razgibana polica. Med Draščo vasjo in Žužemberkom je najvišja polica v podolju ohranjena le v širokem kopastem hrbtu sredi podolja. Južno od Šmihela pa tja do Budganje vasi je izoblikovan tipičen kraški ravnik, ki sega prav pod vnožje stranske rebri. To vrtačasto površje ustreza po višini drugi terasi, ki je ob debri Krke severno od osrednjega hrpta zelo ozka.

Med Žužemberkom in Dvorom oziroma med Stransko in Stavčjo vasjo je razmeroma širok hrbet Brezja (274), ki ga od stranske rebri loči ozek predol s prevalom na 240 m, od žužemberške rebri pa kanjon Krke. Na tem hrbtu, kot ostanku najvišje police v podolju, so na Pogankah nekdaj kopali glino, pomešano s kremenovim prodrom. Njen izvor je za geomorfologe še vedno uganka, ki jo omenja že A. Melik (1955, 115). Pri Stavči vasi preide Brezje v širok ravnik druge terase, ki je na obeh straneh kanjonske struge Krke v višini med 200 in 210 m. Ravnik se proti Soteski zoži in končno povsem izgine ob strmih rebreh Ajdovske planote in Kočevskega Roga. Krka je v dvorski ravnik pogobljena za 30 m v obliki ujetega meandra, kar kaže na nekdanje relativno zastajanje te strukturne enote pred hitreje dvigajočim se pragom v Soteski.

Z ravnikom pri Dvoru se dejansko sklene žužemberško podolje. Ob vsej zgornji Krki sta nad strugo izoblikovani dve razgibani in zakraseli skalni polici, samo v spodnjem delu med Dvorom in Sotesko je izoblikovana le nižja polica. Morda je bila višja odstranjena ob izdatnejšem bočnem vrezovanju pred Sotesko, ali pa je lokalno grezanje v zoženi prelomni coni pripomoglo k tolikšni izravnavi. A. Melik (1931, 69) je primerjal teraso okrog Sadinje vasi, v višini 250—255 m, ter kope pri Trebči vasi, v višini 265 do 270 m, s približno enako visokimi policami in kopami na desni strani Krke nad Stavčjo vasjo. Spremljal pa je tudi višje terase ob Krki, v višinah 300—320, 350—360 in še višje, okrog 390—420 m, ko se mu slika v površju temeljito spremeni in

ga drugačna situacija postavlja pred nove probleme. Vse te police skuša razložiti s fluvialno erozijo in z nekdanjo rečno mrežo, ki je zapustila terase v različnih višinah. Ker ne najde fluvialnih reliefnih oblik, usmerjenih z današnjo Krko, sklepa, da se je morala v Krški dolini izvršiti važna sprememba glede usmerjenosti glavne reke. To spremembo pa danes vidimo v različni razlomljenosti in tektonski premaknitvi posameznih strukturnih enot.

Dvorskemu ravniku ob Krki je morfološko zelo podoben ravnik pri Sadinji vasi, ki pa je očitno premaknjen ob žužemberškem prelomu za 40 do 50 m višje. Brezju nad Stavčo vasjo je podobno sosednje površje med Sadinjo vasjo in Cvilbljem pri Žužemberku. Podobne so celo višinske razlike med nižjimi in višjimi policami na obeh straneh žužemberške rebri. Precejšnja morfološka skladnost je tudi med podoljem ob Krki in površjem vzhodno od njega med Žužemberkom in vznožjem Brinove rebri, ob kateri se začenja dvignjena strukturna enota Kremenjeka. Vse kaže, da je bilo to prvotno enotna uravnava, ki je bila šele kasneje razlomljena in različno premaknjena. Ob Krki se je podolje pogreznilo oziroma zastalo za dobrih 40 m. V to zastajajočo strukturno enoto pa je Krka poglobila svojo kanjonsko strugo verjetno iz podobnih vzrokov kot druge površinske reke v Beli krajini in tudi sicer po celotnem Dinarskem krasu.

Po morfoloških razmerah ob zgornji Krki sklepamo, da se je najprej začelo dvigati območje zahodne Suhe krajine, ob prelomih, ki jih nakazuje stranska reber. To dviganje je zajelo grude osrednje Suhe krajine, ki pa so zastajale za Kočevskim Rogom in Korinjsko planoto. K tej generaciji višje dvignjenih enot spadajo tudi Višnjanske planote. Podobno kot je zastajala zahona Suha krajina, pa je zastajal tudi osrednji del planote vzhodno od Krke. Na severozahodu je zastajanje prekinjeno z Muljavsko-stiškim podoljem, na jugovzhodu pa z dobrniškim, saj je skrajni jugovzhodni del Ajdovske planote, podobno kot Rog na zahodni strani Krke, ves čas pridobival na višini, vendar je za Rogom zaostal za 400 m. Okrog Kremenjeka se je nekaj časa enotno oblikovalo celotno površje vzhodno od stranske rebri med povirjem Krke in Dvorom. Šele v mlajši fazi pa je prišlo do relativnega zastajanja ožjega pasu ob Krki, ki je omejen z žužemberško rebrijo.

Kraško površje med Višnjico, Temenico in Krko je Melik (1931, 73) imenoval vzhodna Suha krajina, to pa kar nekako v zadregi, ker za ta predel ni imel drugega skupnega imena. Morfološko in strukturno se razlikuje od zahodne Suhe krajine. Po strukturi ji je podobno tudi južno in vzhodno obrobje Grosupeljske kotline, ki prehaja v Višnjanske planote. Osrednji del vzhodne Suhe krajine obsega stiško-muljavsko podolje in dolino Višnjice, Kremenjek in Trebanjsko ter Ajdovsko planoto. Osrednji del vzhodne Suhe krajine med Hrastovim dolom in Dobrničem morfološko ni enotna planota. Razčlenjena je namreč v tri višje kovke oziroma grmade, kot so Lisec (565), Kozjak (456) in Kremenjek (570) s Šumberkom (540). Vmes pa so tudi globlji doli od Hrastovega, Podšumberškega, Dobrniškega in Globodola do onega pri Mirni Peči. V severnem in zahodnem obrobju Kremenjeka sta dve sorodni morfološki enoti, in sicer nižji šentviški (340—360 m) ter višji bojanski ravnik (360—400 m).

Med Muljavsko dolino in Grosupeljsko kotlino so razlomljene štiri višje planote, ki jih po Višnji Gori imenuje I. Gams (1987) Višnjanske planote.

To so: Metnajska planota (694 m) med povirjem Temenice in Stiškim potokom, Leskovška planota (722 m) med Stiškim potokom in Višnjico, Kriška ali Višnjanska gora (630 m) med Višnjico in Lučkim dolom ter Ilova gora (606 m) med Lučkim dolom in Radenskim poljem. Zahodno od Lučkega dola pa je še hrbet Čušperka (669 m), ki meji na taborski ravnik med Grosupeljskim poljem in Dobropoljem. Omenjene morfološke enote obkrožajo osrednjo Suho krajino in skupaj z Grosupeljsko kotlino ter Turjaškim hrbtom in Goljansko planoto¹ nad Želimeljsko dolino zaključujejo severno Dolenjsko na prehodu v Ljubljansko kotlino in v Posavsko hribovje. Razen Želimeljšice se vse območje z nizom ločenih ponikalnic podzemeljsko odteka proti Krki.

Dosedanje geomorfološke in hidrografske raziskave tega predela so zadele na razmeroma trd oreh, ko so skušale razvoj reliefa razložiti z zakonitostmi fluvialne erozije, različnimi pretočitvami in postopnim zakrasevanjem (A. Melik, 1931). Tudi novejši prikaz razvoja tega dela zahodne Dolenjske (I. Gams, 1987) vsebuje še vrsto odprtih vprašanj. Predvsem je vprašljiva zamisel o vlogi Paleoljubljanice pri oblikovanju Grosupeljsko-šentviškega ravnika in zatrepnega Radenskega polja. Dokazovanje tega bo zahtevalo precej podrobnega morfološkega dela. Bojim pa se, da bi bil trud zaman, ker ni trdnih opor za takšno rekonstrukcijo morfogenetskih dogajanj. Bolj smiselne se mi zdijo analize neotektonske dinamike in morfostrukturnih prvin v severnem obrobju celotne Suhe krajine.

MORFOSTRUKTURNE ZNAČILNOSTI MED SUHO KRAJINO IN LJUBLJANSKO KOTLINO

Goljansko-smrjenski ravnik na obeh straneh Želimeljšice je sicer razčlenjen na posamezne kucle in ravnate ob njihovem vznožju, v celoti pa je nagnjen proti Ljubljanskemu barju ter v skrajnem severnem delu tudi prelomljen in pogreznjen. Nagnjenost tega ravnika lahko spremljamo po kuclih od Kureščka (826), Goleca (767), Vršiča (657) do Pungrta pri Igu (366), ali od Osolnika (721), Vrha nad Visokim (632), prek Rogatca (622) do Strmca nad Klado (481), Sarskega (411) in do Kremenice (317). Povprečen strmec v prvem nizu znaša 50, v drugem pa 30 ‰. Vzhodno od Želimeljske doline so podobno razvrščeni kucle od Sv. Ahaca (748), Sv. Petra (580), Vrzeka (568), Brezovskega hriba (489) do Pijavskega hriba (375). Povprečno je to površje nagnjeno za 50 ‰. Ob zahodnem robu tega, delno fluvialno razčlenjenega ravnika poteka mišjedolski prelom, ob njem pa je zahodni blok velbasto izoblikovan v kopasto dolastem površju Mokra (1059) in je do 300 m višje dvignjen.

Vzhodna meja smrjenskega ravnika ni izrazita, poteka pa nekako med Turjakom in Drenikom pri Pijavi gorici, oziroma med Ponikvami in Hudo Polico pri Šmarju. Tu čez naj bi potekal dobropoljski prelom. V prvotno uravnavo je v zdrobljene in manj prepustne triasne in jurske kamnine poglobila Želimeljšica svojo dolino. Njena erozijska moč v obrobju Barske kotline je omogočila pretočitev levih pritokov Rašice le pri Turjaku med Čatežem in Laporjem.

¹ To ime za planoto okrog Golega je uporabljal A. Melik.

V vzhodnem delu so smrjenski ravniki razrezali pritoki Bičja, Sevnika in Vinščka, ki se zarezujejo v zahodno obrobje Grosupeljske kotline. Z obrobja Barja so ta ravniki načeli potoki pri Škofljici in Pijavi Gorici. Prvotno ravniško površje med Grosupeljsko kotlino in Ljubljanskim barjem lahko sledimo po policah in slemenih med Smrjenami in Vinom v višini med 400 in 480 m ter pri Hudi Polici med 370 in 400 m. To je po mojem mnenju prvotno površje ravnika na prehodu iz Ljubljanske kotline proti Dolenjski. Nižji preval pri Šmarju je vsekakor mlajšega denudacijsko korozijskega nastanka na obrobju pogreznjene Grosupeljske kotline. Podobne višinske razmere kažejo tudi kuciji in police v osrednjem delu Grosupeljske kotline. Njeno naplavljeno dno v višini med 325 in 330 m je očitno poglobljeno v prvotni ravniki. Morfološke in hidrografske razmere v dnu Grosupeljske kotline so potemtakem posledica mlajšega razvoja (D. Meze, 1981), ki je potekal v skladu s tektonskim grezanjem in erozijsko korozijskim oblikovanjem plitvega in pretočnega krasa v celotnem povirju Krke.

Južno obrobje Grosupeljske kotline je strukturno precej razčlenjeno. Na prehodu proti Suhi krajini so izražene štiri stopnje nad dnom polja. Pri Ponovi vasi je dno v višini med 325 in 327 m, prva višja polica pri Mali vasi pa v višini 392 m. Približno v tej višini so ohranjeni ostanki prve police še v Slivniškem hribu (379) in Ježi (389) med Brezjem in Ponovo vasjo. Naslednjo višjo stopnjo predstavljata Gradišnica (497) in Gradišče (486), še višje Veliki Ostr (528), Kremenica (521) in Medvedica pri Lipljah (520). Južno od Limberka (687) pripadajo tej polici Vodice (579) in Puhov hrib (560). Najvišji vrhovi na južnem obrobju Grosupeljskega polja pripadajo četrti stopnji in segajo v višine nad 650 m (Jelovec 666, Limperk 687, Čušperk-Stari grad 669 m).

V tem stopnjastem površju so med že omenjenimi planotami trije vzdolžni predoli oziroma ozki ravniki. Med Ponikvami in Grosupeljskim Taborom je taborski ravniki. Ob njegovem zahodnem obrobju so poglobljene doline lipenskih ponikalnic, sicer pa je površje uravnano v višinah med 480 in 500 m. Ravniki so razčlenjeni z gostimi vrtačami; v tej morfološki enoti je tudi znana Županova ali Taborska jama (R. Gospodarič, 1987).

V drugem predolu je izoblikovano Radensko polje. Po kucijah (Kopanj 392, Dobje 382, Boršt 391) v dnu in strmih rebreh sklepam, da je Radensko polje prav tako strukturno zasnovano in tektonsko znižano kot dno Grosupeljske kotline. V južnem nadaljevanju Radenskega polja prehaja radenski predol proti Mali Ilovi gori (491), kjer se veže na hočevski prečni predol med Krko in Dobrepoljem s policami in kuciji v višinah med 480 in 520 m.

Tretji predol v južnem obrobju Grosupeljske kotline se začne nad Žalno in nadaljuje v Lučkem dolu, onkraj njega pa pri Ravni gori obvisi nad dolino Krke. Lučki predol je podobno kot celotno vzhodno obrobje Grosupeljske kotline med Žalno in Polico bolj dvignjen, vendar v sredini usločen do poplavne ravnice. Lučki dol so kraške vode podobno oblikovale kot druge dole Suhe krajine. Od suhih dolov se razlikuje le po občasnih poplavih. Uravnjeno skalno dno Luškega dola pokrivajo debelejšje plasti ilovnatopeščenih naplavin, ki so jih tam odložile kraške vode iz Radenskega polja in Grosupeljske kotline. Izvor naplavin je mogoče ugotoviti po petrografski sestavi, saj v peščenih frakcijah

zasledimo drobce karbonskih, permskih in triasnih peščenjakov ter laporjev, ki jih podzemeljske vode prinašajo iz povirja Rašice in iz Grosupeljske kotline.

Radenščica, kot imenujejo domačini občasni tok v Lučkem dolu, je vrezala v naplavine dve terasi, v jugovzhodnem delu pa je poglobila strugo tudi v karbonatno podlago, v kateri so številni požiralniki. Morfološke in hidrografske razmere na Radenskem polju in v Lučkem dolu dokazujejo omejeno prepustnost med južnim obrobjem Grosupeljske kotline in Krko. K temu so očitno precej prispevale kvartarne naplavine, pa tudi udori, ki so zasuli pritočne rove (R. Gospodarič, 1973; I. Gams, 1987). Požiralniki na Radenskem polju so v višini okrog 325 m, visoke vode v Lučkem dolu dosežejo višine med 300 in 310 m, izviri Krke pa so v višini okrog 275 m. Strmec podzemeljske vode ni enoten in znaša od 4,3 do 10 ‰.

Omejena prepustnost v kontaktnem krasu na severnem obrobju Suhe krajine je odločilno vplivala na mlajši morfološki in hidrografski razvoj Grosupeljskega polja ter Žalenskega in Lučkega dola, verjetno pa tudi na oblikovanje doline Višnjice, Šentviško-dobske uvale in kraških dolov v osrednjem delu vzhodne Suhe krajine od Hrastovega dola, Podšumberških dolov, Roženpoljskega in Knežjevaškega dola, prek Dobrniča do Globodola in Mirnopeške doline. V vsem tem predelu se je najnižje površje oblikovalo pod vplivom zajezenih kraških voda. V pogreznjenih strukturnih grugah so prevladali korozijski procesi. Nastali so ravniki v dnu kraških globeli, značilnih prav za ta plitvi kras. Debelejše plasti ilovnatih naplavin so sprane, bodisi z obrobja, ali pa odložene iz poplavnih voda. Ravna nasuta dna v kraških dolih spominjajo na miniaturna kraška polja, ki vabijo k nadaljnjemu preučevanju.

PREGLED DOGNANJ

Raziskava je bila opravljena po programu Inštituta za raziskovanje krasa ZRC SAZU. Z izpopolnjeno metodologijo strukturnega preučevanja kraškega reliefa (P. Habič, 1982; 1984; 1986) sem v letih 1987 in 1988 preučeval kraške reliefne značilnosti zahodne Suhe krajine. S tem se je naše preučevanje kraške Slovenije razširilo od Primorske prek Notranjske na Dolenjsko. Postopno se torej bližamo cilju, da bi ves slovenski kras primerjali po reliefnih sestavinah in strukturi z enotnega geomorfološkega vidika.

Po poteku strukturnic, brazd in razorov ter razporeditvi vzpetin, ravnin in globeli smo opredelili posamezne strukturne in morfogenetske enote na območju Suhe krajine in v njenem ožjem sosledstvu, ki pripada osrednjemu dolenjskemu krasu v NW Dinaridih. Kraško površje se v drobnem in po morfoloških enotah precej razlikuje od onega na višjih kraških planotah Notranjske in na matičnem Krasu. Razlike izhajajo iz različne geološke podlage in litološke sestave, predvsem pa so posledica nekoliko drugačnega sklopa eksogenih in endogenih preoblikovalnih procesov od pliocena dalje. V strukturnem pogledu je pomemben zlasti položaj Suhe krajine na obrobju, oziroma stiku alpskega, panonskega in osrednjega dinarskega gradbenega sistema; v vsakem se nekoliko drugače kažejo posledice mlade tektonske dinamike.

V reliefu zahodne Suhe krajine so poudarjeni vzdolžni dinarski reliefni elementi, ki jih predstavljajo kraške rebri, hrbti in podolja, ravniki, doli in predoli. Vzdolžne strukturne prvine v reliefu so s krajšimi prečnimi razčlenjene na manjše ali večje strukturne enote (sl. 1, pril. 1). Tako kot v vzdolžnih se tudi v prečnih reliefnih prvinah kaže vpliv mlade tektonske razlomljenosti (sl. 2, 3).

Celotno območje je zgrajeno iz serije karbonatnih, apnenčastih in dolomitnih kamnin triasne, jurske in kredne starosti. V manjši meri je relief izoblikovan na nepropustnih skrilavcih in peščenjakih karbonske, permske in triasne starosti ter na krednih in eocenskih laporjih. Na teh kamninah so ponekod ohranjene krpe miocenskih in pliocenskih sedimentov. Posteoceanske orogene faze so dale geološki zgradbi pglavitni pečat. Gubanju in narivanju je sledila disjunktivna tektonika, ki je strukturne razmere še bolj zapletla (S. Buser, 1974; 1984; U. Premru, 1976; 1982). Oživiljena tektonska aktivnost od zgornjega pliocena do geološke sedanjosti je zapustila v reliefu pomembne sledove.

Na strukturne prvine v reliefu Dolenjske, in še posebno v kraškem površju Suhe krajine, so opozorila že starejša geomorfološka preučevanja (A. Melik, 1931; 1955; 1959; M. Šifrer, 1967; 1970; 1984). Še večji pomen pa pripisujejo lokalnim tektonskim premikom v postpliocenskem geomorfološkem razvoju dolenjskega krasa novejša študije (I. Gams, 1984; 1987; P. Habič, 1984 a; A. Kranjc, 1981). Zapletena geološka zgradba, zaporedne faze lokalnega in splošnega tektonskega dviganja ali grezanja ter časovne in prostorske menjave fluvialnega, fluviokraškega in kraško denudacijskega preoblikovanja so izoblikovale zelo sestavljeno reliefno podobo, ki jo le s težavo razčlenjujemo na posamezne geomorfološke enote in morfogenetske faze.

Različna geomorfološka izhodišča nujno vodijo k raznovrstnosti in tudi neskladnosti razlag in dognanj. Tako so študije, ki so izhajale iz cikličnega erozijskega modela, skušale odkriti po reliefnih oblikah zakonitosti predkraškega fluvialnega oblikovanja. Sodobnejša preučevanja pa na podlagi istih oblik spoznavajo tektonske učinke v reliefu in sledove erozijsko korizijskega preoblikovanja. Neko morfološko enoto je tako mogoče povsem nasprotno razlagati, še posebno tedaj, ko prevlada ena od hipotez nad spoznanji o stvarnem zapletenem dogajanju. Napačnim sklepom se je moč izogniti le s podrobnim študijem. V tej stopnji našega preučevanja sem skušal ugotoviti predvsem strukturno zasnovo reliefa, v nadaljnjih fazah pa bo treba nameniti večjo pozornost predvsem oblikovanju posameznih strukturnih enot in njihovim skupnim potezam v geomorfološkem razvoju.

Osrednjo strukturno enoto Suhe krajine predstavlja vzdolžno dinarsko in prečno razlomljena gruda med žužemberškim in dobrepoljskim prelomnim jarkom. V bistvu je ta gruda nadaljevanje Kočevskega Roga, le da je med splošnim dviganjem relativno zastala za 300 do 400 m. Proti severozahodu prehaja v 200 m višjo Korinjsko planoto, s katero se strukturna enota Suhe krajine konča ob prečnem podolju, ki med Vidmom in Krko povezuje dobrepoljski in žužemberški jarek. Zahodno od dobrepoljskega, klinasto oblikovanega ravnika (sl. 3) z ostanki kvartarnih naplavin Rašice (M. Šifrer, 1967) je strma reber svodastega hrbta Ribniške Male gore. To je ozek vzdolžni čok, ki spremlja ši-

roko zahodno dolensko ali Ribniško kočevsko podolje (A. Kranjc, 1981). V jarku ob mišjedolskem in želimeljskem prelomu so zastajajoče grude med Malo in Veliko goro različno preoblikovane. Severno od Turjaka so grude nagnjene proti Ljubljanski kotlini za 30 do 50 ‰. V okolici Velikih Lašč je na nepropustnih kamninah slemenasti relief, proti jugovzhodu pa se nadaljuje vrtačasti ravnik in naplavljeno ravno dno Ribniško-kočevskega polja. Na zahodni strani se podolje zaključuje s strmo tektonsko rebrijo, ki prehaja v visoke kraške planote Notranjske.

Tektonski premiki so bili ob vzdolžnih dinarskih prelomih izdatnejši v smeri od vzhoda proti zahodu, tako se kraške planote stopnjasto dvigajo ob njih od 300—500 vzhodno od Krke, na 500—700 v zahodni Suhi krajini, do 700—900 m v Mali gori ter nad 1100 m v Veliki gori. Površje v vmesnih jarkih od vzhoda proti zahodu zaostaja, zato pa se večajo v tej smeri višine rebri. Površinske in kraške vode odtekajo deloma vzdolž, večinoma pa prečno na zahodno dolensko podolje v smeri proti Krki.

Severno in vzhodno obrobje Suhe krajine je v predelu med Ljubljansko in Novomeško kotlino strukturno razčlenjeno na več manjših dvignjenih in zastalih grud, v katerih se poleg dinarskih smeri pojavljajo tudi strukturnice severno južne smeri. Prepletanje različnih prelomnih smeri, alpske in balatonske (U. Premru, 1982) je še stopnjevalo drobno razlomljenost. Pri oblikovanju grud pa je bilo poleg tektonske dinamike, v kateri se kažejo tudi nekatere obročaste strukture (priloga 1), pomembno zlasti sosedstvo z višjim manj prepustnim površjem Posavskega hribovja, s katerega so se stekale na kras in skozenj vode proti Krki. Površinski in podzemeljski odtok s celotnega zahodnega in vzhodnega dela Suhe krajine je uravnavala Krka. Ta si je v jarku ob žužemberški coni v mlajši fazi poglobila kanjonsko strugo, v starejših obdobjih pa je ob njej nastajal širok ravnik. Po mnenju I. Gamsa (1987) ga je sooblikovala tudi Paleoljubljanska.

Po položaju in višini rebri kot tipičnih tektonskih pobočij sklepamo lahko na intenzivnost in zaporedje tektonskih premikov. Pomemben člen pri tem sklepanju je prav soteska Krke med Ajdovško planoto in 400 m višjim Kočevskim Rogom. Pomemben vozle tektonske dinamike pa je tudi ob površnem zatrepu Krke in v razčlenjenih grudah na južnem obrobju Grosupeljske kotline.

Kraški doli — uvale v osrednji Suhi krajini so strukturno kraška reliefna posebnost. Nastali so ob vzdolžnih zdrobljenih conah v višini kraške podzemne vode, ki je odtekala iz Ribniške doline proti Krki. Z navideznim strmcm podzemne vode se sklada tudi stopnjasta razporeditev dolov (slika 2). Starejše fluviokraške razvojne faze pa bo treba še razčleniti na podlagi fosilnih fluvialnih sedimentov, ki so ohranjeni po vmesnih policah in dolih.

LITERATURA

- Bukovec, J., Poljak, M., Šušnjar, M., Čakalo, M., 1984: Tumač za list Črnomelj, L 33—91 OGK SFRJ, 1—63, Beograd.
- Buser, S., 1974: Tolmač za list Ribnica, L 33—76, OGK SFRJ, 1—6, Beograd.
- Buser, S., 1984: Nekaj novosti o geologiji Dolenjske. Dolenjska in Bela krajina, 26—37, Ljubljana.
- Gams, I., 1959: H geomorfologiji kraškega polja Globodola in okolice. Acta carsologica, 2, 27—65, Ljubljana.
- Gams, I., 1984: Geomorfološke in pokrajinsko ekološke razmere Krške doline z zaledjem. Dolenjska in Bela krajina, 167—181, Ljubljana.
- Gams, I., 1987: Razvoj reliefa na zahodnem Dolenjskem (s posebnim ozirom na poplave). Geografski zbornik: XXVI (1986), 63—96, Ljubljana.
- Gams, I., Natek, K., 1981: Geomorfološka karta 1:100 000 in razvoj reliefa v Litijski kotlini. Geografski zbornik, XXI (1981), 5—57, Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1973: Viršnica — jamski sistem Šice na Radenskem polju. Naše jame, 14 (1972), Ljubljana.
- Gospodarič, R., 1987: Speleogeološki podatki Taborske jame in njene okolice. Acta carsologica, XVI (1987), 19—34, Ljubljana.
- Habič, P., 1981: Nekatere značilnosti kopastega krasa v Sloveniji. Acta carsologica 9 (1980), 5—21, Ljubljana.
- Habič, P., 1982: Kraški relief in tektonika. Acta carsologica 10 (1981), 23—44, Ljubljana.
- Habič, P., 1984: Reliefne enote in strukturnice matičnega Krasa. Acta carsologica 12 (1983), 5—26, Ljubljana.
- Habič, P., 1984a: Strukturne oblike v kraškem reliefu Dolenjske in Bele krajine. Dolenjska in Bela krajina, 57—66, Ljubljana.
- Habič, P., Površinska razčlenjenost Dinarskega krasa. Acta carsologica, 14—15 (1985-86), 39—58, Ljubljana.
- Habič, P., 1988: Sledenje voda v zaledju Dobličice. Arhiv IZRK ZRC SAZU, rkp., Postojna.
- Klein, V., 1976: Osnovni elementi vertikalne razdiobe reliefa severozapadne Hrvatske i susjednih područja Slovenije na temelju morfostrukturne analize. Zbornik 1. jug. simpozija o geomorfološkom kartiranju, Geografski inštitut SANU, 27, 89—100, Beograd.
- Klein, V., 1987: Glavne prstenaste strukture i morfostrukture Jugoslavije. Stručni časopis DIT-a INA Naftaplin, 4—5, 1—12, Zagreb.
- Kranjc, A., 1972: Kraški svet Kočevskega polja in izraba njegovih tal. Geografski zbornik, 13, 129—195, Ljubljana.
- Kranjc, A., 1981: Prispevek k poznavanju razvoja krasa v Ribniški Mali gori. Acta carsologica, 9 (1980) 27—85, Ljubljana.
- Melik, A., 1931: Hidrografski in morfološki razvoj na srednjem Dolenjskem. Geografski vestnik (1931), 66—100, Ljubljana.
- Melik, A., 1955: Kraška polja Slovenije v pleistocenu. Dela Inštituta za geografijo SAZU, 3, 1—163, Ljubljana.
- Melik, A., 1959: Posavska Slovenija. Slovenska matica, str. 595, Ljubljana.
- Meze, D., 1981: Poplavna področja v Grosupeljski kotlini. Geografski zbornik, 20 (1980), 35—93, Ljubljana.
- Pleničar, M., Premru, U., 1977: Tolmač za list Novo mesto, L 33—79, OGK SFRJ, Beograd.
- Premru, U., 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. Geologija 19 (1976), 211—249, Ljubljana.
- Premru, U., 1982: Geološka zgradba južne Slovenije. Geologija 25/1 (1982), 95—126, Ljubljana.
- Šifrer, M., 1967: Kvartarni razvoj doline Rašice in Dobrega polja. Geografski zbornik 10 (1967), 271—305, Ljubljana.
- Šifrer, M., 1970: Nekateri geomorfološki problemi Dolenjskega krasa. Naše jame 11 (1969), 7—15, Ljubljana.

- Šifrer, M., 1984: Poglavitne značilnosti geomorfološkega razvoja Dolenjske s posebnim ozirom na poplavnih področjih. Dolenjska in Bela krajina, 38—56, Ljubljana.
- Savić, D., Dozet, S., 1985: Tumač za list Delnice, L. 33—90, OGK SFRJ, Beograd.
- Šušteršič, F., 1987: Drobno kraško površje ob severovzhodnem obrobju Planinskega polja. *Acta carsologica* 16 (1987), 51—82, Ljubljana.
- Gams, I., 1973: Die zweiphasige Quartärzeitliche Flächenbildung in den Poljen und Blindtälern des Nordwestlichen Dinarischen Karstes. *Geograph. Zeitschrift*, Beihefte, Wiesbaden.
- Rakovec, I., 1956: Pregled tektonske zgradbe Slovenije. 1. jug. geol. kongres na Bledu 1954, Ljubljana.

TECTONICALLY CONTROLLED KARST RELIEF IN WESTERN SUHA KRAJINA

Summary

The research work was done within the frame of the regular program of the Institute for karst research ZRC SAZU. By improved methodology of structural study of karst relief (P. Habič, 1982; 1984; 1986) I've studied in the years 1987 and 1988 karst relief properties of Suha krajina. By this study our research of karst of Slovenia has spread from Primorska across Notranjska to Dolenjska. Gradually we are approaching the aim to compare the entire slovene karst according to its relief properties and structure from a uniform geomorphological point of view.

According to structural lines, karst furrows and fluvial grabens and to distribution of elevations, flattenings and depressions the particular structural and morphogenetical units in the area of Suha krajina and its vicinity, belonging to central Dolenjska karst in NW Dinarids have been defined. In details and according to geomorphological units karst surface differs quite a lot from that on higher karst plateaus of Notranjska and on classical Karst. The differences result from different geological base and lithology and mostly from different complex of exogenic and endogenic transformation processes from Pliocene onwards. In structural point of view the situation of Suha krajina is extremely important on the border, on the contact of Alpine, Pannonian and central Dinaric system respectively; in each of them the young tectonic dynamics effects are shown in a different way.

In the relief of west Suha krajina the longitudinal Dinaric relief elements are specially accentuated, presented by karst slopes, ridges and karst plains. The longitudinal structural elements in relief are dissected to smaller or bigger structural units intersected by shorter transversal sections (Fig. 1, Annex 1). Like in longitudinal in tranverse relief elements too the influence of younger tectonic fractures is felt (Fig. 2, 3).

