Narodna in univerzitetna knjižnica
v Ljubljani

115706
1996

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

1996

Ljubljana 1997

115706 +/15706

ISSN 0016-7789

GEOLOGIJA

GEOLOGIJA	LETNIK 1996	KNJIGA 39	Str. 1 do 311	LJUBLJANA 1997

Narodna in univerzitetna knjižnica Ljubljana

II P 200680

GEOLOGIJA

Slovenska besedila za 39. knjigo je lektoriral *Milan Pritekelj*. V drugih jezikih napisani članki niso lektorirani in zanje odgovarjajo avtorji sami. Prevode v angleški jezik so opravili *Simon Pirc* in delno sami avtorji. Za strokovno vsebino vseh člankov so avtorji odgovorni sami

Izdajatelja: Geološki zavod Ljubljana in Slovensko geološko društvo

Glavni in odgovorni urednik:
Editor-in-Chief:
Stanko Buser, Ljubljana, Slovenija

Uredniški odbor:
Editorial Board:
Stanko Buser, Ljubljana, Slovenia; *Matija Drovenik*, Ljubljana, Slovenia; *Endre Dudich*, Budapest, Hungary; *Erik Flügel*, Erlangen, Germany; *Miklós Kedves*, Szeged, Hungary; *Harald Lobitzer*, Wien, Austria; *German Müller*, Heidelberg, Germany; *Rinaldo Nicolich*, Trieste, Italy; *Bojan Ogorelec*, Ljubljana, Slovenia; *Simon Pirc*, Ljubljana, Slovenia; *Danilo Ravnik*, Ljubljana, Slovenia; *Mihael Ribičič*, Ljubljana, Slovenia; *Marko Šparica*, Zagreb, Croatia; *Dragica Turnšek*, Ljubljana, Slovenia; *Miran Veselič*, Ljubljana, Slovenia

Naslov:
Address:
GEOLOGIJA, Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Naklada 600 izvodov

Cena 4000 SIT

Tisk in vezava: Delo-Tiskarna d.d., Ljubljana, Dunajska 5, leto 1997

Financirata: Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije in Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko

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

GEOLOGIJA

The papers in Slovene language of the present 39 volume were edited by *Milan Pritekelj*. Papers in other languages were not edited; the authors alone are responsible for the text. English translations were done by *Simon Pirc* and partly by the authors themselves. The authors themselves are liable for the contents of the papers

Published by the Geological Survey and the Slovene Geological Society

Printed in 600 copies

Price US $ 80.0

Printed by the Delo-Tiskarna d.d., Ljubljana, Dunajska 5, in 1997

Financed by the Republic of Slovenia, Ministry of Science and Technology and the Ljubljana Geological Survey, Institute of Geology, Geotechnics and Geophysics

GEOLOGIJA *39*, 1–311 (1996), Ljubljana

VSEBINA – CONTENTS

Buser, S.
V spomin prof. dr. Jožetu Duhovniku 5

Dimkovski, T.
Ob 50. obletnici Geološkega zavoda za Slovenijo 9

Paleontologija – Paleontology

Debeljak, I.
Ontogenetic development of dentition in the cave bear 13
Ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu 30

Ramovš, A.
Solenopora ladinica n. sp. und *Solenopora suhadolica* n. sp. (Rotalgen) und *Paragondolella? trammeri* (Kozur, 1972) (Conodonta) aus dem Ladin (Mitteltrias) bei Suhadole, ostlich von Ljubljana, Slowenien 79
Solenopora ladinica n. sp. in *Solenopora suhadolica* n. sp. (rdeče alge) in *Paragondolella? trammeri* (Kozur, 1972) (Conodonta) iz ladinija (srednji trias) pri Suhadolah, vzhodno od Ljubljane 79

Pejović, D.
Pironaea buseri n. sp. from olistostromal breccia of Paleocene flysch by Anhovo 91

Stratigrafija – Stratigraphy

Grad, K., Dozet, S., Petrica, R. & Rijavec, L.
Pseudosocka Beds with Coal in Borehole Tdp-1/84 Trobni Dol (Eastern Sava Folds, Slovenia) 97
Psevdosoteške plasti s premogom v vrtini Tdp-1/84 Trobni Dol (vzhodne Posavske gube) 116

Dozet, S.
Ambrus Beds – Important Key for Interpretation of Neocomian Paleogeography, Sea-Level Changes, Depositional Setting and Tectonics in Suha Krajina Area (Slovenia) 119
Ambruške plasti in njihov pomen za interpretacijo neokomskih paleogeografskih, evstatičnih in tektonskih razmer na območju Suhe krajine (Slovenija) 119

Sedimentologija – Sedimentology

Ogorelec, B. & Buser, S.
Dachstein Limestone from Krn in Julian Alps (Slovenia) 133
Razvoj dachsteinskega apnenca na Krnu v Julijskih Alpah 144

Kralj, P.
Lithofacies characteristics of the Smrekovec volcaniclastics, northern Slovenia 159
Litofacialne značilnosti smrekovških vulkanoklastitov (severna Slovenija) 183

Skaberne, D.
Interpretation of Depositional Environment Based on Grain Size Distribution of Sandstones of the Val Gardena Formation in the Area Between Cerkno and Smrečje, Slovenia 193
Interpretacija sedimentacijskega okolja na osnovi porazdelitve velikosti zrn peščenjakov grödenske formacije na območju med Cerknim in Smrečjem, Slovenija ... 208

Organska geokemija – Organic geochemistry

Ogorelec, B., Jurkovšek, B., Šatara, D., Barić, G., Jelen, B. & Kapović, B.
Potencialnost karbonatnih kamnin za nastanek ogljikovodikov v zahodni Sloveniji ... 215
Carbonate rocks of west Slovenia as potential sources for hydrocarbons 232

Tektonika – Tectonics

Premru, U.
Rezente tektonische Aktivität des Krško-Einbruchstales (Slowenien) 239
Recentna tektonska aktivnost Krške udorine 280

Placer, L.
O premiku ob Savskem prelomu 283
Displacement along the Sava fault 285

Placer, L.
Pecin nariv ob Periadriatskem lineamentu 289
Peca thrust at the Periadriatic lineament 300

Diskusije – Discussions

Jelen, M.
Prispevki slovenskih geologov v časopisu Delo 305

Navodila avtorjem 307
Instructions to authors 309

V spomin prof. dr. Jožetu Duhovniku



V maloštevilnih vrstah slovenskih geologov je smrt v kratkem času zopet zarezala globoko vrzel: 4. decembra 1996 je sklenil svojo življenjsko pot Jože Duhovnik, redni profesor za mineralogijo, petrografijo in nauk o rudiščih na Univerzi v Ljubljani. Z njim sta rudarska in geološka stroka izgubili živo vez z enim naših najboljših poznavalcev, ki so do največje potankosti poznali naša rudna bogastva in magmatske kamnine ter načine in vzroke njihovega nastanka.

Prof. Duhovnik se je rodil 9. marca 1913 v Mednem. Po maturi na klasični gimnaziji v Ljubljani se je leta 1932 vpisal na rudarski odsek tehniške fakultete Univerze v Ljubljani. Že kot študenta so ga zanimale magmatske kamnine in za geološko-petrografsko študijo o peračiških tufih je 1935 prejel svetosavsko nagrado. Študij na ljubljanski Univerzi je 1937. leta končal z odličnim uspehom in prejel diplomo rudarskega inženirja.

Po diplomi je nastopil službo pomočnika glavnega geologa rudnika Trepča Mines v Zvečanu pri Kosovski Mitrovici. Ta služba je prof. Duhovnika zaznamovala za vse življenje. V Starem Trgu se je seznanil s svetovno znanim mineralnim bogastvom, ki do takrat še ni bilo primerno raziskano. In potegnilo ga je v svet mineralov in rudišč ter v razlago njihovega nastanka. Temu poslanstvu je ostal zvest do konca svojega življenja. Med svojim službovanjem v Trepči je opravljal rudarsko-geološke in geološke raziskave še na drugih svinčevo-cinkovih rudiščih na obrobju Kopaonika in v Makedoniji. Tako se je spoznal z globljim bistvom nastanka rudišč in postal praktični strokovnjak ter raziskovalec le-teh še pred svojim prihodom na Univerzo v Ljubljani.

Na inštitut za mineralogijo Univerze ga je leta 1940 povabil svetovno znani ruski strokovnjak za rudarsko geologijo prof. Nikitin, ki je takrat predaval na tehniški fakulteti. In začela se je pedagoška pot mladega asistenta pripravnika, do takrat že izoblikovanega raziskovalca. Kot asistent je vodil vaje iz kristalografije, mineralogije, petrografije in nauka o rudiščih pa tudi vaje iz laboratorijskega preiskovanja mineralov. Leta 1943 je opravil disertacijo z naslovom Izpremembe sestava granita in apnenca ob njunem kontaktu. Istega leta je bil predlagan za docenta za nauk o rudiščih, vendar je bilo imenovanje potrjeno šele 1945. leta. Konec leta 1946 je napredoval

v izrednega profesorja na tehniški fakulteti in postal predstojnik inštituta za mineralogijo, petrografijo in geologijo. Po odhodu prof. Marića v Zagreb je 1947 prevzel tudi vsa predavanja iz teh predmetov in še iz geologije nafte in premogov. Leta 1956 je postal redni profesor. V nekaj letih se je število študentov rudarstva, metalurgije, geologije in kemije, za katere je opravljal predavanja in vaje, izredno povečalo. To je bilo zlato obdobje rudarskega in metalurškega visokega šolstva. Prof. Duhovnik, ki je poučeval stotine študentov, je bil na faktuleti zares od zore do mraka. Le tisti, ki smo bili njegovi študenti, moremo šele po dolgih letih svojega dela presoditi, kakšno ogromno breme je z vsemi svojimi zadolžitvami nosil skoraj dve desetletji. Danes nas opravlja to delo več profesorjev in asistentov.

Za uspešen študij pri vseh omenjenih predmetih je bilo treba pripraviti tudi primerna skripta. Skrbeti pa je moral tudi za stalno dopolnjevanje izredno bogate zbirke mineralov, rud in kamnin, ki jo je v večjem delu ustvaril že prof. Hinterlechner. V svojem izrednem spominu je imel prof. Duhovnik "zapisanih" prek 10.000 primerkov bogate zbirke. Zavedal se je, kako težko je nabaviti lepe primerke, zato smo študenti smeli na praktični študij v zbirko le nekaj dni pred izpitom.

Poleg pedagoškega dela je bil prof. Duhovnik strokovni sodelavec Geološkega zavoda v Ljubljani in geološkega inštituta SAZU. Bil je tudi med ustanovitelji slovenske geološke revije Geologija in član njenega prvega uredniškega odbora. Kot odlični poznavalec rudnih nahajališč je preučeval tudi slovenska rudišča ter rudišča in rude barvnih kovin v Srbiji, Makedoniji, Črni gori in Bosni, za katera je veljal kot eden najboljših poznavalcev. Še posebno skrb je namenil raziskavam šamozitnih rud Bosne, Srbije in Makedonije ter manganove rude v Bosni. Spoprijel pa se je tudi z raziskavami kamnin in rud iz daljne Etiopije in Alžirije. Za potrebe rudnikov in deloma za metalurške obrate je opravljal razne raziskave in podal številna strokovna mnenja.

Njegovo delovanje pa ni bilo usmerjeno samo na takratno ozemlje Jugoslavije, ampak je kot štipendist UNESCA 1958. leta obiskal tudi nekaj znamenitih univerz in rudarskih obratov v ZDA. Kot strokovnjaka za rudišča ga je pot zanesla tudi v Grčijo in Bolgarijo, kjer je spoznal najvažnejša rudišča in nahajališča drugih mineralov.

Kot strokovnjak za petrografijo je raziskoval magmatske kamnine Črne gore in jih primerjal s slovenskimi. Na prvem jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu je podal pregled magmatskih in metamorfnih kamnin Slovenije. Vrsto let je s sodelavci raziskoval triasne magmatske kamnine in njihove tufe na Jelovici, v okolici Cerkna in Idriji.

Nemalo dela mu je dalo tudi večletno predstojništvo odseka za geologijo in oddelka za montanistiko ter članstvo v raznih komisijah na fakulteti in univerzi. Imel je odličen čut za slovenski jezik in zato je kot terminološki svetovalec več let sodeloval pri pisanju Slovarja slovenskega knjižnega jezika. Mnogo let je sodeloval tudi pri terminološki komisiji za geologijo pri SAZU. Ob svojih težkih pedagoških obremenitvah je našel tudi čas za raziskovanje in pisanje znanstvenih in strokovnih objav. Velika škoda je, da zaradi pomanjkanja časa ni uspel večino svojega znanja preliti na papir, zato so njegovi objavljeni prispevki – gledani z današnjimi merili – številčno res malo skromnejši. Nehote pa se moramo upravičeno in pošteno vprašati, kaj ni morda celo večja vrednost znanje, ki ga je prof. Duhovnik "prelil" iz svoje zakladnice v svoje študente, ki lažje in dovolj uspešno nadaljujejo njegovo delo.

Še posebno je skrbel za popularizacijo geološke vede v širši javnosti. Na RTV je imel več poljudnoznanstvenih predavanj o novostih iz mineralogije, petrografije in nahajališčih mineralnih surovin ter o načinih njihovega odkrivanja. Svetu mineralov

je posvetil celo samostojno knjižico. Oglašal se je tudi v Proteusu, kjer je še posebno natančno poročal o prvih vzorcih kamnin, ki jih je človek prinesel z Lune.

Številni študenti geologije, rudarstva, metalurgije, kemije in fizike bodo prof. Duhovnika ohranili v spominu kot človeka izrednega spomina in doslednega, strogega moža do sebe in do drugih. Za navidezno trdim in nepopustljivo zahtevnim značajem se je skrival človek, ki je skušal biti pravičen do vsakogar, kar mu je v večini primerov tudi uspelo. Presenečal nas je s svojim pomnenjem stotine imen svojih študentov. V sebi je nosil pravi računalnik s podatki o mineralih, kamninah in rudnih nahajališčih. Ta njegov spomin nas preseneča še danes. Tisti, ki nadaljujemo njegovo delo, lahko s ponosom rečemo: "Imeli smo maloštevilne, vendar izredno sposobne profesorje in mednje nedvomno sodi profesor Duhovnik."

Po svoji upokojitvi je prof. Duhovnik še dolgo prihajal med slovenske geologe. Po predavanjih v Slovenskem geološkem društvu ni skoraj noben diskusijski večer minil brez njega. V slovensko geologijo je bil globoko vraščen z močnimi koreninami in človek kar verjeti ne more, da ga ni več med nami. Še vedno pa je prisoten v našem spominu z vsemi svojimi predavanji in še posebno s sklepnimi terenskimi vajami po nekdanji Jugoslaviji. Prof. Duhovnik je s svojim trdim, nekaj deset let trajajočim pedagoškim delom dal neizbrisen pečat mnogim generacijam odličnih strokovnjakov, ki nadaljujejo njegovo delo. Raziskave in delo, s katerim nadaljujemo njegovi nekdanji študenti in sodelavci, naj bo topla zahvala našemu profesorju Jožetu Duhovniku.