The whole area is built by series of carbonate, limestone and dolomite rocks of Triassic, Jurassic and Cretaceous age. In smaller degree the relief is built on impermeable shales and sandstones of Carboniferous, Permian and Triassic age and on Cretaceous and Eocene marls. On those rocks the lobes of Miocene and Pliocene sediments are preserved somewhere. Postocene orogenic phases impressed to geological setting the main accent. Folding and overthrusting were followed by disjunctive tectonics which even more complicated the structural conditions (S. Buser, 1974; 1984; U. Premru, 1976; 1982). Revived tectonic activity from upper Pliocene to geological present left important traces in the relief.

To structural elements in the Dolenjska relief and specially to those on karst surface of Suha krajina older geomorphological studies have drawn the attention (A. Melik, 1931; 1955; 1959; M. Šifrer, 1967; 1970; 1984) already. Still bigger importance is contributed to local tectonic movements in Postpliocene geomorphological development of karst of Dolenjska in recent studies (I. Gams, 1984; 1987; P. Habič, 1984a; A. Kranjc, 1981). Complicated geological setting, consecutive phases of local and general tectonic uplifting or subsiding and temporal and space alternation of fluvial, fluviokarstic and karst denudational transformations have formed the compounded relief image which could be dissected to particular geomorphological units and morphogenetical phases with difficulty.

Without doubt different geomorphological starting-points drive to diversity and non-concordant explanations and results. Thus the studies originating from cyclical erosional model tried to explain to relief forms the lawfulness of pre-karstic fluvial transformation. Modern studies, based on the same forms recognise the tectonic effects in the relief and the traces of erosional-corrosional transformation. So one morphological units can be explained in a completely different way in particular when one of the hypothesis prevails over the knowledge of real complicated activity. The wrong conclusions can be avoided by detailed study only. In this stage of our study I've tried to establish mostly the structural relief design, in further phases greater attention has to be paid to transformation of particular structural units and their common traces in geomorphological development mostly.

The central structural unit of Suha krajina is presented by longitudinal Dinaric and transversally dissected horst between Žužemberk and Dobropolje fault area. In fact this horst is the continuation of Kočevski Rog only that it has relatively stagnated during the general uplifting for 300 to 400 m. Northwestwards it passes to 200 m higher Korinj plateau where the structural unit of Suha krajina ends along the transversal »podolje« connection between Videm and Krka the Dobropolje and Žužemberk graben. West from Dobropolje, which is wedge-like shaped karst plain (Fig. 3) with remains of Rašica Quaternary sediments (M. Šifrer, 1967) there is steep slope of Ribniška Mala gora ridge. This is narrow longitudinal pinnacle accompanied the wide west Dolenjska or Ribnica Kočevje karst plain (A. Kranjc, 1981). In the graben between Mišji dol and Želimlje fault the stagnated horsts between Mala and Velika gora are differently transformed. North from Turjak the horsts are inclined towards Ljubljana basin for 30 to 50 %. Near Velike Lašče the ridge relief is on the impermeable rocks towards southeast it continues to plain with dolines and alluvial flat bottom of Ribnica-Kočevje basin. On the west side »podolje« ends by steep tectonic slope passing into high karst plateaus Of Notranjska.

Along longitudinal Dinaric faults the tectonic displacements were more expressive in the direction from east to west thus the karst plateaus are gradually lifted along them from 300—500 east from Krka to 500—700 in the western Suha krajina, to 700—900 m in Mala gora and above 1100 m in Velika gora. The surface in the interlying graben from east westwards stagnates but the altitudes of slopes increase in this direction. The superficial and karst waters flow along but mostly transverse to the western Dolenjska in the direction towards Krka.

Northern and eastern border of Suha krajina, in the area between Ljubljana and Novo mesto basin is morphostructurally dissected to several smaller uplifted and lowered horsts where beside Dinaric orientations the structural lines of north-south direction exist. The alternating of different fault directions, Alpine and Balaton ones (U. Premru, 1982) intensifies the thin fractureness. During horsts development beside tectonic dynamics where some ring-shaped structures (Annex 1) are seen, the vicinity of less permeable surface of Posavje mountains from where the waters have flown to karst and through it towards Krka is proved to be important too.

Superficial and underground runoff from the entire western and eastern part of Suha krajina is controlled by river Krka. In younger phase it has cut along the Žužemberk zone in younger phase the canyon river bed and in older phases wide karst plain developed along it. According to I. Gams (1987) Paleoljubljana had contributed to it too.

Intensity and sequence of tectonic displacements could be inferred from the situation and altitude of typical tectonic slopes. An important link for this conclusion is the Krka gorge between Ajdovska plateau and 400 m higher Kočevski Rog. An important knot of tectonic dynamics is at Krka steephead and in dissected horsts on the southern border of Grosuplje basin.

Karst »dol« — ouvalas in central Suha krajina present structural karst relief particularity. They have developed along longitudinal crushed zones in the level of karst underground water flowing from the Ribnica valley towards Krka. The distribution of »dol« by steps (Fig. 2) corresponds to apparent gradient of the underground water. Older fluviokarstic development phases have to be studied on the base of fossil fluvial sediments which are preserved on interlying steps and in »dol«.

**HIDROLOGIJA OSAMELEGA KRASA
LEDINSKE PLANOTE PRI IDRIJI**

**HYDROLOGY OF ISOLATED KARST OF LEDINE PLATEAU
NEAR IDRIJA**

**JOŽE JANEŽ
NIKO TRIŠIČ**

Izvilleček

UDC 556.34.04(497.12—15)

Janež, J., Trišič, N.: Hidrologija osamelega krasa Ledinske planote pri Idriji (Slovenija, Jugoslavija)

Hidrološke in kraške pojave na Ledinski planoti pri Idriji pogojuje pestra litološka sestava spodnjetriasnih (skitskih) plasti. Ledinska jama je razvita v lapornem apnencu, ugotovljena pa je tudi močna zakraselost zgornjeskitskega dolomita. S sledenjem voda na črnomoško-jadranski razvodnici so razmejena vodozbirna območja izvirov na žirovski in idrijski strani planote. Izvirne vode so onesnažene s fekalijami, nekatere tudi z detergenti in fenoli.

Abstract

UDC 556.34.04(497.12—15)

Janež, J., Trišič, N.: Hydrology of isolated karst of Ledine plateau near Idrija Slovenia, Yugoslavia)

Hydrologic and karst phenomena on Ledine plateau near Idrija depend on variegated lithological structure of lower triassic (Scythian) beds. Ledinska jama, 200 m long karst cave is placed in marl limestone, but also a strong karstification in upper-scythian dolomite is established. By water tracing on Black Sea-Adriatic Sea watershed the catchment areas of karst springs on Žiri and Idrija side of the plateau were demarcated. Karst spring waters are highly polluted by faeces, some of them also by detergents and phenols.

Naslov — Address

JOŽE JANEŽ, dipl. ing. geol.
Rudnik živega srebra Idrija
65280 Idrija, Kapetana Mihevca 15
Jugoslavija

NIKO TRIŠIČ

Hidrometeorološki zavod SR Slovenije
61000 Ljubljana, Vojkova 1 b
Jugoslavija

UVOD

700 do 1000 m visoka Ledinska planota med dolino Idrijce pri Spodnji Idriji in Žirovsko kotlino ima v mnogočem običajne značilnosti osamelega kraša v slovenskem predalpskem svetu, označujejo jo pa tudi svojstvenosti, predvsem pestra litologija. Litološke spremembe, ki jih povzročajo hitri stratigrafsko litološki prehodi ali (in) še nezadostno rekonstruirani tektonski odnosi, so vzrok za sicer majhne, a genetsko raznolike površinske in podzemne hidrogeološke in kraške pojave.

Vodooskrba v naseljih na planoti je, kot je za naselja na kraških planotah v tem delu Slovenije že običajno, slaba. Ledine imajo lokalni vodovod iz dveh izvirov v Šuštarjevi grapi, ki poleti večkrat ne zmoreta zapolniti hitro praznečih se rezervoarjev. Takrat morajo vodo dovažati. V Pečniku, Ledinskih Krnicah ali Mrzlem vrhu pijejo kapnico ali vodo iz šibkih studencev v bližini hiš.

Prek Ledinske planote poteka jadransko-črnomska razvodnica. V majhnem jo predstavljajo vodozbirna zaledja Peklenske grape nad Spodnjo Idrijo ter Osojnice in Žirovnice, ki sta pritoka Sore. Točna določitev razvodnice je pomembna za zavarovanje redkih količinsko zadostnih kraških izvirov pod robom planote, na katerih bo slonela oskrba s pitno vodo v prihodnje.

Raziskave sta od leta 1983 vršila geološka skupina Ateljeja za projektiranje, oziroma kasneje Rudnika živega srebra, in Hidrometeorološki zavod Slovenije, ki je izvedel sledenje podzemskih voda.

PREGLED DOSEDANJIH GEOLOŠKIH IN KRASOSLOVNIH RAZISKAV

Prve geološke podatke iz Ledinske planote je zbral K o s s m a t (1898, 1910). Skrilavcem, oolitnim apnencem in lapornim apnencem je določil werfensko starost, dolomite pa je uvrstil v »mendolski« dolomit. Berce (1958) je v navedenem opisu litoloških in stratigrafskih značilnosti paleontološko dokazal spodnjetriasno starost in ločeval skitski dolomit od anizijskega. Za njim sta geološko kartirala še Grad in Ferjančič (1976). Čadež (1972) je dokazal anizijsko starost dolomita na Gradišču. Po Mlakarju (1969) in Placerju (1981) spada Ledinska planota v tektonsko enoto trnovskega pokrova.

O krasu na Ledinski planoti je prvi pisal Stranetzky (1913). Podal je opise požiralnikov in izvirov okoli Ledin in Vrsnika. Menil je, da vode z Gradišča in okolice Ledin tečejo v izvir Pečniški malni, požiralniki okrog Krnic in Govejka pa naj bi odvajali vodo proti Osojnici in Žirovnici. Habič (1969) je izločil ledinski kras kot del slovenskega osamljenega kraša, kasneje (1982) pa ga je po splošnih orografskih in pokrajinskih razmerah uvrstil v enoto predalpskega osamljenega kraša. O osamljenem krasu na Idrijskem in njegovih litoloških dispozicijah je pisal Čar (1972).

OSAMELI KRAS LEDINSKE PLANOTE

Geološke osnove

Na planoti prevladujejo številne litološko različne spodnjetrojstne (skitske) kamnine. Spodnjetrojski rjavkasti in rdečkasti peščeni skrilavci, ki tvorijo neprepustno podlago zgornjetrojstkega dolomita, prevladujejo v dolini Osojnice. V tem horizontu so pogoste leče sivega do rožnatega oolitnega apnenca, katerih debelina doseže celo 20 do 40 m. Med Ledinami, Govejkom in Osojnico ter pri Pečniku je na površju zgornjetrojstski campilski siv zrnat, masiven ali deloma plastnat dolomit. V trikotniku med Ledinami, Razpotjem in Govejkom se dobro topni zgornjetrojstski apnenci menjavajo z laporastimi apnenci in popolnoma vododržnimi laporastimi skrilavci. Vrh Gradišča in okolico Razpotja pokriva sivi slaboplastnati anizijski dolomit.

Kraški pojavi

O razvitem krasu na planoti okoli Ledin pričajo že številni površinski pojavi, vrtače, kratki potočki, ki izginjajo v požiralnikih, in izviri, ki dajejo veliko vode po dežju, po daljši suši pa se skoraj izcedijo.

Največji kraški objekt na planoti je Ledinska jama (sl. 1). Vhod vanjo se odpira manj kot pol kilometra južno od Ledin, v vrtači desno pod cesto proti Razpotju. Okolica vrtače je prekrita z drobnim zaglinjenim materialom, ki ga deževnica spira z okolišnjih vzpetin. Nanos pokriva zgornjetrojstke apnenca, v katerih je nastala jama. Iz *Stranetzkyjevega* (1913) opisa je razvidno, da je današnji vhod v jamo nastal z udorom zemlje leta 1912.

V dolinici nad vhodom v jamo je še nekaj občasnih požiralnikov. Tam so gotovo tudi drugi vhodi v jamo, zdaj prekriti z glinasto peščenimi naplavinami.

Vhod v jamo ni težaven. Takoj ob vhodu priteka iz dotočnega kanala z desne strani izvir s pretokom med 0,5 in dvema litroma v sekundi, ki daje stalno življenje potočku v jami. Glavni rov se takoj močno razširi. V prvem delu je širok skoraj 5 m in visok do 2,5 m. Nižje se mu pridruži nekaj nad 60 m dolg stranski rov. V tem delu sledi jama prelomni ploskvi s smerjo severozahod—jugovzhod. Glavni rov se nato precej zoži, zatem pa preusmeri proti zahodu. Tu se razširi v večjo dvorano, ki se strmo spušča. Dvorana je dolga 40 m, široka 7 do 8 m in visoka do 5 m. Voda, ki teče skozi dvorano, izginja v neprehodnem požiralniku, kjer se jama zaključuje. Celotna dolžina rogov Ledinske jame je 200 m, med vhodom in najglobljim zaključnim delom jame pa je 35 m višinske razlike.

Če zavijemo proti Ledinskim Krnicam, nas z desne strani pod cesto spremlja dolina Globine (sl. 2). Z južne strani je zaprta z dolomitno steno ledinskega preloma (*Grad, Ferjančič, 1976*). S skrilavo peščenih bregov s severne strani se steka vanjo nekaj slabotnih potočkov in močil, ki izginjajo skozi dva požiralnika v dolomit. Ob nalivih odteka v podzemlje nekaj litrov vode na sekundo, sicer pa manj.



Sl. 2. Ponikalnica Globine pri Ledinskih Krnicah. Foto Jože Janež

Fig. 2. Sinking stream Globine at Ledinske Krnice. Photo by Jože Janež

Več ponikev je v dolinah in vrtačah pri Govejku, neposredno za vasjo (pod Smrečjem). Z manjših vzpetin se voda zbira na slabo prepustnih laporastih skrilavcih, ponika pa v zgornjeskitski apnenec. Ponikalnice delujejo občasno po dežju, razen zelo zanimive Babje rupe. V vrtači, levo pod križiščem za Vrsnik, je na jugovzhodni strani izvir, le deset metrov stran, na drugi strani vrtače, pa voda odteče nazaj v podzemlje. Domačini pripovedujejo, da pride na dan v kilometer zračne črte oddaljenem izviru Sodana v Osojnici.

Izviri

Na planoti je veliko solzajev in močil, značilnih za slabo prepustne kamnine. Nekateri večji izviri, katerih pretoki dosežejo ob visokih vodah tudi več deset litrov v sekundi, kažejo močne kraške značilnosti. Največji izvir na planoti je izvir v Pečniških malnih. Voda izteka na stiku anizijskega dolomita in zgornjeskitskega apnenca pod Gradiščem. Do izvira nad zdaj že porušanim mlinom pridemo po kolovozni poti iz Pečnika.

TABELA 1. Pomembnejši izviri Ledinske planote

	Nadm. v. (m)	Q _{min} (l/s)	Q _{max} (l/s)
Izviri Peklenske grape			
Pečniški malni	470	5	50
Izvir v Peklenski grapi I	480	4	15
Izvir v Peklenski grapi II	435	10	12
Izvir v Peklenski grapi III	390		10
Izviri Žirovnice			
Pod oknom	640	0,3	21
Izvir pod Jerebom	605	1	28
Izvir pod Turmom	550	0,3	10
Izviri Osojnice			
Sodana	530	3	60
Izvir pri Pivku	640	1,5	13

TABELA 2. Kemične analize izvirov

Ime izvira	Datum	T °C	mtn	pH	NH ₄ mg N/l	NO ₂	TH °NT	KH	mg/l fnl	dtrg
Pri Pivku	13. 10. 1986	8,5	0	8,1	pmd	pmd	10,4	9,8	—	—
vod. Ledine	5. 4. 1984	5,2	3,3	8,3	0,11	pmd	5,0	4,8	pmd	0,01
Sodana	13. 10. 1986	—	65	7,9	pmd	pmd	10,6	9,8	—	—
pod										
Turmom	5. 4. 1984	8,7	2,6	8,2	0,07	pmd	8,7	8,4	0,003	0,01
pod										
Jerebom	19. 7. 1983	9,1	3,9	7,3	0,03	pmd	7,8	7,3	—	pmd
	13. 10. 1986	8,3	0	7,6	pmd	pmd	9,0	8,1	—	—
Pod										
oknom	19. 7. 1983	11,3	2,6	8,0	0,03	pmd	9,2	8,3	—	0,03
	5. 4. 1984	8,0	1,6	8,3	0,06	pmd	7,5	5,7	0,002	0,02
	13. 10. 1986	8,7	0	8,0	pmd	pmd	11,7	10,4	—	—
Peč. malni	5. 4. 1984	7,9	1,8	7,8	0,12	pmd	10,0	9,2	0,002	0,03
	13. 10. 1986	8,5	0	7,7	pmd	pmd	12,1	11,2	—	—
v Led. jami	19. 7. 1983	8,1	5,2	7,6	0,03	0,03	6,4	6,0	0,003	pmd

T = temperatura
 mtn = motnost (mg SiO₂/l)
 fnl = fenolne snovi
 dtrg = detergenti (mg TBS/l)
 pmd = pod mejo določljivosti

Jugovzhodno pod Razpotjem izvira potok Žirovnica. Njen izvir »Pod oknom« priteka iz kraškega rova v steni iz spodnjetriasnih apnencev in pada v več kot pet metrov visokem slapu v dno grape. Žirovnica ima med Razpotjem in Govejkom še dva močna izvira pod kmetijama Jereb in Turm.

Sodana je kraški izvir Osojnice. Nedokončano zajetje kaže, kako so graditelji prepozno spoznali nezanesljivost kraških voda za oskrbovanje s pitno vodo. Več sreče so imeli s sosednjim izvirom pri Pivku v Osojnici.

Temperature ledinskih izvirov se med letom gibljejo med 5 in 12° C. Vode iz spodnjetriasnih skrilarcev so mehke (trdota 5 do 6,4° nemške trdotne lestvice). Drugi izviri iz apnencev in dolomitov so zmerno trdi (8 do 12° NT). Vsi zajeti in drugi večji izviri so vsaj občasno bakteriološko oporečni, v številnih izvirih pa so kemične analize dokazale prevelike količine amoniaka, nitritov in tudi detergentov ter fenolov.

SLEDENJE VODA

Prvi sledilni poskus

Po uvodnih terenskih ogledih smo izbrali za injiciranje barvila potoček v Ledinski jami in ponikalnico v Globinah, ki leži 350 m vzhodnjeje. V okviru priprav za barvanje smo montirali vodomere v Peklenski grapi nad Spodnjo Idrijo in na potoku Žirovnica ter opazovali tudi pretoke na vodomerni postaji Sora v Žireh (sl. 3).

24. oktobra 1984 ob 14^h smo v Ledinski jami injicirali 3,6 kg fluorescenčnega barvila uranin (Kemika), raztopljenega v sto litrih vode. Dodatno smo zajezili še 350 litrov vode, s katero smo izplaknili raztopljeno barvilo v podzemlje. Naravni pretok v jami je bil 2 l/s.

Istega dne ob 16.30 smo v požiralnik Globine vlili 0,7 kg rodamina, raztopljenega v 100 litrih vode. S pomožno zajezitvijo smo akumulirali še 150 litrov vode, ki je vso raztopino odplaknila. Pretok potočka je znašal 1 l/s.

Vzorci smo sprva jemali na naslednjih zajemnih mestih: izvir Pečniški malni, vodomer Peklenska grapa, Špehova grapa nad cesto proti Ledinskemu Razpotju, Izvir Pod oknom, izvir pri Jerebu, izvir pod Turmom in Žirovnica-vodomer. Od 20. novembra 1984 smo povodje Peklenske grape vzorčevali samo še na vodomeru Spodnja Idrija, povodje Žirovnice pa od 20. 11. do 9. 12. na zajemnem mestu pri Bekšu. Enkratni vzorci so bili odvzeti na Osojnici 19. 11. 1984 in izvirih Peklenske grape 20. 11. 1984.

Vzorci so bili analizirani na fluorescenčnem spektrofotometru Perkin Elmer 204 na Hidrometeorološkem zavodu v Ljubljani z direktno metodo pri konstantni razliki med ekscitacijsko in emisijsko valovno dolžino 25 nm. Uporabljeno barvilo uranin je bilo slabše kakovosti z mejo določljivosti 0,008 mg/m³. Meja določljivosti rodamina je bila 0,01 mg/m³, kot je običajno za meritve tega barvila na uporabljenem instrumentu.

Sledilo uranin se je v vidni koncentraciji pojavilo 27. 10. 1984 popoldan v vzorcu Peklenske grape nad Spodnjo Idrijo. Maksimalna koncentracija 29 mg/m³ se je pojavila 28. 10. ob 17.10 (sl. 4). Razdalja med injicirnim in zajemnim me-

stom znaša 2,1 km, višinska razlika pa 410 m. Sledilo se je pojavilo po 75 urah in je napredovalo z navidezno hitrostjo 0,78 cm/s (28 m/h).

Ker se uranin ni pojavil ne v Pečniških malnih, ne v Špehovi grapi, je bilo jasno, da izteka na izviri v Peklenski grapi, kjer zaradi oddaljenosti in težke dostopnosti (ime grape!) rednega vzorčevanja nismo izvajali. Dopolnilna vzorca izvirov I in II v Peklenski grapi sta 20. 11. 1984 še vsebovala visoko koncentracijo uranina.

Rodamin se ni pojavil niti v Peklenski grapi niti v Žirovnici. Zato smo 19. 11. 1984 odvzeli kontrolni vzorec na Osojnici, v katerem je bila izmerjena koncentracija rodamina 0,02 mg/m³. Ta vzorec je nakazal, da je rodamin injiciran v Globinah najverjetneje iztekel na enem od izvirov Osojnice, kot dokaz pa enega samega vzorca nismo mogli upoštevati.

Izračun povrnjenega sledila nam je dal 1700 gr povrnjenega uranina, kar je skoraj 50 % uporabljene količine. Ker je v zadnjem vzorcu koncentracija uranina še precej visoka, bi ga s podaljšanim vzorčevanjem pridobili še nekaj. Vendar upoštevajoč, da so izmerjeni pretoki Peklenske grape nekoliko zmanjšani zaradi odvzema vode za HE Spodnja Idrija, lahko z gotovostjo predpostavimo, da se je uranin res pojavil samo v izviri v Peklenski grapi.

Drugi sledilni poskus

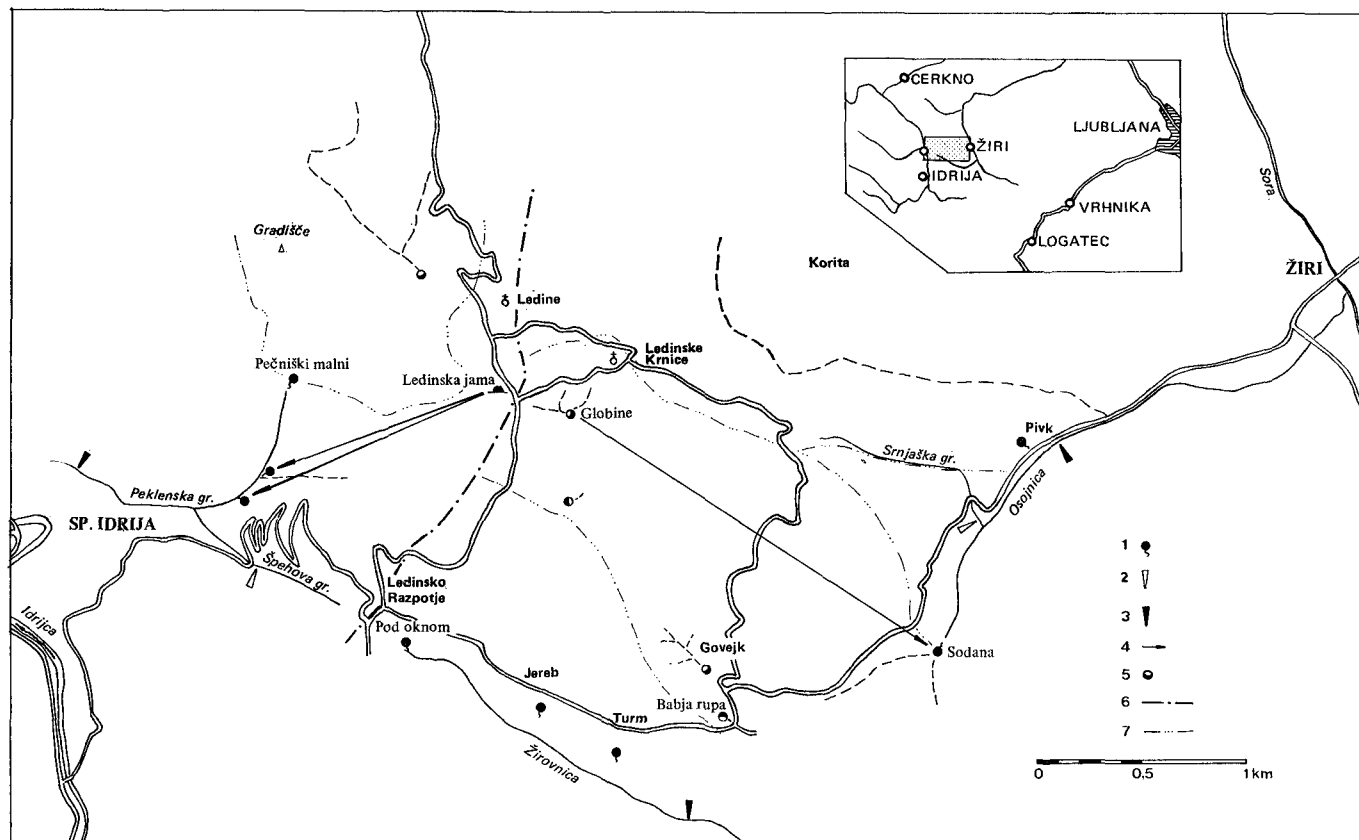
Dejstvo, da se pri sledilnem poskusu jeseni leta 1984 rodamin ni pojavil ne v Peklenski grapi, ne v Žirovnici, kontrolni vzorec na Osojnici pa je bil pozitiven, je navajalo k ponovitvi barvanja ponikalnice Globine z večjo količino barvila. Drugi sledilni poskus smo izvedli dobro leto in pol kasneje, 4. junija 1986. Ob 10.15 smo v Globinah injicirali 2 kg uranina, raztopljenega v 30 litrih vode. V času barvanja je bil naravni dotok v požiralnik le 0,6 l/s. Dodatno smo zajezili še 200 do 300 litrov vode, ki je vse barvilo odplaknila v podzemlje. Na dan injiciranja je bil pretok Osojnice 94,8 l/s.

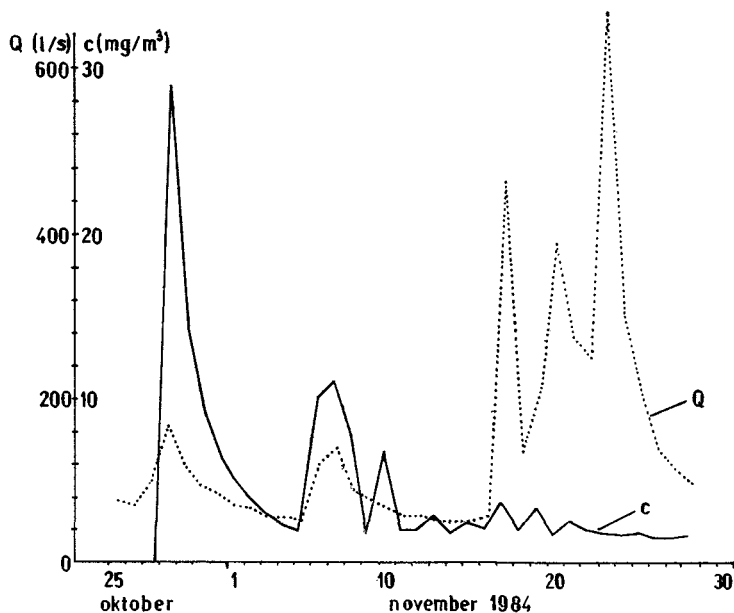
Sl. 3. Sledenje voda na Ledinski planoti

- 1 — opazovani izvir
- 2 — vzorčevalno mesto na površinskem vodotoku
- 3 — vodomerni profil
- 4 — ugotovljena smer podzemne vode
- 5 — ponikva ali požiralnik
- 6 — jadransko-črnomska razvodnica
- 7 — lokalna razvodnica

Fig. 3. Water tracing test on Ledine plateau

- 1 — dye-monitoring spring
- 2 — sampling point on surface waterstream
- 3 — brook gauging station
- 4 — direction of ground water flow as determined by tracing test
- 5 — swallet or swallow-hole
- 6 — Adriatic Sea-Black Sea watershed
- 7 — local watershed





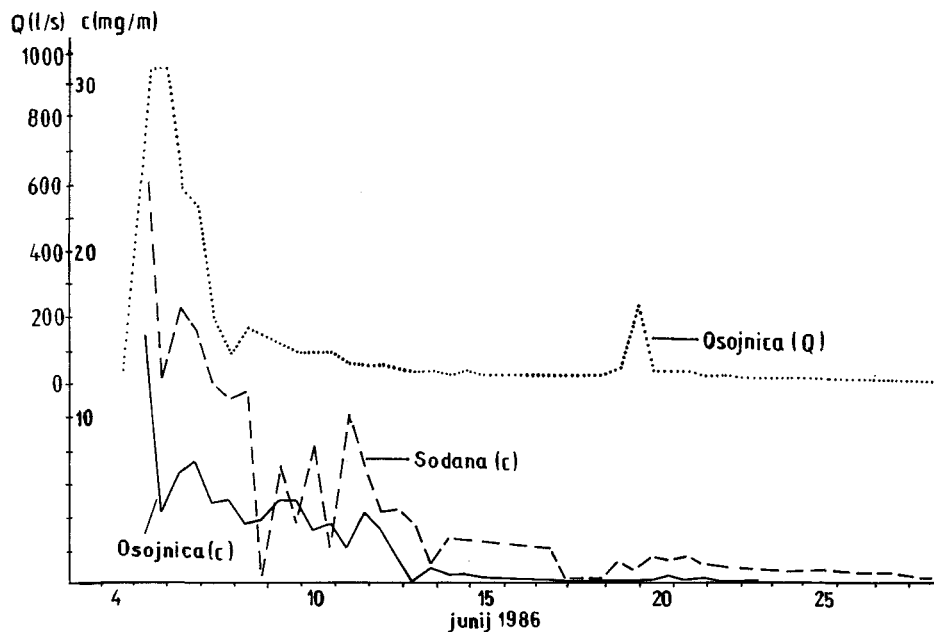
Sl. 4. Sledilni poskus 24. 10. 1984. Koncentracija uranina (c) v vzorcih Peklenske grape and Sp. Idrijo in pretok Peklenske grape (Q)

Fig. 4. Tracing test on 24. 10. 1984. Uranine concentration (c) in samples of Peklenska grapa above Sp. Idrija and Peklenska grapa discharge (Q)

Pred barvanjem smo odvzeli predhodne vzorce na Osojnici, izviru Sodana, izviru Pri Pivku in ponikalnici Globine. Redno vzorčevanje smo pričeli 5. 6. 1986 na odzemnih mestih v Osojnici: izvir Sodana, Srnjaška grapa pod kmetjo Mlinar, izvir pri Pivku, Osojnica — vodomer, Žirovnica — vodomer in Peklenska grapa — vodomer (sl. 3). Vzorčevali smo do 30. junija 1986 najprej dvakrat, kasneje pa enkrat dnevno. Uranin smo določali na fluorescenčnem spektrofotometru Pelkin Elmer 204 z mejo določljivosti $0,004 \text{ mg/m}^3$ po metodi konstantne razlike med ekscitacijsko in emisijsko valovno dolžino 25 nm.

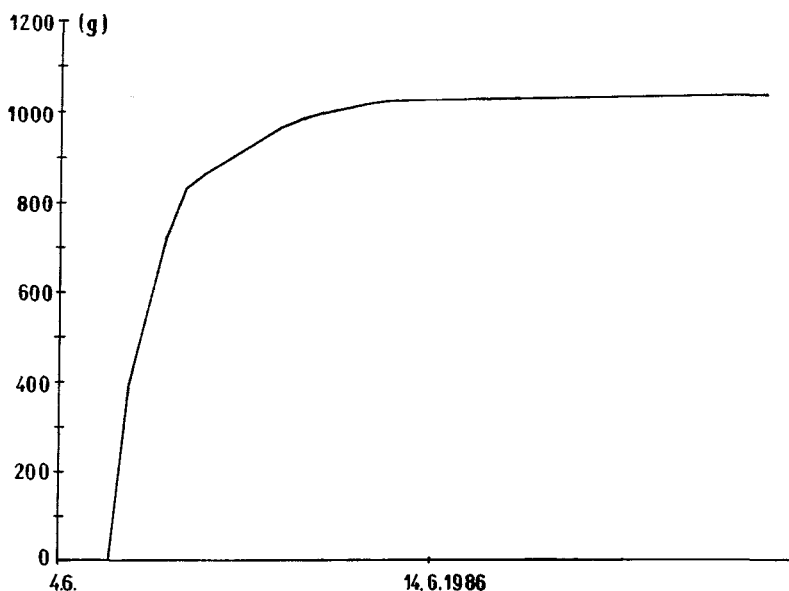
Močne padavine v noči med 4. in 5. 6., ki so se nadaljevale še 6. 6. so povzročile vodni val, ki je na Osojnici dosegel pretok $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Od 8. 6. do 13. 6. ni bilo padavin in so pretoki Osojnice upadli ter se ustalili pri nekaj več kot 20 l/s . Ponoven vodni val so povzročile padavine 19. 6., vendar pretoki niso tako močno narasli kot prvič.

Upoštevajoč rezultate sledilnega poskusa, izvedenega v Ledinski jami v letu 1984, ko se je sledilo pojavilo na 2 km oddaljenem izviru šele po 75 urah, smo z vzorčevanjem pričeli naslednji dan po injiciranju. Zaradi močnih padavin prvo noč se je v prvih vzorcih dne 5. 6. ob 8. uri nepričakovano pojavilo sledilo v visoki koncentraciji, tako v zajetju Sodana, kot v profilu Osojnica — vodomer. Koncentracije uranina v vzorcih, zajetih isti dan ob 20. uri in v vseh



Sl. 5. Sledilni poskus 4. 6. 1986. Koncentracija uranina v vzorcih Sodana in Osojnice ter pretok Osojnice v času sledenja

Fig. 5. Tracing test on 4. 6. 1986. Uranine concentration in samples of Sodana spring and Osojnica brook and Osojnica discharge during tracing test



Sl. 6. Sledilni poskus 4. 6. 1986. Količina povrnjenega uranina na zajemnem mestu Osojnica

Fig. 6. Tracing test on 4. 6. 1986. Returned quantities of Uranine in sampling point Osojnica

kasnejših, so že močno upadle, kar pomeni, da je najvišja koncentracija nastopila že pred zajemom prvega vzorca (sl. 5).

Na vzorcih ostalih zajemnih mest so se zelo nizki signali, značilni za uranin, pojavili samo vzporedno s padavinami 5. 6. in 6. 6. ter 15. 6. in 16. 6., kar ne more biti dokaz za pojav sledila injiciranega v Globinah.

Razdalja med ponikalnico Globine in izvirom Sodana je 2 km, višinska razlika pa 202 m. Uranin je skozi skitski dolomit potoval s hitrostjo večjo od 2,53 cm/s (91 m/h).

Na profilu Osojnica — vodomer se je po izračunu povrnilo 1028 gr sledila, oziroma 51 % od injicirane količine. Dejansko je povrnjenega sledila bistveno več, saj v računu ni všteto sledilo, ki je izteklo že do zajema prvega vzorca 5. 6. 1986 ob 8. uri (sl. 6). Z ozirom na količino povrnjenega sledila in nizkih izmerjenih vrednosti na meji detekcije v vzorcih drugih odzemnih mest, je najverjetneje, da se je uranin, injiciran v Globinah, pojavil le v izviru Sodana.

Sklep

Osameli kras skriva po velikosti sicer manjše, genetsko pa lahko marsikdaj bolj zapletene hidrogeološke razmere in pojave. Razumevanje teh pojavov je odvisno v prvi vrsti od čimboljše interpretacije geološke zgradbe ozemlja, ki je v predalpskem svetu litološko in tektonsko pestrejša kot v dinarskem krasu. Hitre litološke spremembe znotraj stratigrafskih členov opozarjajo na previdnost pri predhodni oceni njihovih hidrogeoloških lastnosti. Zgornjeskitski apnenci in laporasti apnenci na Ledinski planoti se lahko obnašajo kot hidrogeološka bariera in na stiku anizijskega dolomita so močni izviri (Pečniški malni). Nedaleč stran je v istih kamninah 200 m dolga Ledinska jama. Zanimiv je tudi skitski dolomit, v katerem so, kot je pokazalo sledenje ponikalnice Globine, očitno izdolbeni toliko prepustni kraški kanali, da dosega pretok vode v njih enake ali večje hitrosti, kot v klasičnem krasu v apnencih.

S sledilnima poskusoma smo dokazali in ločili vodozbirna zaledja med žirovskimi izviri v Osojnici in izviri Žirovnice in Peklenske grape. Edini vodni vir, s katerim bi lahko dolgoročno uredili vodooskrbo na Ledinski planoti, Pečniški malni, nima povezave s ponikalnicama pri Ledinah. Njegovo zaledje so obronki Gradišča in obdelan svet med Ledinami in Pečnikom. Ledinska jama ima neposredno zvezo z močnimi, a onesnaženimi izviri v Peklenski grapi, na katere Spodnja Idrija pri zagotavljanju pitne vode ne more računati. Izviri Žirovnice imajo svoje ločeno vodozbirno zaledje brez povezave z obema ponikalnicama pri Ledinah. Iz požiralnika v Globinah odteka voda samo v kraški izvir Osojnice Sodana, ki ima najverjetneje zvezo tudi s ponikalnicami Babja rupa in v Smrečju pri Govejku. Izvir pri Pivku v Osojnici s požiralniki pri Ledinah nima povezave in zaradi ločenega, pretežno pogozdenega zaledja ostaja kakovosten vir pitne vode.

Opisani rezultati triletnih raziskav so podlaga za določitev varovalnih območij in prve ukrepe pri sanaciji onesnaženja.

LITERATURA

- Arhiv Jamarskega kluba Idrija: Zapisnik terenskega ogleda Ledinske jame z dne 12. 9. 1961.
- Berce, B., 1959: Poročilo h geološkemu kartiranju ozemlja Cerkno—Žiri v letu 1958. Tipkano poročilo. Arhiv RŽS Idrija.
- Čadež, F., 1972: Razvoj anizijskih skladov v okolici Idrije. Diplomsko delo. Kat. za geol. in paleont., VTOZD Montanistika, FNT, Univ. EK v Ljubljani.
- Čar, J., 1972: Nekaj osnovnih podatkov o osamljenem krasu na Idrijskem. Naše jame 13, 61—70, Ljubljana.
- Grad, K., Ferjanič, L., 1976: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000. Tolmač za list Kranj. Zv. geol. zav. Beograd.
- Habič, P., 1969: Hidrografska rajonizacija krasa v Sloveniji. Krš Jugoslavije, 79—91, Zagreb.
- Habič, P., 1982: Pregledna speleološka karta Slovenije. Acta carsologica, X (1981), 4—22, Ljubljana.
- Kossmat, F., 1898: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F., 1910: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idrija in Krain. Verh. Geol. R. A., Wien.
- Stranetzky, K., 1913: Jame, brezdna in požiralniki na Vrsniku in okrog Ledin. Carniola, IV, 105—114, Ljubljana.

HYDROLOGY OF ISOLATED KARST OF LEDINE PLATEAU NEAR IDRIJA

Summary

The Ledine plateau, 700—1000 m a.s.l. between the Idrija valley near Spodnja Idrija and Žiri basin struggles against lack of drinking water as is the case on most of karst plateaus. This was the reason for systematic hydrogeological investigations in order that enough water would be assured and that the base for the protection of threatened karst springs would be given.

Ledine plateau is a part of isolated karst in Slovene Pre-Alpine world (Habič, 1982). The Black Sea-Adriatic watershed is going across the plateau.

The geologic base to hydrologic and karst phenomena is given by lithologically well developed Lower Triassic rocks (Lower Scythian sand schists and oolitic limestones, scarcely bedded Upper Scythian dolomite, marl limestone, limestone and schists).

The biggest karst underground object on the plateau is Ledinska jama (Fig. 1) in Upper Scythian limestones. The total length of the cave is 200 m, the depth 35 m. There are no longer superficial water streams on the plateau, while shorter brooks, formed on impermeable schists, sink immediately after reaching limestone or dolomite (Globine near Ledinske Krnice, Smrečje and Babja rupa near Govejek) (Fig. 3).

The biggest spring is in Pečniški malni. The spring discharges from some 1/s during low waters to some ten 1/s at high water level (Table 1). The water temperatures oscillate during the year from 5° to 12° C. The waters from Lower Triassic schists are soft (5—6,4° NT), the waters from Upper Scythian and Anisian dolomite, Scythian limestones respectively are moderately hard (8—12° NT). All these karst springs are biologically polluted (faeces bacteria), in some of them ammonia, nitrites, detergents and phenols in concentrations bigger than are allowed by normatives for drinking waters were established (Table 2).

On 24 October 1984 during the first water tracing test into the brook in Ledin-ska jama 3,6 kg of Uranine, and into swallow-hole Globine 0,7 kg of Rhodamine were injected. Uranine appeared after 75 hours in Peklenska grapa, the maximal concentration was reached on 28 October afternoon by 29 mg/m^3 (Fig. 4). In other sampling points (Fig. 3) the Uranine did not appear.

Rhodamine did not appear in any of sampling points except in extremely low concentration in control sample of Osojnica. On 4 June 1986 the tracing test was repeated on the sinking stream Globine with 2 kg of Uranine. The dye appeared in the Osojnica Sodana spring only (Fig. 3). Through Lower Scythian dolomite in the distance of 2 km and 202 m of height difference the Uranine has moved with average speed bigger than $2,53 \text{ m/s}$ (91 m/h).

KONDENZNA KOROZIJA NA SKALNEM OBODU
KOMARJEVEGA ROVA V DIMNICAH

CONDENSE CORROSION ON ROCKY RIM OF KOMAR CHANNEL IN
DIMNICE

TADEJ SLABE

Izvleček

UDK 551.584.65(497.12 Dimnice)

Slabe Tadej: Kondenzna korozija na skalnem obodu Komarjevega rova v Dimnicah

Razporeditev različne količine kondenzne vlage na nehomogenem skalnem obodu Komarjevega rova je posledica zračne cirkulacije v žepasto zaprtem spuščajočem se rovu. Korozijsko agresivna kondenzna voda ustvarja gladko skalno površje v vhodnih delih rova, kjer je kondenzne vlage več, neraztopljeni sparitni kristali pa odpadajo; štrlinasto v spodnjem delu rova, kjer je kondenza najmanj, iz mikritne osnove štrlijo zrna sparita; in luknjičasto na delih oboda, kjer je vlage premalo, da bi razločila in raztopila agregate sparitnih zrn.

Abstract

UDC 551.584.65(497.12 Dimnice)

Slabe Tadej: Condense corrosion on rocky rim of Komar channel in Dimnice

The distribution of different quantity of condensed humidity on non-homogeneous rim of Komar channel results from air circulation in pocket closed descending channel. Corrosional aggressive condensed water created smooth surface in entrance part of the channel where there is more condense humidity, and not dissolved sparite crystals are falling down; in lower part of the channel the rocks have jutting out surface as there is less of condense humidity and from micritic base the sparite grains are sticking out; sponge work is found on some parts of the rim where there is not enough of humidity to dissolve the aggregates of sparite grains.

Naslov — Address

TADEJ SLABE, dipl. geogr., raziskovalni asistent
Inštitut za raziskovanje krása ZRC SAZU
66230 Postojna, Titov trg 2
Jugoslavija

IZHODIŠČE IN METODE PROUČEVANJA

Pri proučevanju oblikovanosti skalnega oboda rovov v jami Dimnice, o jamskih anastomozah sem že pisal (T. Slabe, 1987), mi je pozornost pritegnila tudi drobna razjedenost sten Komarjevega rova, ki jih oblikuje recentna kondenzna korozija. Opazovanja mikroklimatskih značilnosti tega rova v vhodnem breznu Dimnic in petrografska analiza njegovega skalnega oboda, mi omogočajo pojasnitev pogojev za nastanek recentne kondenzne korozije in njenega vpliva na oblikovanje in razjedanje skalnega površja.

Pri delu sem si pomagal z naslednjimi postopki. Z digitalnim termometrom sem meril temperaturo zraka na desetinko stopinje natančno. Termometer sem nastavil na izbrano točko in na povratku v rov hitro odčital temperaturo, saj že sama prisotnost človeka v rovu lahko spremeni naravne razmere. Temperaturo zgornje plasti kamnine sem meril v 5 cm globokih izvrtinah. Dnevne spremembe klimatskih razmer pa so beležili na eni točki postavljeni termograf, higrograf in barograf. Pri ugotavljanju zračne cirkulacije sem si pomagal z dimnim poskusom. Spremljanje gibanja dima v majhnem prostoru je težavno, ker prisotnost in gibanje opazovalca lahko vpliva na šibko zračno cirkulacijo.

Pri merjenju količine kondenzirane vlage na steni rova smo uporabili polivinilasto folijo, velikosti kvadratnega metra, ki smo jo pritrdili in prilepili na steno, da se je čimbolj prilegala neravni površini. Kondenzna voda se je zbirala v zbiralniku na spodnjem delu folije. Previsna stena je preprečevala kapljanje s stropa na folijo in v zbiralnik. V vzorcih vode smo s titrimetrično metodo v laboratoriju določili količino raztopljenih karbonatov. Strukturo kamnine v obodu rova sem proučeval z mikroskopiranjem zbruskov in razjedene površine. Za boljšo predstavbo sem kartiral skalno površino in fotografiral značilne odseke razjedene kamnine.

Pri terenskem delu in risanju sta mi pomagala F. Drole in S. Morel.

Oblike, ki nastanejo s kondenzno korozijo

Kondenzna korozija ustvarja na skalnem obodu raznovrstne oblike, ki jih v literaturi različno imenujejo, zato jih bom skušal že uvodoma natančneje opredeliti. O proučevanju kondenzne korozije v jamah pri nas ni veliko napisanega. Slovenska kraška terminologija (1973, 80) omenja, da se kondenzna voda nabira v kapljicah na jamskih stenah ali stropu, navadno na mestu mešanja toplejšega in hladnejšega zraka.

Še najbolj izčrpno sta se te problematike lotila italijanska avtorja A. A. Cigna in P. Forti (1986), ki opozarjata, da je pomen kondenzne korozije zapostavljen. Njuno proučevanje pa ni omejeno le na kraške jame, temveč predstavljata tudi procese in oblike v termalnih jamah, nato v jamah, kjer

korozijski proces pospešujejo močne kisline, ter v rovih, nastalih v lavi, in v ledenih jamah. Oblike, nastale s kondenzno korozijo delita na zračne fasete, kotlice in oblike podobne stropnim kanalom. V kraških jamah je za kondenzacijo odločilna zračna izmenjava z zunanjim, še zlasti pa vdori poletnega toplega zraka. Na primeru termalne jame sta izračunala tudi količino raztopljenega apnenca v kondenzni vodi.

C. Andrieux (1970) je proučeval klimatske pogoje, v katerih se vlaga kondenzira na kamnino, ter načine kondenzacije. Na suho podlago se izločijo najprej kapljice, na vlažni pa nastane vodni film. Martini predstavlja korozijo vode, ki kondenzira iz toplejšega zračnega toka na hladnejšem stropu, ko se oblikujejo stropni žlebovi in kotlice. Ph. Renault (1968, 571), ki navaja Martinijevo trditev, pa poudarja, da je kondenzna korozija mogoča le v vhodnih delih jam. G. Pasquini (1975) omenja vlogo prenikajoče vode, ki v rovu poveča vlažnost in povzroči kondenzacijo na stenah. A. Boegli v razpravi ob predstavitvi Pasquinijeve teze dodaja še primer kondenzne korozije na stiku zračnih mas z različno temperaturo in 100% vlago.

S kondenzacijo se sprošča, z izhlapevanjem pa porablja latentna toplota v jamskem okolju (T. D. Ford, C. H. D. Cullingford, 1976, 337). Tudi B. Géze (1965, 135) poudarja pomen kondenzne korozije. Prenikajoča voda je nasičena in v rovu oddaja sigo ter CO₂, ki ga prevzame vlaga v zraku in z višjo temperaturo postane agresivna. Nastajajo kamnite čipke, korozijske kotlice, raztaplja se stara siga. Kondenzacija je lahko izdatna, kar dokazuje z navedbo, da je ob velikem dotoku toplega zraka, iz katerega se je izločila vlaga, nastal v sistemu Trou de Glou celo potoček.

Posledice dinamičnih mikroklimatskih dejavnikov v Dimnicah je spremljal P. Habič (1985). Zaradi izdatnega izmenjavanja jamskega zraka z zunanjim, so pod vplivom kondenzirane vlage na kapnikih vidni sledovi razpadanja. Kondenzirana vlaga v mrzlem obdobju tudi zmrzuje. Kondenzno cono lahko spremljamo po značilnih spremembah na kapnikih še daleč v notranjost, tudi v predele, kjer ne zmrzuje več. Kondenzacija zračne vlage na skalnem obodu ro-

Sl. 1. A. Drobna kondenzna razjednost zahodne stene Komarjevega rova

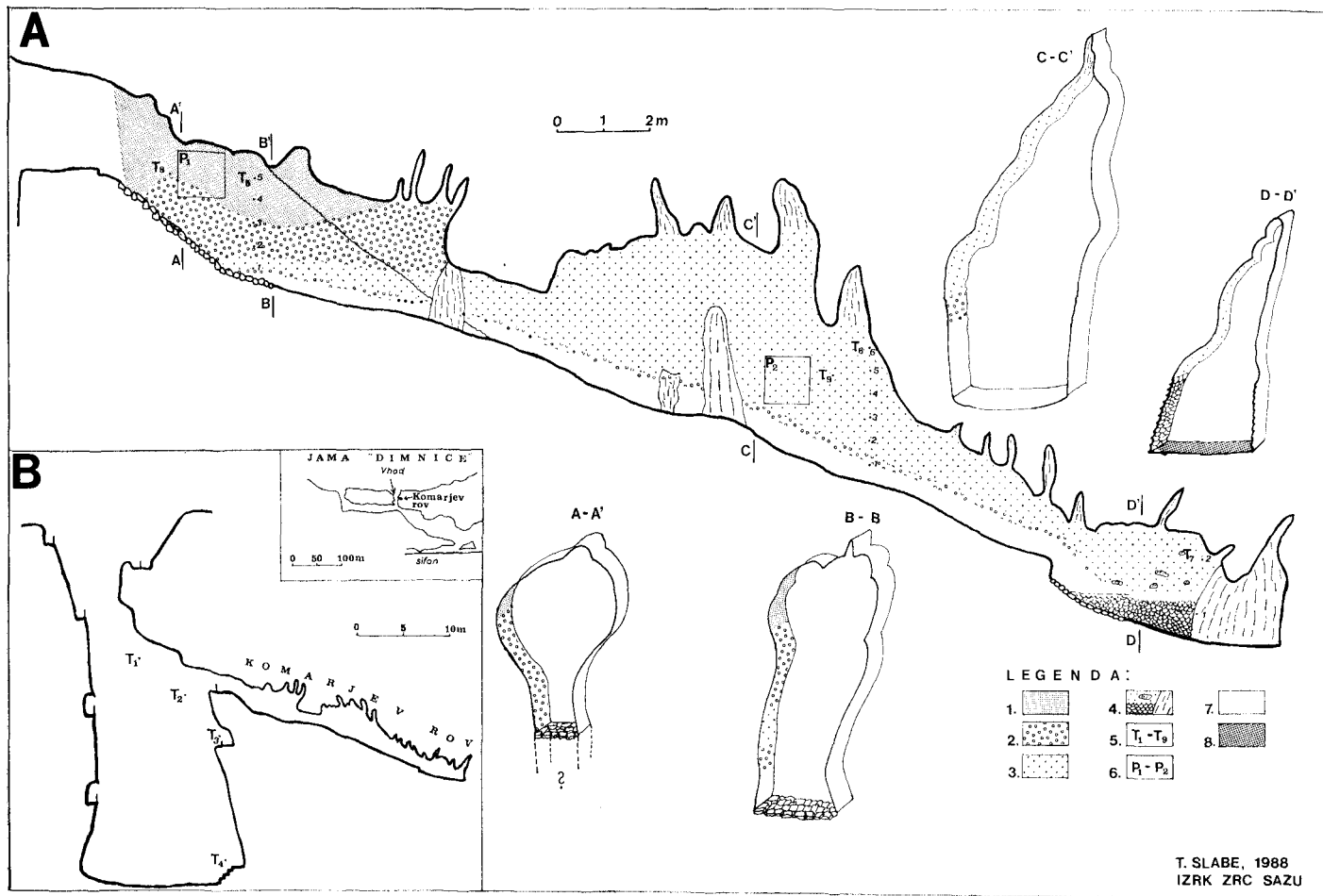
- 1 — gladko skalno površje
- 2 — luknjičasto skalno površje
- 3 — štrlinasto skalno površje
- 4 — siga
- 5 — točke merjenja temperature
- 6 — polivinilasti foliji
- 7 — skalno površje, na katerem ni kondenzacije

B. Položaj Komarjevega rova v vhodnem breznu in v jami

Fig. 1. A. Thin condense corrosion of the western wall of Komar channel

- 1 — smooth rocky surface
- 2 — sponge work
- 3 — protuberances on the rocky surface
- 4 — flowstone
- 5 — the points where the temperature was measured
- 6 — PVC folium
- 7 — rocky surface without condensation
- 8 — loam

B. The situation of the Komar channel regarding the entrance pothole and the cave



T. SLABE, 1988
IZRK ZRC SAZU

vov je torej posledica ohlajevanja toplega zraka na stiku z mrzlim ali oblivanja hladnih sten s toplejšim zrakom. Toplejši zrak z visoko relativno vlago se ohlaja in presežek vlage se izloči na obodu rova. Kondenzacija je torej večja v jamah z izdatnejšim dotokom zraka ali vode s površja. Korozijsko agresivna kondenzna voda pa preoblikuje skalni obod ter tudi kapnike in sigo v jami.

Na podlagi literature in opazovanj v nekaterih jamah pri nas, sem oblike, ki nastanejo s kondenzno korozijo razdelil na:

1. Zračne kotlice in zračne fasete, ki so plitke in velikih premerov; nastanejo, ko rov obliva hitrejši zračni tok.

2. Zračne stropne kanale velikih premerov, ki nastanejo, ko toplejši zračni tok obliva najvišji del stropa.

3. Stropne in stenske razjede:

a) stropne konice nastanejo na počasneje topljivih izbočenih delih kamnine,

b) drobne razjede na stenah in stropu nastanejo, ko je količina vode premajhna za enakomerno raztapljanje kamnine; lahko so posledica nehomogenosti kamnine ali točkovne korozije kondenziranih kapljic.

KONDENZNA KOROZIJA V KOMARJEVEM ROVU

Položaj in oblika rova

Jama Dimnice z dvojnimi sekundarnimi vhodom leži v Matarskem podolju pri Markovščini. Skoznje teče potok s flišnih Brkinov, ki ponikne v slepi dolini pri Velikih Ločah. Jamski sistem je sestavljen iz obsežne 2000 m dolge, s podori preoblikovane in s kapniki okrašene fosilne zgornje etaže in 4000 m dolge ter 40 m nižje vodne etaže.

V 40 m globokem vhodnem breznu (sl. 1 B), v katerega obod so vsekane stopnice, ki vodijo v jamo, se 18 m pod površjem, tik za železnimi vrati, odpira Komarjev rov. Rov (sl. 1 A), ki je nastal ob razpoki s smerjo S—J in z naklonom 85° proti Z, je dolg 29 m in se postopoma spušča. Najnižja točka v žepasto zaprtem rovu je 10 m pod nivojem vhoda. Visok je 1,5 do 3,5 m in širok do 1,5 m. Stene in kamnita tla so ponekod prekrita s sigo, na dnu je nasuta ilovica. Nekaj drobirja je odpadlo s sten rova. Na tretjini rova se stikata sklada apnenca s stilolitskim šivom, ki vpada z naklonom 40° proti SV (sl. 2). To je edina lezika v rovu.

Kondenzacija v rovu

Dimnice so poseben klimatski tip jame, ki je sestavljena iz dveh neenako globokih povezanih brezen in vodoravne jame. Ko je zunanji zrak hladnejši od jamskega, vdira skozi globlje vhodno brezno, se v podzemlju segreva in dviga



Sl. 2. Odsek drobno razjedene stene: luknjičasto površje
Fig. 2. A part of thinly corroded wall: sponge work

skozi sosedno brezno skupno s toplejšim zrakom iz notranjosti jame. Toplejši jamski zrak se na hladnem površju megli, je zapisal I. Gams (1972, 35).

Temperaturo zraka sem meril enkrat tedensko v času najizdatnejše poletne kondenzacije v točkah rova, ki so označene na vzdolžnem prerezu (slika 1 A in 1 B). Pozimi, ko so stene rova večinoma suhe, pa sem opravil le nekaj vzorčnih merjenj. Navajam temperaturne razmere z dne 29. 7. 1987. Redna merjenja kažejo, da so temperaturna razmerja v rovu skozi vse poletje enaka. Temperatura le malo narašča proti koncu poletja. Manjša odstopanja pa so opazna v času daljšega obdobja slabega vremena, ko se zniža tudi temperatura v rovu in začasno prekine zračna cirkulacija.

Temperatura v breznu (sl. 1 B) se postopoma znižuje z globino: $T_1 = 11^{\circ}\text{C}$, $T_2 = 7,6^{\circ}\text{C}$, $T_3 = 6,1^{\circ}\text{C}$ in $T_4 = 5,4^{\circ}\text{C}$. Na dnu brezna je temperatura več kot 20°C nižja kot opoldanska temperatura zunanjega zraka. V Komarjevem rovu (sl. 1 A) sem meril temperature na pol metra v navpičnem prerezu. Najbolj izrazite so razlike v začetnem delu rova, kjer se od stropa navzdol vsake pol metra zniža temperatura zraka za polovico stopinje (T_5 [1—5], sl. 1 A). Temperatura zraka je nad tlemi torej za 2°C nižja kot pod stropom. Manjše razlike, le $1,3^{\circ}\text{C}$, sem nameril pri T_6 (1—6).

Temperature zraka v prečnem preseku pri točkah T 5 in T 6:

	T 5	T 6	° C
strop rova			
3	—	7,7	
2,5	8,3	7,2	
2	7,8	6,9	
1,5	7,3	6,6	
1	6,7	6,4	
0,5 m	6,4	6,4	
tla rova			

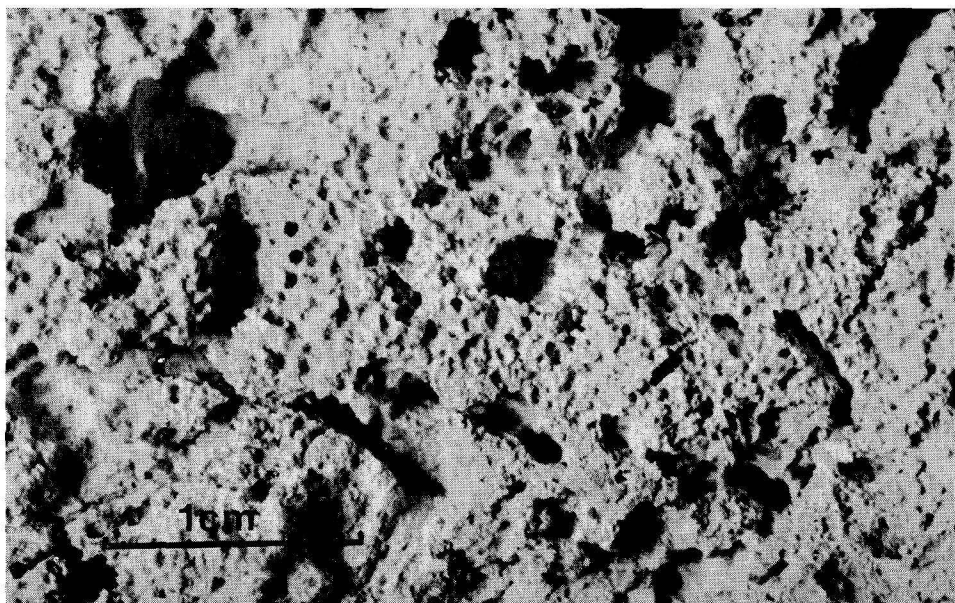
V zračni plasti nad tlemi rova sem nameril enako temperaturo pri T 7 (6,3° C) kot v najnižji plasti pri T 6 in T 5, zrak pod stropom pa doseže še 7° C. Nad tlemi je torej v vsem rovu plast hladnejšega zraka s temperaturo 6,4° C. V tem pasu kondenzne korozije ni oziroma je neizrazita. Žep hladnega zraka je v spodnjem delu rova višji.

Pri točki T 5-1, kjer sem postavil termograf, higrograf in barograf, sta bili temperatura in zračna vlaga v desetih dneh merjenja v mesecu juliju enaki, zračni pritisk pa se je v času lepega vremena zvišal za 10 mb. Dnevne spremembe zunanjih temperatur se v spodnjih plasteh zraka v rovu ne odražajo. Kondenzacija v spodnjem delu rova je bila majhna in količine kondenzirane vlage nisem mogel izmeriti. Na foliji se je nabralo le nekaj kapljic vode. Tudi temperaturne razlike med zrakom in kamnino so bile v višini folije neznatne. Pri točki 8 pa se je na kvadratnem metru polivinilaste folije v štirinajstih dneh nabralo 2 l vode. V tem delu rova je kondenzacija najbolj izdatna. Temperaturna razlika med zrakom in površinsko plastjo skale je pri prvi foliji okoli 1° C:

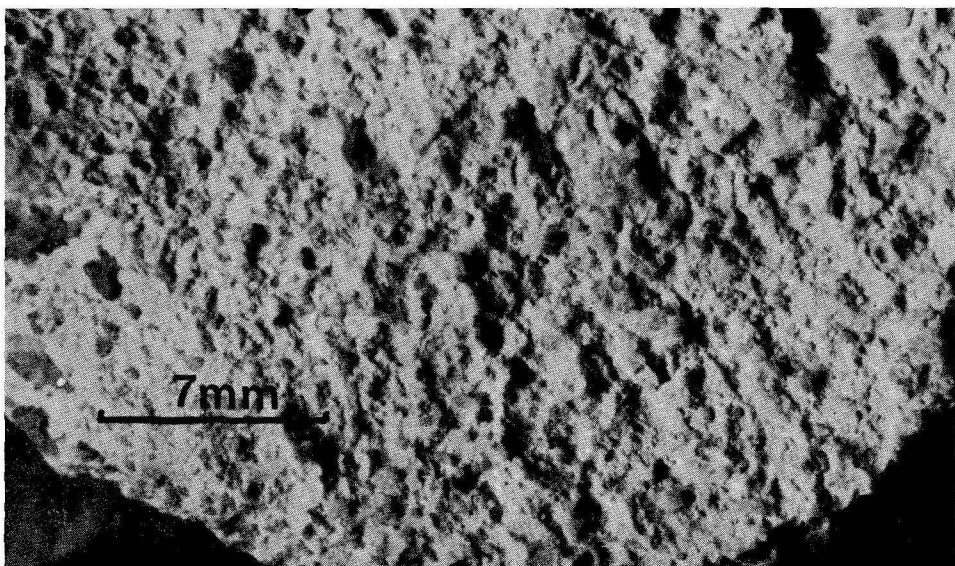
	14. 7.	17. 7.	23. 7.	29. 7.	
T 8 zrak	8,2	8,1	8,3	8,1	°C
T 8 skala	7,3	7,3	7,3	7,2	°C

Temperatura površinske plasti kamenine proti stropu narašča, kot narašča tudi temperatura zraka. Kamenina se torej segreva s toplejšim zrakom in toploto, ki se sprosti pri kondenzaciji. Nad tlemi, v najhladnejšem pasu zraka, kjer ni znakov kondenzne korozije, tudi temperaturnih razlik med steno in zrakom ni.