Stanko Buser

Ob 50. obletnici Geološkega zavoda za Slovenijo

V letu 1996 je Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko praznoval 50. obletnico ustanovitve Geološkega zavoda za Slovenijo. S posebno uredbo je vlada Ljudske republike Slovenije 7. maja 1946 pri Ministrstvu za industrijo in rudarstvo ustanovila samostojno geološko ustanovo Geološki zavod za Slovenijo. Naloga Zavoda je bila, da usmerja, razvija in opravlja vse vrste geoloških raziskav za potrebe gospodarstva in razvoj geoloških ved. Zaostanek v razvoju geologije in pomanjkanje strokovnjakov je ob vse večjih potrebah razvijajočega se gospodarstva zahtevalo od tedaj maloštevilnih sodelavcev velike napore, določitev vsebine dela in oblikovanje ustrezne organizacijske oblike. Po daljših razgovorih predstavnikov Zavoda, Univerze, upravnih in gospodarskih ustanov so bile določene Zavodove dejavnosti, katere v glavnem še danes opravlja Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko. Sprejet je bil naslednji predlog Zavodove dejavnosti:

1. geološko in petrografsko kartiranje in geofizikalno merjenje
2. raziskave nafte, premoga, rud in nekovin
3. inženirskogeološko in hidrogeološko raziskovanje
   a) fundiranje gradbenih objektov
   b) pitna in industrijska voda
   c) topli in mineralni vrelci
   č) hidrogeologija Krasa
4. kartografija
5. laboratorijske preiskave: petrografske, paleontološke, kemične, tehnološke in geomehanske
6. arhiv in knjižnica
7. geološki muzej z zbirkami in katastrom gradbenega materiala
8. izdajanje publikacij

Predlog je bilo težko uresničevati, ker je bilo v Sloveniji le 5 geologov, ki pa so bili vsi zaposleni na visokih šolah. Med zaposlenimi Zavod ni imel nobenega geologa in v prvih letih so naloge opravljali zunanji sodelavci in to predvsem visokošolski profesorji, pa tudi študenti geologije in rudarstva.

Po decentralizaciji gospodarstva leta 1950 je Zavod prešel pod upravo Sveta za energetiko in ekstraktivno industrijo LRS in se je z odredbo vlade LR Slovenije dne 8. julija istega leta preimenoval v Upravo LR Slovenije za geološka raziskovanja. Sočasno je z isto odločbo prevzel Zavod tudi operativno vodstvo novo ustanovljenega Podjetja za globinsko vrtanje. Za upravnika je bil imenovan inž. Danilo Jelenc. Sredi leta 1952 je prišlo do ponovne spremembe, ko se je Uprava LRS za geološka razisko-

vanja združila s Podjetjem za globinsko vrtanje in se preimenovala v Geološki zavod LR Slovenije v Ljubljani. Upravno je bil Zavod podrejen Svetu vlade LRS za industrijo.

Ker so se sredstva za geološko-rudarske raziskave v družbenem načrtu zmanjševala, je moral Zavod preusmeriti program dela glede na potrebe gospodarskih organizacij. Zaradi spremenjenega načina financiranja, je bil Zavod leta 1954 razglašen za finančno samostojno enoto in se je preimenoval v Geološki zavod Ljubljana. Od tedaj se je Zavod razvijal hitreje. Po uspešni uveljavitvi tako v Sloveniji kot v drugih republikah tedanje Jugoslavije je Zavod kot prva slovenska raziskovalna organizacija pričel z raziskovalnimi deli tudi v tujini. Hiter razvoj Zavoda kaže število zaposlenih. V letu 1947 so bili 4 zaposleni, leta 1959 je bilo 347 zaposlenih in v letu 1980 skupaj 3000.

Veliko organizacijsko spremembo je Zavod doživel leta 1979 z ustanovitvijo šestih TOZD-ov, ki so se leta 1990 na podlagi Zakona o podjetjih preoblikovali v Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko in štiri samostojna podjetja.

Ves čas delovanja je imel vidno vlogo raziskovalni del Zavoda, zaradi česar je bil Zavod tudi ustanovljen. Inštitut je s svojo dejavnostjo edina ustanova v Republiki Sloveniji, ki kompleksno rešuje vse vrste fundamentalnih in aplikativnih nalog, vezanih na geologijo oziroma na raziskovanje zemeljske skorje. Po osamosvojitvi Slovenije se je interes države za geološke raziskave kar naenkrat zmanjšal. Za to je verjetno več vzrokov. Eden je vsekakor tudi ta, da geologija nima resornega ministrstva. V preteklosti so programe usklajevali prek Zveznega geološkega zavoda v Beogradu. Res je, da so danes potrebe drugačne, kakor so bile v preteklosti. Zmanjševal se je interes za mineralne surovine, kot so premog, uran, kovine. Zato pa pridobivajo pomen pitna voda, varstvo narave in raba prostora. Upajmo, da bomo kljub trenutnemu nerazumevanju vladnih resorjev uspeli prikazati pomen geoloških raziskav za uspešno in racionalno delovanje države in dobili podporo za nadaljnji obstoj Inštituta.

V svoji petdesetletni zgodovini so delavci Inštituta skupaj z drugimi zavodi in sodelavci dosegli pomembne rezultate na vseh področjih svoje dejavnosti. Nemogoče je v kratkem prispevku opisati vse pomembne dosežke; naj navedem samo nekatere: izdalane so Osnovna geološka karta Slovenije v merilu 1:100.000, Metalogenetska karta, Geofizikalne karte in še cela vrsta drugih tematskih kart. Skupaj z rudniškimi službami smo raziskali vsa slovenska premogišča: Velenje, Trbovlje, Senovo, Hrastnik, Kanižarica, Rudnika Idrija in Mežica, Rudnik Žirovski vrh in številna nekovinska nahajališča. Danes so ti rudniki res v večini že zaprti, vendar so bili v preteklosti pomembni za današnjo stopnjo gospodarskega razvoja Slovenije.

Z globinskimi vodnjaki smo zajeli termalne in mineralne vode v Radencih, Rogaški Slatini, Čateških Toplicah, Šmarjeških Toplicah, Dolenjskih Toplicah, Atomskih toplicah, Dobrni, Laškem, Moravcih, Ptujskih toplicah in Zrečah. Najpomembnejši pa so rezutlati raziskav in zajetja pitne vode iz globinskih vodonosnikov, ki postajajo vedno pomembnejši zaradi onesnaženosti aluvialnih vodonosnikov. Nič manj niso pomembni rezultati raziskav o mehaniki tal. Prvi smo v Sloveniji začeli razvijati in izvajati sistem za globoko temeljenje v slabonosilnih tleh. Uspešno smo opravili zahtevne raziskave za projektiranje avtoceste čez Ljubljansko barje in za sanacijo številnih plazov. Pomembne so bile geološke raziskave za lociranje predora Karavanke in geološke spremljave pri gradnji le-tega. Za dosego omenjenih rezultatov so pripomogle številne znanstvenoraziskovalne naloge iz geoznanosti. Ne nazadnje ne pozabimo na uspešno izvedene projekte v več kot 20 državah Evrope, Afrike in Južne Amerike.

Številni uspešno opravljeni projekti so razultati nenehnega vzgajanja potrebnih strokovnjakov. S prihodom prvih diplomantov geologije v letu 1952 se je pričela nagla rast Zavoda. V letu 1949 je imel Zavod 318 delavcev, od tega 4 geologe z visoko izobrazbo. V letu 1952 je bilo 14 geologov, v letu 1959 pa že 33 delavcev z visoko izobrazbo. Največje število zaposlenih je imel Inštitut v letu 1988 (217), z visoko izobrazbo 100 delavcev. Danes ima Inštitut 151 zaposlenih. Visoko izobrazbo ima 77 delavcev, od katerih je 11 doktorjev znanosti in 13 magistrov.

Za takšen razvoj so zaslužni vsi delavci, ki so bili v obdobju teh naših 50-ih let člani Inštituta, ne nazadnje pa so dosežki tudi rezultat tesnega sodelovanja z drugimi organizacijami, predvsem rudniki in Univerzo.

Trajan Dimkovski

GEOLOGIJA *39*, 13–77 (1996), Ljubljana

Ontogenetic development of dentition in the cave bear

Ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu

Irena Debeljak

Ivan Rakovec Institute of Palaeontology,
Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts,
Gosposka 13, SI-1000 Ljubljana, Slovenia

Key words: *Ursus spelaeus*, Ursidae, dentition, jawbones, ontogenetic development, growth, age determination, sex dimorphism, mortality, Divje babe I

Ključne besede:*Ursus spelaeus*, Ursidae, zobovje, čeljustnice, ontogenetski razvoj, rast, določanje starosti, spolni dimorfizem, mortaliteta, Divje babe I

Abstract

In this contribution the ontogenetic development of dentition in the cave bear (*Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth) is described up to the age of about four years, when the animals became adult and the formation of their teeth was completed. The process of tooth growth and the replacement of deciduous teeth by permanent dentition took place in a similar way as with the present-day brown bear (*Ursus arctos* Linné). The teeth eruption sequence is the same in both species.

The specimens of cave bear jawbones that served for this study were collected from the well-known Palaeolithic site Divje babe I (W Slovenia). Individual age estimations of these jawbones were made on the supposition that a certain ontogenetic stage in the development of cave bear dentition corresponds to an approximately equal age of an individual as with the brown bear. The growth of the jaw, however, was essentially faster in cubs of the cave bear. We also presume that the secondary sex dimorphism in cave bears with males having larger jawbones than females was already expressed in the first year of life.

With regard to some indices, especially after noting the obvious discordance between the expected and actually observed mortality profile, we should also consider another possibility; that ontogenetic development in the cave bear was significantly slower than in present-day bears. However, this alternative does not seem very probable, because a proper ontogenetic development has its functional importance. A long time lag in the eruption of permanent molars would mean a certain disadvantage to the species.

Kratka vsebina

V prispevku je opisan ontogenetski razvoj zobovja jamskega medveda (*Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth) vse do starosti približno štirih let, ko so živali odrastle, njihovi zobje pa so bili dokončno formirani. Proces rasti zob in zamenjave mlečnega zobovja s stalnim je pri jamskem medvedu potekal na podoben način kot

pri današnjem rjavem medvedu (*Ursus arctos* Linné). Zaporedje izraščanja zob je pri obeh vrstah enako.

Primerki čeljustnic jamskega medveda, na katerih je opisan ontogenetski razvoj zobovja, so iz znanega paleolitskega najdišča Divje babe I (W Slovenija). Individualno starost teh čeljustnic smo ocenili glede na domnevo, da določena ontogenetska stopnja v razvoju zobovja jamskega medveda ustreza približno isti starosti osebka kot pri rjavem medvedu. Rast čeljusti pa je bila pri mladičih jamskega medveda vendarle bistveno hitrejša. Domnevamo tudi, da je bil pri jamskih medvedih sekundarni spolni dimorfizem izražen že v prvem letu življenja; samci so imeli večje čeljusti od samic.

Glede na nekatere pokazatelje, še posebej po očitnem razhajanju med pričakovanim in dejansko ugotovljenim mortalitetnim profilom, bi morali upoštevati tudi drugo možnost; da je bil ontogenetski razvoj zobovja jamskega medveda bistveno počasnejši kot pri današnjih medvedih. Vendar, ta alternativa se ne zdi zelo verjetna, ker ima primeren ontogenetski razvoj svoj funkcionalen pomen. Dolg časovni zaostanek pri izraščanju stalnih molarjev bi za vrsto pomenil določeno pomanjkljivost.

Introduction

In contrast with the phylogenetic evolution, the ontogenetic evolution of cave bear dentition has not been explicitly described so far, and it is generally little known to the professional public.

Most researchers of the cave bear limit themselves to the statement that a certain jawbone is juvenile, which means that it belonged to a cub. Only seldom do the authors (as Rădulescu & Samson, 1959) accompany the photographs or descriptions with more detailed information on the age of the cub. The latter can be estimated by comparison with the present-day brown bear. In the present work all data on teeth eruption in the brown bear are collected that are important for determining the individual age of juvenile jawbones of the cave bear and of other bear species as well.

The reason for interest in the age determination of relatively rare juvenile jawbone finds is not simple curiosity. Palaeontologists and archaeologists are also interested in the behaviour of cave bears and the environment in which they lived, especially including the relationship between prehistoric man and bear. From this point of view, the precise assessment of individual ages of jawbones that belonged to cubs less than one year old offers us very important information, i.e. on the season in which the animals died.

By all means, the most accurate data on cave bear mortality can be achieved by the age analysis of single, isolated teeth found in tens of thousands in those Palaeolithic cave sites that had also served as typical dens of the cave bear. The individual age of particular juvenile teeth can be correctly estimated, however, only after previous study of their development and degree of formation at various ages on the set of the whole jawbones.

Exactly this was the primary reason for our analysis of the jawbones of cave bear cubs from the Palaeolithic locality Divje babe I. This study was the basis for our further research on the age structure of the cave bear population from the upper part of the Pleistocene deposits (Debeljak, 1996a, 1997). The age analysis was carried out on isolated deciduous teeth d_4 and permanent teeth M_1. Therefore in the present paper a more detailed description of the ontogenetic development of these teeth is given.

Previous research

Ehrenberg was the first to study the ontogenetic evolution of the cave bear. He established the identity of the ontogenetic stages of dentition with those of the brown bear (1931, 640). He described the different steps in the development of mandibles, and he approximately estimated their individual ages (1931, 659–675, 701–703). In those times only scarce data were available on tooth growth in the brown bear, so it is understandable that Ehrenberg's age estimates were imprecise. He concluded that in the well-known locality Drachenhöhle near Mixnitz many remains belong to cubs that perished from exhaustion prior to spring – less than 4 months old. According to Ehrenberg, this age-class was followed by a long gap after which appeared the group of most numerous remains of cubs about 1 year old. The supposed mortality peak at that age was explained as the consequence of complications in eruption of the last, i.e. distal molars. Ehrenberg's interpretation of the presumed absence of remains of 4–10-month-old cubs was that cave bears occupied caves only in winter, during hibernation. This opinion has prevailed among researchers until the present day. Former spectacular ideas of cave bear hunting were withdrawn by sober scientific judgement.

After 30 years Ehrenberg obtained good comparative data for the present-day brown bear. He attributed the age of 7 months to an almost complete skeleton of a cave bear cub from Hartlesgraben (1964, 217–219). In the same contribution he corrected age estimates of certain mandibles made in 1931. Nevertheless, he remained convinced about the existence of the above-mentioned gap in the age composition of the cave bear remains while explaining the rare remains of 4–10-month-old cubs as an exception that confirms the rule.

Musil (1965, 72) sorted the juvenile jawbones of cave bears from the Pod hradem cave according to their progressive ontogenetic development, and described them in detail. However, he did not determine their individual ages.

Material and methods

The ontogenetic development of cave bear dentition will be described on eleven examples of jawbones from the Palaeolithic site Divje babe I, which is located below the edge of the plateau Šebreljska planota, above the Idrijca River valley (W Slovenia). The larger part of Pleistocene deposits in the cave originate from the Middle Würm period. All fossil cave bear remains from the Divje babe I are kept in the National Museum of Slovenia in Ljubljana. General information on the locality can be found in Turk et al., 1989a, b and Turk ed., 1997.

Age estimations of individual jawbones were made according to Dittrich's (1960) comprehensive data set on present-day bears, and the comparisons with juvenile jawbones of the brown bear from Slovenia. The sex was determined from the size of the teeth, especially of canines, according to the works of Koby (1949) and Kurtén (1955).

Some facts on the living habits of the brown bear that can also be attributed to its relative the cave bear are summarized from Macdonald ed., 1985, 88–95 and Kryštufek, 1991, 191–193.

Jawbones and teeth of the cave bear – general

The lower jaw of bears consists of two mandible bones (i.e. hemimandibles or mandibles). They are joined in a symphysis that never ossifies. The upper jaw is formed on each side by two paired bones: the premaxilla that bears the incisors and extends to the canine, and the upper jawbone or maxilla. These two bones are fused only in grown up individuals. In jawbones tooth sockets or alveolae appear in which tooth roots are attached.

The brown bear as well as the cave bear have in both jaws on each side the following deciduous teeth: 3 incisors (di1–3), one canine (dc) and usually 3 premolars (d2–4 or p2–4). On each side of the lower jaw of the cave bear the following permanent teeth are present: three incisives (I_{1-3}), one canine (C), usually a single premolar (P_4) and three molars (M_{1-3}). In the maxilla there is one molar less.

The molars have a broad masticatory surface with numerous low, rounded cusps. Early researches into the morphology of dentition and the skull revealed that the cave bear was almost exclusively vegetarian in habits (cf. Kurtén, 1976). Recent isotopic analyses confirmed this hypothesis (Bocherens et al., 1994).

The permanent dentition of bears was described in detail by Rode (1935). Koby (1952) and Rădulescu and Samson, (1959) described the deciduous dentition of the cave bear.

For the orientation of jawbones and teeth a variety of terms is used. In this paper the following terms are met: Front – anterior – mesial. Back – posterior – distal. (This is simplified! The listed terms are not equivalent generally.) Side facing the cheeks – buccal – lateral. Towards the tongue – lingual (in the mandible) or palatal (in the maxilla). The biting (upper) surface or edge of the teeth is called occlusal.

The ontogenetic development of dentition in bears (familiy Ursidae)

Certain data on the eruption of permanent teeth in present-day bears can be found in the following references: Pohle, 1923; Couturier, 1954; Rausch, 1961; Marks and Erickson, 1966. However, the most detailed study of the development of deciduous dentition and its replacement by permanent teeth in the brown bear was done by Dittrich (1960). He established that this process is practically the same and also synchronous in other bear species. The succession of eruption of individual teeth from the gums is presented in figure 1. Dittrich's other data on the ontogenetic development of dentition in bears can be summed up in the following principal points:

The cubs are born toothless. The first milk teeth start erupting during the second month of life, and they come into position during the third month. The first permanent molars start piercing through the gum in the fifth month of life. The cubs are able to chew solid food only after they get the first pair of permanent molars (M_1&M^1). The deciduous dentition has almost no functional meaning in chewing. The deciduous teeth are shed by the end of the 15th month. The eruption of the last permanent teeth is accomplished at a mean age of one year and a half.

Dittrich (1960, 119–123) found out that the body weight in bears generally does not influence the growth and the rate of eruption of teeth. Also individual differences in this process are relatively small (see fig. 1).

The disposition of deciduous and permanent teeth in the jaws of a brown bear cub is illustrated by figs. 2a and 2b.

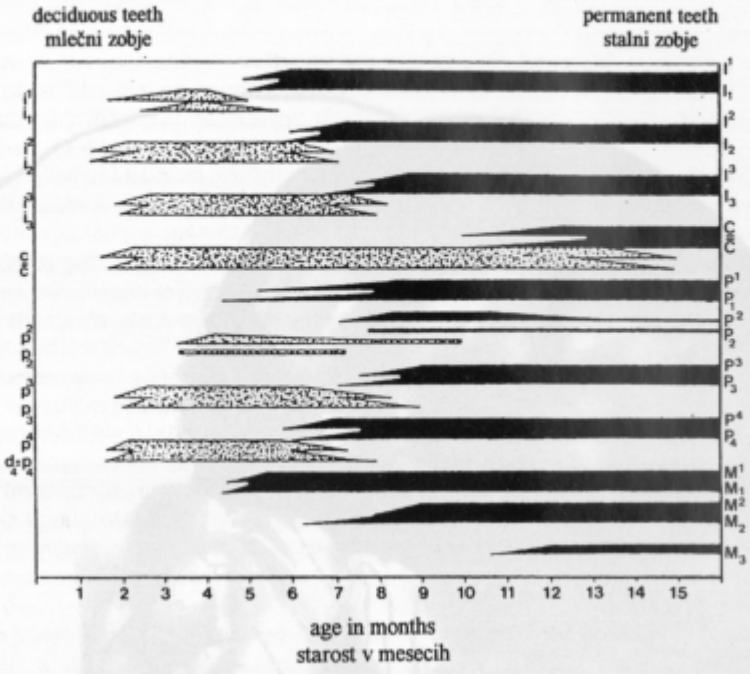


Fig. 1. Ontogenetic development of dentition in the brown bear up to the age of 16 months (after Dittrich, 1960, 86, fig. 27). Individual deciduous teeth (left) are marked with a dotted pattern, and permanent teeth (right) with black. An arrow at the beginning or at the end of the symbols indicates the period in which the start of eruption of milk and permanent teeth, or shedding of milk teeth could take place. The length of the arrow therefore illustrates individual differences

Sl. 1. Ontogenetski razvoj zobovja pri rjavem medvedu do 16. meseca starosti (po Dittrichu, 1960, 86, sl. 27). Posamezni mlečni zobje (levo) so označeni pikčasto, stalni zobje (desno) pa s črno barvo. Konica na začetku in koncu simbolov nakazuje obdobje, v katerem lahko pride do začetka izraščanja mlečnih in stalnih zob oziroma do izpada mlečnih zob. Dolžina konice torej ponazarja individualne razlike

The ontogenetic development of dentition in the cave bear

The first three months

Osteological remains of unborn animals (fetuses) and of those cubs who died at birth or shortly thereafter (neonates), are preserved only exceptionally in the Pleistocene localities. Nevertheless, such finds are not so rare in the Divje babe, because the cave served for long millenia as a den, especially to cave bear females who whelped their young in the winter months from December to February (Turk et al., 1989b; Debeljak, 1997). The thin and fragile (owing to porosity) mandibles of still unborn or newborn bears are 2–3 cm long and only around 5 mm wide.

Cave bear young were born toothless. The same is true in present-day bears. Already in the first week of the brown bear's life, the germs of deciduous teeth can be

Fig. 2a. X-ray photograph of the skull of an approximately four-month-old brown bear cub from the Pyrenees (after Couturier, 1954, 142, Pl. 30). The individual age was estimated after Dittrich's (1960) data. Natural size

Sl. 2a. Rentgenski posnetek lobanje približno štiri mesece starega rjavega medveda s Pirenejev (po Couturieru, 1954, 142, tab. 30). Ocena starosti po Dittrichovih (1960) podatkih. Naravna velikost

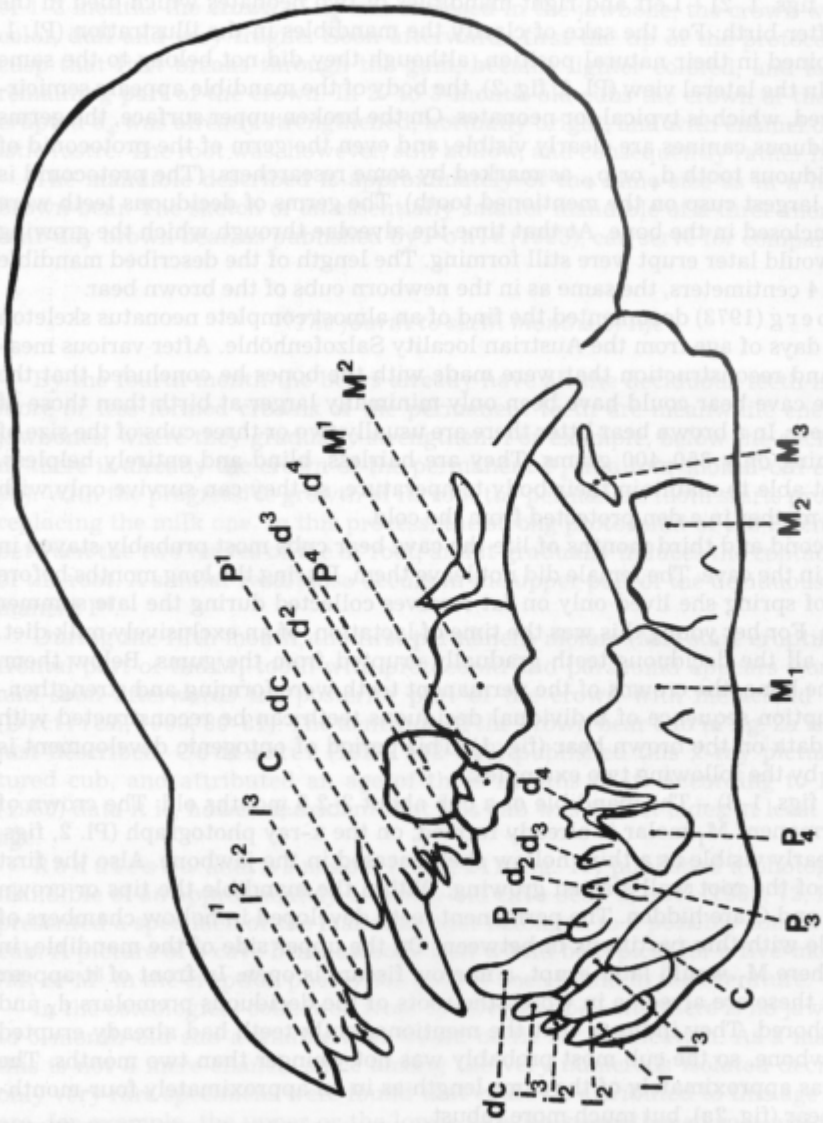


Fig. 2b. Schematic illustration of fig. 2a (modified after Couturier, 1954, 143, Pl. 30). Small letters mark deciduous teeth, and capital letters permanent teeth

Sl. 2b. Shematska ponazoritev slike 2a (prirejeno po Couturieru, 1954, 143, tab. 30). Male črke označujejo mlečne zobe, velike črke stalne zobe

found in preparations of their jaws: small, hollow caps of crowns that had not yet erupted from the gums (Dittrich, 1960, 11, figs. 1, 2). This neonatal phase of the ontogenetic evolution is represented by the following example:

1. (Pl. 1, figs. 1, 2) – Left and right mandibles of two neonates which died in the first days after birth: For the sake of clarity the mandibles in the illustration (Pl. 1, fig. 1) are joined in their natural position, although they did not belong to the same individual. In the lateral view (Pl. 1, fig. 2), the body of the mandible appears semicircularly curved, which is typical for neonates. On the broken upper surface, the germs of both deciduous canines are clearly visible, and even the germ of the protoconid of the last deciduous tooth d_4 or p_4, as marked by some researchers. (The protoconid is the central, largest cusp on the mentioned tooth). The germs of deciduous teeth were originally enclosed in the bone. At that time the alveolae through which the growing milk teeth would later erupt were still forming. The length of the described mandible was around 4 centimeters, the same as in the newborn cubs of the brown bear.

Ehrenberg (1973) documented the find of an almost complete neonatus skeleton of about 10 days of age from the Austrian locality Salzofenhöhle. After various measurements and reconstruction that were made with the bones he concluded that the young of the cave bear could have been only minimally larger at birth than those of the brown bear. In a brown bear litter there are usually two or three cubs of the size of a rat, weighing only 350–400 grams. They are hairless, blind and entirely helpless. They are not able to maintain their body temperature, so they can survive only with their caring mother in a den protected from the cold.

In the second and third months of life the cave bear cubs most probably stayed in the den, i.e. in the cave. The female did not leave them. During the long months before the advent of spring she lived only on fat reserves collected during the late summer and autumn. For her young this was the time of lactation, of an exclusively milk diet. Meanwhile, all the deciduous teeth gradually erupted from the gums. Below them, hidden in the bone, the crowns of the permanent teeth were forming and strengthening. The eruption sequence of individual deciduous teeth can be reconstructed with the help of data on the brown bear (fig. 1). This period of ontogenic development is represented by the following two examples:

2. (Pl. 2, figs. 1–3) – The mandible of a cub about 2–2.5 months old: The crown of the first permanent M_1 molar is already formed; on the x-ray photograph (Pl. 2, figs. 2, 3) it is clearly visible as a thin, hollow shell encased in the jawbone. Also the first millimeters of the root wall started growing. Within the mandible the tips or crown germs of P_4 and C are hidden. The permanent teeth developed in hollow chambers of the mandible with thin partitions in between. On the upper side of the mandible, in the place where M_1 would later erupt, a narrow fissure is open. In front of it appear small holes; these are alveolae in which the roots of the deciduous premolars d_4 and d_3 were anchored. They indicate that the mentioned milk teeth had already erupted from the jawbone, so the cub most probably was not younger than two months. The mandible was approximately of the same length as in an approximately four-month-old brown bear (fig. 2a), but much more robust.

3. (Pl. 3, figs. 1–3) – Both halves of the mandible of a cub about 2.5–3 months old: The furrow broadened in the place where in a month or two M_1 would start erupting. Observed from above, the dark crown of M_1, fragile like an egg shell, is visible through it. The upper quarter of the M_1 root was already formed (Pl. 3, figs. 2, 3); it is as thin as paper however. Also the crowns of the permanent incisives and the germs of C and P_4 teeth are concealed in the jawbone. On the upper side of the mandible the

alveolae of deciduous teeth are clearly visible. At this age almost all the deciduous teeth were in place, although they are not preserved here in this specimen. (The process of the eruption of milk teeth can be illustrated on an example of d_4: at the age of 1–2 months the crown of d_4 was enclosed in the jawbone; the crown was brown in color, dull and very fragile. Soon afterwards first the tip of the protoconid, i.e. the cusp that first breaks through the gum, became lighter colored, and later also the remaining part of the crown. In 2- to 3-month-old cubs the crown of the completely erupted d_4 was already strengthened, normally bright, and with enamel of characteristic lustre. The root was, however, still hollow, and consequently rather fragile.)

The mandible described is approximately of the same size as in a half-year-old brown bear. The sketch of an essentially smaller mandible of a three-month-old present-day brown bear, as published by Pohle (1923), can serve for comparison.

The fourth to sixth months of life

By the fourth month the bears already have all the deciduous teeth in place. The more or less formed crowns of the permanent teeth are meanwhile enclosed in the jawbones, where they gradually strengthen. For example, below the deciduous tooth d_4 there is already the crown of the permanent P_4 in a four-month-old cub (figs. 2a, 2b). With the progressive growth of its root the permanent tooth starts protruding and replacing the milk one. In this process, the strong protoconid of the P_4 crown wedges between the two halves of the d_4 root, and it gradually induces the contact resorption of the root. A similar result also occurs in the upper pair of the deciduous d^4 and permanent P^4.

During the fifth month, the first permanent molars (M1) start erupting. First the frontal part of the M_1 tooth with protoconid and paraconid appears from the gums, and soon afterwards the posterior part of the crown with metaconid and talonid (Dittrich, 1960, 80–81). The dentition of the brown bear cub in fig. 2a is in the stage just described. Couturier (1954, 142–143) published this x-ray picture of a captured cub, and attributed an age of three months to it. According to Dittrich's (1960) data it is, however, evident that this cub was in fact older, at least 4 months of age.

Rădulescu and Samson (1959, 211, fig. 11) published a photograph of the mandible of an approximately 4-month-old cave bear. Musil (1965, 72, Pl. 3, fig. 10) presented a specimen of the mandible that belonged to a possibly somewhat younger cub. A picture of a cave bear jawbone that would be typical for a five-month-old cub (M_1 or M^1 in the eruption phase) has not yet been found in the literature.

In the osteological collection from the Divje babe I site there is no jawbone of a 4- to 5-month-old cub available that would be fit for publication. As a matter of fact, this is not a mere chance, since among the very numerous isolated deciduous teeth only very rare specimens were found that could be attributed to this age class. (Such are, for example, the upper or the lower d4 with strengthened root which is already somewhat resorbed at the apex. Individual cusps on the crown are rounded, and often bear tiny wear facets. Debeljak, 1996a, 1997). Evidently the mortality of four- to five-month-old cubs in the Divje babe cave was much lower than at the younger age.

The present contribution does not intend to discuss possible reasons for varying mortality rates during the year. It should only be mentioned that the fourth to sixth month of life was the time of spring. The brown bear cubs accompanied by their

mother leave the den after the third month, in April or May, at times as late as the beginning of June. The same practice was probably true of the cave bear.