Vzorci vode so bili nasičeni, kar je lahko že posledica prahu, ki smo ga dvigovali z gibanjem v rovu. V dveh vzorcih smo v laboratoriju določili 30 mg Ca/l, v tretjem pa še enkrat več, kar je verjetno posledica vmesnega obdobja izhlapevanja. Šibko zračno cirkulacijo sem skušal določiti z dimnim poskusom. Na sredo vhodnega dela rova smo nastavili dimno telo. Toplejši zrak se je dvigoval in oblival zgornje dele sten in strop po rovu navzdol, v zgornjem delu pa je nad tlemi odtekal iz rova.



Sl. 3. Luknjičasto površje stene
Fig. 3. Sponge work on the wall



Sl. 4. Štrlinasto površje stene
Fig. 4. Protuberances on the wall

V rovu lahko ločimo tri tipične klimatske situacije: poletno, prehodno spomladansko in jesensko, ter zimsko. Poleti se zrak v zgornjem delu brezna, kamor sežejo tudi sončni žarki, segreva. Plast zraka pod nivojem vhoda v Komarjev rov je toplejša, kot je spodnja plast zraka v rovu. Mrzel zrak se iz rova nad tlemi preliva v brezno, pod stropom pa priteka v rov toplejši zrak. Ta obliva hladnejšo kamnino na stropu in v zgornjem delu sten. Ohlajen zrak se sproti spušča k tlem, nekaj pa ga odteka naprej v notranjost, kjer se proces kroženja nadaljuje. Topel vlažen zrak se ob stenah ohlaja in izloča vlogo. Večina vlage se izloči v vhodnem delu rova, proti notranjosti pa kondenzacija hitro pojema. Že prva ožina v rovu, 10 m v notranjosti, je meja med izdatnejšo in šibko kondenzacijo. Ko se zrak v breznu ohladi, vdre v rov, kjer se zaradi toplejšega okolja osuši in kondenzacija se prekine. Poletni klimatski tip traja od pozne pomladi do jeseni. Na stropu in na zgornjih delih sten se v tem času izloči okoli 14 l kondenzne vode na kvadratni meter. Kondenzacija je sorazmerno šibka, kar je posledica majhnih temperaturnih razlik med zrakom in skalo, ne preveč vlažnega zraka in neizrazite zračne cirkulacije. Nekoliko izdatnejša je, ko je vhodno brezno vlažno in se segreti zrak v breznu lahko navlaži.

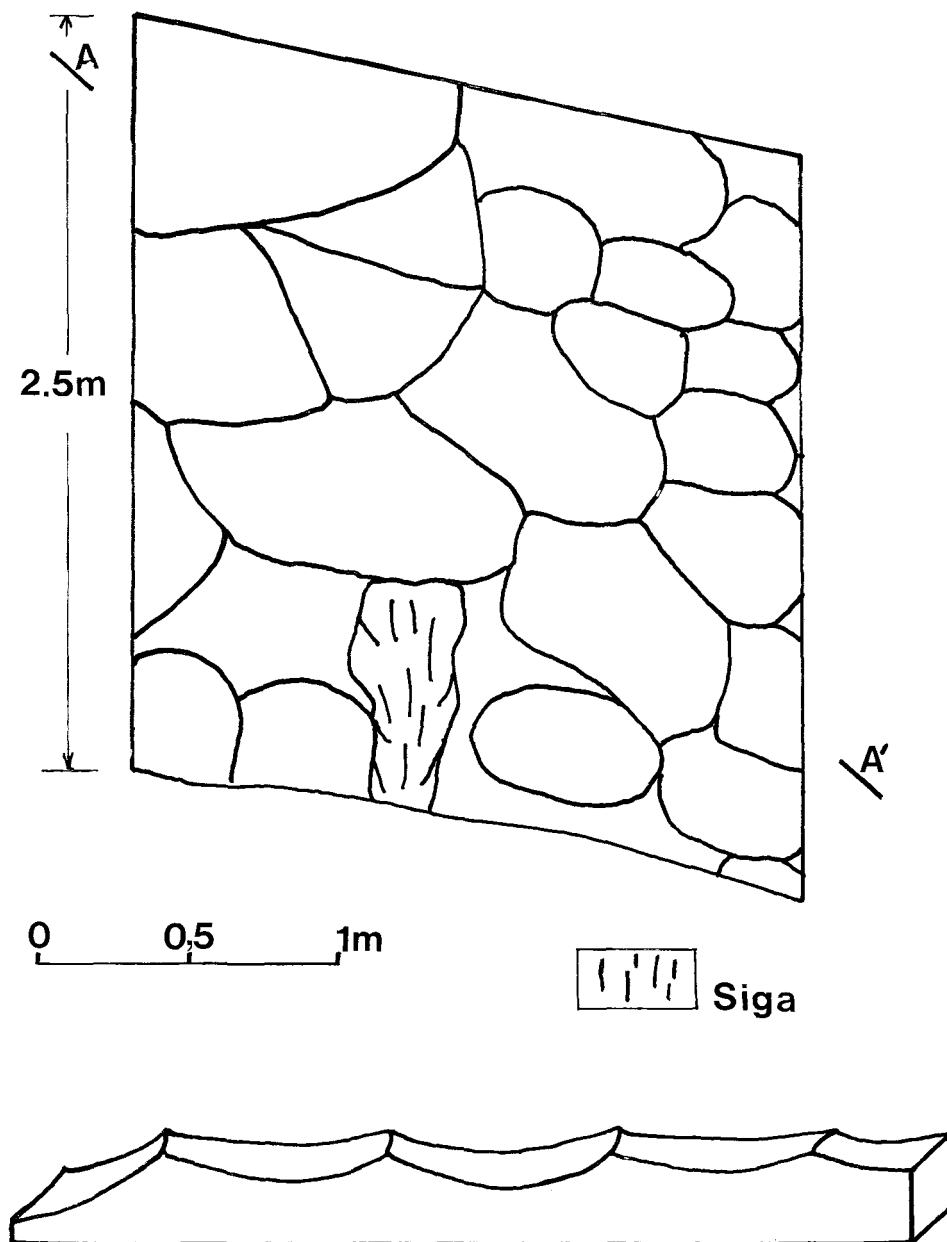
Prehodne klimatske razmere so spomladi in jeseni, ko so temperaturne razmere v breznu in rovu izenačene. V rovu ni zračne cirkulacije in stene so suhe. Pozimi vdira v vhodno brezno mrzel zrak s površja. Del mrzlega zraka vdre tudi v Komarjev rov in izpodriva tamkajšnji zrak navzgor proti izhodu. Na stiku teh dveh zračnih plasti se izloči največ vlage. Proces je kratkotrajen, omejen je namreč le na čas vsedanja mrzlega zraka, in kondenzacija je šibka.

Oblikovanost skalnega oboda

Površje skalnega oboda rova lahko po značaju korozijske razjedenosti razdelimo v tri morfološke tipe:

1. Gladko površje s sledovi manjših odkruškov.
2. Luknjičasto površje s polkroglastimi manjšimi zajedami nepravilnih oblik s premerom 1—2 mm (sl. 1 A, 3). Kjer je kondenzne korozije še manj, razjede prehajajo v večje, do 8 mm dolge, lahko prav toliko široke, in so sestavljene iz polkroglastih vdolbinic. Površje med njimi je razjedeno še z manjšimi vdolbinicami s premerom 1 mm.
3. Štrlinasto površje z 1—3 mm dolgimi in praviloma nekoliko ožjimi sparnimi zrni (sl. 1 A, 4). Vmesno površje je prekrito s tanko plastjo rekristaliziranega kalcita. Korozija hitreje razjeda ob razpokah in stena se zato kruši. Krušenje je počasno in odkruški so majhni.

Prehodi med posameznimi tipi skalnega površja so postopni. Na stropu in na zgornjih delih sten vhodnega dela rova, kjer je kondenzna korozija največja, je skalno površje gladko (sl. 1 A). Tip 1 v notranjost in navzdol postopoma prehaja, sorazmerno z manjšanjem količine kondenzne vlage, v luknjičasto površino, tipa 2. V okolju najmanjše kondenzacije, za prvo zožitvijo v rovu, pa prevladuje skalna površina tipa 3. Nad spodnjim pasom, kjer kondenzacije ni ali pa je prešibka, da bi razjedala, se ponovi ozek rob tipa 2. Na stiku spodnjega mrzlega zimskega zraka, ki vdira v rov, in toplejšega notranjega zraka, je



Sl. 5. Mreža plitkih kotlic na skalnem obodu
Fig. 5. Net of shallow scallop on the rocky rim

namreč kondenzacija izdatnejša. Najlepše je vidna meja vertikalne temperaturne zračne plastovitosti in z njo povezane kondenzne korozije na dnu rova. Spodnji del sten, kjer kondenzne korozije ni, je prekrit s sigo, zgoraj, kjer je siga odstranjena s kondenzno korozijo, pa so stene drobno razjedene.

Sklep

Razporeditev različne količine kondenzirane vlage na nehomogeni kamnini je posledica zračne cirkulacije v žepasto zaprtem, navzdol nagnjenem rovu. Korozijsko agresivna kondenzna voda raztaplja zgoraj svetlejšo plast dismirkrita in spodaj nekoliko bolj topljiv biomikrosparit. Izgleda, da se agresivnost kondenzne vode v rovu ne spreminja in je različna razjedenost skalnega oboda predvsem posledica različne količine kondenzne vlage in z njo povezanega odplakovanja raztopine.

Okoli manj topnih kristalov sparitnega kalcita se kamnina hitreje raztaplja. Nastali so trije tipi skalnega površja. Iz delov skalne površine, kjer je razjedanje najhitrejše, ne povsem raztopljeni ostanki sparita odpadajo, in nastaja sorazmeroma gladko skalno površje (tip 1). Kjer je vlage premalo, da bi razločila in raztopila tesneje povezane agregate sparitnih zrn, nastanejo med njimi drobno razjedene luknjice (tip 2). Na delih površine, kjer je kondenzne vlage najmanj, pa iz mikritne osnove štrlijo zrna sparita (tip 3).

V obdobjih izhlapevanja vlage s skalne površine nastane na stenah tanka prevleka iz raztopine izločenih kristalov kalcita. Vlaga je namreč premalo, da bi sproti izpirala raztopljeno kamenino. Največ prevleke je na tistih delih skalne površine, kjer je kondenzne vlage najmanj (tip 3) in pride izhlapevanje najhitreje do izraza. Rekristalizacija upočasni nadaljnje raztapljanje kamninske podlage. Ob gosti razpokanosti se kamnina lušči. Kaže, da je siga nekoliko slabše topljiva od kamnine, saj so ostanki sige na izbočenih delih kamnine.

Površje skalnega stropa v vhodnih delih in sten v notranjosti, ki ga je razjedla kondenzna korozija, je razčlenjeno v velike in plitke, v mrežo povezane kotlice (sl. 5). Premer kotlic je 0,25 m do 1 m, poprečna globina je 0,1 m, največja izmerjena globina pa je 0,4 m. V ožjem delu rova so praviloma manjše. Kotlice so nepravilnih oblik, nekoliko podaljšane v smeri padca rova. Robovi kotlic so neizraziti, delno preoblikovani tudi s kondenzno korozijo. Kotlice, ki so zajedene tudi v dele sten, kjer kondenzne korozije danes ni, so bile deloma prekrite s sigo, kar dokazujejo ostanki tako na robovih kot na dnu kotlic, torej na mestih, kjer je bila odložena v večjih količinah.

Na vprašanje, kdaj in kako so kotlice nastale, še ne znam odgovoriti. Lahko pa predpostavim nekaj možnosti. Nastankov brezna in Komarjevega rova ni moč povezovati, čeprav ju družijo oblikovanje ob isti razpoki. Mlajše brezno je le presekalo rov in ga klimatsko povežalo s površjem. Ali so kotlice nastale s hitrim zračnim tokom, ko je bil rov še odprt? Že šibka kondenzna korozija namreč, ki smo ji priča še danes, je razjedla večino sige na skalnem obodu. Je bilo oblikovanje skalnega oboda povežano s prenikajočo vodo skozi stropno razpoko, ki je danes zapolnjena s staro sigo? Ali pa je rov nastal s pretakajočo vodo v zalitem podzemlju? Vprašanja torej, ki obetajo pestro nadaljnje proučevanje.

LITERATURA

- Andrieux, C., 1970: Contribution à l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques, *Annales de spéléologie* 25, 441—559.
- Cigna, A. A.; P. Forti, 1986: The speleogenetic role of air flow caused by convection, *International Journal of Speleology*, 41—52, Trieste.
- Ford, T. D. & C. H. D. Cullingford, 1976: *The Science of Speleology*, New York.
- Gams I., 1972: Ekskurzije, 6. kongres speleologov Jugoslavije, Sežana-Lipica, 10.—15. okt., 34—36, Postojna.
- Géze, B., 1965: *La spéléologie scientifique*, 134—135, Paris.
- Habič, P., 1985: Razpadanje in uničevanje kapnikov pod vplivom naravnih dogajanj in človekovega poseganja v kras, *Naš krš* V. 11, No. 18—19, 21—31, Sarajevo.
- Pasquini, G., 1968: Considerazioni sulla percolazione e sulla condensazione, *Le grotte d'Italia* V 4/4, 323—327.
- Renault, Ph., 1968: Contribution à l'étude de actions mécanique et sédimentologiques dans la spéléogénèse, *Annales de spéléologie*, 529—596.
- Slabe, T., 1987: Jamske anastomoze v Dimnicah, *Acta carsologica* 16/8, 167—179, Ljubljana.
- Slovenska kraška terminologija, 1973, Ljubljana.

CONDENSE CORROSION ON ROCKY RIM OF KOMAR CHANNEL IN DIMNICE

Summary

While studying the shape of rocky rim of the channels in Dimnice cave near Markovščina my attention was drawn by thin corrosion of the Komar channel walls which are shaped by recent condense corrosion. The observations of microclimatic properties of this channel in the entrance pothole of the cave and petrographic analyse of its rocky border rendered possible to explain the conditions for the development of condense corrosion and its influence upon the formation and dissolution of rocky surface. Based on literature and on my own observations in some caves at us I've divided the forms of condense corrosion to air solution cups and air flutes, air roof channels and roof and wall solution pits.

Distribution of different quantity of condense humidity on non-homogeneous rocky rim of the channel are the results of air circulation in pocket closed descending channel. In the channel three typical climatic situations can be distinguished: summer, transition in spring and autumn and winter one. In summer when the air layer under the level of the entrance to the pothole is warmer than the lower air layer in the channel, the cold air from the channel above the floor circulates into the pothole, while under the ceiling warmer air flows into it. The most of humidity precipitates in the entrance part and is decreasing quickly towards the interior. In spring and autumn there is no air circulation in the cave and the walls are dry. In winter cold air descends into the pothole, breaks into the channel too and in contact with the internal warmer air the most of humidity precipitates. The process is limited to the time of settling of cold air and condensation is weak.

Corrosion aggressive condensed water creates the surface of the rocky rim. From the parts of rocky surface where dissolution is the most active not entirely dissolved particles of sparite are falling down and relatively smooth rocky surface develops (type 1, Fig. 1). Where there is not enough of humidity to discern and dissolve tightly cemented fabric of sparite grains the rock is thinly indented with small solution pits (type 2). On the places of the surface where there is the least of humidity the sparite grains are sticking out the micritic base (type 3).

MINERALOŠKA PRIMERJAVA PEŠČENIH LUTK
IZ OKOLICE IVANJEGA SELA
IN IZ VOLČJE JAME

MINERALOGICAL COMPARISON BETWEEN SAND DOLLS FROM
SURROUNDING OF IVANJE SELO AND FROM VOLČJA JAMA

NADJA ZUPAN

Izvleček

UDK 552.54 : 551.442(497.12 Volčja jama)
552.54(497.12 Ivanje selo)

Zupan Nadja: Mineraloška primerjava peščenih lutk iz okolice Ivanjega sela in iz Volčje jame

Prispevek je poizkus mineraloške obdelave drobnozrnatih mehanskih jamskih sedimentov. Z rentgensko difraktometrijo in optično mikroskopijo sta bila preiskana vzorca iz Volčje jame in iz okolice Ivanjega sela. Določena je bila mineralna sestava vzorcev in izvor klastičnega materiala, vendar je ostalo odprtih še veliko problemov in bodo zato potrebne nadaljnje preiskave.

Abstract

UDC 552.54 : 551.442(497.12 Volčja jama)
552.54(497.12 Ivanje selo)

Zupan Nadja: Mineralogical comparison between sand dolls from surrounding of Ivanje selo and from Volčja jama

The article is an attempt of mineralogical treating of fine grained clastic sediments. Two samples, from Volčja jama and from Ivanje selo, were studied by x-ray diffraction and optical microscopy. The mineralogical composition and the provenance of clastic materials of samples were defined, but there are a lot of problems which must be studied more.

Naslov — Address

NADJA ZUPAN, dipl. ing. geol., raziskovalni asistent
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
66230 Postojna, Titov trg 2
Jugoslavija

UVOD

Mineraloške preiskave preperelih ostankov karbonatnih kamnin na krasu so zanimive zaradi tega, ker nam povedo, katere kamnine so preperevale, pod kakšnimi pogoji in kako hitro, ter kakšni minerali se skoncentrirajo v preperini. Glede na zaobljenost mineralnih zrn pa sklepamo na njihov možen transport in njegovo dolžino.

Karbonatne kamnine preperevajo, ko pridejo v območje atmosferskega tlaka in temperature ter pod vpliv atmosfere in površinske vode, ki je relativno bogata s CO_2 in O_2 . Zaradi teh dejavnikov začno razpadati in preperevati številni minerali, ki gradijo karbonatne kamnine. Različni minerali so pri atmosferskih pogojih različno obstojni, eni bolj, drugi manj. V coni vertikalnega prenikanja na krasu voda raztaplja kalcit iz apnenca, potem pa ga spet izloči v jamah in razpokah v obliki sige. Kremen, ki ga apnenci vsebujejo kot primes, pa je zelo obstojen, njegovo razpadanje in preperevanje obsega zelo počasno drobljenje in topljenje v površinskih vodah. Minerale kot so glinenci, amfiboli, pirokseni, ki so veliko manj obstojni, največkrat nadomeščajo minerali glin.

Preperevanje pospešuje topla klima, večja količina površinske vode in tektonska razdrobljenost samih karbonatnih kamnin. Preperele ostanke kamnin voda potem nanaša v tektonske razpoke in v kraške jame, kjer se odlagajo, po odložitvi pa so ti ostanki podvrženi procesom diageneze.

Največkrat so do sedaj analizirali preperele ostanke karbonatnih kamnin na krasu samo zaradi nahajališč boksita v kraških žepih. S tem v zvezi so preučevali tudi terra rosso.

O boksitih in terra rossi na ozemlju Slovenije je pisalo več avtorjev. Že v začetku tega stoletja se je E. K r a m e r (1900) ukvarjal z nastankom terra rosse, o Kramerjevi teoriji je pisal tudi F. S e i d l (1900), E. K r a m e r (1905) pa je opisal tudi boksit iz Borovnice. Boksite ter železne rude (1953) in oolitne boksite (1955) je preučeval M. P l e n i č a r. V zborniku Alpi Giulie (1911) je neznan avtor obdelal mineralno sestavo terra rosse s Tržaškega krasa. Druge jugoslovanske boksite in terra rosso so v svojih delih obdelali L. M a r i ć (1964), A. G r u b i ć (1964), Z. B e š i ć s sodelavci (1965), itd.

Doslej se še niso ukvarjali veliko z mineraloškimi analizami alohtonih klastičnih jamskih sedimentov pri nas. V sklopu speleogeoloških raziskav in pod teme Mineralogija jamskih sedimentov sem naredila mineraloško primerjavo med peščenima lutkama iz Ivanjega sela in Volčje jame.

Primerjavo sem naredila med že na oko različnima konkrecijama, tako imenovanima peščenima lutkama, ki sta mi ju v analizo prinesla P. H a b i č — rumen vzorec iz Ivanjega sela, in T. S l a b e — rdečerrjav vzorec iz Volčje

jame na Nanosu. Vzorca sem preiskala z metodo rentgenske difraktometrije in s presevno optično mikroskopijo.

Difraktogrami so posneli na Katedri za mineralogijo, VTOZD Montanistika FNT, na rentgenskem difraktometru znamke Philips. Pogoji snemanja so bili naslednji: rentgenski žarki $\text{CuK}\alpha$ ($\lambda = 1,5418 \times 10^{-1} \text{ nm}$) pri napetosti 40 kV in toku 20 mA. Vključen je bil Ni filter, grafitni monokromator in proporcionalni števec. Območje snemanja pri kotu 2θ je bilo od 4° do 70° . Hitrost goniometra je znašala $20 = 2^\circ/\text{min}$, hitrost papirja pa 20 mm/min . Obseg zapisa je bil pri obeh vzorcih 4×10^2 udarcev na sekundo, časovna stalnica pa je bila 4.

GEOLOŠKA ZGRADBA OKOLICE NAJDIŠČ

Po osnovni geološki karti, list Postojna 1 : 100 000 (1967), gradijo okolico Ivanjega sela jurski dolomiti ter apnenci in kredni apnenci z vložki bituminoznih (peščenih) dolomitov. V jurskih apnencih SZ od Ivanjega sela je Rjavi grič, na katerem so boksitni žepi (M. Pleničar, 1970). Rumena lutka (peščena konkrecija) je bila najdena v zapolnjeni razpoki ob graditvi avtoceste v useku severno od Ivanjega sela, na nadmorski višini 516 m. Razpoka je v sivem, srednje in tanko plastovitem apnencu, ki je aptijsko-albijske starosti, v katerem so nepravilno razporejene leče temno sivega bituminoznega peščenega dolomita in apnenci z roženci (J. Čar, R. Gospodarič, 1984). Ozemlje pripada conidijskega preloma, zato je apnenec precej razpokan.

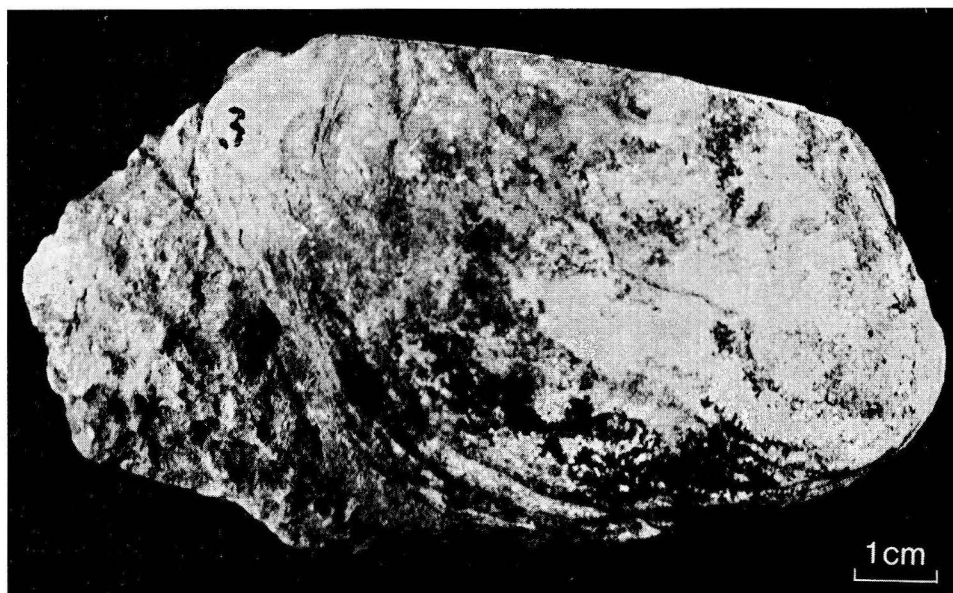
Rdečerjava lutka je iz Volčje jame na Nanosu, na nadmorski višini 1040 m. Volčja jama leži po osnovni geološki karti, list Postojna, v sivem in gostem oolitnem apnencu z vložki zrnatega dolomita. Blizu vhoda v Volčjo jamo je znano nahajališče boksita Železni klanec, ki nastopa v obliki leče (M. Pleničar, 1970). Rdečih peščenoglinenih konkrecij je v jami polno, nastopajo kot zapolnitve luknjic v stenah jame, njihov nastanek naj bi bil pojasnjen s korozijo ob stiku ilovnatga sedimenta z apnencem, ki gradi jamske stene (T. Slabe, 1988, rokopis).

OPIS PREISKANIH VZORCEV

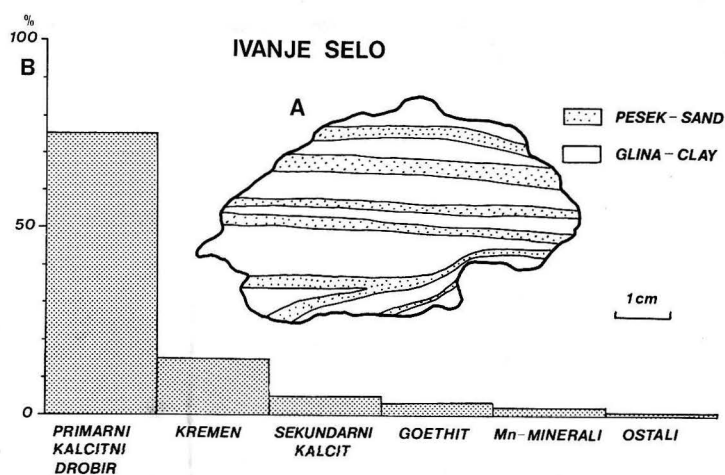
Vzorec IVANJE SELO

Makroskopski opis

Vzorec je rumene barve (10YR 7/6), velik približno 10 cm, po površini je posut s črnim oprhom (slika 1). Lepo so izražene posamezne plasti. Nekatere so peščene, sivkaste barve, druge pa glinene in rumene. Plasti si sledijo druga vrh druge (slika 2 A). Peščena lutka je še prhka, ni še vezana v trdno kamnino, prepredajo jo tanke kalcitne žile. V njej ni opaznih nikakršnih fosilov.



Sl. 1. Rumena peščena lutka iz Ivanjega sela
Fig. 1. Yellow sandstone from Ivanje selo



Sl. 2. A. Prečni prerez vzorca
B. Mineralna sestava vzorca iz Ivanjega sela v %
Fig. 2. A. Cross-section of the sample
B. Mineral composition of Ivanje selo sample in %

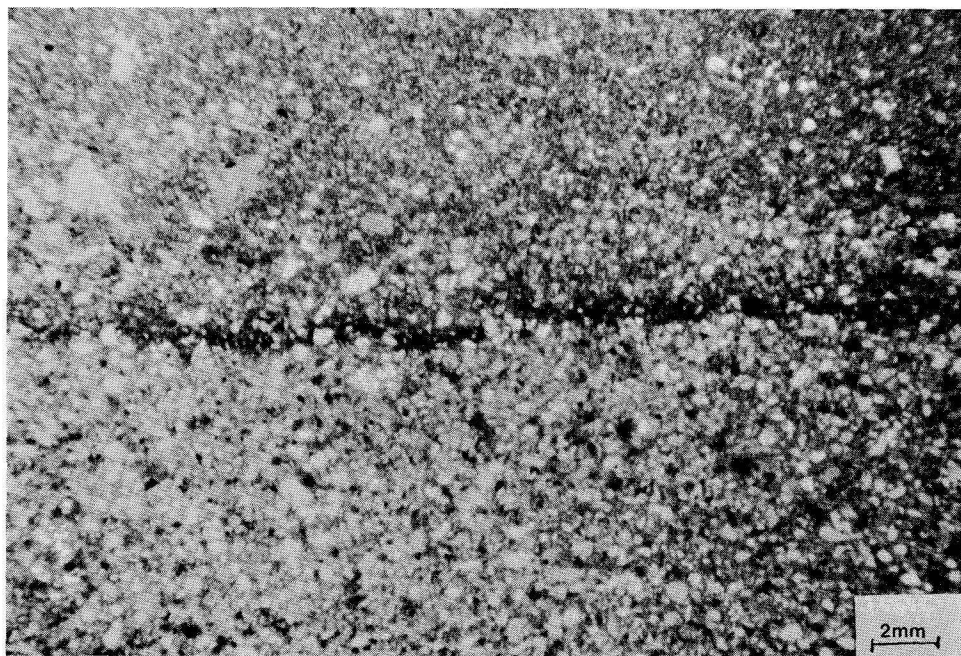
Mikroskopski opis

Struktura

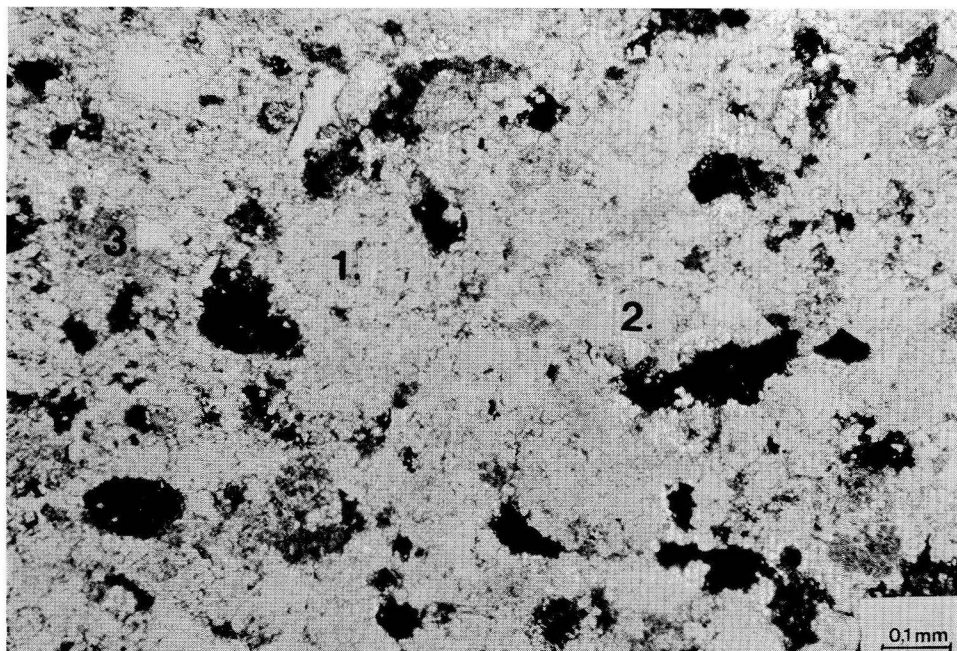
Vzorec ni homogen, opazna je ciklična plastovita sedimentacija. V nekatereh plasteh, ki so ločene med seboj z limonitiziranim delom, je opazna normalna postopna zrnnavost, od grobih do drobnih zrn, v drugih pa vso plast predstavljajo velika zrna. Večja zrna so neurejena v vsem vzorcu in tudi kakršna koli orientacija teh zrn ni opazna (slika 3). 60 % površine vzorca zavzema drobnozrnata karbonatna osnova, poroznost 15 %, ostala površina pa pripada posameznim zrnom kremenca. Zrna so v glavnem majhna, približno 0,02 mm, nekaj pa je tudi večjih, okrog 0,1 mm. Preseki zrn so različnih oblik: pravokotni, trikotni, rombični, kvadratni, okrogli in nepravilni. Le redka zrna so rahlo zaobljena. V razpoki, ki je vzporedna s plastovitostjo, med dvema ciklom, je kristalil kalcit.

Mineralna sestava

Mineralna sestava vzorca obsega detritična in avtigena mineralna zrna (slika 4). Od detritičnih zrn v vzorcu nastopata kremen in kalcit, litičnih zrn pa v vzorcu ni.



Sl. 3. Struktura vzorca, normalna postopna zrnnavost; vzporedni nikoli
Fig. 3. Texture of the sample, normal granulation; parallel nicols



Sl. 4. 1. primarni kalcitni drobir,
2. kremen,
3. sekundarni kalcit; navzkrižni nikoli

Fig. 4. 1. primary calcite particles,
2. quartz,
3. secondary calcite; crossed nicols

Kremenova zrna so nesistematično raztresena po vzorcu, samo v nekaterih delih, kjer so skoncentrirana groba zrna, jih je več. Kremen zavzema približno 15 % vsega vzorca, nastopa pa v velikih, do 0,1 mm, nezaobljenih zrnih. Preseki kremenovih zrn so pravokotni, trikotni in kvadratni. Veliko zrn vsebuje okrogle prozorne vključke.

Kalcitova zrna so drobna, velika do 0,03 mm, in tvorijo osnovo. Zrna so precej preperela, njihovi preseki pa so nepravilni, v bistvu gre za karbonatni drobir.

Avtigena mineralna zrna so tista, ki nastanejo sekundarno pri strjevanju peščenih in glinenih delcev v kamnino. V vzorcu so naslednji avtigeni minerali: kalcit, limonit in neprozorni črni minerali. Sekundarna kalcitna zrna predstavljajo 5 % vzorca, so različnih velikosti, največja so velika do 0,1 mm. Nastopajo v obliki rombov ter zapolnjujejo pore in razpoke. V porah nastopajo kot cement in tvorijo vezivo z drobnnozrnatim detritičnim kalcitom.

Limonit nastopa v drobnih zrnih v obliki oprha na drugih mineralih. Je rjave barve, posebno veliko ga je na vrhu vsakega posameznega cikla postopne zrnivosti.

Neprozorni črni, verjetno Mn minerali nastopajo v igličastih skupkih, prevlečenih čez druge minerale.

Rentgenski opis

V vzorcu močno prevladuje kalcit z $d_{100} = 3,04 \times 10^{-1}$ nm. Relativno predstavlja 80 % vsega vzorca. Po količini sledi kremen z $d_{100} = 3,34 \times 10^{-1}$ nm. V vzorcu je tudi nekaj kaolinita in geothita, v sledovih pa so prisotni boehmit in Mn minerali, kot sta psilomelan in piroluzit.

Interpretacija

V vzorcu sem z rentgensko in mikroskopsko analizo določila naslednje minerale: kalcit, kremen, goethit, Mn okside, kaolinit in boehmit (slika 2 B). Vzorec je še precej porozen, veliko je nezapolnjenih por, nekatere pa so zapolnjene z velikimi, kalcitnimi zrni. Ta kalcit je sekundarnega nastanka, tam, kjer je imel za rast dovolj prostora, so zrastle lepi rombični kristali. V razpoki, ki je vzporedna plastovitosti, so rasla velika kalcitna zrna od obeh robov razpoke proti sredini.

Veliko število por, 15 % površine vzorca, kaže na to, da vzorec še ni popolnoma litificiran, torej še ni trdna kamnina.

Ciklična sedimentacija v vzorcu je večkrat prekinjena. Do prekinitve je verjetno prišlo zaradi izsušitve, vsakič je bil vrh posameznega sedimentacijskega cikla postopne zrnivosti rahlo limonitiziran. Verjetno so bila zrna limonitizirana, ko še niso bila prekrita z novimi. Iz tega sledi, da je material v razpoko prihajal postopno in se normalno usedal, spodaj groba zrna, zgoraj pa vedno bolj drobna. Groba velika zrna v glavnem pripadajo kremenu. Glede na nezaobljenost zrn, njihov transport ni bil dolg, so lahko netopen ostanek apnenca, ki prepereva v okolici (R. Gospodarič, E. Grobelšek, 1970), vendar bi bilo potrebno za potrditev izvora narediti več preiskav.

Vzorec VOLČJA JAMA

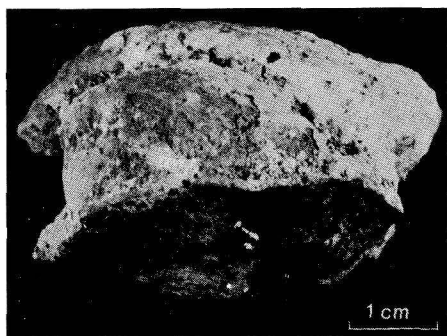
Makroskopski opis

Vzorec je rdečerrjav (2,5 YR 5/8), velik približno 5 cm (slika 5). Po površini je prevlečen s črno prevleko. Vzorec je dokaj homogen (slika 6 A), makroskopsko ni opaziti plastovitosti. Prepredajo ga črni dendriti in kalcitne žile. Lutka je že precej trda in kompaktna.

Mikroskopski opis

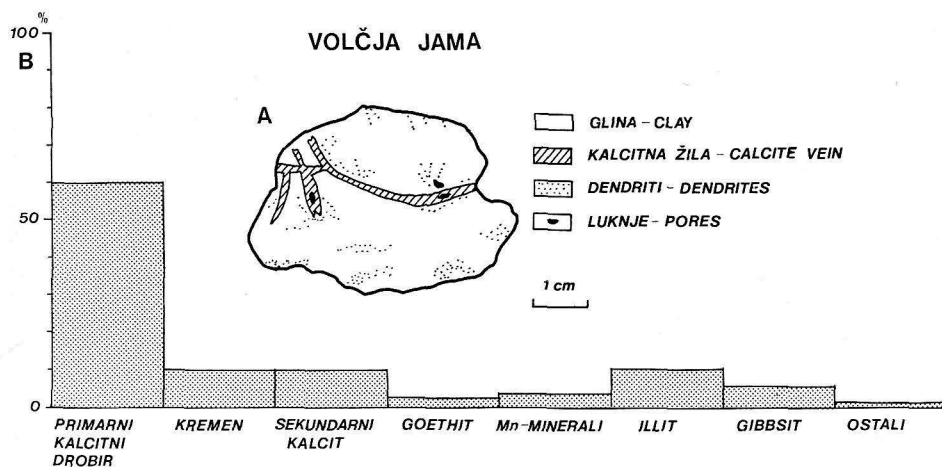
Struktura

Vzorec ni homogen. V drobno zrnati osnovi so večja mineralna zrna, usmerjena (orientirana) so v isto smer v eni ravnini, kar se večkrat ponavlja (slika 7). Osnova predstavlja 50 % vsega vzorca, 10 % predstavljajo pore. Zrna so v glavnem velikosti do 0,03 mm, nekaj pa je tudi večjih. Precej je tudi zelo drobno kristalnih, neprozornih mineralov, ki zapolnjujejo nekdanje pore. Pravokotno na orientacijo zrn je nekaj večjih razpok, ki so zapolnjene z velikimi kalcitnimi kristali.



Sl. 5. Rdečerjava lutka iz Volčje jame na Nanosu

Fig. 5. Red-brown doll from Volčja jama on Nanos



Sl. 6. A. Prečni prerez vzorca

B. Mineralna sestava vzorca iz Volčje jame v %

Fig. 6. A. Cross-section of the sample

B. Mineral composition of Volčja jama sample in %

Mineralna sestava

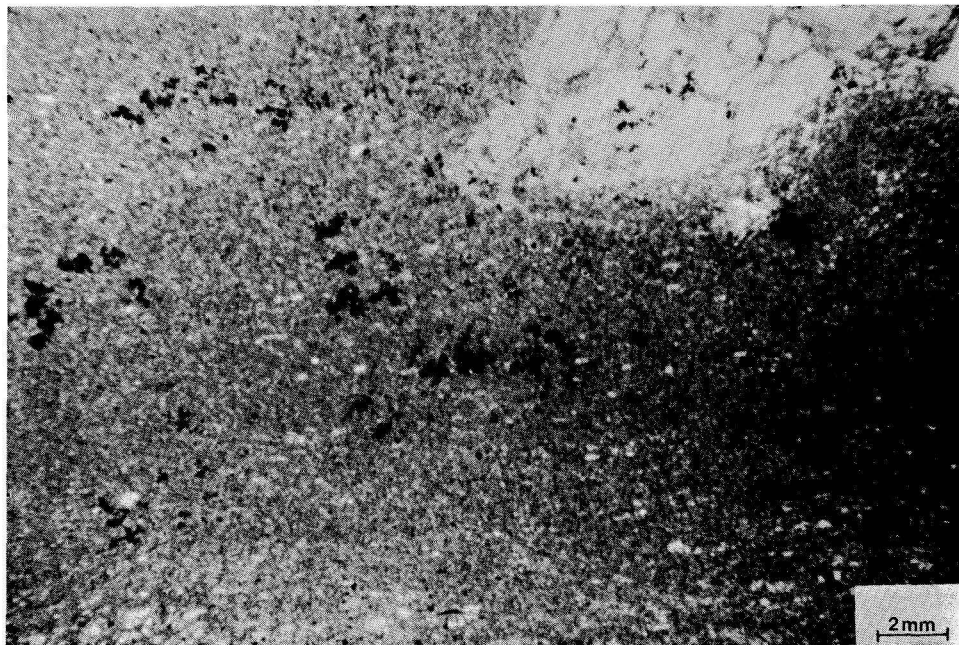
V vzorcu so detritična in avtigena mineralna zrna. Detritična zrna pripadajo kremenu in kalcitu, litičnih zrn pa v vzorcu ni.

Kremenova zrna so raztresena po vsem vzorcu. Predstavljajo približno 10 % vsega vzorca. Nastopajo v velikih, do 0,1 mm, kristalih. Preseki zrn so rahlo zaobljeni, prevladujejo pa pravokotni in kvadratni.

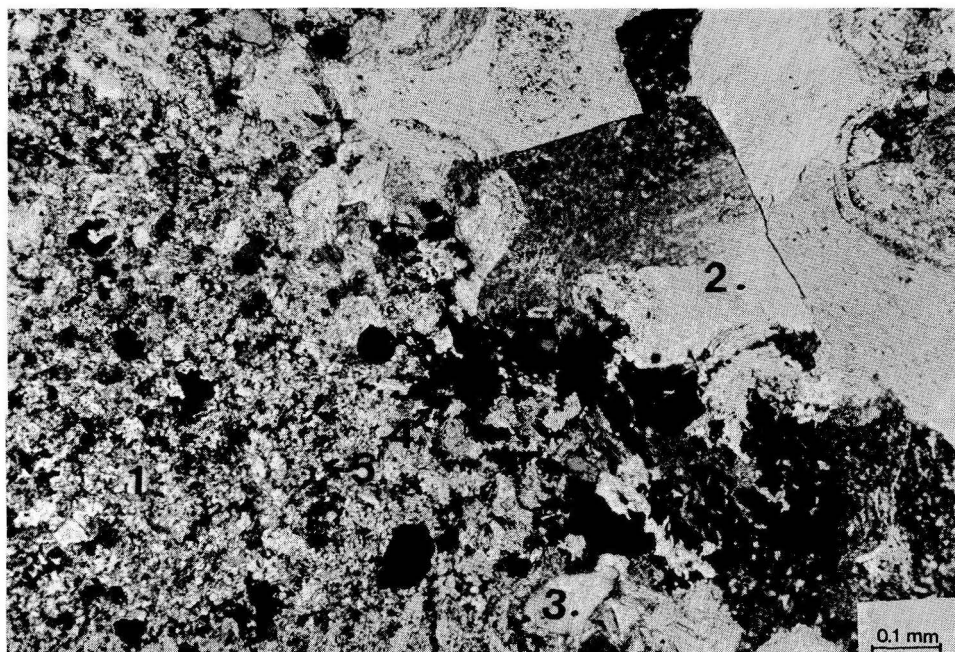
Kalcitna zrna so zelo drobna, pod 0,03 mm, in predstavljajo osnovo, ki je obarvana rjavo (slika 8). Avtigenega nastanka so sekundarni kalcit v porah in razpokah, katerega zrna so velika do 0,3 mm, in črni neprozorni minerali v porah.

Rentgenski opis

Tudi v tem vzorcu močno prevladuje kalcit, relativno predstavlja 70 % vsega vzorca. Količinsko sledi illit, $d_{100} = 3,35 \times 10^{-1}$ nm, kremen in gibbsit, $d_{100} = 4,85 \times 10^{-1}$ nm. V sledovih so kaolinit, goethit, psilomelan, piroluzit, boehmit in hematit.



Sl. 7. Nehomogena struktura vzorca; vzporedni nikoli
Fig. 7. Non-homogeneous texture of the sample;
parallel nicols



Sl. 8. 1. primarni kalcitni drobir,
2. sekundarni kalcit,
3. kremen,
4. pore,
5. Mn minerali;
navzkrižni nikoli

Fig. 8. 1. primary calcite particles,
2. secondary calcite,
3. quartz,
4. pores,
5. Mn minerals;
crossed nicols

Interpretacija

Z mikroskopsko in rentgensko analizo sem določila naslednje minerale: kalcit, kremen, illit, gibbsit, goethit, Mn okside, kaolinit, hematit in boehmit (slika 6 B).

Vzorec je še precej porozen, čeprav večino por zapolnjujejo drobnnozrnati Mn minerali. V razpokah in porah je iz raztopin kristaliziral sekundarni kalcit.

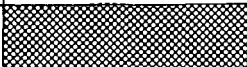
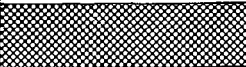
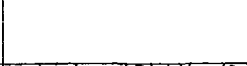
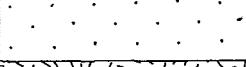
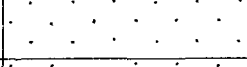
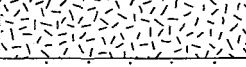
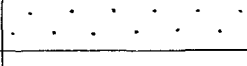
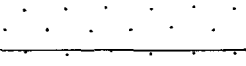
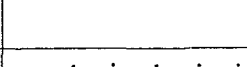
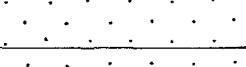
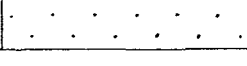
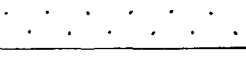
V vzorcu je opazna rahla sprememba sedimentacije, ker je v drobnnozrnati osnovi zaslediti plasti z večjimi kremenovimi zrni. Kremenova zrna so precej velika in groba, iz tega sledi, da niso bila prinesena od daleč. Osnova je v glavnem kalcitna. Drobna zrna v osnovi so nastala pri razpadu apnenca in so bila tudi prinesena od daleč. Illit je glinen mineral in je netopen ostanek apnenca. Iz teh podatkov se da sklepati, da je material za lutko nastal v bližini, v jamo pa ga je naplavila voda.

PRIMERJAVA

Že makroskopska primerjava obeh vzorcev nam pokaže razlike med njima. Lutka iz Ivanjega sela je rumene barve, izražena je plastovitost in je še prhka, druga iz Volčje jame pa je rdečerjave barve, precej kompaktna in sprijeta. Obe pa sta prepredeni s kalcitnimi žilami in prevlečeni s črnim oprhom.

Mikroskopska primerjava je potrdila že na oko vidne razlike v strukturi obeh lutk. V lutki iz Ivanjega sela je plastovita struktura, kjer se menjavajo cikli s postopno normalno zrnastostjo, v lutki iz Volčje jame pa je struktura bolj homogena.

Rentgenska primerjava nam pokaže, da je v vzorcu iz Volčje jame malo manj kremenca ter da je v vzorcu precej illita in gibbsita. Ostali minerali pa

	Ivanje selo	Volčja jama
KALCIT		
KREMEN		
ILLIT		
GIBBSIT		
GOETHIT		
Mn-MINER.		
KAOLINIT		
HEMATIT		
BOEHMIT		

Legenda: relativna količina posameznih mineralov v

vzorcu  **veliko**  **srednje**  **malo**  **sledovi**
a lot **middle** **little** **traces**

**Legend : relative quantity of particular minerals
in the sample**

Sl. 9. Rentgensko in mikroskopsko ugotovljeni minerali
 Fig. 9. With x-ray diffractometry and optical microscopy established minerals

v obeh vzorcih nastopajo v sledovih, eden takih je tudi hematit v vzorcu iz Volčje jame.

Iz slike 9 je razvidno, da v obeh vzorcih prevladuje kalcit, sledi kremen. Illit, gibbsit in hematit so samo v vzorcu iz Volčje jame. Goethit, kaolinit, boehmit in Mn minerali so v obeh vzorcih.

Obe lutki sta si glede na mineralno sestavo dokaj podobni, to pa je razumljivo, saj sta obe nastali iz zrn, ki so nastala pri razpadu apnenca.

SKLEP

Peščeni lutki sta nastali v nevezanem klastičnem sedimentu, z izločevanjem sekundarnega kalcita iz prenasičenih vodnih raztopin tako, da je kalcitno vezivo povežalo posamezna mineralna zrna. Po mineralni sestavi sta si lutki dokaj podobni, po strukturi pa sta si različni. Obe sta v glavnem kalcitni, ostali minerali so v podrejenem položaju.

Razlika v barvi med obema lutkama izhaja iz vsebnosti hematita in goethita. Rumeno barvo dajeta kaolinit in goethit, rdečo pa hematit, saj po literaturi (F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever, 1972) rdeč pigment sestoji edino le iz hematita. Rdečerjava lutka iz Volčje jame vsebuje hematit in je že precej strjena, bolj je bila podvržena diagenezi. Diageneza vključuje staranje in tudi dehidracijo Fe oksidov. Pri dehidraciji pa goethit prehaja v hematit (F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever, 1972); tako spremembo rjavega, limontinega pigmenta, ki prekriva peščena zrna, pospešuje topla klima. Te konkrecije so nastale s kompakcijo peščenih in glinenih zrn, ki jih je v votline naplavila voda, vendar zaradi nezaobljenosti zrn verjetno ne od daleč.

Kalcitna osnova je nastala z mehanskim razpadanjem apnenca, tako verjetno iz njega izhaja tudi kremen; sekundarni kalcit, Mn minerali, goethit, illit, pa so nastali z diagenezo. Fe in Mn hidroksidi in oksidi, ki nastanejo pri preperevanju karbonatnih kamnin, so zelo slabo topni in se zato skoncentrirajo v preperelih ostankih. Izvora kremenca nisem mogla pojasniti, vendar je verjetno netopni ostanek apnenca. Boksitne leče, ki so v bližini nahajališč preiskanih lutk, nimajo vpliva na izvorni material lutk, kajti v njih ni bilo veliko boksitnih mineralov.

Vprašanje izvornega materiala teh peščenih lutk še ni dokončno razjasnjeno, potrebne bodo nadaljnje preiskave.

LITERATURA

- Anonim, 1911: Psammografia di alcune »terre rosse« italiane. *Alpi Giulie* 16/3, 80—83, Trieste.
- Bešić, Z., Vuković, V., Cicović, B., 1965: Boksiti Crne Gore. *Rudnici boksita Nikšić*, 1—165, Nikšić.
- Čar, J., Gospodarič, R., 1984: O geologiji krasa med Postojno, Planino in Cerknico. *Acta carsologica SAZU*, 12 (1983), 93—106, Ljubljana.
- Gospodarič, R., Grobelšek, E., 1970: O limonitnih prodnikih na Postojnskem krasu. *Naše jame* 11 (1969), 83—88, Ljubljana.
- Grubić, A., 1964: Les bauxites de la province dinarique (Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. de France*, 382—388.
- Kramer, E., 1900: Terra rossa und Eisensaurlinge des Karstes. *Mitt. des Musealvereines f. Krain*, 13, 2—3, 77—92, Laibach.
- Kramer, E., 1905: Das Laibacher Moor. 1—205, Ljubljana.
- Marić, L., 1964: Terra Rossa u karstu Jugoslavije. *Predavanja održana u JAZU*, 32, 1—58, Zagreb.
- Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, L 33—77, 1 : 100 000, 1967, Beograd.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1972: Sand and Sandstone. Springer-Verlag, 1—618, Berlin, Heidelberg, New York.
- Pleničar, M., 1953: Boksiti in železne rude v Nadrti, Hrušici in pod Nanosom. *Arhiv geol. zavoda Ljubljana*.
- Pleničar, M., 1955: Oolitni boksit v kredi na Primorskem. *Geologija* 3, 198—203, Ljubljana.
- Pleničar, M., 1970: Tolmač za Osnovno geološko karto, list Postojna, 1—62, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Seidl, F., 1900: Director Kramers Theorie der Bildungsweise der terra rossa des Karstes. *Mitt. des Musealvereines f. Krain*, 13, 2—3, 70—77, Laibach.
- Slabe, T., 1988: Oblikovanost skalnega oboda Volčje jame. *Rokopis, IZRK, Postojna*.

MINERALOGICAL COMPARISON BETWEEN SAND DOLLS FROM SURROUNDING OF IVANJE SELO AND FROM VOLČJA JAMA

Summary

Mineralogical analyses of carbonate rocks weathering rests are interesting because they tell us about rock fragments origin, conditions and speedness of weathering. The roundness of rock fragments is indication for transport length.

By x-ray diffractometry and optical microscopy I analyzed two samples of the sand dolls. The first one was from cave Volčja jama and the seconde one from karst pocket in road cut near motorway in Ivanje selo. The sand doll from Ivanje selo consists of calcite, quartz, goethite, Mn-oxydes, kaolinite and boehmite. Quartz and most of calcite fragments have detritical origin, but goethite, Mn-oxydes and calcite cement have secondary origin from solution. The doll from Volčja jama consists of detritical calcite, quartz, illite, gibbsite, kaolinite, boehmite and secondary calcite cement, goethite, Mn-oxydes and hematite.

Dolls probably have the same mineral composition because they are composed by detritical grains originating by weathering of limestone. I didn't explain the provenance of quartz grains in this article, they descent from insoluble rests of limestone probably.

FOSFATI IN TANATOMASA V SEDIMENTIH
IZ JAME DIVJE BABE I

PHOSPHATES AND TANATOMASS IN THE SEDIMENTS
FROM THE CAVE DIVJE BABE I

IVAN TURK
JANJA KOGOVŠEK
ANDREJ KRANJC
JANEZ DIRJEC

Izvleček

UDK 551.442 : 903.3(497.12 Divje babe)

Turk I., Kogovšek J., Kranjc A., Dirjec J.: Fosfati in tanatomasa v sedimentih iz jame Divje babe I.

Tanatomasa jamskega medveda (*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth 1794) je glavni vir P_2O_5 v würmskih sedimentih jame Divje babe I (Cerkno, Slovenija), ki je hkrati jama-brlog in novo mousteriensko paleolitsko najdišče. Vrednosti P_2O_5 iz različnih plasti so primerjane z mikro- in makroosteodontološkimi ostanki jamskega medveda, da bi ugotovili, v kakšnem odnosu sta količina fosilij in vsebnost P_2O_5 v sedimentih. Kot dodatna kriterija sta upoštevana relativna fragmentarnost in ohranjenost osteoloških ostankov. V plasteh z največ fosilnih ostankov so relativno najnižje vrednosti P_2O_5 in relativno najslabše ohranjeni osteološki ostanki. Razlaga razlik je različno selektivno konzumiranje tanatomase ob upoštevanju možnosti migriranja P_2O_5 iz fosilno fertilnih v sterilne plasti. Kot glavni porabnik tanatomase pride v poštev sam jamski medved, ne pa paleolitski lovci.

Abstract

UDC 551.442 : 903.3(497.12 Divje babe)

Turk I., Kogovšek J., Kranjc A., Dirjec J.: Phosphates and Tanatomass in the Sediments from the Cave Divje babe I.

Tanatomass of the cave bear (*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth 1794) is a main phosphates source (P_2O_5) in the Würm sediments of the cave Divje babe I (Cerkno, Slovenia), which is at the same time cave bear den and new Mousterian paleolithic site. The values of P_2O_5 from different layers have been compared with found micro- and macroosteodontological remains of the cave bear, in order to find out the relation between the quantity of fossils and phosphate contents in the sediments. As additional criteria relative fragmentation and preservation of all osteological remains have been considered. In the layers containing the most of fossil remains relatively the lowest values of P_2O_5 have been stated and at the same time relatively the worst preservation of osteological remains. Explanation of these differences is different selective consumption of tanatomass considering the possibility of migration of P_2O_5 from fossil fertile into fossil sterile layers. As the main consumer of tanatomass cave bear himself can be considered and not the middle paleolithic hunters.

Naslov — Address

IVAN TURK
JANEZ DIRJEC
Inštitut za arheologijo ZRC SAZU
61000 Ljubljana, Novi trg 4

mag. JANJA KOGOVŠEK
dr. ANDREJ KRANJC
Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU
66230 Postojna, Titov trg 2
Jugoslavija

UVOD

Fosfor je življenjsko pomemben element in ga zato najdemo v vseh organizmih. Kopenske rastline vsebujejo približno 0,2—0,5 % fosforja (Antić, M. et al., 1980), ki ga črpajo iz zemlje. Sesalci ga imajo približno 1,0 % telesne teže (Guyton, A. C., 1976) in ga dobijo od rastlin. Pomanjkanje fosforja lahko pri živalih (tudi rastlinojedih) povzroči osteofagijo (Sutcliffe, A. J., 1973; Johnson, D. L., Haynes, C. V., 1985).

V normalnih razmerah del fosforja stalno kroži zaradi odmiranja rastlin in živali. Drugače je lahko v sedimentih podzemnih jam, kjer akumulacija prevladuje nad porabo oziroma porabe sploh ni, zaradi odsotnosti rastlinske odeje. Zato so jame, v katerih se kopičijo (ali so se kopičili) organski ostanki, običajno zelo bogate na fosfatih,* če seveda imajo sedimente. Koncentracije P_2O_5 so lahko v takih jamah tudi več desetkrat večje kot v običajni z vegetacijo pokriti zemlji. To dejstvo je že dolgo znano (cfr. Abel, O., Kyrlè, G., 1939). Vendar niso bili fosfati v jamah doslej nikjer podrobneje problemsko obdelani (cfr. Schmid, E., 1958; Malez, M., 1963; Mottl, M., 1951; Kobay, F.-Ed., 1954; idr.). Edina izjema je jama Drachenhöhle pri Mixnitzu v Avstriji, kjer je bilo v času obratovanja rudnika fosfatov (1920/3) narejenih 300 fosfatnih analiz, zaradi česar je to najdišče, kljub velikemu napredku kemije, mineralogije, arheozoologije in drugih ved, še danes najvažnejši vir informacij za preučevanje fosfatov v jamskih sedimentih (Abel, O., Kyrlè, G., 1939).

Fosfor je v večjih ali manjših količinah prisoten povsod v naravi (živi in neživi). Na kopnem se koncentrira predvsem v gvanu — iztrebkih ptičev (Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983). Druga, v strokovni literaturi manj upoštevana možnost koncentriranja fosfatov, so masovna grobišča, kamor prištevamo nekatere jame-brloge z množičnimi ostanki jamskega medveda ali hijene. Tako najdišče so tudi Divje babe I (cfr. Turk, I. et al., 1988).

FOSFATI V DIVJIH BABAH I

Del analiz, ki smo jih že opravili v novo odkritem paleolitskem (moustérienskem) jamskem najdišču Divje babe I nad Reko pri Cerknem v dolini Idrijce (Turk, I. et al., 1988; Turk, I., Dirjec, J., 1988), so bile tudi rutinske analize o vsebnosti fosfatov v sedimentih würmske starosti. Na osnovi teh analiz, ki žal niso rezultat vnaprej načrtovanega vzorčenja, in na osnovi

* S fosfati bomo odslej označevali različne fosforne spojine, med katerimi je v naših jamah najbolj pogost kalcijev fosfat ($Ca_3(PO_4)_2$). Vsebnost fosfatov bomo podajali tudi v obliki P_2O_5 (fosforjev pentoksid).

bolj premišljenega vzorčenja fosilnih ostankov (cfr. istotâm), smo se lotili preučevanja zelo zanimivega vprašanja o odnosih med fosfati in fosilnimi ostanki kot končnih produktih nekdanje prisotne tanatomase (cfr. Turk, I. et al., 1988).

Možnosti za nastanek visokih koncentracij fosfatov v sedimentih Divjih bab I (cfr. tab. 2) je več. Glede na sedanje znanje o akumulaciji in koncentraciji fosfatov v zemlji in sedimentih različnih starosti ter glede na poznane okoliščine v našem najdišču, moramo upoštevati naslednje:

— Razpadanje mehkih tkiv poginulih jamskih medvedov in alohtonih rastlinskih ostankov.

— Raztapljanje kalcijevega fosfata iz nakopičenih kosti jamskega medveda.

— Akumulacijo in koncentracijo fosfatov iz iztrebkov jamskega medveda.

— Akumulacijo in koncentracijo fosfatov iz (ptičjega) gvana.

— Spiranje fosfatov s površja nad jamo.

Mehka tkiva poginulih jamskih medvedov in alohtoni rastlinski ostanki

Koncentracije fosfatov na osnovi mehkih delov poginulih jamskih medvedov so zelo verjetne in jih bomo podrobno obravnavali kasneje. Tudi razpadanje rastlinskih ostankov pride vsekakor v poštev, saj vsebujejo rastline od 0,2 do 0,5 % fosforja. Ker je jama služila prvenstveno za brlog brejim jamskim medvedkam, je zelo verjetno, da so, analogno današnjim medvedom, navlekle v jamo znatne količine vej in trave. Vendar ni od vsega tega ostalo nič otipljivega. Edina sled, ki je prav tako neoprijemljiva kot sam fosfat, je organski ogljik (C). Tega je veliko več v rastlinah kot v živalih. Meritve organskega C v sedimentih Divjih bab I so dale vrednosti, ki v glavnem kovariirajo s P_2O_5 . To je bilo pričakovati glede na korelacijo med frekvenco pojavljanja jamskega medveda v Divjih babah I in med pričakovano maso alohtonih rastlinskih ostankov v jami.

Kalcijev fosfat v kosteh jamskega medveda

Akumulacija in koncentracija fosfatov z raztapljanjem kalcijevega fosfata v fosilnih kosteh ne pride v poštev, kot bomo videli kasneje. Znano je, da so kalcijevi fosfati običajno stabilni (slabo topni) v alkalnih pogojih (Retailack, G., 1984). Meritve pH v sedimentih Divjih bab I so izkazale v vseh plasteh bazično reakcijo (pH 7,88–8,55), ki ugodno deluje na obstojnost kosti in v njih vezanih fosfatov. Drugače je v kislih okoljih, za katere pa v Divjih babah I nimamo dokazov.