In addition to the milk sustenance that they get from their mother, the living bears also begin to chew solid food, starting at the fifth or sixth month. This becomes possible only after they get the first pair of permanent molars (Dittrich, 1960, 14–15). The small, pointed milk teeth are of little use for chewing. Only the new back-teeth can provide the necessary mastication surface.

The seventh and eighth months of life

Summer finally arrived. For the whole bear family came the time of intensive feeding. In the following months they had to collect a sufficient amount of fat, necessary for survival through the next winter. The dentition of 6–8-month-old cubs were then in the following condition:

4. (Pl. 4, figs. 1–5) – The mandible of a female approximately 6–7 months old: Considerable progress is evident, as compared to the specimen discussed earlier (Pl. 3). The crowns of all the permanent teeth are already formed. Later they would not grow any more, but only become stronger with the secondary dentine which was gradually filling their interior. The M_1 of this cub has been "in place" for a month or so, and it has more than 4/5 of the crown developed. The crown is moderately strengthened, but the root is still entirely hollow and open at the apexes (Pl. 4, fig. 5). M_1 shows the first signs of wear, which indicates that the animal had already chewed hard food for some time. As a consequence of chewing numerous tiny wear facets developed, showing a characteristic glossy surface. It is obvious that the ontogenetic development of the individual teeth progressed at different rates, in accordance with the data for the brown bear presented in fig. 1. The M_1 surpassed the other permanent teeth in development. It is followed by I_1, which was at that time already in place, but is not preserved here. I_2 emerged through the gum shortly before the cub died. P_4 and M_2 were just prior to the eruption phase. The tops of their crowns are already of lighter color. The last incisor I_3 is still enclosed in the mandible, and can be seen only on the x-ray photograph. The same applies to the canine that has only the crown, but not yet the root. In this phase of growth, P_4 was pushing the overlying d_4 and d_3 deciduous teeth from the jaw. Their roots were at that time already strongly resorbed. At the latest in a month or so d_4 (not preserved in our specimen) would fall out in a natural way with an entirely resorbed root. (In bears, the last deciduous premolar d_4 is in use for a short period only. It takes part in chewing solid food for only about 3 months, therefore its occlusal surface is scarcely ever heavily worn away.) The size of the described mandible corresponds to a brown bear cub about one year old (Pl. 9, fig. 1; Pl. 10, fig. 2).

Are our age estimates correct? Was the development of dentition in the cave bear faster, or perhaps slower than in the living brown bear? Let us discuss this problem with reference to the example of the above described mandible:

It is physiologically necessary that in the sixth or at least in the seventh month the ontogenetic development results in the inclusion of the first pair of permanent molars in dentition. This is valid for the present-day brown bear, and could not have been much different for the cave bear. As already mentioned, during the transition to solid plant food the most important part is assumed by the first permanent molars M1. The mother's milk gradually ceases to suffice for growth, and the cubs have to start feeding on solid food, too. The deciduous teeth, with the exception of the last d4 premo-

lars, are so tiny that they have practically no functional importance for chewing hard plant food (Dittrich, 1960, 14–15, 50, 81–82).

The age of the described mandible of the cave bear, therefore, cannot differ much from our estimate. In the case of a much higher age, M_1 with its chewing surface would not be "in place" soon enough to enable adequate feeding, so that the growing cub could make the best use of the summer and autumn food supply. On the other hand, the size of the mandible and the wear of M_1 that could not be caused by mere milk nutrition testify against a lower age. Perhaps this could be proven by isotopic analyses of dental tissues.

In my opinion errors in the age estimates are not large, and certainly not essential. I consider that concerning the ontogenetic development of cave bear dentition, the comparison with the brown bear is appropriate.

5. (Pl. 5, figs. 1, 2) – The mandible of a male bear about 6.5–7.5 months old: The size of the mandible is almost equal to that of a brown bear at the age of a year and a half (Pl. 16, figs. 1, 2; Pl. 18, fig. 1). The anterior part of M_2 protrudes out of the jawbone. The enamel becomes lighter in color during this process. In the canine the wall of the root has just started forming. The crown of M_3 is enclosed in the ascending mandibular branch (i.e. ramus mandibulae), and is consequently of typical dark brown color, without lustre. A thin bone wall above M_3 is broken, so it can be observed that the occlusal surface is turned lingually (inwards, towards the tongue), and it stands almost vertically with the anterior part oriented downward. Only after subsequent growing of the jawbone would the space for the two distal molars be created. (In bears, M_3 rotates 90° in two directions in order to be included in the tooth row, while the jaw grows to accommodate it.)

6. (Pl. 6, figs. 1–4) – The mandible of a female about 6.5–7.5 months old: The jawbone belonged to a cub of a similar age as in the previous case, it was possibly only a trifle older. M_1 was for a time "in place" and in use. For this reason its crown bears shallow wear facets approx. up to 3 millimeters in size. The root wall is almost entirely formed, but still open at the ends (Pl. 6, fig. 4). More than half of the M_2 crown already protrudes from the mandible, and about one half of the root is formed. Its wall is very thin, and the interior hollow (Pl. 6, fig. 4). The M_1 root is more developed and firm; the wall is about one millimeter thick. In the same phase of the ontogenetic development or at the same age, the last lower M_3 molar has no root at all, and the thin, flat crown of this tooth could easily be broken in pieces (cf. Pl. 5).

It is quite obvious that individual teeth of the same cub were developed to various stages, they were, therefore, of varying mechanical resistance, and consequently did not have equal possibilities to be preserved as fossils. In analyses of various isolated teeth we should take into account different degrees of taphonomic losses. Such differences occurred either as a result of the diverse shapes and sizes of individual teeth, or owing to various degree of ontogenetic development, which meant unequal firmness at a certain age.

It is interesting to compare the mandible sizes in plates 4–6 (and also 11–15). Normally, the size of the bone depends upon the age of the individual. However, it is noticeable that the mandible size can be rather variable at a similar age as well – in proportion to the size of permanent teeth. The latter occupy practically the entire jawbone, as can be clearly seen on the x-ray photographs. Larger dentition also requires more space. The following conclusions can be made:

1. The cave bear had markedly larger sized dentition than the present-day brown bear. It is understandable that its jaws had to be much larger and more robust in the

same ontogenetic phase and age. Although the cave bear cubs were as small at birth or perhaps only minimally larger than those of the brown bear, the growth of their jaws in the following months was essentially faster. For instance, it was indicated that the mandible of a cave bear hardly much older than half a year (Pl. 5) can be of the same size as that of a one-and-a-half-year-old brown bear. Was the rest of the body also that much larger? Most probably one cannot reckon with such a rapid growth of the body mass in cave bear cubs. The female could hardly breed two or even three such big cubs during the first half-year when their diet was predominantly milk. It is more probable that the cubs had distinctly large jaws. Therefore, the jaws/body ratio must have been essentially higher than in adult cave bears, and larger than in brown bear cubs. Confirmation of this supposition is found in the only extant precisely described and measured skeleton of an approximately seven-month-old cave bear cub (finds of this kind are extremely rare!). The author of the article, Ehrenberg (1964, 243–244), was surprised to discover that the facial part of the skull was much larger than one would expect with regard to the cranium, short trunk and weak thorax. The reconstruction revealed that at a total length of 60 cm and height of 30 cm more than one third was occupied by the head (Ehrenberg, 1964, 223). It seems that the most probable reason for such a "disproportion" was the functional development of dentition that must have been as fast as with the present-day brown bear. During this process the jawbone size was consequently adapted to the growing dentition.

2. Cave bear males have on the average larger teeth than females. This holds especially for the canines, according to the size of which the sex can be determined (Koby, 1949; Kurtén, 1955). In cubs the wide crown base and its growing root occupy a very large part of the jawbones. It is clear in x-ray photographs that the height and thickness of the mandible body at a particular age clearly depend precisely on the size of the canines. Numerous specimens from the Divje babe indicate that in the same ontogenetic phase the mandibles of females are smaller and more gracile than those of males. Accordingly, it could be inferred that sexual dimorphism in cave bear mandibles was already manifested during the first year of life. We must also consider another possibility: that the development of permanent dentition in males lagged behind that in females. However, if such differences existed at all, they could have not been essential for the above-mentioned reason: the young must get their permanent teeth in place at a certain age to be able to feed properly. Also in present-day bears no important differences between the sexes were observed in the process of teeth growth during the first year (Dittrich, 1960; Marks & Erickson, 1966, 393).

At least one example will represent the upper dentition:

7. (Pl. 7, figs. 1–3) – The premaxilla and maxilla of a male approximately 6.5–7.5 months old: both bones are not fused at this particular age. In present-day bears they become inseparable in adult animals – after the 4th year (Marks & Erickson, 1966, 398–400). The M^1 crown shows the first signs of wear. According to the shape of the alveola, P^4 must have been just in the eruption phase; most of the crown probably already protruded out of the jawbone. Of the incisors only I^2 is preserved. Shortly before the cub died it had probably already pierced the gum with the tip of its crown. The tooth socket of the I^1 root is not damaged, which permits the observation on the completed eruption of the tooth. By contrast, the narrow aperture of the I^3 alveolus proves that the eruption of this incisive had not yet started. Above this alveolus the shallow alveolus of the deciduous di^3 is also preserved; at that age the tooth was still

in the gum, but would have dropped out of the gum in a month or so. The upper canine is hidden in the maxilla. In the x-ray photograph (Pl. 7, fig. 3) it can be seen that its root had not yet started to form. The crown is hollow and is still situated much below, or better, above the rim of the upper jawbone. The deep root socket of the deciduous eye-tooth is entirely preserved and separated completely by a solid bone wall from the developing crown of the permanent canine. Therefore we presume that the root of the deciduous canine in this phase of the ontogenetic development still did not display signs of contact resorption.

Before we end the description of ontogenetic development in the seventh and eighth months of life, another curiosity should be mentioned: Among the juvenile jawbones from the Divje babe I, most specimens belong precisely to the age period being discussed, although according to other researchers (Ehrenberg, 1931, 1964; Kurtén, 1958, 1976) the remains of 7-month-old cubs that died in the middle of summer must have been a real rarity. The general conviction of the last few decades is that the massively preserved remains of the cave bear in typical Pleistocene cave sites are of animals that died of exhaustion during long hibernation – in winter and mostly just before spring. However, also the analysis of isolated d_4 and M_1 teeth (Debeljak, 1996 a, 1997) indicated that a remarkably high proportion of the fossil population belongs to cubs that perished presumably at an age of 6–8 months, between July and September. The Divje babe as a typical cave bear site does not represent any exception. Such results about the age structure of the fossil population are therefore surprising and unexpected. We could explain them in two different ways:

a) Our age estimates of the individual jawbones (and consequently also of isolated juvenile teeth) are not correct, and the most frequent age group of 7-month-old animals actually represents those cubs that died during their second hibernation. In this case, the ontogenetic development of cave bear dentition should lag as much as 6 months behind the ontogenetic development that was ascertained for present-day bears. According to the feeding habits and needs in the first year (that were described before), this seems to be almost impossible. On the other hand, in favour of the supposition above, the appearance of the first thin cementum deposit on the M_1 root of the 7-month-old cave bear cubs could be mentioned. This cementum layer was explained as the "neonatal zone" (Debeljak, 1996 a, 29–30, Pl. 26–28), but it is very similar to the following "winter" increments.

b) The other possible interpretation of the discordance between the expected and observed mortality profile is that our age estimates are correct. Life habits and the mortality of the cave bear are then different than was thought so far. (Similarly, Musil (1965, 74–76), after measuring long bones of extremities, came to the conclusion that cave bears kept visiting the cave Pod hradem and also died there in the summer months.)

Perhaps the final answer will be given by further researches into the ontogenetic development in present-day bears from different environments, and by detailed analyses of the dental cementum in bear cubs.

From the ninth month to the end of the first year

During the 9th or 10th month the bears finally get the second lower M_2 molars. The last upper M^2 molars start erupting in the ninth month. Sometimes after only the tenth month the permanent canines begin to pierce through the jawbone. Shortly

before the completed first year (11th or 12th month) the M_3 teeth also appear through the gum. Owing to the inclined position and remarkably flat crown much time is needed before they become erupted entirely.

Ehrenberg (1931, Pl. 120, fig. 6) published a photograph of a mandible of a cave bear cub to which an age of approximately 8–9 months could be ascribed.

Plate 8, fig. 1 and plate 10, fig. 1 show the lower jawbone of an approximately 10-month-old present-day brown bear from Slovenia. The anterior part of the M_3 is "out". The tips of the permanent canines have just appeared out of the alveola, but have not yet penetrated the gum. Lateral-distal from them the deciduous canines are attached. All the other milk teeth were shed before the tenth month.

The mandible in plate 9, fig. 1 and plate 10, fig. 2 belonged to an approximately one-year-old brown bear from the Kočevje region (S Slovenia). Somewhat more than 1 cm of the canine reaches above the rim of the mandible. Beside it the deciduous canine with a worn out crown and strongly resorbed root is still in place. For a certain period during replacement of their canines the bears have the permanent and the deciduous canines in their gums at the same time. The deciduous canines are shed at an age of 12–15 months only, during hibernation in the den.

The above two examples of brown bear mandibles are shown here owing to the lack of an appropriate mandible for the age period being considered in the collection from the Divje babe. A well-defined gap was observed among isolated teeth (M_1) as well. It appears that the Divje babe I site contains scarcely any remains of cave bears that died between the 10th month and the completed first year of life, i.e. during the first part of wintering in the cave den (Debeljak, 1996 a, 1997).

However, with regard to the previous discussion, it is also possible that this "missing" age-group represents the juveniles of the next summer period.

From one year to one and a half years

In bears, during the period between one year and one and a half years the eruption process of permanent dentition comes to an end. The individual differences become more pronounced (Dittrich, 1960), thus the age determinations are less accurate than for the previous period. The last permanent teeth (M^2, M_3 and canines) are usually completely erupted in the present-day bears of one and a half years old.

This period of ontogenetic development in the cave bear is represented by the following three examples. Their individual ages were estimated according to the data for present-day brown bears. Nevertheless, we should also consider the other possibility of slower ontogenetic development of dentition in the cave bear. In this case, the next three mandibles could belong to two-year-olds or even older cubs that died during their third winter.

8. (Pl. 11, figs. 1, 2; Pl. 13, fig. 1) – The mandible of a male approximately 12–15 months old: The mandible size was equal to that of the adult present-day brown bear. The symphyseal part, where the left and right mandibles were joined, is most probably pathologically deformed. The inflammatory alteration was possibly the result of a traumatic lesion of the jaw. About a centimeter and a half of the canine crown protrudes out of the alveolus, and more than half of the root wall is formed already. The anterior part of the chewing surface of M_2 is slightly worn out. A large part of the M_3 crown had not yet erupted through the gum. Its position is still inclined with respect to the tooth row.

During the eruption of the last lower M_3 molar it sometimes happened that its crown became wedged with the adjacent M_2 crown. On some adult cave bear mandibles corresponding pathologic changes can be observed that most certainly caused serious troubles to the animals. According to certain authors the irregularities in eruption of the last molars were the main, or at least a very important cause of mortality in cubs during their second winter (Ehrenberg, 1931; Abel, 1931). The investigations at the Divje babe, however, did not confirm this assumption. I believe that the difficulties mentioned could have seriously endangered cave bears mostly later in their lives. Although it was also possible that the eventual infection in a weakened cub sometimes terminated even with its death.