Iztrebki jamskega medveda

Akumulacijo in koncentracijo fosfatov iz iztrebkov jamskega medveda moramo imeti vsekakor v vidu, vendar je treba upoštevati, da so jamski medvedi v Divjih babah I predvsem prezimovali. Ves čas hibernacije se medved

ne iztreblja (Erdbrink, D. P., 1953, 367). V tem pogledu tudi izumrli jamski medved verjetno ni bil izjema. Seveda se je jamski medved občasno zadrževal v jamah tudi poleti, ko se normalno iztreblja. Dokaz za to so lahko najdeni ekskrementi v jami Pod Kalom (Battaglia, R., 1922) in velike količine peloda žužkocvetk v Divjih babah I (Turk, I. et al., 1988) in v nekaterih drugih jamah-brlogih (Müller, E., 1979; Draxler, I., 1986). Če so iztrebki jamskega medveda bistveno obogatili naše sedimente s fosfati, morajo te obogatitve kovariirati s pojavljanjem jamskega medveda v jami oziroma z njegovimi fosilnimi ostanki. Njegovi ekskrementi so imeli pri nastajanju fosfatov, skupaj s prinešenimi rastlinskimi ostanki (steljo), podobno vlogo kot sama tanatomasa jamskega medveda.

Za jamskega medveda vemo, da je bil vsejed, s poudarkom na rastlinski hrani (Kurtén, B., 1976). Vendar je moral biti, kot današnji medvedi, tudi izrazit mrhovinar. Uživanje mesne hrane, zlasti kosti, povečuje vsebnost P_2O_5 v iztrebkih (Retallack, G., 1984). Kot bomo videli kasneje, obstajajo realne možnosti, da je jamski medved strl in deloma tudi požrl precej kosti svojih vrstnikov, da o mesu sploh ne govorimo. S tem so bili podani vsi pogoji za kopičenje P_2O_5 iz iztrebkov jamskega medveda, kar potrjujejo tudi kemične analize ekskrementov iz jame Pod Kalom. Vendar so koncentracije (obogatitve) P_2O_5 iz iztrebkov (gvana) možne predvsem v izrazito aridni klimi (Retallack, G., 1984; Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983), ki jo (mezo-)klimatske razmere v slovenskih jamah, še najmanj pa v Divjih babah I, od pleistocena pa do danes ne dopuščajo. V Divjih babah I taka (mezo)klima tudi ni nikoli izražena v ohranjenih sedimentih (še neobjavljeno).

Ptičji gvano

Akumulacija in koncentracija fosfatov iz (ptičjega) gvana se pogosto navaja kot glavni vir fosfatov v jamah (Bull, P., 1983). Navadno se povezuje z gvanom netopirjev (Schmid, E., 1958; Broglio, A., 1965), na katerega se nanaša tudi oznaka »chiropterit« za fosfatno bogate plasti iz jame Drachenhöhle (Abel, O., Kyrle, G., 1939). Gvano kot glavni vir fosfatov v sedimentih Divjih bab I je težko dokazljiv glede na poznane okoliščine in že omenjene klimatske razmere, ki so potrebne za akumulacijo gvana in nadaljnje procese koncentracije P_2O_5 (od 4 % v svežih iztrebkih do 29 % in več v izluženih iztrebkih) (Retallack, G., 1984; Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983).

Spiranje fosfatov s površja nad jamo

Spiranje P_2O_5 s površja nad jamo s prenikajočo vodo, obogateno s fosfati in ponovno odlaganje fosfatov v klastičnih jamskih sedimentih, v jamah po svetu ni nepoznano (Bull, P., 1983). Vendar bi si na ta način težko razložili zelo velike vsebnosti P_2O_5 v večini plasti iz Divjih bab I. Razen tega zahteva tak način koncentriranja P_2O_5 dolge zastoje v sedimentaciji, saj P_2O_5 zelo

hitro reagira s karbonatnimi sedimenti, skozi katere prenika in tvori z njimi različne nove, bolj ali manj obstojne spojine. Plast 2 iz Divjih bab I vsebuje na primer, kljub dokazani večtisočletni izpostavljenosti na površju, najnižje vrednosti P_2O_5 . O kakšni obogatitvi s fosfati s površja nad jamo torej ni govora. Po drugi strani pa vsebuje popolnoma sterilna plast 16 (podor) zelo veliko P_2O_5 in organskega C, kar bi, glede na najbolj verjetno geokronološko opredelitev te plasti v višek würma I ter diskontinuiteto sedimentacije in vsebine sedimentov, lahko eventualno povezali z daljšim zastojem sedimentacije in z močnim spiranjem organskih ostankov in P_2O_5 v takratno površinsko plast 16 z vegetacijsko osiromašenega površja nad jamo.

* * *

S pretehtavanjem različnih možnosti za izvor P_2O_5 v sedimentih Divjih bab I smo prišli do zaključka, da moramo v našem primeru iskati izvor fosfatov predvsem v ostankih jamskega medveda in z njim povezanih procesov. Na tak izvor P_2O_5 v jamah-brlogih sta argumentirano opozorila že F. Ed. Koby (1954) in B. Kurtén (1976). V nadaljnjem bomo zato poskusili odgovoriti predvsem na dve vprašanji:

— V kakšnem odnosu sta količina fosilij in vsebnost fosfatov v sedimentih?

— Ali so možni kakšni sklepi o konzumirani in o *in situ* razpadli tanatomasi, pripadajoči skoraj izključno jamskemu medvedu?

Drugih problemov, ki se tičejo kemizma fosfatov in diageneze fosfatnih sedimentov, na tem mestu ne bomo posebej obravnavali, ker zelo verjetno nimajo neposrednega vpliva na izbrano problematiko.

METODA

Vzorčenje osteodontoloških ostankov je potekalo ločeno za makro- in mikroostanke. Vzorci z makroostanki (tab. 1) so bili standardizirani s približno enakimi prostorninami sedimentov brez skal na stratigrafsko enoto. Vzorčena površina je merila konstantno 10 m^2 (cfr. Turk, I. et al., 1988; Turk, I., Dirjec, J., 1988). Vzorčenje mikroostankov (drobcev) brez mikromamalij, velikosti $< 5\text{ in } > 3\text{ mm}$ (tab. 3), smo izvedli na osnovi $0,25\text{ kg}$ težkih sedimentnih frakcij $< 5\text{ in } > 3\text{ mm}$, ki smo jih dobili s sejanjem.

Medtem ko vzorčenje makroostankov ni povzročalo večjih problemov zaradi enakomerne porazdelitve le-teh po celotnem raziskanem delu jame (vključno z vzorčno površino) in enostavnosti vzorčenja (cfr. Turk, I. et al., 1988), smo imeli pri mikroostankih več težav.

Prvič je bilo v določenih primerih vprašljivo že samo sejanje sedimentov. Sedimentov, ki imajo manj frakcije $< 5\text{ in } > 3\text{ mm}$ (npr. plasti 9 in 16), smo morali namreč presejati več, da smo dobili $0,25\text{ kg}$ željene frakcije, kot sedimentov, ki imajo te frakcije več. Motnje so povzročali tudi zelo številni drobni fosfatni sprimki z manjšo specifično težo. Ker je teža osteodontoloških mikro-

Tab.1. Divje babe 1. Makroostanki jamskega medveda iz standardiziranega vzorca.
Table 1. Divje babe I. Macro-remains of the cave bear from standardized sample.

1	2	3	4	5	6	7 (6/4 + 5)
Debelina izkopa Thickness of unit	Izkopi units	Plasti Layers	Št. vseh izoliranih zob Number of isolated teeth	Št. vseh kosti, cele + fragmenti Number of bones in total, entires and fragments	Teža kosti + zob v kg Weight bones + teeth in kg	Povprečna teža osteodontoške najdbe v g Average weight of osteodontological remains in g
0,30	1	2	10	43	2,13	40,18
0,30	2	2—3	25	155	2,09	11,61
0,30	3	4	99	488	9,86	16,79
0,30	4	4	90	505	11,75	19,74
0,30	5	4—5	93	566	12,95	19,65
0,40	6	5	54	441	7,40	14,94
0,30	7	6	76	555	10,60	16,79
0,40	8	6—8	217	1410	29,00	17,82
0,30	9	8	111	1012	27,40	24,39
0,25	10	8	106	1360	30,90	21,07
0,25	11	8—10	352	3156	41,70	11,88
0,30	12	10	301	2115	27,30	11,29
0,25	13	11—13	333	3083	53,70	15,72
0,25	14	14	301	3413	52,90	14,24
1,70	15—21	15—17	ni bilo vzorčeno			
0,30	22	17 a	159	1184	5,80	4,31
0,35	23	17 a	104	933	4,60	4,43
0,30	24	18	37	428	3,90	8,38
0,30	25	18	35	474	3,80	7,46
0,25	26	18—19	27	227	4,50	17,71
0,40	27	20	43	308	7,80	22,22
0,30	28	20	64	544	7,25	11,92
0,30	29	20	141	623	6,20	8,11
0,35	30	21	183	604	4,95	6,28
8,75	—	—	2961	23 627	365,48	13,74

drobcev funkcija količine in specifične teže presejane frakcije, niso imeli mikrodrobci v vseh plasteh popolnoma enakih pogojev za vključitev v standardiziran vzorec. V tab. 3 so vzorci iz sedimentov z največ frakcije < 5 in > 3 mm, ki je razen tega sestavljena izključno iz grušča, tiskani ležeče. Ti

Tab. 2. Divje babe I. Vsebnosti fosfatov (P_2O_5) po plasteh. (n) — posamezne meritve; (R) — razpon izmerjenih vrednosti; ($\bar{x}$) — povprečne vrednosti.

Table 2. Divje babe I. Phosphates contents (P_2O_5) according to layers. (n) — particular measurements; (R) — range of measured values; ($\bar{x}$) — average values.

Plast Leyer	n											R	$\bar{x}$
2	5,8	5,9										0,1	5,85
2—3	9,6	9,8										0,2	9,70
4	7,8	9,2	9,3									1,5	8,76
5	7,6	12,9	20,3									12,7	13,60
6	5,4	13,8	13,8									8,4	11,00
7	4,0	4,9	5,0	11,0	18,0							14,0	8,58
8	5,5	8,4	10,0	14,0	14,4	18,0	20,0	21,0	21,7	24,0		18,5	15,70
9	6,1	14,0	14,5									8,4	11,53
10	11,8	13,5	15,4	15,7	19,0							7,2	15,08
11—13	9,0	12,7	14,0	15,2	16,0	18,8	18,8	18,9	24,0			15,0	16,37
14	7,2	12,0	18,2									11,0	12,46
15	2,9	7,6										4,7	5,25
16	12,0	14,7	20,0	23,0								11,0	17,42
17	3,7	4,5										0,8	4,10
17 a	3,2	4,8										1,6	4,00
18	4,8	5,7	5,7	7,4								2,6	5,90
18—19	6,2	7,1	9,2									3,0	7,50
20	7,5	8,1	8,5	10,0	12,5	14,3						6,8	10,15
21	7,2	8,4										1,2	7,80

vzorci nam lahko služijo kot začasen standard. Vrednosti vseh drugih vzorcev (plasti) so dejansko nekoliko precenjene.

Drugič se je pri majhnem številu vzorcev iz iste plasti zelo težko izogniti skrajnim vrednostim, ki smo jih označili v opombi v tab. 3. Zato bi morali imeti za vsako plast večje število vzorcev in upoštevati samo srednje vrednosti.

Ker analiza mikroostankov ni bila posebej načrtovana, so vrednosti v tab. 3 zgolj orientacijske. Vsi vzorci z mikroostanki so bili pobrani naključno na različnih koncih, tudi izven vzorcev z makroostanki, vendar nobeden v bližini jamskih sten in grupacij kosti, kjer lahko pričakujemo povečane koncentracije kostnega drobirja. Upoštevati je treba tudi prodiranje mikrodrobcev iz višje ležečih fertilnih plasti v pod njimi ležeče, sicer sterilne plasti, kot so npr. 9, 15, 16 in delno 17 (cfr. tab. 5).

Za določevanje vsebnosti fosfatov v sedimentih smo se poslužili ekstrakcije z AL-metodo po Egnér, Riehm, Domingu (Vajnberger, A., 1966). V

Tab. 3. Divje babe I. Mikroosteodontološki ostanki < 5 in > 3 mm v gramih iz 0,25 kg sedimentnih frakcij < 5 in > 3 mm po plasteh. (n) — teže vzorcev; (R) — razpon tež vzorcev; ($\bar{x}$) — povprečne vrednosti.

Table 3. Divje babe I. Microosteodontological remains < 5 and > 3 mm in grams from 0.25 kg sediment fractions < 5 and > 3 mm according to layers. (n) — samples weight; (R) — range of samples weight; ($\bar{x}$) — average values.

Plast Layer							R	$\bar{x}$	Opomba Remark
2	1,83						—	1,83	skrajna vrednost
2—3	0,52						—	0,52	
4	0,81	0,83	1,11	1,12	1,56		0,75	1,08	
5	0,29						—	0,29	
6	0,87						—	0,87	
7	0,73						—	0,73	
8	0,22	0,42	0,50	1,08			0,86	0,55	1,08 je skrajna vrednost
9	0,48						—	0,48	
10	1,11						—	1,11	
11—13	2,31	2,55					0,24	2,43	
14	2,00						—	2,00	
15	0,10						—	0,10	
16	0,08	0,50					0,42	0,29	
17	0,72	1,04					0,32	0,88	
17 a	0,30	0,44					0,14	0,37	
18	0,18	0,21					0,03	0,19	
18—19	0,34						—	0,34	
20	0,27	0,29	0,44				0,17	0,33	
21	0,69						—	0,69	

dobljenem ekstraktu pa smo spektrofotometrično določevali vsebnost P_2O_5 (Hoffmann, G., Ohnesorge, S., 1966) s spektrometrom SPECOL 20.*

Vzorčenje P_2O_5 vzorcev, ki se v glavnem pokriva z vzorci mikroostankov, ni bilo izvedeno načrtno. Večina vzorcev je bila pobrana po stratigrafskem principu v različnih profilih po celotni raziskani površini vhodnega dela jame,

* Ekstrakcija z Al-metodo:

5 g zračno suhega vzorca (oz. ustrezno manjšo količino pri vzorcih z visoko vsebnostjo fosfatov, npr. 0,1 g), presejanega skozi sito s premerom luknjic 2 mm, prelijemo s 100 ml raztopine amonlaktocetne kisline (AL-raztopina 0,1 N) in stresamo na stesalniku 2 uri. Nato filtriramo ali preko noči dekantiramo.

Spektrofotometrično določevanje P_2O_5 v ekstraktu:

Odpiramo po 5 ml ekstrakta vzorcev in ustreznih standardov v 50 ml bučke, dodamo po 2 ml amonmolibdatne raztopine ter po 3 kapljice redukcijske raztopine. Dobro premešamo in dopolnimo z destilirano vodo do značke.

Po desetih minutah merimo ekstinkcijo pri $\lambda = 695$ nm.

Določevanje vsebnosti fosfatov smo opravili v laboratoriju Inštituta za raziskovanje krasi ZRC SAZU. Osnovno obdelavo vzorcev je opravil A. Kranjc, vsebnost fosfatov pa je analitsko določala mag. J. Kogovšek.

vključno s površino vzorcev z makroosteodontološkimi ostanki. Skupaj je bilo narejenih prek 80 analiz. Ker vrednosti P_2O_5 zelo nihajo tudi v okviru istih plasti, kar je pogojeno z naravo procesa fosfatizacije (cfr. Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983), in kar je bilo ugotovljeno tudi v jami Drachenhöhle (Abel, O., Kyrlè, G., 1939), je pretirana sistematika vzorčenja odvečna. Priporočljivo je imeti predvsem čim več različnih meritev za isto plast in izračunane povprečne vrednosti.

Kot pri mikrodrobcih se tudi pri fosfatih pojavljajo določeni problemi. Meritve smo izvedli na zračno suhi frakciji < 2 mm, ki je prisotna v vseh plasteh, razen v plasti 15 in 16. Na rezultate meritev lahko vpliva vlažnost vzorcev (cfr. Abel, O., Kyrlè, G., 1931, 190). Koncentracije fosfatov imajo svojo zgornjo mejo, ki je pri fosfatnih kamninah običajno nekaj več kot 35 % (Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983). Ta meja ni v Divjih babah I in v drugih jamah-brlogih nikjer dosežena, razen v primerih, ko so namesto P_2O_5 merili kalcijev fosfat (cfr. Abel, O., Kyrlè, G., 1931; Bächler, E., 1940). Do katere mere se jamske plasti lahko obogatijo s P_2O_5 z dodajanjem fosfor vsebujočih substanc, ne vemo. V Divjih babah I smo z analizami, katerih rezultati niso zajeti v tab. 2, ugotovili večje vrednosti P_2O_5 od okoliških sedimentov v naslednjih primerih:

— Pri izjemni najdbi anatomske skupiranega skeleta jamskega medveda pod podornimi bloki plasti 8 ($24,3\% P_2O_5 : 11,5\text{—}16,4\% P_2O_5$).

— V finem kostnem detritusu, ki je v izjemnih primerih obdajal kosti jamskega medveda ($20,2\% P_2O_5 : 18,3\% P_2O_5$).

— V sedimentu, ujetem v možgansko votlino lobanje jamskega medveda ($24,5\% P_2O_5 : 16,4\% P_2O_5$).

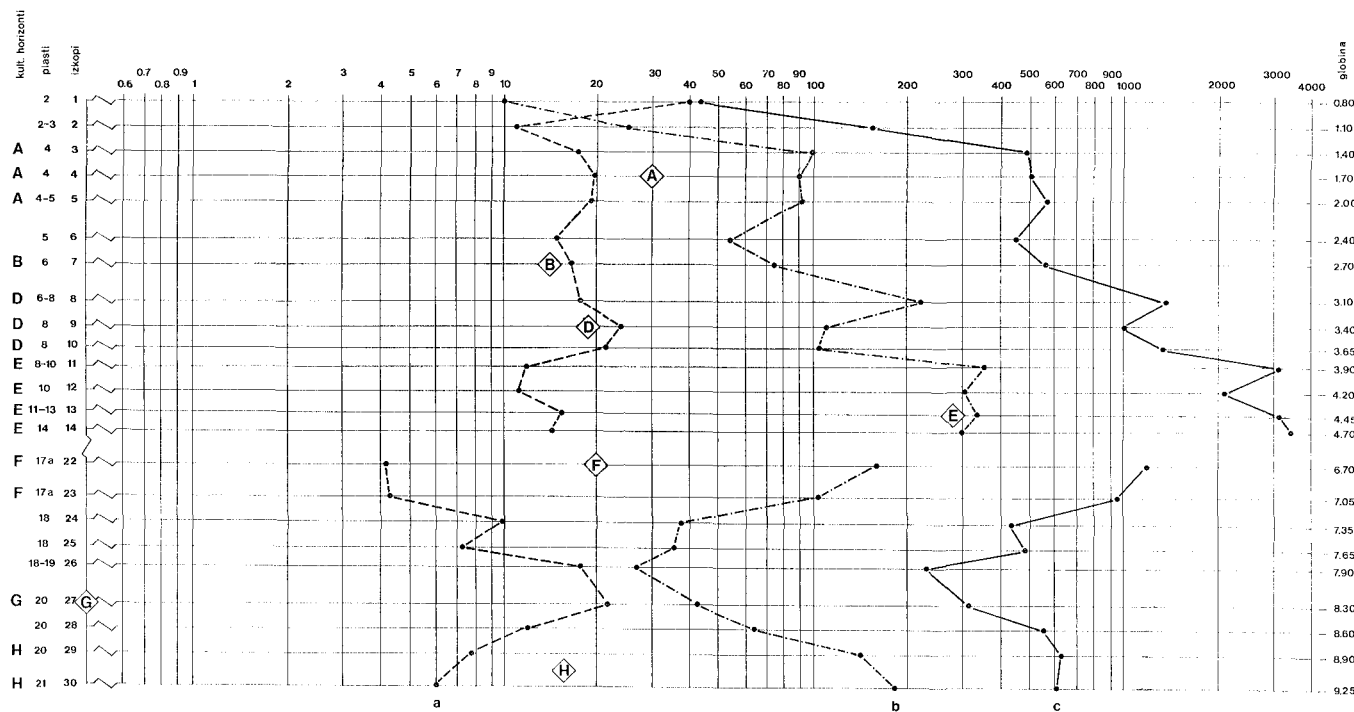
To so tudi najvišje izmerjene vrednosti fosfatov v sedimentih iz Divjih bab I. Povečane koncentracije P_2O_5 ob anatomske skupacije kosti, ki so zelo verjetno v zvezi z *in situ* razkrojem mehkih delov, poznamo tudi iz drugih jam (Abel, O., Kyrlè, G., 1931; v. Stokar, W., 1939).

REZULTATI

V kvantitativnih podatkih o osteodontoloških ostankih v standardiziranem stratificiranem vzorcu je jasno izražena korelacija med ostanki izoliranih zob, ki stoodstotno pripadajo jamskemu medvedu, in skeletnimi ostanki (sl. 1, b, c), ki obsegajo 18—53 % taksonomsko in anatomske določljivih kosov (vsi pripadajo stoodstotno jamskemu medvedu) in 47—82 % nedoločljivih kosov, ki glede na 99,9 % zastopanostjo jamskega medveda med taksonomsko določljivimi ostanki favne tudi zelo verjetno pripadajo jamskemu medvedu (cfr. tudi podoben diagram vseh določljivih ostankov v Turk, I., Dirjec, J., 1988).*

Tako sliko lahko dobimo z *in situ* razpadanjem kadavrov, dezartikulacijo in fragmentacijo skeletnih delov. Poudariti moramo tudi, da se diagram kostnih fosilnih ostankov iz 10 m² standardiziranega vzorca zelo dobro ujema z dia-

* Celoten količinski in kakovostni pregled favne bo objavljen v kratkem (cfr. tudi Turk, I. et al. 1988).



Sl. 1. Divje babe I. Vsi skeletni ostanki (c), izolirani zobje (b) in povprečne teže osteodontoloških najdb (a) iz standardiziranega vzorca (podatki iz tab. 1). Dodana so absolutna števila artefaktov po arheoloških horizontih (A—H) iz celotnega v letih 1980/6 raziskanega prostora (glej prilogo 1). Upoštevan ni horizont (C) iz plasti 7, ki ni bila zastopana v vzorčnem bloku sedimentov. Horizont (G) je zastopan samo s kuriščem!

Fig. 1. Divje babe I. Total of skeletal remains (c), isolated teeth (b) and average weight of osteodontological findings (a) from standardized sample (data from Table 1). The absolute numbers of artefacts according to archaeological horizons (A—H) from the entire investigated area in the years 1980—86 (see the Annex 1) are added. The horizon (C) from layer 7 is not taken into account as it was not represented in sample block of sediments. Horizon (G) is represented by hearth only!

gramom enakih ostankov iz 1 m² standardiziranega vzorca (cfr. Turk, I. et al., 1988). V količini fosilnih ostankov so torej določene zakonitosti, ki veljajo za ves raziskani del jame. Zato lahko iz standardiziranega vzorca zanesljivo sklepamo na doslej raziskano celoto, vsaj kar se tiče kvantitativnih podatkov.

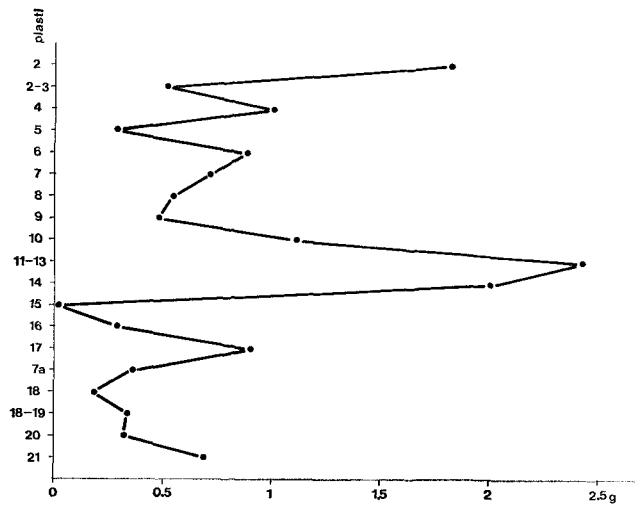
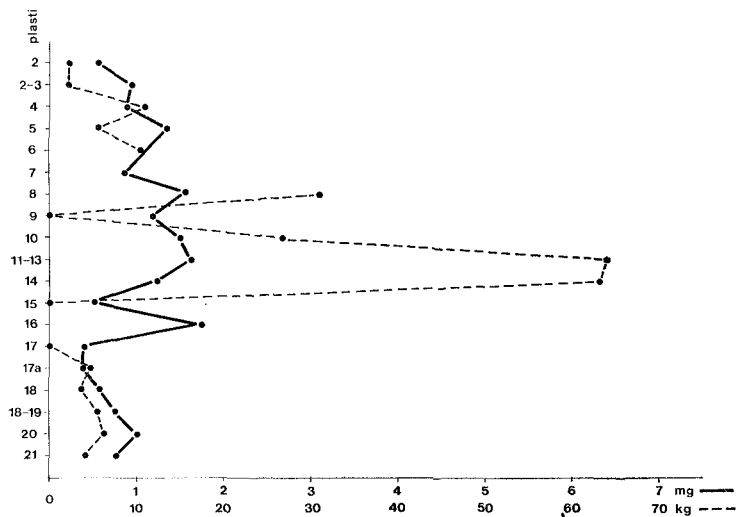
Fragmentarnost makroostankov je v povprečju 80 %, vendar kakovostno niha od izkopa (plasti) do izkopa (plasti), kar je prikazano s povprečno težo (velikostjo) posamezne najdbe (sl. 1, a). Vzroki za fragmentarnost so lahko biotski (sile žive narave, tj. delovanje ljudi in zveri) in abiotski (sile nežive narave, tj. mehansko-kemično preperevanje). Z drobljenjem se povečuje površina kosti in njihova podvrženost nadaljnjemu mehansko-kemičnemu razpadanju, ki lahko kosti v končni fazi popolnoma izniči. Medtem ko so lahko makrofragmenti proizvod delovanja biotskih in abiotskih dejavnikov, so mikrofragmenti skoraj izključno proizvod mehansko-kemičnega preperevanja. Zato lahko ob povečanem mehansko-kemičnem razpadanju kosti in zob pričakujemo povečano število mikrofragmentov. Absolutni kvantitativni podatki povprečnih vrednosti mikrofragmentov v standardiziranih vzorcih po plasteh so podani v tab. 3 (sl. 2).

Vsebnosti fosfatov v sedimentih so odvisne predvsem od količine razpadle tanatomase, ki je vsebovala mehke dele in kosti. Sesalci imajo približno 1 % P₂O₅ od telesne teže (jamski medved je lahko tehtal 600 kg in več), pri čemer je največ P₂O₅ v kosteh. V analizirani razmaščeni kosti recentnega odraslega rjavega medveda je bilo 28,0–30,5 % P₂O₅, v nerazmaščeni pa 26 % P₂O₅, kar približno ustreza vrednosti pri človeku. Človeške kosti so namreč sestavljene iz 35 % kalcijevega fosfata, 20 % organskega matriksa (kolagena) in 45 % vode. Analizirano sveže meso recentnega odraslega rjavega medveda je vsebovalo 0,77 % P₂O₅ na suho snov. Fosfati v obliki fosfolipidov, predvsem fosfatidiletanolamina in fosfatidilholina, so bili ugotovljeni tudi v 24,2 % maščobe na suho snov, kolikor jo je vsebovalo analizirano medvedje meso.* Moramo poudariti, da v analiziranem kostnem mozgu recentnega odraslega rjavega medveda, ki je vseboval več kot 90 % maščob, ni bilo fosfolipidov (cfr. Turk, I. et al., 1989).

Povprečne vrednosti vsebnosti fosfatov v standardiziranih vzorcih po plasteh so podane v tab. 2 (sl. 2).

Ker nas zanima, v kakšnem odnosu so vsebnosti fosfatov in količina fosilnih ostankov, smo primerjali (povprečne) vrednosti vsebnosti P₂O₅ v plasteh s standardiziranimi fosilnimi makroostanki (iz 3 m³) vsake plasti (tab. 4; sl. 3, a). Temeljna ugotovitev je, da relativne vrednosti P₂O₅ ne kovariirajo s fosilnimi ostanki. Vzrok tej anomaliji moramo iskati predvsem v različni tafonomiji mehkih delov in kosti tanatomase jamskega medveda, manj pa v dejstvu, da tanatomasa narašča linearno, P₂O₅ pa ne, ker ima vsebnost fosfatov v sedimentih zgornjo mejo, ki v Divjih babah I ni nikjer dosežena. Z razreševanjem vprašanja selektivnega propadanja tanatomase pa delno odgovarjamo že na drugo vprašanje, o konzumiranju in o *in situ* trohnenju tanatomase jamskega medveda.

* Del analize je opravil mag. A. Šmidovnik, Kemijski inštitut Boris Kidrič v Ljubljani, za kar se mu najlepše zahvaljujemo.



Sl. 2. Divje babe I. Levo: absolutne (povprečne) vrednosti P_2O_5 (polna črta) in masa makroosteodontoloških ostankov (črtkano) (podatki iz tab. 4). Desno: absolutne (povprečne) vrednosti mikroosteodontoloških ostankov (podatki iz tab. 3).

Fig. 2. Divje babe I. Left: absolute (average) values of P_2O_5 (full line) and macroosteodontological remains mass (dashed line) (data from Table 4). Right: absolute (average) values of microosteodontological remains (data from Table 3).

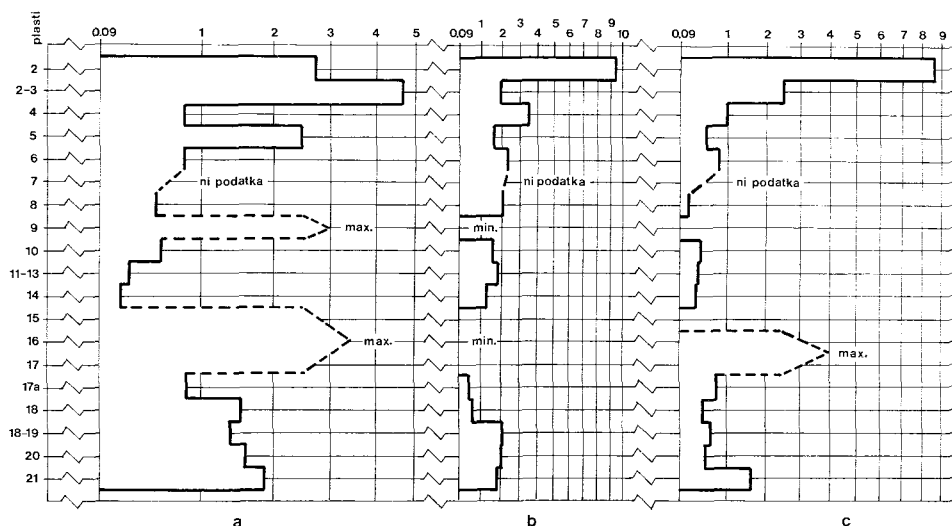
Tab. 4. Divje babe I. Relativne vrednosti P_2O_5 , merjene na popolnoma standardizirane (utežene po plasteh) enote (mase) makroosteodontoloških ostankov.

Table 4. Divje babe I. Relative values of P_2O_5 (column 3) measured in absolutely standardized (loaded according to layers) units (column 1) of macroosteodontological remains (mass).