9. (Pl. 12, figs. 1, 2; Pl. 13, fig. 2) – The mandible of a female about 15 months old: Two thirds of the canine root are already formed. The crown has not yet erupted entirely. It extends for more than two centimeters beyond the margin of the alveolus. M_3 is not yet "in place" or in the occlusal plane. The P_4 and M_2 roots are still open at the ends. The root canal of M_1 is sealed and the crown "polished", with individual, 2–3 mm wide attrition facets. Wear is also evident on the anterior part of M_2. On the chewing surface of M_3, however, no traces of wear are visible. Owing to lack of space in the tooth row the individual teeth pressed one against the other. (After the first year the facets started appearing at points of contact between certain teeth, and they widened and deepened with time. This is especially pronounced on the anterior wall of the M_2 crown, and the posterior wall of the M_1 crown. This type of wear is called approximal wear, in contrast to occlusal wear on the chewing surface).

For comparison the mandible of the nearly one-and-a-half-year-old brown bear from the surroundings of Kočevje can be taken (Pl. 16, figs. 1, 2; Pl. 18, fig. 1). Here, too, the canines are not yet entirely erupted. However, the tooth roots are already closed, with the exception of the M_3 and canines. The M_3 crown has not yet fully emerged from the gums. The following individual is also in a similar ontogenetic phase:

10. (Pl. 14, figs, 1, 2; Pl. 15, figs. 1–3) – The mandible of a female cave bear approximately one and a half years old: The canine is somewhat more developed than in the brown bear just discussed. Its crown is practically entirely erupted, only about one centimeter of the root is lacking. The M_3 is in place in dentition. The M_1 is somewhat more worn out as in the above-discussed specimens. The surface is smoothened and covered with small wear facets. At the point of contact of M_1 and M_2 a well developed facet appeared on both teeth (approximal wear). On the posterior wall of the M_1 crown this facet is more than 4 mm wide. The M_1 root (tooth canal) has already closed during the first year. At the age of around one and a half years its wall was about 2.5–2.75 mm thick. At the M_2 the tips of the root were still somewhat perforated. The M_3 root is still widely open, and its wall is very brittle (Pl. 15, fig. 3).

Isolated teeth have usually been defined as juvenile if the root is open, or as adult if the root is closed. In this way, certain teeth of the same individual are determined as adult, and others that lag behind in development as juvenile. The problem, however, is not only in the uncertainty of the data. The classification mentioned is inadequate first of all because a large proportion of cub teeth are incorrectly attributed to adults. The bear becomes adult around the fourth year only. The M_1 root closes before the end of the first year, and the M_2 and P_4 at an age of one and a half years. Therefore, the closure of the root apices (or pulp canals) can be a criterion for determining adult status only in the last, most distal molars and canines.

As co-author I am obliged to call attention to an error in a paper from five years

ago, when the ontogenetic development of dentition in bears was not yet sufficiently known to us (Turk et al., 1992). In that contribution the measurements of "adult" M_1 molars were statistically analyzed with the aim of establishing the ratio of the two sexes in the adult population of cave bears. In fact, however, the teeth examined should be attributed to older juveniles (two years, three years, possibly at most four years old). Their root was closed, and on the ground of this criterion we wrongly attributed them to adults.

Further development of dentition and jawbones:

Presumably in the middle or at the end of the second year of life the cave bears already had the complete permanent dentition erupted. Nevertheless the teeth continued their development. The originally hollow roots and crowns became more and more filled with dentine. Finally, in the center only a narrow canal and the pulp cavity at the passage from root to crown were left. We assume that in the cave bear during the 4th year the last tooth roots also became sealed: those of the M^2, M_3 and of canines. The initially explosive growth of jaws in the following years gradually slowed down.

11. (Pl. 17, figs. 1, 2; Pl. 18, fig. 2) – The mandible of a subadult male about 4 years old: The age of this specimen was determined by counting the growth lines (i.e. increments) in dental cementum. The method is regarded as the most objective, and it is generally used for estimating the individual ages of wild animals (more in: Debeljak, 1996a, b). The above-mentioned process of dentine deposition in the interior of the teeth is already at an advanced stage, as clearly seen in the x-ray photograph (Pl. 18, fig. 2). The M_1 crown is the most worn out (especially the protoconid and hypoconid), M_2 less and M_3 very little so (Pl. 17, fig. 2). At the contact of individual molars relatively deep facets developed. On the posterior wall of the M_1 crown such a facet is already more than 6 mm wide. The length of the crown in this way could not be exactly measured any more. According to the x-ray picture the canine and M_3 roots are not yet completely closed, although they are near to it. In present-day bears the canine root becomes closed around the 4th year (Marks & Erickson, 1966, 395, 397), i.e. during the time when they reach adulthood.

The above described mandible had not yet reached its final size. The mandibles of fully grown males measure 5–10 cm more in length. The growth of jaws therefore also continued after the fourth year. In the present-day black bear the head of males grows during the first 8 years, while in females the growth is terminated somewhat earlier, soon after reaching sexual maturity (Marks & Erickson, 1966, 400–402). Most probably it was not much different in cave bears either.

Conclusion

In this contribution the ontogenetic development of dentition in the cave bear, and bears in general, was presented. The process of replacement of deciduous dentition and the eruption of permanent teeth is generally completed by the age of one and a half years. Until then the particular ontogenetic phases are a good indicator of individual age.

On the basis of the cases described and the data collected the age of juvenile cave

bear jawbones can be quite accurately estimated. In the future the ontogenetic development and the criteria for determining the individual age of particular (isolated) teeth that are the most numerous and most informative fossil remains of the cave bear will have to be presented in detail.

Here are the principal conclusions:

– The process of tooth growth and of the replacement of deciduous dentition with the permanent type took place in the cave bear in the same way, through the same and probably also synchronic ontogenetic phases as in the related present-day bears.

– It is possible to infer that a certain ontogenetic phase of dentition development corresponds to approximately the same age of an individual in the cave bear, as well as in the brown bear. The development of dentition in the cave bear must not have significantly lagged behind, since cubs at a certain age (in the 6th or at least in the 7th month of life) needed the first pair of permanent molars (M_1 & M^1) to be able to start chewing hard plant food.

– This argument speaks against another possibility, that the ontogenetic development of cave bear dentition was in fact esentially slower than in present-day bears. Such a characteristic would (in certain circumstances) endanger the existence of the species. Nevertheless, this alternative still cannot and should not be simply rejected.

– The size of the jawbones during the first year of life (and also later) was dependent upon the sizes of permanent teeth that were developing during that time, partly encased in the jawbones and almost completely filling them up.

– The growth of jawbones in cave bear cubs was essentially faster than in the present-day brown bear. Already at the age of one year their mandible was of the same size as in the adult brown bear. This most certainly does not mean that the rest of the body was also larger to the same degree.

– It is presumed that in the cave bear the secondary sexual dimorphism was manifested already in the first year of life; males had larger sized jaws than females.

– The generally used criterion of distinguishing teeth as juvenile if their crown is open, and adult when it is closed, is not adequate for most of the cave bear teeth. The bear becomes adult at the age of around four years. The M_1 root, however, closes as early as the first year of life (after the 8th month), most of other teeth by the age of one and a half years, and only the roots of M^2, M_3 and canines at about four years.

– In the study of juvenile jawbones from the Divje babe I site the fact cannot be overlooked that the majority of the specimens originally belonged to presumably about seven-month-old cubs that therefore died in the middle of summer. This is in contradiction with the prevailing opinion that massive remains in typical cave bear localities are of animals that perished owing to exhaustion during hibernation, prior to spring.

– An interesting problem and task for the future will be to prove and explain this statement with further researches and additional data.

Acknowledgements

I am much obliged to Ivan Turk, the leader of excavations at the Divje babe I, for the material he ceded for examination. The excavation has been carried out by the Institute for Archaeology at the Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts. At the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana, the x-ray examination of jawbones of the cave and brown bear

was kindly allowed, and performed professionally thanks to the efforts of the veterinarians Teodora Ivanuša, Janez Štubelj and Gregor Frelih. Andrej Bidovec (Veterinary Faculty, University in Ljubljana) and Ciril Štrumbelj (Breeding and hunting ground "Medved", transl. "Bear", Kočevje) provided skulls of present-day brown bear cubs from Slovenia that were necessary for comparisons. Vida Pohar reviewed the manuscript. All others who were of whatever assistance in the elaboration of this paper are also warmly thanked.

Ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu

Uvod

Za razliko od filogenetskega razvoja ontogenetski razvoj zobovja jamskega medveda do zdaj še ni bil pregledno in nazorno opisan in je v strokovni javnosti na splošno slabo poznan.

Večina raziskovalcev jamskega medveda se omeji le na podatek, da je neka čeljustnica juvenilna, oz. da je pripadala mladiču. Le redki avtorji (kot npr. R ă d u l e s c u & S a m s o n, 1959) fotografije ali opise opremijo z natančnejšim podatkom o starosti mladiča, ki jo lahko ocenimo s pomočjo primerjave z današnjim rjavim medvedom. Tokrat so o izraščanju zobovja rjavega medveda zbrani vsi tisti podatki, ki so pomembni za ugotavljanje individualne starosti čeljustnic mladičev jamskega medveda in tudi drugih medvedjih vrst.

Pri tem ne gre samo za to, da bi ob razmeroma redkih najdbah juvenilnih čeljustnic določali starost že davno poginulih živali zgolj iz radovednosti, kot nekakšno zanimivost. Paleontologe in arheologe zanima tudi vedenje jamskih medvedov in okolje, v katerem so živeli, predvsem pa odnos med pračlovekom in medvedom. S tega stališča nam natančna ocena individualne starosti čeljustnic manj kot leto dni starih mladičev ponuja zelo pomemben podatek: to je sezono, ko so živali poginile.

Seveda nam najbolj natančne podatke o mortaliteti jamskega medveda omogoča starostna analiza posamičnih, izoliranih zob; v tistih paleolitskih jamskih najdiščih, ki so bili hkrati tipični brlogi jamskega medveda, jih najdemo v desettisočih primerkih. Vendar, individualno starost posamičnih juvenilnih zob lahko pravilno ugotovimo le, če njihov razvoj oziroma stopnjo formiranosti pri različni starosti najprej preučimo na nizu celih čeljustnic.

Ravno to je bil povod za analizo čeljustnic mladičev jamskega medveda iz paleolitskega najdišča Divje babe I. Ta študija je služila kot osnova za nadaljnjo raziskavo starostne sestave populacije jamskega medveda iz zgornjega dela pleistocenskih sedimentov (D e b e l j a k, 1996 a, 1997). Starostno analizo smo izpeljali na izoliranih mlečnih zobeh d_4 in stalnih zobeh M_1, zato je v tem prispevku najbolj podrobno predstavljen prav njun ontogenetski razvoj.

Dosedanje raziskave

Ontogenetski razvoj pri jamskem medvedu je prvi preučeval Ehrenberg. Ugotovil je, da so stopnje ontogenetskega razvoja zobovja prav takšne kot pri rjavem medvedu (1931, 640). Opisal je posamezne razvojne stopnje spodnjih čeljustnic in približno ocenil njihovo individualno starost (1931, 659–675, 701–703). V tistem času so bili na voljo le skopi podatki o rasti zobovja pri rjavem medvedu, zato je razumljivo, da so bile Ehrenbergove ocene starosti nenatančne. Sklenil je, da v znanem nahajališču Drachenhöhle pri Mixnitzu veliko ostankov pripada mladičem, ki so poginili od izčrpanosti, stari manj kot 4 mesece, tik pred nastopom pomladi. Tej skupini naj bi sledila izrazita vrzel in potem najštevilčnejši ostanki približno enoletnih mladičev. Višek smrtnosti pri tej starosti naj bi bil posledica težav pri izraščanju zadnjih kočnikov. Po domnevni odsotnosti ostankov 4- do 10-mesečnih mladičev je Ehrenberg sklepal, da je jamski medved uporabljal jamo le pozimi, v času hibernacije. Takšno mnenje je med raziskovalci prevladovalo vse do danes. Nekdanje spektakularne predstave o lovu na jamskega medveda so se umaknile trezni znanstveni presoji.

Čez 30 let je Ehrenberg že imel dobre primerjalne podatke za recentnega rjavega medveda, in je skoraj popolnemu skeletu mladiča jamskega medveda iz Hartlesgrabna pripisal starost 7 mesecev (1964, 217–219). V istem prispevku je popravil ocene starosti nekaterih mandibul iz leta 1931. Še vedno pa je vztrajal pri svojem prepričanju, da v starostni sestavi ostankov jamskega medveda obstaja omenjena časovna vrzel, in da so redki ostanki 4–10-mesečnih mladičev zgolj izjema, ki potrjuje to pravilo.

Musil (1965, 72) je juvenilne čeljustnice jamskega medveda iz jame Pod hradem razvrstil po napredovalem ontogenetskem razvoju in jih podrobno opisal. Ni pa jim natančneje določil individualne starosti.

Material in metode

Ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu bo v nadaljevanju opisan na enajstih primerih čeljustnic iz paleolitskega najdišča Divje babe I. Jama leži pod robom Šebreljske planote, nad dolino Idrijce (W Slovenija). Večidel pleistocenskih jamskih sedimentov izvira iz obdobja srednjega würma. Vse fosilne ostanke jamskega medveda iz Divjih bab hrani Narodni muzej Slovenije v Ljubljani. Splošne podatke o najdišču najdemo v naslednjih delih: Turk s sodelavci, 1989a, b in Turk ed., 1997.

Pri oceni starosti posameznih čeljustnic sem si pomagala z izčrpnimi Dittrichovimi (1960) podatki za recentne medvede in s primerjavo juvenilnih čeljustnic rjavega medveda iz Slovenije. Spol sem določila po velikosti zob, predvsem kaninov, glede na ugotovitve Kobyja (1949) in Kurténa (1955).

Nekatera dejstva o življenjskih navadah rjavega medveda, ki jih lahko pripišemo tudi sorodniku jamskemu medvedu, sem povzela po naslednjih delih: Macdonald ed., 1985, 88–95 (slovenski prevod istega dela: Macdonald ed., 1996) in Kryštufek, 1991, 191–193.

Čeljustnice in zobje jamskega medveda – splošno

Spodnjo čeljust medvedov sestavljata dve spodnječeljustnični kosti (mandibuli). Spredaj se stikata v posebni zrasti (simfizi), ki nikoli ne okosteni. Zgornjo čeljust na

vsaki strani oblikujeta dve parni kosti: medčeljustnica, ki nosi sekalce in sega do podočnika ter zgornja čeljustnica ali maksila. Ti dve kosti sta koščeno zraščeni samo pri odraslih medvedih. V čeljustnicah so oblikovane zobnice ali alveole, v katerih tičijo zobne korenine.

Tako rjavi kot tudi jamski medved imata v obeh čeljustih na vsaki strani naslednje mlečne zobe: po 3 sekalce ali incizive (di1-3), 1 podočnik ali kanin (dc) in ponavadi 3 ličnike ali premolarje (d2-4 oz. p2-4). Na vsaki strani spodnje čeljusti jamskega medveda so naslednji stalni zobje: trije incizivi (I_{1-3}), kanin (C), ponavadi samo en premolar (P_4) in trije meljaki ali molarji (M_{1-3}). V zgornji čeljusti je en molar manj.

Kočniki imajo široko žvekalno površino z nizkimi, zaokroženimi grbinicami. Že zgodnje raziskave morfologije zobovja in lobanje so pokazale, da so bili jamski medvedi predvsem rastlinojedi (cf. Kurtén, 1976). Sodobne izotopske analize so to domnevo potrdile (Bocherens et al., 1994).

Stalno zobovje medvedov je podrobno opisal Rode (1935). Koby (1952) in Rădulescu in Samson (1959) pa so opisali mlečno zobovje jamskega medveda.

Pri orientaciji čeljustnic in zob so v rabi različni izrazi. V tem prispevku se srečamo z naslednjimi: Spredaj – anteriorno – mezialno. Zadaj – posteriorno – distalno. (Poenostavljeno! Vsi našteti izrazi sicer niso ekvivalentni.) Proti licu – bukalno – lateralno. Proti jeziku – lingvalno (pri mandibuli) oziroma palatinalno (pri maksili). Grizna (zgornja) površina zob je okluzalna.

Ontogenetski razvoj zobovja pri medvedih (družina Ursidae)

Nekaj podatkov o izraščanju stalnih zob pri recentnih medvedih najdemo v naslednjih delih: Pohle, 1923; Couturier, 1954; Rausch, 1961; Marks in Erickson, 1966. Najbolj natančno pa je razvoj mlečnega zobovja in zamenjavo s stalnimi zobmi pri rjavem medvedu raziskal Dittrich (1960). Ugotovil je, da je ta proces enak in sočasen tudi pri drugih vrstah medvedov. Zaporedje izraščanja posameznih zob iz dlesni je predstavljeno na sliki 1. Druge Dittrichove podatke o ontogenetskem razvoju zobovja pri medvedih lahko strnemo v naslednje bistvene ugotovitve:

Mladiči se skotijo brez zob. Prvi mlečni zobje začnejo izraščati v drugem mesecu življenja in so v tretjem mesecu na svojem mestu. Prvi stalni kočniki začnejo prodirati skozi dlesen v petem mesecu življenja. Šele potem ko zraste prvi par stalnih molarjev (M_1&M^1), lahko mladiči žvečijo trdo hrano. Mlečno zobovje pri tem nima skorajda nobenega funkcionalnega pomena. Mlečni zobje izpadejo do konca 15. meseca. Zadnji stalni zobje dokončno izrastejo pri povprečni starosti okoli enega leta in pol.

Dittrich (1960, 119–123) je ugotovil, da prehranjenost (telesna teža) pri medvedih navadno ne vpliva na razvoj in hitrost izraščanja zobovja. Tudi individualne razlike so pri tem procesu razmeroma majhne (glej sl. 1).

Razporeditev mlečnih in stalnih zob v čeljustih mladiča rjavega medveda ponazarjata sliki 2a in 2b.

Ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu

Prvi trije meseci

Kostni ostanki še nerojenih živali (fetusov) in tistih mladičkov, ki so poginili ob rojstvu ali kmalu zatem (neonati), so se v pleistocenskih najdiščih ohranili le izjemoma. Tovrstne najdbe v Divjih babah pa kljub temu niti niso tako redke, saj je jama kot brlog skoz dolga tisočletja služila predvsem samicam jamskega medveda, ki so tu v zimskih mesecih, od decembra do februarja kotile mladiče (Turk et al., 1989b; Debeljak, 1997). Drobne in zaradi poroznosti krhke spodnje čeljustnice še nerojenih ali novorojenih medvedkov so dolge 2–3 centimetre, široke pa le okoli 5 milimetrov.

Mladiči jamskega medveda so se skotili brez zob. Tako je tudi pri današnjih medvedih. Že v prvem tednu življenja pa najdemo v preparatih čeljusti rjavega medveda zametke mlečnih zob: majhne, votle vršičke kron, ki še niso prodrli iz dlesni (Dittrich, 1960, 11, sl. 1, 2). To fazo ontogenetskega razvoja predstavlja naslednji primer:

1. (Tab. 1, sl. 1, 2) – Leva in desna mandibula dveh neonatov, ki sta poginila že v prvih dneh po rojstvu: Zaradi nazornosti sta mandibuli na sliki združeni v naravni legi, čeprav ne izvirata od istega osebka. Od strani vidimo (tab. 1, sl. 2), da je telo mandibule polkrožno upognjeno, kar je značilno za neonate. Na polomljeni zgornji površini se lepo vidita zametka obeh mlečnih kaninov in celo zametek protokonida zadnjega mlečnega zoba d_4 oz. p_4, kot ga nekateri označujejo. (Protokonid je osrednja, največja grbinica na omenjenem zobu). Zametki mlečnih zob so bili prvotno zaprti v kosti. V tistem času so se alveole, skozi katere bi kasneje prodrli rastoči mlečni zobje, šele oblikovale. Dolžina opisane mandibule je znašala okoli 4 centimetre; toliko, kot pri novorojenih mladičih rjavega medveda.

Ehrenberg (1973) je dokumentiral najdbo skoraj popolnega skeleta neonata, starega približno 10 dni iz avstrijskega nahajališča Salzofenhöhle. Po različnih izmerah in rekonstrukciji, ki so jo naredili iz kosti, je ugotovil, da so bili mladiči jamskega medveda ob rojstvu morda le malenkostno večji kot pri rjavem medvedu. V leglu rjavega medveda so običajno dva do trije kot podgane veliki mladiči, ki tehtajo le 350–400 gramov. So goli, slepi in popolnoma nemočni. Sami še ne morejo vzdrževati svoje telesne temperature. Preživijo lahko le ob skrbni materi, v pred mrazom zavarovanem okolju brloga.

Drugi in tretji mesec življenja so tudi mladiči jamskega medveda zagotovo preživeli v brlogu oziroma jami. Samica jih ni zapuščala. V dolgih mesecih do nastopa pomladi je živela le od maščobne zaloge, ki si jo je nabrala pozno poleti in jeseni. Za njene mladiče je bil to čas dojenja; izključno mlečne prehrane. Medtem so vsi mlečni zobje postopoma izrasli iz dlesni. Pod njimi, skrite v kosti, pa so se oblikovale in krepile krone stalnih zob. Zaporedje izraščanja posameznih mlečnih zob lahko rekonstruiramo s pomočjo podatkov za rjavega medveda (sl. 1). To obdobje ontogenetskega razvoja predstavljata naslednja dva primera:

2. (Tab. 2, sl. 1–3) – Mandibula mladiča, starega okoli 2 do 2,5 meseca: Krona prvega stalnega molarja M_1 je že izoblikovana; na rentgenskem posnetku (tab. 2, sl. 2, 3) se lepo vidi kot tanka, votla lupina, ki je zaprta v čeljustnici. Rasti so začeli tudi prvi milimetri stene korenine. V notranjosti mandibule tičita vršička oziroma zametka kron P_4 in C. Stalni zobje so se razvijali v votlih delih mandibule, med katerimi so tanki prekati. Na zgornji strani čeljustnice, na mestu, kjer bi kasneje izrastel M_1, zeva

ozka reža. Pred njo so luknjice; to so alveole, v katerih so tičale korenine mlečnih premolarjev d_4 in d_3. Dokazujejo nam, da sta omenjena mlečna zoba že izrastla iz čeljustnice, torej mladič po vsej verjetnosti ni bil mlajši od dveh mesecev. Mandibula je bila približno tako dolga kot pri približno štiri mesece starem rjavem medvedu (sl. 2a), vendar precej bolj robustna.

3. (Tab. 3, sl. 1–3) – Obe polovici mandibule mladiča, starega okoli 2,5 do 3 mesece: Brazda na mestu, kjer bi čez mesec ali dva začel izraščati M_1, se je že razširila. Z zgornje strani se skoznjo vidi temna, kot jajčna lupina krhka krona M_1. Oblikovala se je že zgornja četrtina korenine M_1 (tab. 3, sl. 2, 3), ki pa je tanka kot papir. Tudi krone stalnih incizivov in zametki C in P_4 so zaprti v čeljustnici. Na zgornji strani mandibule se lepo razločijo alveole mlečnih zob. Pri tej starosti so ravnokar izrastli skorajda vsi mlečni zobje, vendar se tu niso ohranili. (Proces izraščanja mlečnih zob lahko ponazorimo s primerom d_4: Pri starosti 1 do 2 meseca je bila v čeljusti zaprta krona d_4 temno rjave barve, motna in zelo krhka. Kasneje se je svetleje obarvala najprej konica protokonida, to je konica, ki prva prodre skozi dlesen, in potem postopoma še preostali del krone. Pri 2- do 3-mesečnih mladičih je bila krona izraščenega d_4 že okrepljena, normalno svetla in sklenina je dobila značilen sijaj. Korenina pa je bila še vedno votla, in zato precej krhka.)

Zgoraj opisana mandibula je tako velika kot pri polletnem rjavem medvedu. Za primerjavo nam lahko služi skica bistveno manjše mandibule trimesečnega recentnega rjavega medveda, ki jo je objavil Pohle, 1923.

Četrti do šesti mesec življenja

V četrtem mesecu imajo medvedje že vse mlečne zobe. Bolj ali manj formirane krone stalnih zob pa so medtem zaprte v čeljustnicah in se postopoma krepijo. Tako je na primer pri štirimesečnem mladiču pod mlečnim zobom d_4 že oblikovana krona stalnega P_4 (sl. 2a, 2b). Z nadaljnjo rastjo korenine začne stalni zob izpodrivati mlečnega. Močan protokonid krone P_4 se pri tem zagozdi med oba kraka korenine d_4 in sčasoma inducira kontaktno resorbcijo le-te. Podobno se zgodi tudi pri zgornjem paru mlečnega d^4 in stalnega P^4.

V petem mesecu začnejo pri medvedih izraščati prvi stalni kočniki (M1). Najprej pokuka iz dlesni sprednji del zoba M_1 s protokonidom in parakonidom, kmalu zatem pa še zadnji del krone z metakonidom in talonidom (Dittrich, 1960, 80–81). Na pravkar opisani razvojni stopnji je zobovje mladiča rjavega medveda na sliki 2a. Couturier (1954, 142–143) je objavil to rentgensko sliko ujetega mladiča in mu prisodil starost treh mesecev. Po Dittrichovih (1960) podatkih pa je očitno, da je bil mladič v resnici starejši; imel je vsaj 4 mesece.

Rădulescu in Samson (1959, 211, sl. 11) sta objavila fotografijo mandibule približno 4-mesečnega jamskega medveda. Musil (1965, 72, tab. 3, sl. 10) je predstavil primerek mandibule, ki je morda nekoliko mlajši. Slike čeljustnice jamskega medveda, ki bi bila tipična za petmesečnega mladiča (M_1 ali M^1 v fazi izraščanja) pa v strokovni literaturi še nisem zasledila.

V osteološki zbirki iz najdišča Divje babe I nimamo nobene za objavo primerne čeljustnice 4 do 5 mesecev starega mladiča. To pravzaprav ni naključje, saj tudi med sicer izredno številnimi izoliranimi mlečnimi zobmi najdemo le redke primerke, ki bi jih lahko uvrstili v to starostno skupino. (Takšni so na primer zgornji ali spodnji d4 z okrepljeno korenino, ki je na konceh že nekoliko resorbirana. Posamezne konice na

kroni so zaobljene in pogosto nosijo drobne obrabne fasete. Debeljak, 1996 a, 1997). Očitno je bila smrtnost štiri- do petmesečnih mladičev v jami Divje babe precej nižja kot v mlajših starostnih razredih.

Namen tokratnega prispevka ni razpravljati o možnih vzrokih različne stopnje smrtnosti med letom. Omenim naj le, da je bil četrti do šesti mesec življenja čas nastopa pomladi. Pri rjavem medvedu mladiči s samico zapustijo brlog po dopolnjenem tretjem mesecu; aprila ali maja, včasih šele v začetku junija. Verjetno je bilo tako tudi pri jamskem medvedu.

Poleg mleka, ki ga sesajo pri materi, začnejo medvedje v petem ali šestem mesecu gristi trdno hrano. To je mogoče šele takrat, ko zraste prvi par stalnih molarjev (Dittrich, 1960, 14–15). Zgolj z majhnimi, koničastimi mlečnimi zobki si pri žvečenju ne bi mogli kaj prida pomagati. Šele z novimi kočniki pridobijo potrebno žvekalno površino.

Sedmi in osmi mesec življenja

Mladiči so dočakali poletje. Za vso medvedjo družino je prišel čas intenzivnega prehranjevanja. V naslednjih mesecih so morali pridobiti zadostno plast maščevja, če so hoteli preživeti stradanje med naslednjo zimo. Zobje 6- do 8-mesečnih mladičev so bili takrat v naslednjem stanju:

4. (Tab. 4, sl. 1–5) – Mandibula samice, stare okoli 6–7 mesecev: Razvoj je v primerjavi s prejšnjim primerkom (tab. 3) precej napredoval. Krone vseh stalnih zob so že oblikovane. Kasneje ne bi več rastle, ampak bi se le še okrepile, s tem da bi se notranjost postopoma zapolnila z zobovino oz. dentinom. M_1 je bil pri tem mladiču že kak mesec na "svojem mestu" v čeljusti in ima razvite več kot 4/5 korenine. Krona se je nekoliko okrepila, korenina pa je še povsem votla in odprta na apeksih (tab. 4, sl. 5). Na M_1 so očitni prvi znaki obrabe, kar kaže, da je medvedek že nekaj časa grizel trdo hrano. Pri žvečenju so nastale številne drobne obrabne fasete z značilno svetlečo, zglajeno površino. Na fotografijah in rentgenskem posnetku se lepo vidi, kako ontogenetski razvoj pri posameznih zobeh različno napreduje; v skladu s podatki za rjavega medveda, podanimi na sl. 1. M_1 v razvoju prehiteva druge stalne zobe. Sledi mu I_1, ki je bil v tem času že izraščen, vendar se ni ohranil. I_2 je prodrl skoz dlesen malo preden je mladič poginil, P_4 in M_2 pa sta bila tik na tem. Vršička njunih kron sta se že svetleje obarvala. Zadnji sekalec I_3 je še vedno zaprt v mandibuli in ga vidimo le na rentgenski sliki. Prav tako podočnik, ki ima oblikovano samo krono, korenine pa še ne. P_4 je v tem starostnem obdobju izpodrival mlečna zoba d_4 in d_3 iz čeljusti. Njuna korenina je bila takrat že močno resorbirana. Najkasneje čez kakšen mesec bi d_4 (pri našem primerku se ni ohranil) s popolnoma resorbirano korenino po naravni poti izpadel iz dlesni. (Zadnji mlečni premolar d_4 je pri medvedih v rabi zelo kratek čas; pri žvečenju trdne hrane sodeluje le okoli 3 mesece, zato njegova žvekalna površina praviloma nikoli ni močno obrušena.) Velikost zgoraj opisane mandibule ustreza leto dni staremu mladiču rjavega medveda (tab. 9, sl. 1; tab. 10, sl. 2).

Ali so naše ocene starosti pravilne? Je bil razvoj zobovja pri jamskem medvedu hitrejši, ali pa je morda zaostajal v primerjavi z rjavim medvedom? Razmislimo o tej možnosti na primeru pravkar opisane čeljustnice:

Fiziološko nujno je, da je v šestem ali vsaj sedmem mesecu ontogenetski razvoj tako napredoval, da je v denticijo že vključen prvi par stalnih molarjev. To velja za današnje rjave medvede in prav nič drugače ni moglo biti pri jamskih medvedih. Kot

smo že omenili: pri začetnem prehodu na rastlinsko hrano največjo vlogo odigrajo prav prvi stalni molarji M1, kasneje pa so se jim pridružijo tudi nekateri drugi stalni zobje (sl. 1). Takrat materino mleko za rast postopoma ne zadostuje več in mladiči se morajo začeti prehranjevati tudi s trdno hrano. Mlečni zobje z izjemo zadnjih kočnikov d4 so tako majhni, da pri žvečenju trde rastlinske hrane nimajo praktično nobenega funkcionalnega pomena (Dittrich, 1960, 14–15, 50, 81–82).

Starost opisane čeljustnice jamskega medveda torej ne more bistveno odstopati od naše ocene. Če bi bila starost precej višja, M_1 s svojo žvekalno površino ne bi bil dovolj zgodaj "na mestu", da bi se rastoči mladič lahko primerno hranil in tako kar najbolje izkoristil poletno in jesensko vegetacijsko obdobje oz. hrano, ki je bila takrat na voljo. Proti nižji starosti pa pričata velikost mandibule in obraba M_1, ki ni mogla nastati ob zgolj mlečni prehrani. To bi morda lahko dokazali tudi z izotopskimi analizami zobnih tkiv.