Plast Layer	1 Teža kosti in zob* v $10\text{ m}^2 \times 0,3\text{ m}$ plasti v kg	2 $\bar{x} P_2O_5$	3 2/1
2	2,13	5,85	2,74
2—3	2,09	9,70	4,64
4	10,80	8,76	0,81
5	5,55	13,60	2,45
6	10,86	11,00	1,01
7	ni podatka	8,58	ni podatka
8	31,80	15,70	0,49
9	ni bilo makro ostankov	11,53	max.
10	27,30	15,08	0,55
11—13	64,44	16,37	0,25
14	63,48	12,46	0,19
15—17	ni bilo makro ostankov	5,25 17,42 4,1	max.
17 a	4,80	4,00	0,83
18	3,85	5,90	1,53
18—19	5,40	7,50	1,38
20	6,37	10,15	1,59
21	4,24	7,80	1,83

* Weight bones — teeth in $10\text{ m}^2 \times 0,3\text{ m}$ layer in kg

Ker je največ P_2O_5 v kosteh, si oglejmo najprej, kakšne so v našem primeru možnosti za obogatitev fosfatov na račun kosti. Analizirani fosilni ostanki iz treh različnih plasti vsebujejo precej več P_2O_5 (29,6 ‰, 31,0 ‰ in 33,0 ‰) kot sami sedimenti. Podobne vrednosti vsebnosti fosfatov v kosteh jamskega medveda je z analizo dobil tudi M. Malez (1963, 143). V znanem najdišču Drachenhöhle pri Mixnitzu so v letih 1920—1923 za pridobivanje fosfatov nakopali in zmleli 245 000 kg kosti jamskega medveda (Abel, O., Kyrle, G., 1931), kar kaže na veliko vsebnost fosfatov v njih. Fosilne kosti (jamskega medveda) očitno zadržijo skoraj ves fosfor, ki je vezan v obliki (slabo topnega) kalcijevega fosfata (apatita). Ohranjene fosilne kosti kot vir fosfatov v sedimentih torej ne pridejo v poštev. Kaj pa, če je del kosti popolnoma razpadel? Popoln razpad kosti je možen samo z mehansko-kemičnim preperevanjem. Da bi ugotovili stopnjo takšnega preperevanja osteodontoloških ostankov, smo primerjali (povprečne) absolutne vrednosti standardiziranih mikrofragmentov s standardiziranimi fosilnimi makroostanki (iz 3 m^3) vsake plasti (tab. 5; sl. 3, c). Dobljene vrednosti mikrofragmentov ne kovariirajo z absolutnimi vrednostmi makroostankov ter z absolutno in relativno vsebnostjo fosfa-



Sl. 3. Divje babe I. (a) Relativne vrednosti P_2O_5 (podatki iz tab. 4). (b) Relativna ohranjenost makroosteoloških ostankov (po podatkih iz tab. 1). (c) Relativne vrednosti mikroosteodontoloških ostankov (podatki iz tab. 5).

Fig. 3. Divje babe I. (a) Relative values of P_2O_5 (data from Table 4). (b) Relative preservation of macroosteodontological remains (according to data from Table 1). (c) Relative values of microosteodontological remains (data from Table 5).

tov v plasteh. Povečano mehansko-kemično razpadanje kosti torej tudi ne more biti glavni razlog za visoke vrednosti P_2O_5 v sedimentih Divjih bab I. Tako nam ostanejo samo še mehki deli, ki vsebujejo precej manj P_2O_5 kot kosti. Zato lahko pričakujemo v določenih primerih veliko večjo količino prvotno prisotne tanatomase od količine, ki jo lahko ugotovimo na osnovi fosilij.

Nekatere sklepe o prvotni tanatomasi (število kadavrov) lahko naredimo tudi s primerjanjem količinskih podatkov za najdbe izoliranih zob s skeletnimi deli. Zobje se, zaradi svoje strukture in morfologije, ohranjajo v največjem možnem številu v vseh najdiščih fosilij iz vseh časov ali dosti bolje od kosti. Kljub temu je del zob v Divjih babah I propadel, kar dokazujejo njihovi mikrofragmenti. V standardiziranem vzorcu smo določili najmanjše možno število osebkov za združene izkope 8–14 in 22–30 na osnovi izoliranih zob (za metodo glej Turk, I. et al., 1988). Na osnovi osebkov smo nato izračunali pričakovana števila nekaterih najbolj zanesljivo določljivih in najdljivih kosti in jih primerjali z dejanskimi najdbami iz vzorca. Povprečne vrednosti odstotkovne zastopanosti teh kosti so prikazane na sl. 4, pri čemer je pričakovana vrednost vsaj 100 %, lahko pa tudi več, odvisno od stopnje fragmentarnosti. Očividno je, da so vse kosti, kljub fragmentarnosti, deficitarne in da je zatečeno stanje fosilij le bled odsev vsega, kar je bilo nekoč prisotno in je *in situ* strohnelo in se transformiralo.

Tab. 5. Divje babe I. Relativne vrednosti mikroosteodontoloških ostankov, merjene na popolnoma standardizirane (utežene po plasteh) enote (mase) makroosteodontoloških ostankov.

Table 5. Divje babe I. Relative values of microosteodontological remains (column 3) measured on absolutely standardized (loaded according to layers) units (column 1) of macroosteodontological remains (mass).

Plast Layer	1	2	3
	Teža kosti in zob* v $10\text{ m}^2 \times 0,3\text{ m}$ plasti v kg	Teža kostnih drobcev** velikosti <5 >3 mm v 0,25 kg sedimenta v g	2/1
2	2,13	1,83	0,859
2—3	2,09	0,52	0,244
4	10,80	1,08	0,100
5	5,55	0,29	0,052
6	10,86	0,87	0,080
7	ni podatka	0,73	—
8	31,80	0,55	0,017
9	ni bilo makro ostankov	0,48	0,000
10	27,30	1,11	0,400
11—13	64,44	2,43	0,037
14	63,48	2,00	0,031
15—17	ni bilo makro ostankov (15)	0,10 0,29 0,88	0,000, > 1,00
17 a	4,80	0,37	0,077
18	3,85	0,19	0,049
18—19	5,40	0,34	0,062
20	6,37	0,33	0,051
21	4,24	0,69	0,162

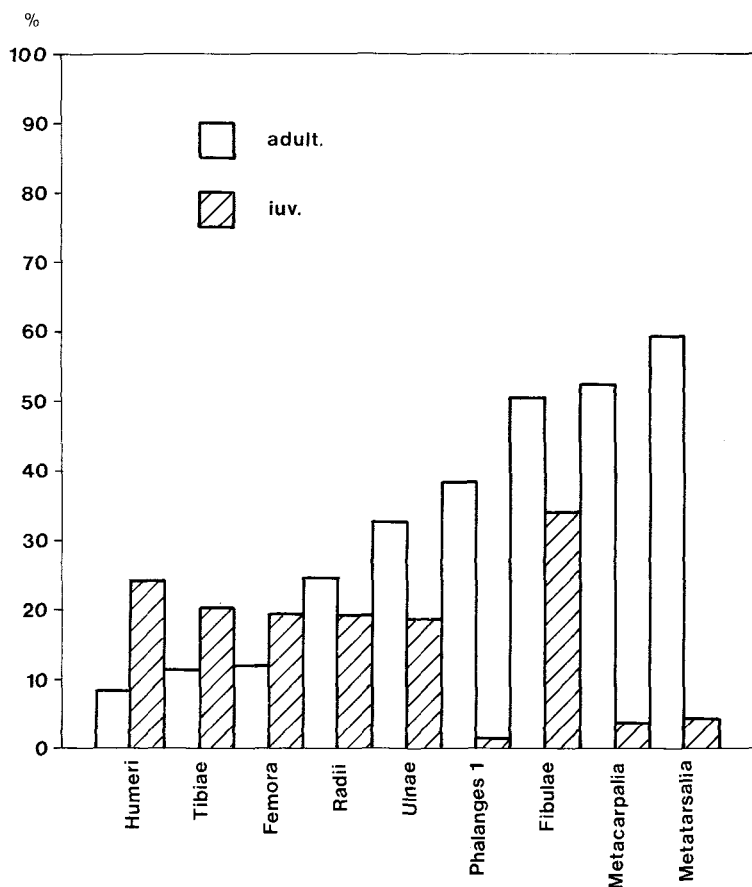
* Weight bones — teeth in $10\text{ m}^2 \times 0,3\text{ m}$ layer in kg

** Weight bones fragments, size <5> 3 mm in 0,25 kg of sediment, in g

Ker je bila tanatomasa, katere končni derivat so fosilne najdbe (cfr. Turk, I. et al., 1988), podvržena določenim porabnikom, o čemer ni na osnovi zatečenega stanja (kaotičnosti, fragmentarnosti, deficitarnosti ostankov in vsebnosti fosfatov) nobenega dvoma več, lahko z veliko verjetnostjo smatramo za glavnega porabnika samega jamskega medveda.

Kako se delovanje porabnikov odraža na kosteh kot celoti, lahko ugotovimo, če primerjamo izolirane zobe s številom vseh kostnih najdb iz standardiziranega vzorca (določljivih in nedoločljivih, celih in razbitih) ob upoštevanju fragmentarnosti. Relativna ohranjenost vseh kostnih najdb po plasteh, ki smo jo izračunali po formuli: število vseh izoliranih zob (/), število vseh kosti (X), povprečna teža osteodontološke najdbe (po podatkih iz tab. 1), je prikazana na sl. 3, b. Težnja je, da je ohranjenost relativno manjša v plasteh, ki imajo

količinsko največ ostankov jamskega medveda. Kot smo videli, je podobna tendenca izražena tudi pri relativnih vrednostih P_2O_5 (sl. 3, a). Nepravilnosti v plasteh 3—5 so lahko posledica močne krioturbacije sedimentov. V plasteh z relativno nizko ohranjenostjo kosti in relativno nizkimi vrednostmi P_2O_5 bi lahko sklepali na povečano izrabo kadavrov, vključno s kostmi, in na samega porabnika. Ker je bil tedaj najbolj pogost obiskovalec jame jamski medved, je bil ta zelo verjetno tudi glavni porabnik obstoječe tanatomase. Človek ne pride v poštev (cfr. Turk, I. et al., 1988), čeprav najdbe artefaktov v grobem kovariirajo z ostanki jamskega medveda (sl. 1).



Sl. 4. Divje babe I. Odstotkovna zastopanost nekaterih skeletnih delov jamskega medveda glede na pričakovane 100% in večje vrednosti (po delno še neobjavljenih podatkih).

Fig. 4. Divje babe I. Representation in percents of some skeletal parts of the cave bear according to expected 100% and higher values (partly according to not yet published data).

Relativne vrednosti P_2O_5 (sl. 3, a) so precej zanesljiv pokazatelj *in situ* konzumirane oziroma strohnele tanatomase, v kolikor imamo opraviti s presedimentiranimi fosfati ali z zelo dolgotrajnimi prekinitvami sedimentacije in z obogatitvijo na površini izpostavljenih sedimentov s fosforjem rastlinskega izvora, ki bi ga s površja nad jamo prinašala prenikajoča voda. Presedimentacija P_2O_5 v Divjih babah I je možna v skoraj popolnoma sterilnih plasteh 9 in 15—17. Zelo verjetno je, da se je del P_2O_5 iz plasti 8 preložil v plast 9 in del P_2O_5 iz plasti 13—14 ali lateralno diskontinuiranega, fosilno relativno bogatega nadaljevanja plasti 16, v plasti 15—17.

ZAKLJUČEK

V analiziranih sedimentih Divjih bab I smo ugotovili *in situ* razpadanje, dezartikulacijo in fragmentacijo posmrtnih ostankov jamskega medveda. Razpadanje mehkih delov je bilo zaradi delnega konzumiranja kadavrov (verjetno po jamskem medvedu) selektivno. Poraba tanatomase je bila relativno največja v fosilno najbogatejših plasteh. Selektivno so se ohranjali tudi kostni ostanki. Pri tem je igrala pomembno vlogo njihova velikost in ontogenetska starost. Mladi primerki so utrpeli večje tafonomske izgube kot odrasli (sl. 4). Oboji so močno podcenjeni (fosilna združba je precej manjša od mrtve združbe), mladi značilno bolj kot odrasli. Razlika med mrtvo in fosilno združbo je od plasti do plasti različna, odvisno od porabe tanatomase, vendar je splošen vtis tak, da morajo biti razlike med eno in drugo združbo nepojmljivo velike. Zato je imel posamezen osebek minimalne možnosti, da je od njega sploh kaj ostalo pred dokončno vključitvijo v sediment. Značilne razlike so tudi med posameznimi kostmi. Večina kosti, predvsem mladih primerkov, je bilo verjetno dobesedno požrtih. Čim manjša je žival, tem manjše so namreč možnosti, da od nje kaj ostane v okolju, v katerem normalno delujejo plenilci in mrhovinarji (Blumenshine, R. J., 1986). Malo fosilnih ostankov v takem okolju torej ne pomeni vedno tudi malo poginulih ali uplenjenih živali, temveč prej obratno! *In situ* so se ohranile samo za plenilce in mrhovinarje nezanimive kosti. To so bili predvsem metapodiji odraslih primerkov in dolge kosti okončin mladih primerkov.

Z velikostjo (prostornino) se povečuje trdnost kosti in relativno zmanjšuje površina, ki je izpostavljena abiotskim dejavnikom. Zato so voluminozni ostanki naravno odpornejši od minucioznih. Večini fragmentov iz vzorca so botrovale sile žive narave (zelo verjetno predvsem jamski medved). Mehansko-kemično preperevanje je delovalo lokalno in v omejenem obsegu.

Glavni prispevek P_2O_5 so dali mehki deli mrtve združbe, ki niso bili konzumirani. Iztrebki jamskega medveda, ki so posredno morda dokazljivi s peclodom žužkocvetk, niso bistveno obogatili sedimentov s P_2O_5 , ker so relativne vrednosti P_2O_5 najnižje ravno v plasteh z največjimi koncentracijami fosilnih najdb. V istih plasteh imamo tudi zelo nizke vrednosti relativne ohranjenosti kosti kot celote. Oboje bi sicer lahko razložili s konzumiranjem večjega dela tanatomase, vendar moramo biti previdni, ker se ravno v teh plasteh (8, 13 in 14) ponuja alternativna razlaga deficita P_2O_5 z migriranjem fosfatov v nižje

ležeče, fosilno sterilne plasti (9 in 16). Po drugi strani lahko relativno veliko P_2O_5 in mikrodrobcev ob relativno slabi ohranjenosti kosti dokazuje slabe razmere fosilizacije (npr. v površinski plasti 2—3).

Vse dosedanje analize kažejo, da je bil glavni regulator celotnega zatečnega stanja zelo verjetno sam jamski medved, kot najbolj pogost in stalen obiskovalec jame. Njegova vloga se je doslej, žal, preveč zanemarjala in podcenjevala, problemi povezani s paleolitskimi najdišči-brlogi, kot so Divje babe I, pa se verjetno niso vedno in povsod reševali s pravega konca.

LITERATURA

- Abel, O., Kyrle, G., 1931: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. Speläologische Monographien 7, 8, Wien.
- Antić, M. et al., 1980: Pedologija, Beograd.
- Blumenschine, R. J., 1986: Early Hominid Scavenging Opportunities. Implications of Carcass Availability in the Serengeti and Ngorongoro Ecosystems, BAR International Series 283, Oxford.
- Bächler, E., 1940: Das Alpine Paläolithikum der Schweiz im Wildkirchli, Drachenloch und Wildenmannisloch. Monographien zur Ur- und Frühgeschichte der Schweiz 2, Basel.
- Battaglia, R., 1922: La Caverna Pocala. Memorie della R. Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di scienze fisiche, mat. e naturale 318, serie 5 a, vol. 13, fasc. 16^o, 617—686.
- Broglia, A., 1965: Le industrie musteriene della Grotta del Broion. Memorie del Museo Civico di Storia Naturale 12, 369—390.
- Bull, P., 1983: Chemical sedimentation in caves. V: Chemical sediments and geomorphology. Edited by A. S. Goudie and K. Pye, London, New York etc., 301—319.
- Draxler, I., 1986: Pollenanalytische Untersuchungen der Sedimentproben aus der Vindija Höhle bei Donja Voća, NW Kroatien. Rad JAZU 424, 275—287.
- Erdbrink, D. P., 1953: A Review of Fossil and Recent Bears of the Old World, Deventer.
- Guyton, A. C., 1976: Textbook of medical physiology, Philadelphia.
- Hoffmann, G., Ohnesorge, S., 1966: Bestimmung der Phosphorsäure in Bodenextrakten mit Ascorbinsäure-Zinnchlorür als Reduktionsmittel. Landwirtschaftliche Forschung-Band 19, Heft 2, München.
- Johnson, D. L., Haynes, C. V., 1985: Camels as taphonomic agents. Quaternary Research 24, 365—366.
- Koby, F.-Ed., 1954: Les paléolithiques ont-ils chassés l'ours des cavernes?, Actes de la Société Jurassique d'Émulation, 1—48.
- Kurtén, B., 1976: The Cave Bear Story, New York.
- Malez, M., 1963: Kvartarna fauna pećine Veternice u Medvednici, Palaeontologija Jugoslavica 5, Zagreb.
- Mottl, M., 1951: Die Repolust-Höhle bei Peggau (Steiermark) und ihre eiszeitlichen Bewohner, Archaeologia Austriaca 8, 1—78.
- Müller, E., 1979: Pollenanalytische Untersuchungen an paläolithischen und mesolithischen Höhlensedimenten aus der Schweiz und dem Vorarlberg, Antiqua 7, Veröffentlichungen der Schweizerischen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte, Frauenfeld.
- Retallack, G., 1984: Completeness of the rock and fossil record: some estimates using fossil soil, Paleobiology 10, 59—78.

- Schmid, E., 1958: Höhlenforschung und Sedimentanalyse. Ein Beitrag zur Datierung des Alpinen Paläolithikums, Schriften des Institutes für Ur- und Frühgeschichte der Schweiz 13, Basel.
- Stoddart, D. R., Scoffin, T. P., 1983: Phosphate rock on coral reef islands. V: Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment. Edited by A. S. Goudie and K. Pye, London, New York etc., 369—400.
- v. Stokar, W., 1939: Über die Untersuchung organischer Reste aus paläolithischen Kulturschichte, Quartär 2, 147—150.
- Sutcliffe, A. J., 1973: Similarity of bones and antlers gnawed by deer to human artefacts, Nature 246, 428—430.
- Turk, I. et al., 1988: Divje babe I — Novo paleolitsko najdišče in skupinsko grobišče jamskega medveda. Poskus tafonomske analize na osnovi vzorcev iz dveh sedimentnih in arheoloških kompleksov, Arheološki vestnik 39, v tisku.
- Turk, I., Dirjec, J., 1988: Divje babe I — Poskus uporabe statistične analize množičnih živalskih ostankov v paleolitski arheologiji. 1. Določljivi skeletni ostanki jamskega medveda, Arheološki vestnik 39, v tisku.
- Turk, I. et al., 1989: Divje babe I — Poskus uporabe statistične analize množičnih živalskih ostankov v paleolitski arheologiji. 2. Razbite dolge mozgovne kosti jamskega medveda, Arheološki vestnik 40, v tisku.
- Vajnberger, A., 1966: Određivanje lakopristupačnog fosfora i lakopristupačnog kalijuma u zemljištu. Priručnik za ispitivanje zemljišta, Knjiga 1, Beograd.

PHOSPHATES AND TANATOMASS IN THE SEDIMENTS FROM THE CAVE DIVJE BABE I.

Summary

The Cave Divje babe I. above the village Reka near Cerkno (Slovenia) presents new, in 1980 discovered Mousterian site and at the same time the den of the cave bear (*Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth 1794), to which 99,9% of all taxonomically defined faunal remains belong to (Turk I. et al., 1988; Turk I., J. Dirjec, 1988).

In thick sediments of Würm age (annexe 1) by chemical analysis — extraction by Al-method after Engér, Riehm, Domingo (Vajnberger, A., 1966) and spectrophotometrical determination of P_2O_5 contents (Hoffmann, G., S. Ohnesorge, 1966) — the extreme concentrations of phosphates (P_2O_5) have been found (Table 2; Fig. 2). Their origin has to be searched mostly *in situ* weathered tanatomass of the cave bear (cfr. Koby F. / Ed., 1954; Kurtén B., 1976) considering the allochthonous vegetation remains, bone remains »en masse« and eventual excrements of cave bear, (birds) guano and washing off from the surface above the cave as possible additional sources of accumulation and concentration of P_2O_5 .

In order to study the relation between the quantity of fossil remains and phosphates contents in the sediments and thus to answer the question about consumption and tanatomass decayed *in situ*, the P_2O_5 contents were compared to standardized samples of micro- and macroosteodontological remains according to the layers.

On the base of microosteodontological fragments (absolute values are presented in the Table 3, Fig. 2) we tried to establish the stage of abiotical mechanical-chemical bones weathering which is the only to augment the enrichment of sediments by P_2O_5 from the bones. Namely the fossil bones have retained all phosphates almost

(29.6—33.0 % P_2O_5 from possible 35 % P_2O_5). Relative values of microosteodontological remains (Table 5; Fig. 3, c) do not co-vary with absolute values of macro remains (Fig. 1) and with absolute (Fig. 2) and relative phosphates values in the layers (Fig. 3 a). Augmented mechanical-chemical weathering of the bones could not be the main reason for high values of P_2O_5 in the sediments from Divje babe I.

Helped by macroosteodontological remains (absolute values are presented on Table 1; Fig. 1) we have stated: — *in situ* decay, desarticulation and fragmentation of cave bear remains on the base of covariation of bone remains and isolated teeth according to stratigraphical units (Fig. 1, b, c).

— relative degree of fragmentation on the base of mean weight of all osteodontological findings (Fig. 1, a).

— bad preservation of some easier to be found and the most sure determinable bones on the base of the minimum number of individuals (for the method cfr. Turk I. et al., 1988) and expected values of skeletal parts in the complex of stratigraphic units 8—14 and 22—30 (Fig. 4).

— the degree of relative preservation of total bones remains according to layers after the equation: number of isolated teeth (/), number of total bones (X), average weight (Fig. 3, b).

From the cited we draw the following inferences: great disparity between dead and fossil assemblage (between tanatomass and fossil remains), different taphonomy regarding the anatomic and individual age belonging of the remains, and great fragmentation (approximatively 80 % of total bones were broken).

If we proceed from the fact that the absolute values of P_2O_5 reflect tanatomass of cave bear (bear meat contains 0.77 % P_2O_5 in dry matter) weathered *in situ* mostly, we can determine by help of standardized macroosteodontological remains their relative values (Table 4; Fig. 3, a) and we can state the following: relative values of P_2O_5 do not co-vary with absolute values of macroosteodontological remains. Relatively the lowest values of phosphates were found in the layers with the biggest concentration of fossil findings. In the same layer there are very low degrees of relative bones remains preservation. The both could be explained by consumption of greater part of tanatomass but we have to be careful as just in these layers (8, 13, 14) the alternative explanation of P_2O_5 deficiency is offered by migration of phosphates into lower lying, fossil sterile layers (9 and 16). We have to consider the linear augmentation of macro remains and non-linear augmentation of P_2O_5 with upper limit to something more than 35 % P_2O_5 too (cfr. Stoddart, D. R., T. P. Scoffin, 1983) which is not reached in the sediments of Divje babe I. (cfr. Table 2).

In the layers with relatively low degree of bones preservation and with relatively low P_2O_5 values we can make inferences to augmented exploitation of cadavres, bones included. As in the time of those layers origin cave bear has been the most frequent visitor of the cave he was, probably, the main consumer of existing tanatomass. Middle Paleolithic hunters from Divje babe I. as the users cannot be taken into account (cfr. Turk I. et al., 1988) although the artefacts findings roughly co-vary with the remains of cave bear (Fig. 1).

Relatively high P_2O_5 , a lot of microfragments, and relatively low degree of preservation of bones can prove bad conditions of fossilization. But we have to stress that the actual alkaline reaction of sediments in all layers (ph 7.88— 8.55) has a positive influence to fossils conservation (cfr. Retallack G., 1984).

The main regulator of the entire state in Divje babe I. was probably cave bear himself as the most frequent and regular visitor of the cave. His role has been since, unfortunately, too much neglected and underestimated and the problems, connected to combined paleolithic sites and cave bear dens, as Divje babe I. are, were not always and everywhere solved from the right side.

YU ISSN 0583-6050
ACTA CARSOLOGICA
KRASOSLOVNI ZBORNIK

XVII
1988

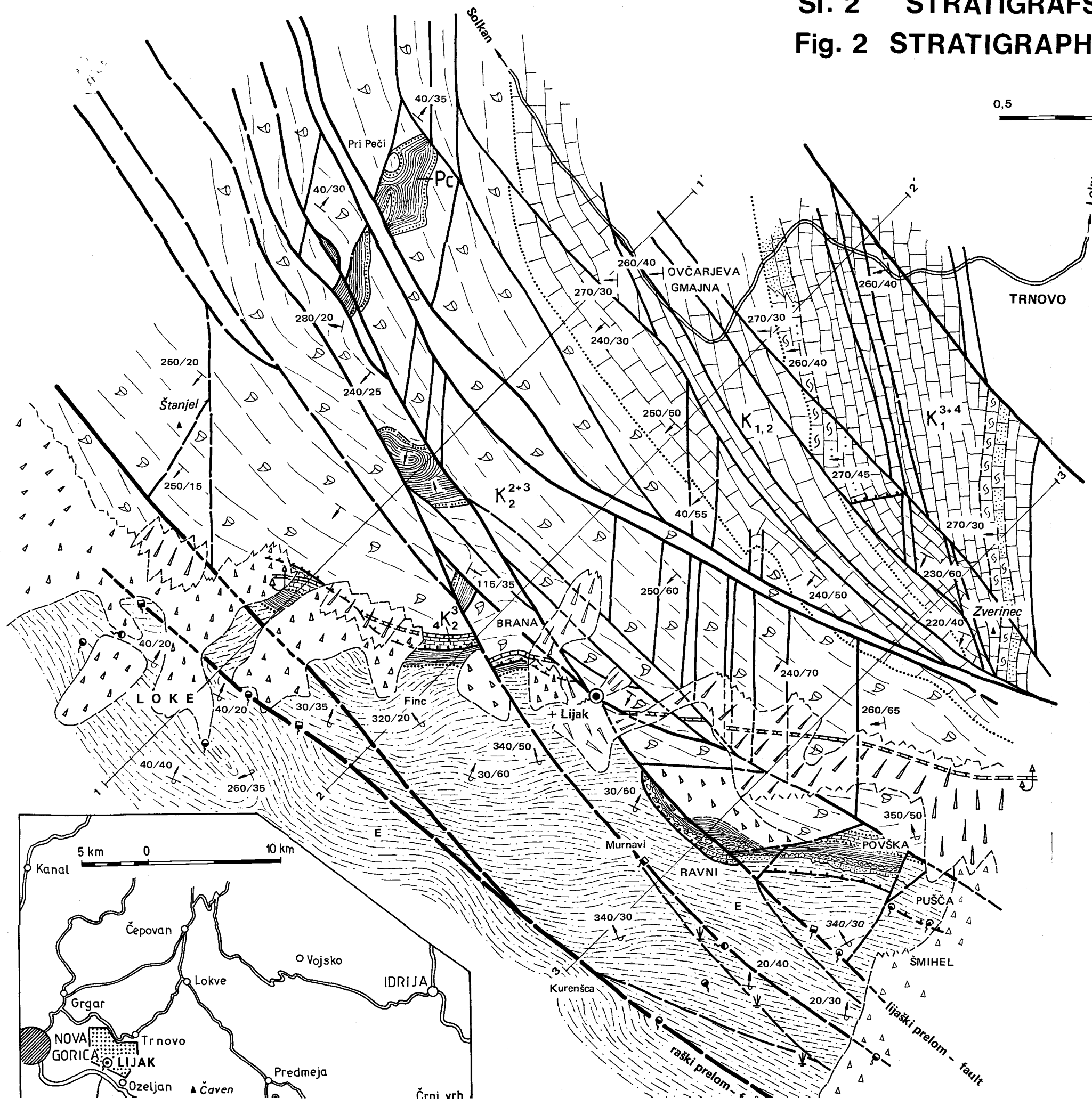
Izdala
Slovenska akademija znanosti in umetnosti
v Ljubljani