Menim torej, da pri ocenah starosti niso nastale velike ali celo bistvene napake in da je pri ontogenetskem razvoju zobovja jamskega medveda primerjava z rjavim medvedom umestna.

5. (Tab. 5, sl. 1, 2) – Mandibula samca, starega okoli 6,5–7,5 mesecev: Velikost te čeljustnice je že skoraj tolikšna kot pri poldrugo leto starem rjavem medvedu (tab. 16, sl. 1, 2; tab. 18, sl. 1). M_2 s sprednjim delom prodira iz mandibule. Sklenina pri tem postopoma postaja vse svetlejša. Pri podočniku se je ravnokar pričela oblikovati stena korenine. Krona M_3 je zaprta v dvigajoči se spodnječeljustnični veji in je zato značilno temno rjave barve, brez sijaja. Tanka koščena stena nad M_3 je polomljena, zato se lepo vidi, da je žvekalna površina obrnjena lingvalno (proti jeziku) in s sprednjim delom usmerjena navpično navzdol. Šele z nadaljnjo rastjo čeljustnice bi nastal prostor za zadnja dva molarja. (M_3 se mora pri medvedih zavrteti za 90° v dveh smereh, da se vključi v zobno vrsto.)

6. (Tab. 6, sl. 1–4) – Mandibula samice, stare okoli 6,5–7,5 mesecev: Ta čeljustnica je pripadala mladiču podobne starosti kot v prejšnjem primeru, morda je le za malenkost starejša. M_1 je bil že nekaj časa "na mestu" in v rabi, zato njegova krona nosi približno 3 milimetre velike plitve obrabne fasete. Stena korenine je skoraj v celoti oblikovana, vendar na konceh še vedno odprta (tab. 6, sl. 4). Več kot pol krone M_2 že gleda iz mandibule; oblikovala se je približno polovica korenine. Njena stena je zelo tanka, notranjost pa votla (tab. 6, sl. 4). Korenina M_1 je bolj razvita in trdna; stena je debela približno 1 milimeter. V isti etapi ontogenetskega razvoja oziroma pri isti starosti zadnji spodnji molar M_3 sploh še nima korenine, tanka ploska krona tega zoba pa se zlahka razlomi (tab. 5).

Zelo očitno je, da so bili posamezni zobje istega mladiča različno razviti, različno mehansko odporni, in zato niso imeli enakih možnosti, da se fosilno ohranijo. Pri analizah izoliranih zob moramo računati z različnimi tafonomskimi izgubami. Do teh razlik je prišlo tako zaradi specifične oblike in velikosti posameznih zob kot tudi zaradi različne razvitosti oziroma trdnosti pri določeni starosti.

Zanimivo je primerjati velikosti mandibul na tablah 4–6 (in tudi 11–15). Normalno je, da je velikost kosti odvisna od starosti osebka. Opazimo pa, da je velikost čeljustnic tudi pri podobni starosti lahko precej različna, sorazmerno z velikostjo stalnih zob. Ti praktično v celoti zapolnjujejo čeljustnico, kar se lepo vidi na rentgenskih posnetkih. Večji zobje zahtevajo tudi več prostora. Ugotovimo lahko:

1. Jamski medved je imel izrazito večje zobe kakor današnji rjavi medved. Razumljivo je, da so morale biti njegove čeljusti pri isti ontogenetski stopnji in starosti precej večje in bolj robustne. Čeprav so bili mladiči jamskega medveda ob rojstvu

komajda kaj večji kakor pri rjavem medvedu, je bila rast njihovih čeljusti v naslednjih mesecih bistveno hitrejša. Tako smo na primer ugotovili, da mandibula dobre pol leta starega jamskega medveda (tab. 5) lahko meri toliko kot pri poldrugo leto starem rjavem medvedu. Ali je bilo toliko večje tudi preostalo telo? S tako hitrim naraščanjem telesne mase pri mladičih jamskega medveda skorajda ne moremo računati. Samica bi težko vzredila dva ali celo tri tako velike mladiče že v prvem polletju, ko je bila prehrana pretežno mlečna. Bolj verjetno je, da so imeli mladiči izrazito velike čeljusti oz. gobec. Razmerje čeljusti/telo bi torej moralo biti bistveno večje kot pri odraslih jamskih medvedih in večje kot pri mladičih rjavega medveda. Pri edinem natančno opisanem in izmerjenem skeletu približno sedemmesečnega mladiča jamskega medveda (tovrstne najdbe so namreč izjemno redke!) najdemo potrditev te domneve. Avtor tega članka Ehrenberg (1964, 243–244) je bil presenečen nad odkritjem, da je obrazni del lobanje izrazito večji, kakor bi bilo pričakovati glede na možganski del lobanje, kratek trup in šibek toraks. Rekonstrukcija je pokazala, da je pri skupni dolžini 60 cm in višini 30 cm več kot eno tretjino zavzemala glava (Ehrenberg, 1964, 223). Menim, da takšnemu "nesorazmerju" botruje prav funkcionalni razvoj zobovja, ki je moral biti tako hiter kot pri današnjem rjavem medvedu. Čeljust pa se je pri tem ustrezno prilagodila rastočim zobem.

2. Samci jamskega medveda imajo v povprečju večje zobe kakor samice. Predvsem velja to za kanine, po katerih lahko glede na velikost določamo spol (Koby, 1949; Kurtén, 1955). Široka baza krone kanina in njegova rastoča korenina zasedata pri mladičih zelo velik del čeljustnic. Na rentgenskih posnetkih se lepo vidi, da sta višina in debelina telesa mandibule pri določeni starosti odvisni prav od velikosti kanina. Številni primerki iz Divjih bab kažejo, da so bile na isti razvojni (ontogenetski) stopnji mandibule samic manjše in bolj gracilne kakor pri samcih. Po tem bi lahko sklepali, da je bil spolni dimorfizem na čeljustnicah jamskega medveda izražen že v prvem letu življenja. Pomisliti pa moramo še na eno možnost: da je razvoj stalnega zobovja pri samcih zaostajal v primerjavi s samicami. Vendar, če so takšne razlike v razvoju sploh obstajale, niso mogle biti bistvene zaradi že večkrat omenjenega razloga: Mladiču so pri določeni starosti morali izrasti prvi stalni zobje, da se je lahko ustrezno prehranjeval. Tudi pri danes živečih medvedih v procesu izraščanja zob niso ugotovili pomembnih razlik med spoloma (Dittrich, 1960; Marks & Erickson, 1966, 393).

Vsaj na enem primerku si oglejmo še stanje v zgornji čeljusti:

7. (Tab. 7, sl. 1–3) – Medčeljustnica in maksila samca, starega okoli 6,5–7,5 mesecev: Obe kosti pri tej starosti nista neločljivo spojeni. Pri današnjih medvedih se dokončno zrasteta šele pri odraslih živalih, po 4. letu (Marks & Erickson, 1966, 398–400). Na kroni M^1 najdemo prve znake obrabe. Po obliki alveole sodeč, je bil P^4 ravno v fazi izraščanja; večina njegove krone je zagotovo že prodrla iz čeljustnice. Od sekalcev se je ohranil le I^2, ki je malo pred poginom tega mladiča z vršičkom krone morda že prodrl skozi dlesen. Ležišče korenine I^1 je nepoškodovano, tako da lahko ugotovimo, da je bil zob že dokončno izraščen. Nasprotno pa ozka odprtina alveole I^3 dokazuje, da se izraščanje tega inciziva sploh še ni začelo. Nad pravkar omenjeno alveolo je ohranjena tudi plitva alveola mlečnega di^3, ki je pri tej starosti že tičal v čeljusti, čez kak mesec pa bi po naravni poti izpadel iz dlesni. Zgornji podočnik je skrit v maksili. Na rentgenskem posnetku (tab. 7, sl. 3) vidimo, da se njegova korenina še ni začela formirati. Krona je votla in še precej pod, ali bolje rečeno nad robom zgornje čeljustnice. Globoko ležišče korenine mlečnega podočnika je v celoti ohranjeno in s trdno koščeno steno popolnoma ločeno od razvijajoče krone stalnega kanina, zato

sklepamo, da korenina mlečnega kanina na tej stopnji ontogenetskega razvoja še ni bila prizadeta zaradi kontaktne resorbcije.

Preden končamo z opisom ontogenetskega razvoja zobovja v sedmem in osmem mesecu življenja, naj omenim še eno zanimivost: Med juvenilnimi čeljustnicami iz Divjih bab I imamo največ primerkov ravno iz pravkar obravnavanega starostnega obdobja, čeprav bi po ugotovitvah drugih raziskovalcev (Ehrenberg, 1931, 1964; Kurtén, 1958, 1976) ostanki 7-mesečnih mladičev, ki so poginili sredi poletja, morali biti prava redkost. Splošno uveljavljeno prepričanje, ki je obveljalo v zadnjih desetletjih, je, da množični ostanki jamskega medveda v jamah izvirajo od živali, ki so poginile zaradi izčrpanosti med dolgo hibernacijo, pozimi in predvsem tik pred nastopom pomladi. Vendar, tudi analiza izoliranih zob d_4 in M_1 je pokazala, da izredno velik delež v fosilni populaciji zavzemajo prav mladiči, ki so poginili pri domnevni starosti 6–8 mesecev, od julija do septembra (Debeljak, 1996a, 1997). Divje babe I kot tipično najdišče jamskega medveda gotovo ne predstavljajo nobene izjeme, zato so takšni rezultati o sestavi fosilne populacije presenetljivi in nepričakovani. Razložimo jih lahko na dva različna načina:

a) Naše ocene individualne starosti (in s tem tudi izoliranih juvenilnih zob) niso pravilne, in tako najpogostejša starostna skupina domnevno 7-mesečnih živali dejansko predstavlja tiste mladiče, ki so poginili med drugo hibernacijo. V tem primeru bi moral ontogenetski razvoj zobovja jamskega medveda kar za 6 mesecev zaostajati za ontogenetskim razvojem, ki so ga ugotovili pri današnjih medvedih. Glede na že omenjene prehranjevalne navade in potrebe v prvem letu se to zdi skoraj nemogoče. Po drugi strani pa bi lahko v podporo zgornji domnevi navedli videz prve tanke cementne obloge na korenini M_1. To cementno plast sicer razlagamo kot "neonatno linijo" (Debeljak, 1996a, 29–30, tab. 26–28), vendar je precej podobna "zimskim" prirastnicam.

b) Druga možna interpretacija očitnega razhajanja med pričakovanim in ugotovljenim mortalitetnim profilom: Ocene starosti so pravilne. Življenjske navade in smrtnost jamskega medveda so potemtakem bistveno drugačne, kot smo domnevali do zdaj. (Podobno je že Musil (1965, 74–76) na podlagi merjenja dolgih kosti okončin prišel do sklepa, da so jamski medvedi zahajali v jamo Pod hradem in tam umirali tudi v poletnih mesecih.)

Dokončen odgovor na zastavljena vprašanja bodo morda omogočile nadaljnje raziskave ontogenetskega razvoja pri današnjih, v različnih okoljih živečih medvedih, pa tudi natančne analize zobnega cementa pri mladičih.

Od devetega meseca do dopolnjenega prvega leta

V 9. ali 10. mesecu življenja pri medvedih dokončno izrastejo drugi spodnji molarji M_2. Zadnji zgornji molarji M^2 začnejo izraščati v devetem mesecu. Po desetem mesecu že lahko začnejo prodirati skozi čeljustnico stalni kanini. Malo pred dopolnjenim prvim letom (11. ali 12. mesec) pa predrejo dlesen tudi zadnji spodnji molarji M_3. Zaradi poševne lege in izrazito ploske krone mine še precej časa, preden v celoti izrastejo.

Ehrenberg (1931, tab. 120, sl. 6) je objavil fotografijo mandibule mladiča jamskega medveda, ki bi mu lahko pripisali starost približno 8–9 mesecev.

Na tabli 8, sl. 1 in tabli 10, sl. 1 je spodnja čeljustnica recentnega, okoli 10 mesecev starega rjavega medveda iz Slovenije. Sprednji del M_3 je "zunaj". Vršički stalnih ka-

ninov so ravnokar pogledali iz alveole, vendar skozi dlesen še niso prodrli. Laterodistalno od njih so mlečni kanini. Vsi drugi mlečni zobje so do te starosti že izpadli.

Mandibula na tabli 9, sl. 1 in tabli 10, sl. 2 je pripadala okoli eno leto staremu kočevskemu rjavemu medvedu. Nekaj več kot 1 cm kanina sega čez rob alveole. Ob njem še vedno tiči mlečni kanin z obrabljeno krono in močno resorbirano korenino. V času zamenjave podočnikov imajo medvedje kar nekaj časa v dlesnih stalne in mlečne kanine hkrati. Mlečni kanini izpadejo šele pri starosti 12–15 mesecev, med zimovanjem v brlogu.

Zgornja primera mandibul rjavega medveda predstavljamo zato, ker za obravnavano starostno obdobje v zbirki iz Divjih bab nimamo nobene primerne čeljustnice. Tudi pri izoliranih zobeh smo opazili zelo izrazito vrzel, ki kaže, da v Divjih babah skorajda ni ostankov jamskih medvedov, ki bi poginili med 10. mesecem in dopolnjenim prvim letom življenja, to je v prvi polovici zimovanja v brlogu (Debeljak, 1996 a, 1997).

Vendar, glede na zgornjo razpravo je možno tudi to, da manjkajoča starostna skupina predstavlja mladiče iz naslednjega poletja.

Od enega leta do poldrugega leta

V času od enega leta do poldrugega leta se pri medvedih končuje proces izraščanja stalnega zobovja. Individualne razlike pri tem postajajo vse bolj izrazite (Dittrich, 1960), zato starosti ne moremo določiti tako natančno kot prej. Zadnji stalni zobje (M^2, M_3 in kanini) so pri poldrugo leto starih recentnih medvedih praviloma dokončno izraščeni. To obdobje ontogenetskega razvoja pri jamskem medvedu nam predstavljajo naslednji trije primerki. Njihovo individualno starost sem ocenila na podlagi podatkov za današnje rjave medvede. Morali pa bi upoštevati tudi možnost, da je bil ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu počasnejši. V tem primeru bi lahko naslednje tri mandibule pripadale dveletnim ali celo nekoliko starejšim mladičem, ki so poginili v svoji tretji zimi.

8. (Tab. 11, sl. 1, 2; tab. 13, sl. 1) – Mandibula samca, starega 12–15 mesecev: Velikost te mandibule je bila tolikšna kot pri odraslem recentnem rjavem medvedu. Simfizni del, kjer sta bili leva in desna mandibula povezani, je najbrž patološko spremenjen. Vnetna sprememba je morda nastala ob kakšni travmatski poškodbi čeljusti. Kanin je že precej razvit. Dober centimeter in pol krone gleda iz alveole in oblikovana je že več kot polovica stene korenine. Sprednja polovica žvekalne površine M_2 je rahlo obrabljena. Velik del krone M_3 še ni prodrl skozi dlesen. Njegova lega je glede na preostale zobe še vedno poševna.

Pri izraščanju zadnjega kočnika M_3 se je včasih zgodilo, da se je njegova krona zagozdila ob krono sosednega M_2. Na nekaterih mandibulah jamskega medveda lahko opazimo s tem povezane patološke spremembe, ki so živalim prav gotovo povzročale hude težave. Po nekaterih avtorjih so bile nepravilnosti pri izraščanju zadnji kočnikov glavni ali pa vsaj zelo velik vzrok smrtnosti pri mladičih v drugi zimi (Ehrenberg, 1931; Abel, 1931.) Z raziskavami v Divjih babah tega nismo mogli potrditi. Menim, da bi omenjene težave jamske medvede resno ogrožale kvečjemu kasneje v življenju. Čeprav je seveda mogoče, da se je morebitna okužba pri oslabelem enoletnem mladiču lahko končala tudi s smrtnim izidom.