Natisnila
Tiskarna »Jože Moškrič«
v Ljubljani
1988

Naklada 1200 izvodov

SI. 2 STRATIGRAFSKO - LITOLOŠKA KARTA

Fig. 2 STRATIGRAPHIC - LITHOLOGICAL MAP



Legenda na sl. 3
See fig. 3 for explanation

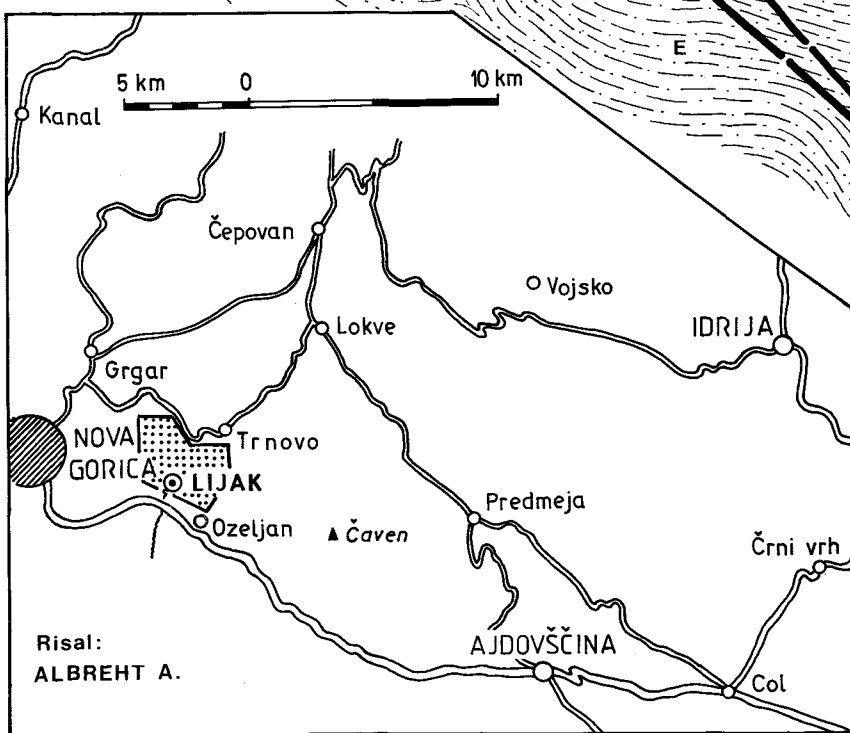
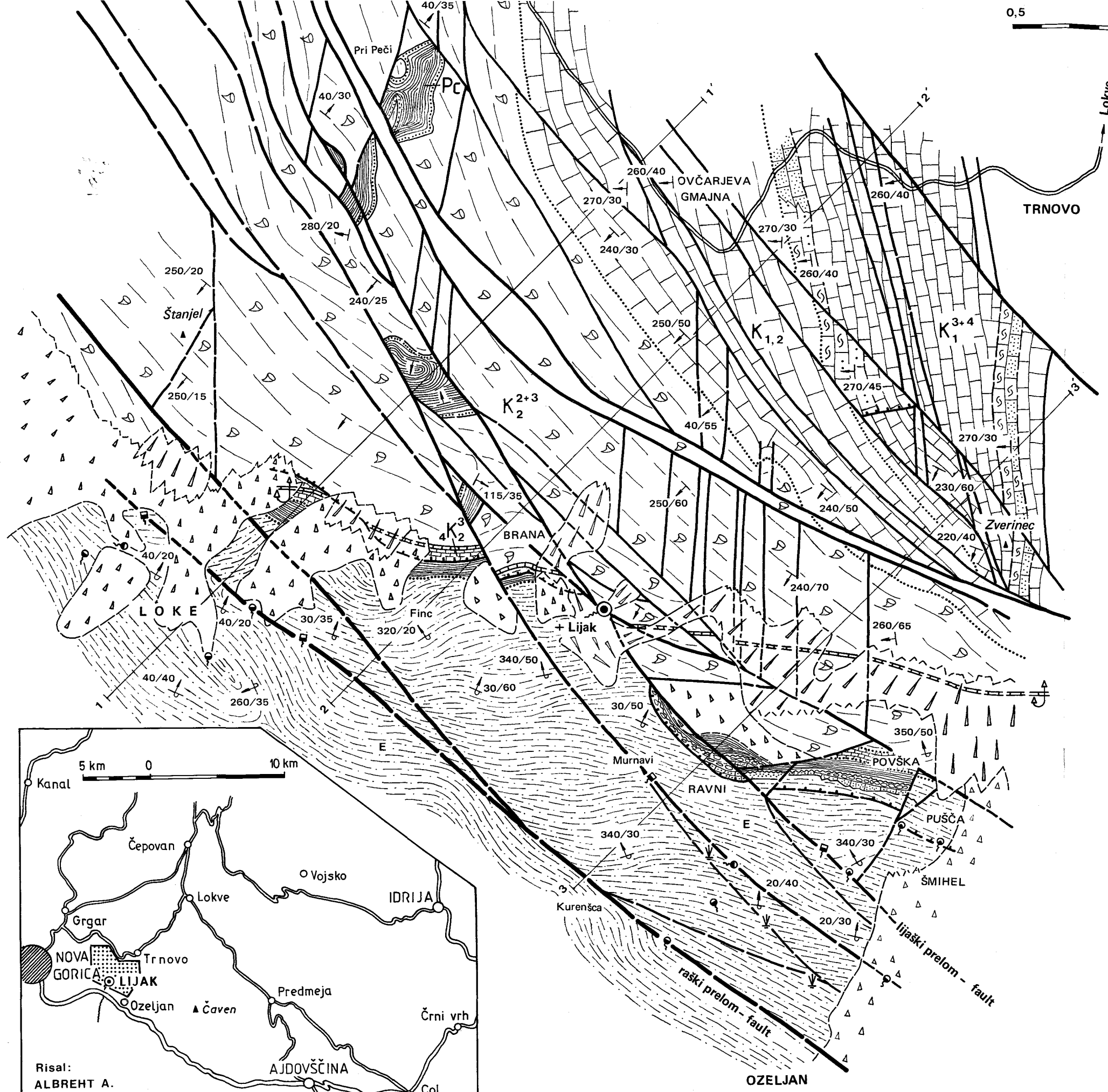
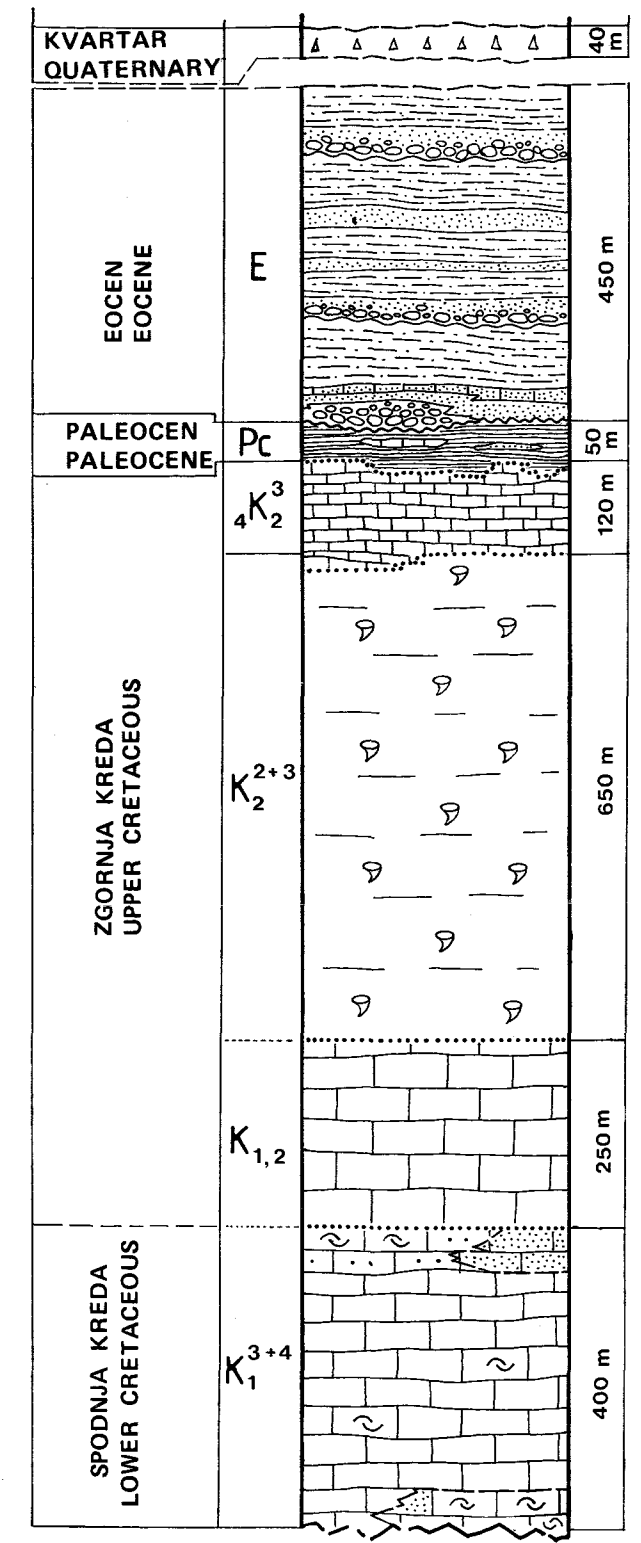
STRATIGRAFSKO - LITOLOŠKI STOLPEC STRATIGRAPHIC - LITHOLOGICAL COLUMN

KVARTAR QUATERNARY		40 E
EOCEN EOCENE	E	450 m
	Pc	50 E
PALEOCEN PALEOCENE	K ³ ₂	120 m
	K ²⁺³ ₂	650 m
ZGORNJA KREDA UPPER CRETACEOUS	K ^{1,2}	250 m
	K ³⁺⁴ ₁	00 m



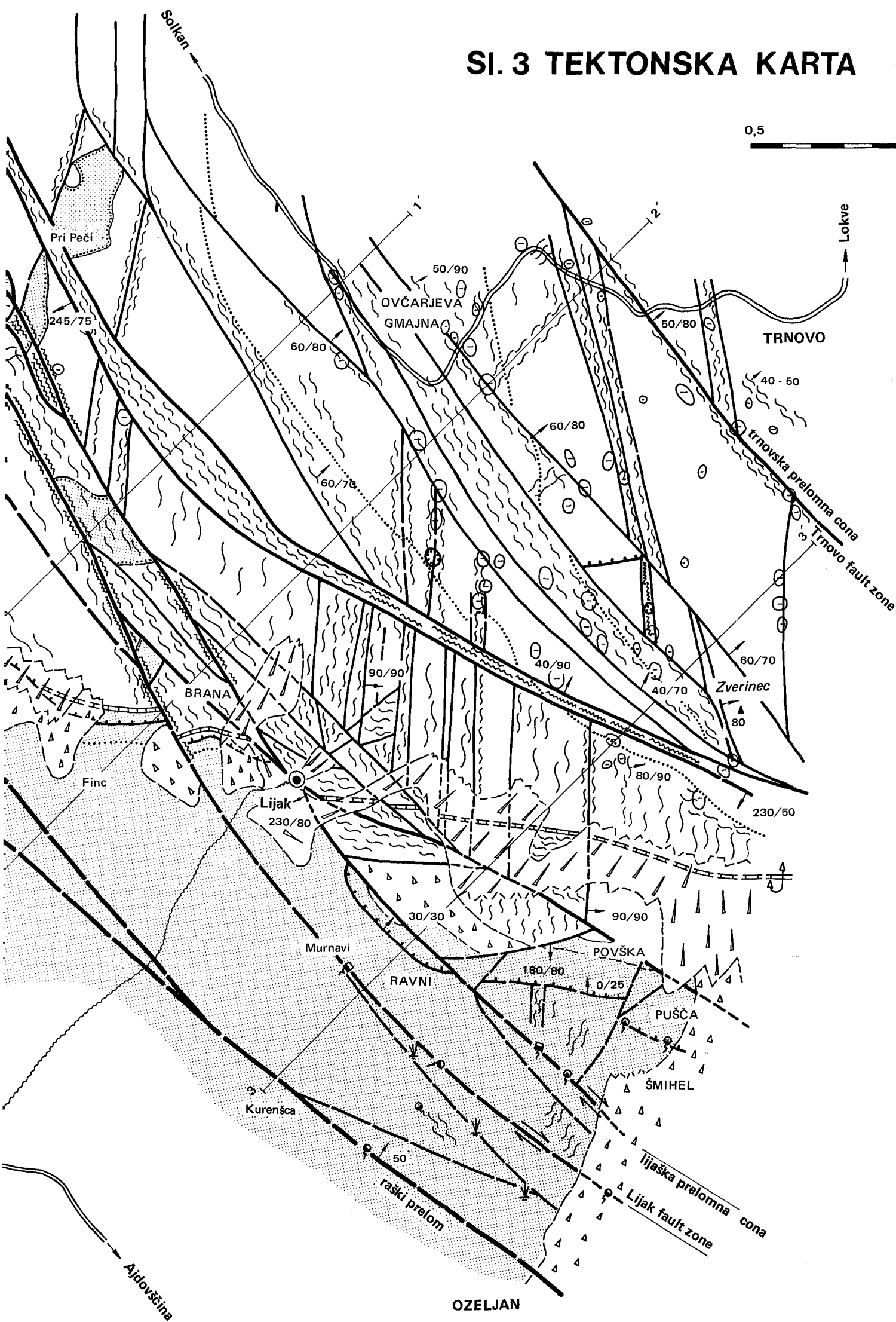
Legenda na sl. 3
See fig. 3 for explanation

STRATIGRAFSKO – LITOLOŠKI STOLPEC
STRATIGRAPHIC – LITHOLOGICAL COLUMN



Risal:
ALBREHT A.

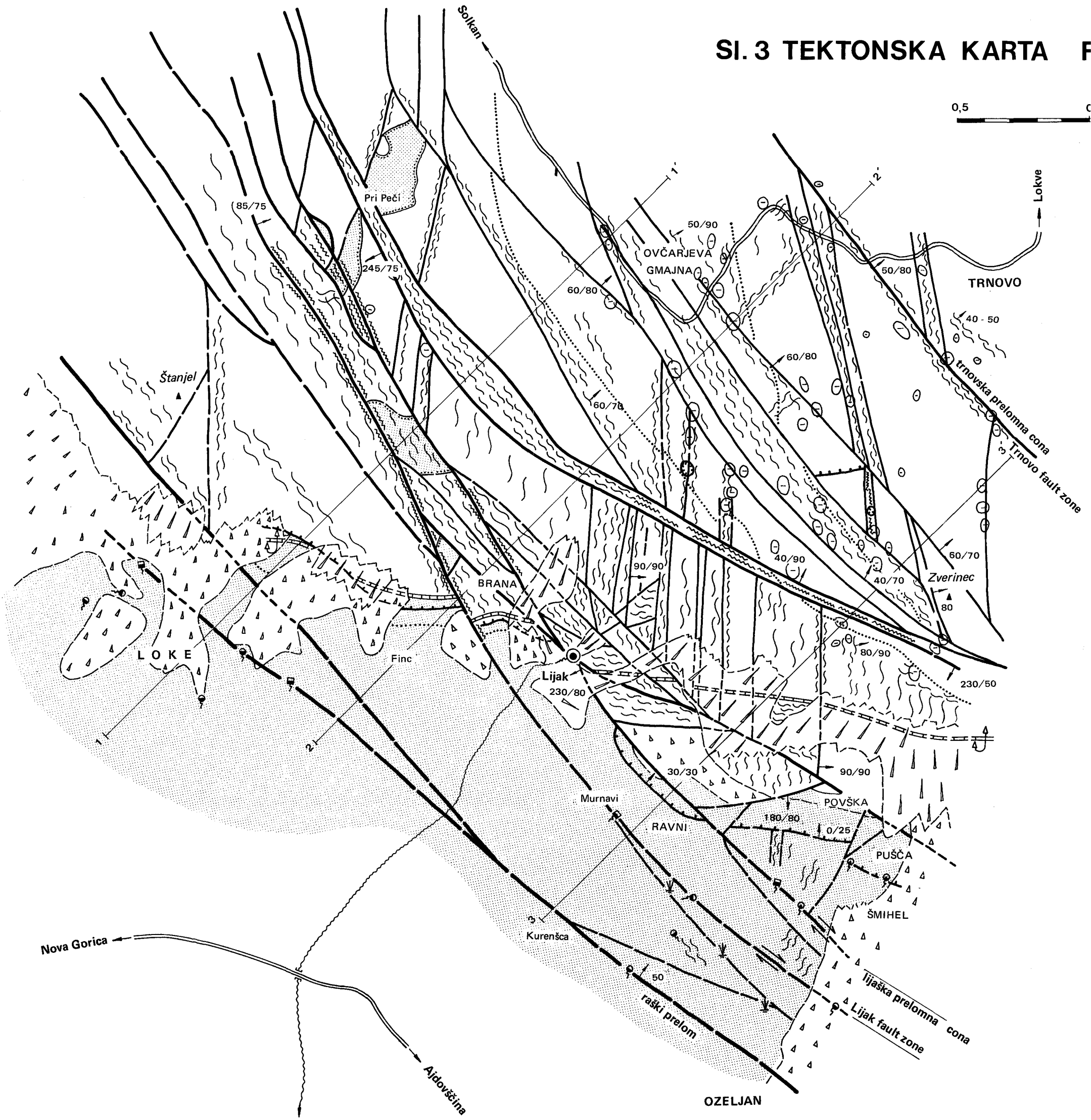
SI. 3 TEKTONSKA KARTA Fig. 3 TECTONIC MAP



- | | | | |
|---------------------------------|--|----|--|
| 1 Q | | 21 | |
| 2 Q | | 22 | |
| 3 Q | | 23 | |
| 4 E | | 24 | |
| 5 Pc | | 25 | |
| 6 K ₂ ³ | | 26 | |
| 7 K ₂ ²⁻³ | | 27 | |
| 8 K _{1,2} | | 28 | |
| 9 K ₁ ³⁻⁴ | | 29 | |
| 10 | | 30 | |
| 11 | | 31 | |
| 12 | | 32 | |
| 13 | | 33 | |
| 14 | | 34 | |
| 15 | | 35 | |
| 16 | | 36 | |
| 17 | | 37 | |
| 18 | | 38 | |
| 19 | | 39 | |
| 20 | | | |

SI. 3 TEKTONSKA KARTA F

0,5

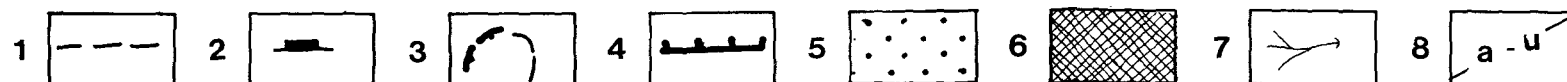
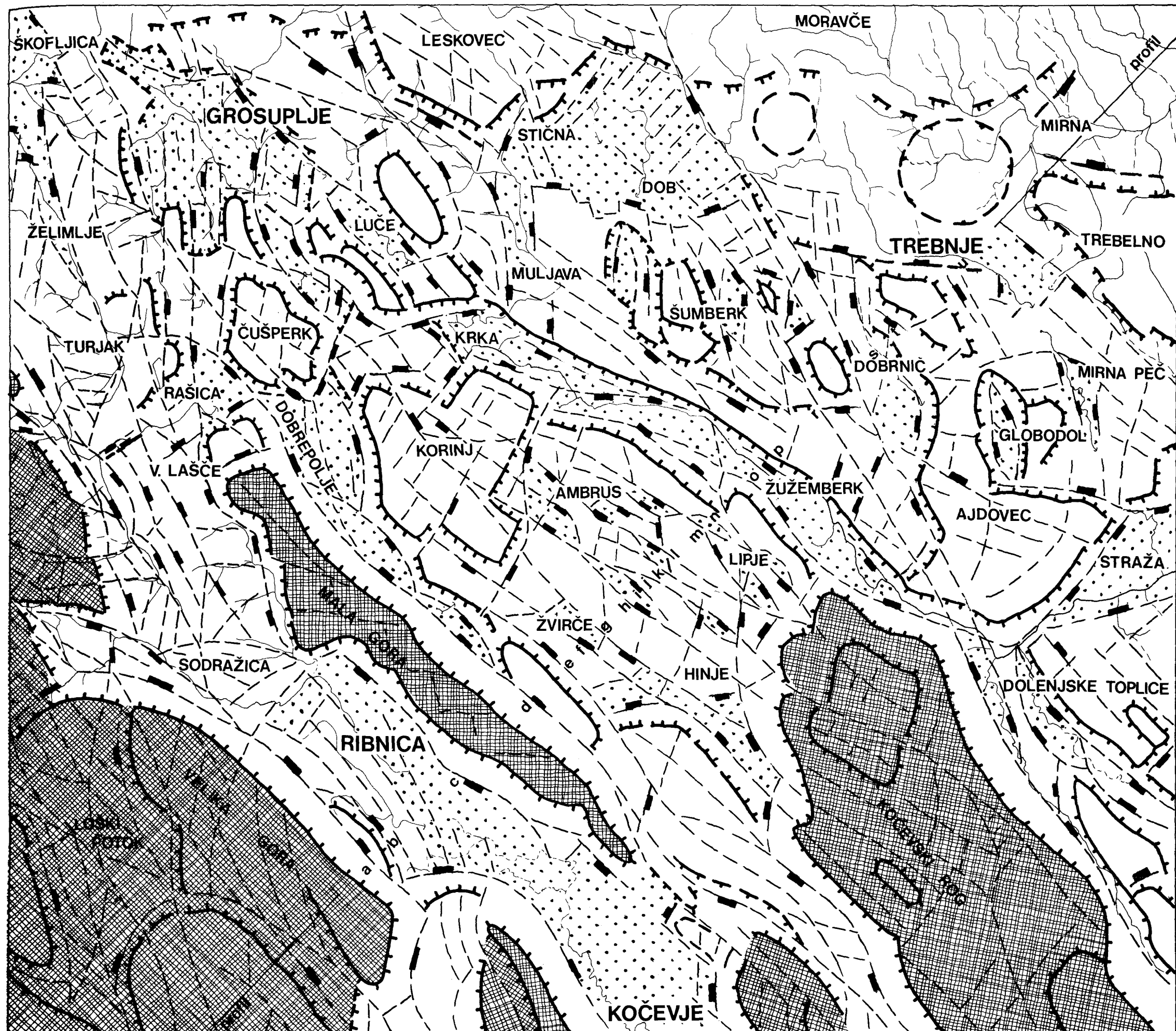


LEGENDA — slika 3

- 1 — nesprijet apnenčev pobočni grušč, melišče
- 2 — podorni bloki, pomešani s pobočnim gruščem
- 3 — debeložrnata do blokovna apnenčeva breča z rdečim sigastim vezivom
- 4 — menjavanje rjavkasto do zelenkasto sivega konglomerata, peščenjaka in laporovca
- 5 — rjavkasti, rdečkasti in vijoličasti laporovci z vložki laporastega apnenca in peščenjaka
- 6 — tanko ploščnat siv do sivo zelenkast laporasti apnenec z vložki zelenkastega laporovca
- 7 — v glavnem neplastnat apnenec bele, svetlo sive ali svetlo rjave barve
- 8 — srednje plastnat, rjavkast in siv mikritni apnenec
- 9 — debelo plastnat, temno rjavkasti do sivo rjavkasti mikritni organogeni apnenec z vložki kalkarenitov z ostanki rekvienij in nerinej
- 10 — postopen stratigrafsko-litološki prehod
- 11 — postopen litološki prehod
- 12 — meja med kvartarjem in ostalimi kamninami
- 13 — erozijska diskordanca
- 14 — notranje erozijske površine
- 15 — ostanki rekvienij in nerinej
- 16 — ostanki rudistnih školjk, koral in keramosferin
- 17 — močan prelom, viden in pokrit
- 18 — srednje močan prelom, viden in pokrit
- 19 — šibak prelom, viden in pokrit
- 20 — naravnica znotraj pokrova, vidna in pokrita
- 21 — domnevna meja pokrova
- 22 — os prevrnjene antiklinale
- 23 — smer in vpad plasti, normalne in inverzne
- 24 — smer in vpad prelomne ploskve
- 25 — horizontalne plasti
- 26 — smer zmika ob prelomu
- 27 — šibka razpoklinska cona
- 28 — močna razpoklinska cona
- 29 — porušena cona
- 30 — zdrobljena cona
- 31 — smer in vpad razpok
- 32 — flišne kamnine
- 33 — tektonska glina
- 34 — različno močni izviri, nezajeti in zajeti
- 35 — občasni bruhalnik Lijak
- 36 — smer iztekanja vode
- 37 — nivo podtalnice
- 38 — vrtača v tlorisu in prerezu
- 39 — profilna črta

LEGEND — Annex 3

- 1 — unconsolidated limestone slope rubble, scree
- 2 — collapse blocks mixed with slope rubble
- 3 — thick-grained to block like limestone breccia with red flowstone cement
- 4 — interchanging of brownish to greenish-grey conglomerate, sandstone and marl
- 5 — brownish, reddish and violet marls with inliers of marl limestone and sandstone
- 6 — thin-bedded grey to grey-greenish marl limestone with inliers of greenish marl
- 7 — mostly non-bedded limestone of white, light grey or light brown colour
- 8 — medium bedded, brownish to grey micritic limestone
- 9 — thick bedded, dark brownish to grey brownish micritic organogene limestone with inliers of calcarenites with remains of Requienia and Nerinea
- 10 — gradual stratigraphic-lithological transition
- 11 — gradual lithological transition
- 12 — the limit between Quaternary and other rocks
- 13 — erosion discordance
- 14 — inner erosional surfaces
- 15 — remains of Requienia and Nerinea
- 16 — remains of rudist shells, corals and Cheramospherina
- 17 — strong fault, visible and covered
- 18 — medium strong fault, visible and covered
- 19 — weak fault, visible and covered
- 20 — overthrust line inside the nappe, visible and covered
- 21 — supposed nappe border
- 22 — axis of overturned anticline
- 23 — dip and strike of beds, normal and inverse
- 24 — dip and strike of fault plain
- 25 — horizontal beds
- 26 — direction of wrench-fault along the fault
- 27 — weak fissure zone
- 28 — strong fissure zone
- 29 — broken zone
- 30 — crushed zone
- 31 — dip and strike of fissures
- 32 — flysch rocks
- 33 — tectonic loam
- 34 — differently strong springs, uncaught and caught
- 35 — periodical effluent Lijak
- 36 — direction of water outflow
- 37 — level of groundwater
- 38 — doline in plan and cross-section
- 39 — profile line



0 5 km

PRILOGA 1

TEKTONSKE PRVINE V RELIEFU ZAHODNE SUHE KRAJINE Z OBROBJEM

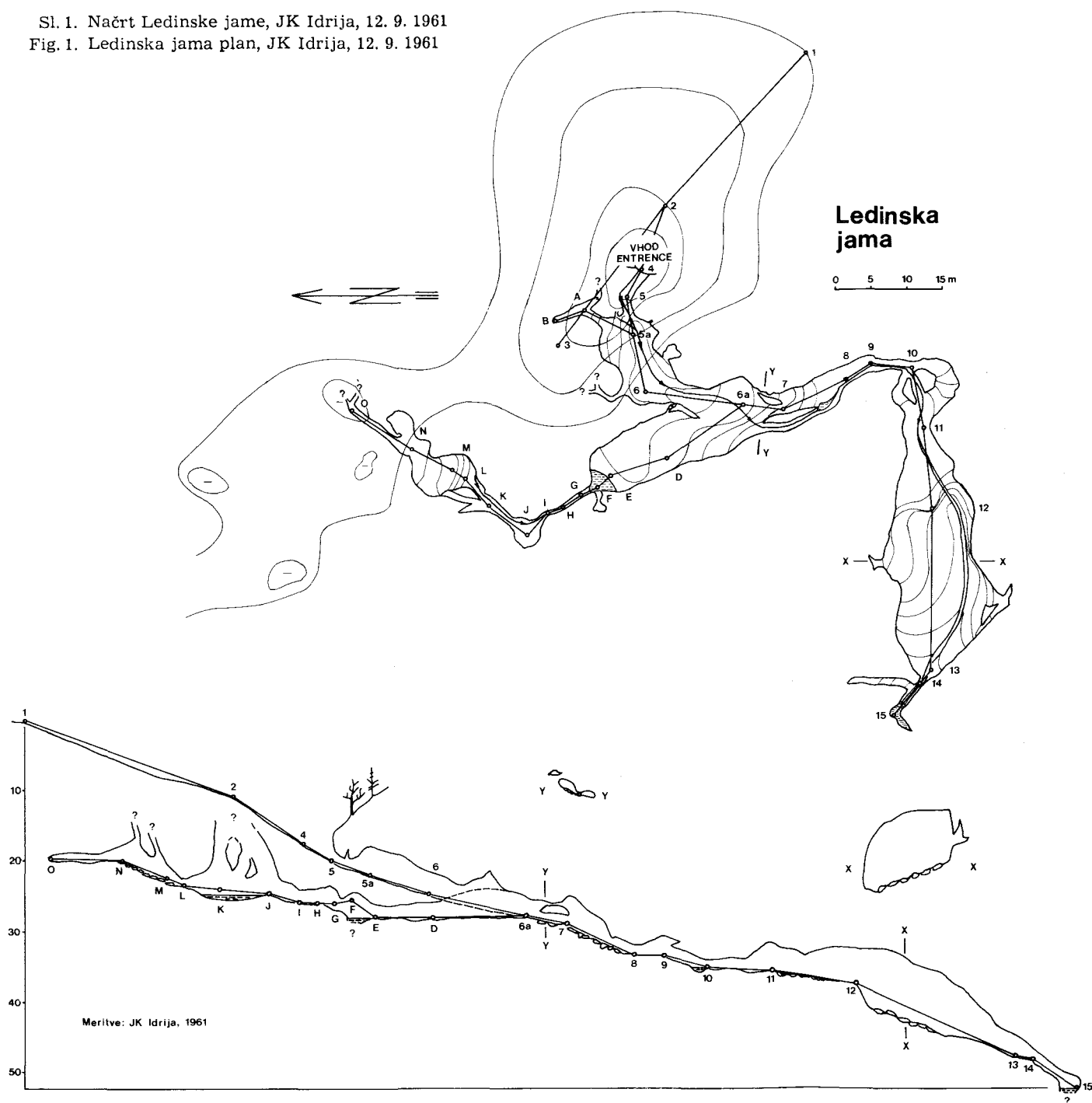
1 — strukturnice (pregibnice, brazde, razori); 2 — relativno tektonsko znižana gruda; 3 — obročaste strukture; 4 — rob kraške planote, reber; 5 — relativno pogreznjene grude; 6 — najvišje dvignjene grude; 7 — površinski tok, ponikalnice; 8 — strukturne rebri v prečnem morfološkem preseku (sl. 2).

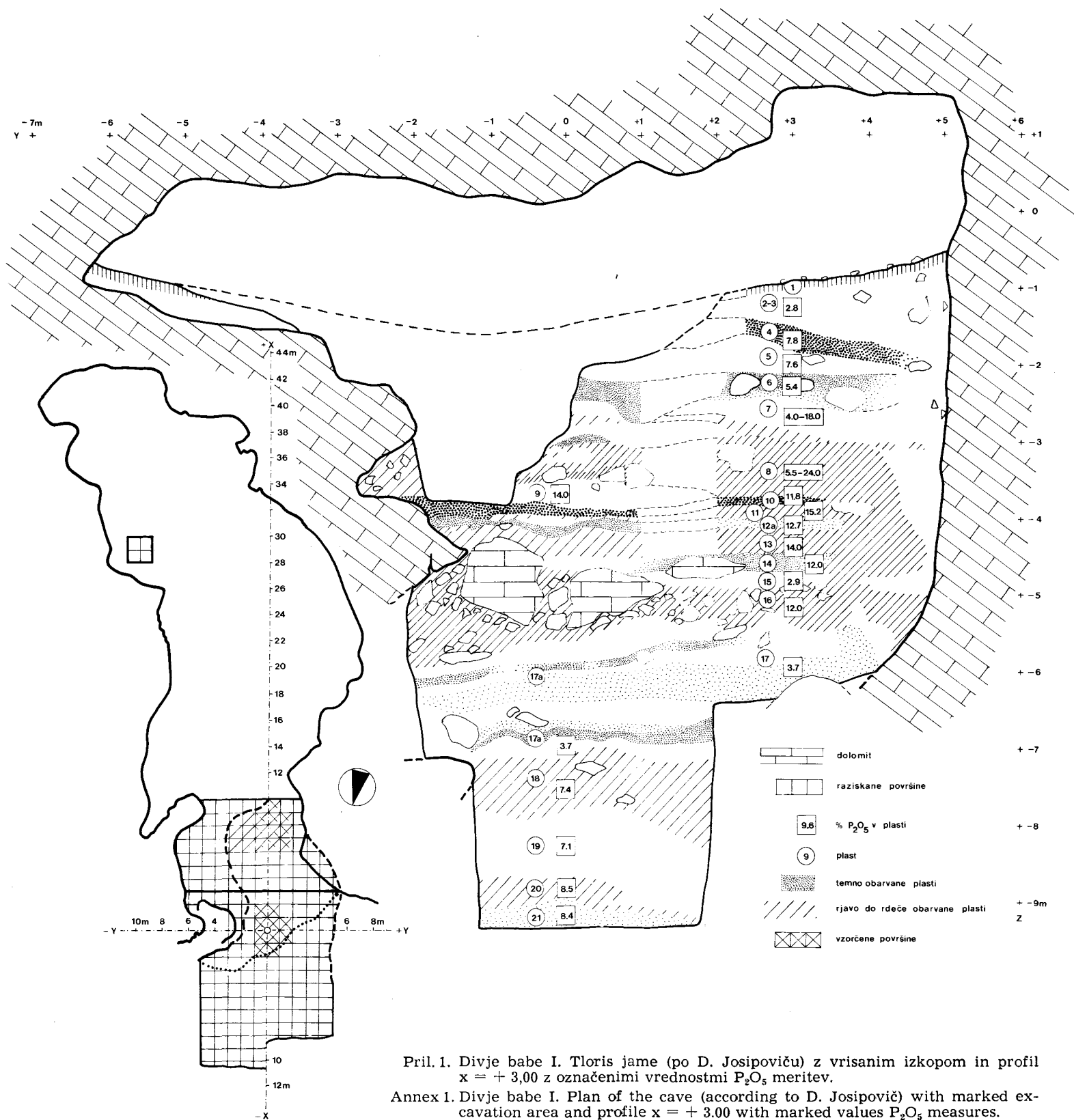
ANNEX 1

TECTONICALLY CONTROLLED KARST RELIEF OF SUHA KRAJINA

1 — structural lines (bend lines, karst denudation furrows, fluvial gully; 2 — relatively tectonically lowered horst; 3 — ring-shaped structures; 4 — border of karst plain; 5 — relatively subsided horst; 6 — the most uplifted horst; 7 — superficial stream, sinking stream; 8 — structural flanks in cross morphological section (Fig. 2).

Sl. 1. Načrt Ledinske jame, JK Idrija, 12. 9. 1961
 Fig. 1. Ledinska jama plan, JK Idrija, 12. 9. 1961





Pril. 1. Divje babe I. Tloris jame (po D. Josipoviču) z vrisanim izkopom in profil $x = +3,00$ z označenimi vrednostmi P_2O_5 meritev.
Annex 1. Divje babe I. Plan of the cave (according to D. Josipovič) with marked excavation area and profile $x = +3.00$ with marked values P_2O_5 measures.