9. (Tab. 12, sl. 1, 2; tab. 13, sl. 2) – Mandibula samice, stare okoli 15 mesecev: Oblikovani sta že dve tretjini korenine podočnika. Krona še ni v celoti izrastla; za

dobra dva centimetra sega čez rob alveole. M_3 še ni čisto "na mestu"oz. v okluzalni ravnini. Korenina P_4 in M_2 je na konceh še vedno odprta. M_1 ima zaprto korenino in "oglajeno" krono s posameznimi, 2–3 mm širokimi obrabnimi fasetami. Tudi na sprednjem delu M_2 je obraba že očitna. Na žvekalni površini M_3 še ni sledov obrabe. Zaradi gneče v zobni vrsti posamezni zobje pritiskajo eden na drugega. (Po prvem letu so se ob stiku nekaterih zob začele nakazovati značilne fasete ter se sčasoma še povečale in poglobile. Še posebej je to izrazito na anteriorni steni krone M_2 in posteriorni steni krone M_1. Takšen tip obrabe imenujemo aproksimalna obraba; za razliko od okluzalne obrabe na žvekalni površini.)

Za primerjavo lahko vzamemo spodnjo čeljustnico slabo leto in pol starega rjavega medveda iz okolice Kočevja (tab. 16, sl. 1, 2.; tab. 18, sl. 1): Tudi pri njem kanini še niso docela izrastli. Korenine zob pa so z izjemo M_3 in kanina že zaprte. Krona M_3 še ni v celoti pogledala iz dlesni. Na podobni ontogenetski stopnji je naslednji primerek:

10. (Tab. 14, sl. 1, 2; tab. 15, sl. 1–3) – Mandibula samice jamskega medveda, stare okoli eno leto in pol: Kanin je nekoliko bolj razvit kakor pri ravnokar omenjenem rjavem medvedu. Krona je praktično v celoti izrastla, manjka samo še kakšen centimeter korenine. M_3 je že na svojem mestu v zobni vrsti. M_1 je še nekoliko bolj obrabljen kakor pri prejšnjih primerkih. Površina je zglajena in posuta z majhnimi obrabnimi fasetami. Ob stiku M_1 in M_2 je na obeh zobeh nastala izrazita faseta (aproksimalna obraba). Na posteriorni steni krone M_1 je ta faseta široka kar 4 mm. Korenina M_1 se je zaprla že v prvem letu. Pri starosti okoli poldrugega leta je njena stena debela približno 2,5–2,75 milimetra. Pri M_2 sta konici korenine le še nekoliko perforirani. Korenina M_3 pa še vedno široko zeva in ima zelo krhko steno (tab. 15, sl. 3).

Izolirane zobe ponavadi opredelijo kot juvenilne, če je korenina odprta, oziroma adultne, ko je korenina zaprta. Pri tem so nekateri zobje istega osebka označeni kot adultni, drugi, ki v razvoju zaostajajo, pa kot juvenilni. Problem pa ni samo v dvoličnosti podatkov. Omenjena klasifikacija ni ustrezna predvsem zato, ker se na ta način velik delež zob mladičev napačno prišteje med odrasle (na to je bilo opozorjeno tudi v: Turk et al., 1992). Medved odraste šele okoli 4. leta. Korenina M_1 se zapre že pred dopolnjenim prvim letom starosti, M_2 in P_4 pa pri poldrugem letu. Zaprtost korenine je lahko kvečjemu kriterij za ugotavljanje odraslosti po zadnjih molarjih in kaninih.

Kot soavtorica sem dolžna opozoriti na napako v članku izpred petih let (Turk et al., 1992), ko ontogenetskega razvoja zobovja pri medvedu še nismo dovolj dobro poznali. V omenjenemu prispevku so bile statistično obdelane mere "adultnih" molarjev M_1, z namenom, da bi preučili razmerje obeh spolov med odraslimi jamskimi medvedi. V resnici gre za zobe, ki bi jih morali pripisati starejšim mladičem (dveletniki, triletniki, morda še štiriletniki). Njihova korenina je bila zaprta, in na podlagi tega kriterija smo jih napačno prišteli med odrasle.

Nadaljnji razvoj zob in čeljusti

Domnevno na polovici ali proti koncu drugega leta življenja so imeli jamski medvedi že izraščeno celotno stalno zobovje. Zobje pa so se kljub temu razvijali še naprej. Prvotno votle korenine in krone so se vse bolj zapolnjevale z zobovino ali dentinom. Končno je v sredini ostal samo še ozek kanal in pulpna votlina na prehodu iz korenine v krono. Predvidevamo, da so se pri jamskem medvedu okoli 4. leta zaprle še zadnje zobne korenine: M^2, M_3 in kaninov. V začetku eksplozivna rast čeljusti se je v naslednjih letih vse bolj umirjala.

11. (Tab. 17, sl. 1, 2; tab. 18, sl. 2) – Mandibula subadultnega samca, starega okoli 4 leta: Starost tega primerka je bila določena s štetjem prirastnic na zobnem cementu. Ta metoda velja za najbolj objektivno in se vsesplošno uporablja za ocenjevanje individualne starosti pri divjih živalih (več v: Debeljak, 1996a, b). Zgoraj omenjeni proces odlaganja dentina v notranjosti zob je že precej napredoval, kar se lepo vidi na rentgenskem posnetku (tab. 18, sl. 2). Krona M_1 je najbolj obrabljena (predvsem protokonid in hipokonid), M_2 manj in M_3 zelo malo (tab. 17, sl. 2). Ob stiku posameznih molarjev so nastale precej globoke fasete. Na posteriorni steni krone M_1 je takšna faseta široka že več kot 6 mm. Dolžine krone tako ne bi bilo več mogoče res natančno izmeriti. Po rentgenski sliki sodeč, se korenini kanina in M_3 še nista docela zaprli, vendar ne manjka dosti. Pri recentnih medvedih se korenina kanina zapre okoli 4. leta (Marks & Erickson, 1966, 395, 397), to je v času, ko dosežejo spolno zrelost.

Pravkar opisana mandibula še ni dosegla svoje končne velikosti. Mandibule doraslih samcev merijo v dolžino 5–10 centimetrov več. Rast čeljusti je torej napredovala tudi po četrtem letu. Pri recentnem črnem medvedu glava samcev raste prvih 8 let, pri samicah pa se ta rast ustavi nekoliko prej, kmalu po spolni zrelosti (Marks & Erickson, 1966, 400–402). Najbrž je bilo podobno tudi pri jamskih medvedih.

Sklep

V prispevku je bil predstavljen ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu oziroma pri medvedih nasploh. Proces zamenjave mlečnega zobovja in izraščanja stalnih zob se večinoma konča do poldrugega leta življenja. Do takrat so posamezne ontogenetske faze dober indikator individualne starosti.

S pomočjo opisanih primerov in zbranih podatkov bomo lahko ocenili starost juvenilnih čeljustnic jamskega medveda in za silo tudi izoliranih juvenilnih zob. V bodoče bo treba natančno predstaviti tudi ontogenetski razvoj in kriterije za določanje individualne starosti pri posameznih (izoliranih) zobeh, ki so najpogosteje ohranjeni in najbolj informativni fosilni ostanki jamskega medveda.

V sklepu naj še enkrat povzamem glavne ugotovitve:

– Proces rasti zob in zamenjave mlečnega zobovja s stalnim je pri jamskem medvedu potekal na enak način, prek enakih in verjetno tudi sinhronih razvojnih faz kot pri sorodnih, danes živečih medvedih.

– Sklepamo lahko, da določena ontogenetska stopnja razvitosti zobovja jamskega medveda ustreza približno isti starosti osebka kot pri rjavem medvedu. Razvoj zobovja pri jamskem medvedu ni smel bistveno zaostajati, saj so mladiči pri določeni starosti (6. ali vsaj 7. mesec življenja) potrebovali prvi par stalnih molarjev (M_1&M^1), da so lahko pričeli žvečiti trdno rastlinsko hrano.

– Ta argument govori proti drugi možnosti, da je bil ontogenetski razvoj zobovja pri jamskem medvedu dejansko precej počasnejši kot pri današnjih medvedih. Takšna posebnost bi (v določenih okoliščinah) lahko ogrozila obstoj vrste. Omenjene domneve pa zaenkrat vendarle ne moremo in ne smemo povsem ovreči.

– Velikost čeljustnic je bila v prvem letu življenja (pa tudi kasneje) odvisna od velikosti stalnih zob, ki so se v temu času v njej razvijali in jo skoraj v celoti zapolnjevali.

– Rast čeljusti je bila pri mladičih jamskega medveda bistveno hitrejša kakor pri današnjem rjavem medvedu. Že pri enem letu je bila njihova mandibula tako velika kot pri odraslem rjavem medvedu. To seveda ne pomeni, da je bilo toliko večje tudi preostalo telo.

– Domnevamo, da je bil pri jamskih medvedih sekundarni spolni dimorfizem izražen že v prvem letu življenja; samci so imeli večje čeljusti od samic.

– Splošno uveljavljena metoda ločevanja zob na juvenilne, z odprto korenino in adultne, če je korenina zaprta, za večino zob pri jamskem medvedu ni ustrezna. Medved odraste okoli 4. leta. Korenina M_1 pa se na primer zapre že v prvem letu življenja (po 8. mesecu), večina drugih stalnih zob do poldrugega leta in samo korenine M^2, M_3 in kaninov šele pri približno štirih letih.

– Pri študiju juvenilnih čeljustnic iz paleolitskega najdišča Divje babe I nismo mogli spregledati dejstva, da je večina primerkov nekoč verjetno pripadala približno sedemmesečnim mladičem, ki so torej poginili sredi poletja. To je v nasprotju z dosedanjim mnenjem, da množični ostanki v tipičnih nahajališčih jamskega medveda izvirajo od živali, ki so zaradi izčrpanosti poginile med hibernacijo, pred nastopom pomladi.

– Zanimiv problem in naloga v prihodnosti bo: z nadaljnjimi raziskavami in dodatnimi podatki dokazati to trditev in jo smiselno obrazložiti.

Zahvala

Ivanu Turku, vodji izkopavanj v Divjih babah I, se zahvaljujem za material, ki mi ga je prepustil v obdelavo. Izkopavanja izvaja Inštitut za arheologijo Znanstvenoraziskovalnega centra SAZU. Na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani so prijazno omogočili rentgensko slikanje čeljustnic jamskega in rjavega medveda, ki je lepo uspelo po strokovni zaslugi veterinarjev Teodore Ivanuša, Janeza Štublja in Gregorja Freliha. Andrej Bidovec (Veterinarska fakulteta, Ljubljana) in Ciril Štrumbelj (Gojitveno lovišče Medved, Kočevje) sta posredovala za primerjavo potrebne lobanje mladičev recentnega rjavega medveda iz Slovenije. Vida Pohar je pregledala manuskript. Iskreno se zahvaljujem tudi vsem drugim, ki so kakorkoli pomagali pri nastanku tega prispevka.

References

Abel, O., 1931: Die Degeneration des Höhlenbären von Mixnitz und deren wahrscheinliche Ursachen. In: O. Abel & G. Kyrle (eds.), Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläolog. Monogr. 7–9, 719–744, Wien.

Bocherens, H., Fizet, M. & Mariotti, A., 1994: Diet, physiology and ecology of fossil mammals as inferred from stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry: implications for Pleistocene bears. – Paleogeogr. Paleoclim. Palaeoecol. *107*, 213–225, Amsterdam.

Couturier, M. A. J., 1954: L'ours brun (*Ursus arctos* L.). – 904 pp., Grenoble.

Debeljak, I., 1996a: Starostna sestava populacije jamskega medveda iz Divjih bab. (Age structure of cave bear population from the Divje babe Cave.) – Magistrska naloga. Manuscript, 70 pp., 36 tab. Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo, Ljubljana.

Debeljak, I., 1996b: A simple preparation technique of cave bear teeth for age determination by cementum increments. – Rev. Paléobiol. *15/1*, 105–108, Genève.

Debeljak, I., 1997: Age composition of the cave bear population from the Divje babe I Cave. – Int. Meeting on Man and Bear, Auberives-Pont en Royans (Vercors – Isère). (In press.)

Dittrich, L., 1960: Milchgebißentwicklung und Zahnwechsel beim Braunbären (*Ursus arctos* L.) und anderen Ursiden. – Morph. Jb. *101/1*, 1–141, Leipzig.

Ehrenberg, K., 1931: Über die ontogenetische Entwicklung des Höhlenbären. In: O. Abel & G. Kyrle (eds.), Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläolog. Monogr. 7–9, 624–710, Wien.

Ehrenberg, K., 1964: Ein Jungbärenskelett und andere Höhlenbärenreste aus der Bärenhöhle im Hartlesgraben bei Hieflau (Steiermark). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien *67*, 189–252, Wien.

Ehrenberg, K., 1973: Ein fast vollständiges Höhlenbärenneonatenskelett aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. – Ann. Naturhistor. Mus. Wien 77, 69–113, Wien.

Koby, F.-Ed., 1949: Le dimorphisme sexuel des canines d'*Ursus arctos* et d'*U. spelaeus*. – Rev. Suisse Zool. *56*, 675–687, Genève.

Koby, F.-Ed., 1952: La dentition lactéale d'*Ursus spelaeus*. – Rev. Suisse Zool. *59*, 511–541, Genève.

Kryštufek, B., 1991: Sesalci Slovenije. – Prirodoslovni muzej Slovenije, 294 pp., Ljubljana.

Kurtén, B., 1955: Sex dimorphism and size trends in the cave bear, *Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth. – Acta Zool. Fennica *90*, 1–48, Helsinki.

Kurtén, B., 1958: Life and death of the Pleistocene cave bear. A study in paleoecology. – Acta Zool. Fennica *95*, 1–59, Helsinki.

Kurtén, B., 1976: The cave bear story. Life and death of a vanished animal. – Columbia Univ. Press, 163 pp., New York.

Macdonald, D. (ed.), 1985: The Encyclopedia of Mammals. Vol. 1. – Equinox (Oxford) Ltd., London.

Macdonald, D. (ed.), 1996: Velika enciklopedija. Sesalci. – Založba Mladinska knjiga, 980 pp., Ljubljana.

Marks, S. A. & Erickson, A. W., 1966: Age determination in the black bear. – J. Wildl. Manage. *30/2*, 389–410, Washington.

Musil, R., 1965: Die Bärenhöhle Pod hradem. Die Entwicklung der Höhlenbären im letzten Glazial. – Anthropos *18*, 7–92, Brno.

Nelson, D. E. & Ku, T.-L., 1997: Radiokarbonsko datiranje kosti in oglja iz Divjih bab I. Radiocarbon dating of bone and charcoal from Divje babe I cave. In: I. Turk (ed.). – Opera Instituti Archaeologici Sloveniae 2, 51–65, Založba ZRC, Ljubljana.

Pohle, H., 1923: Über den Zahnwechsel der Bären. – Zool. Anz. *55*, 266–277, Leipzig.

Rădulescu, C. & Samson, P., 1959: Contribution à la Connaissance de la Dentition lactéale d'*Ursus spelaeus*. – Eiszeitalter u. Gegenwart *10*, 205–216, Öhringen.

Rausch, R. L., 1961: Notes on the black bear (*Ursus americanus* Pallas) in Alaska, with particular reference to dentition and growth. – Z. Säugetierk. *26/2*, 77–107, Berlin.

Rode, K., 1935: Untersuchungen über das Gebiß der Bären. – Monogr. Geol. Palaeont. Ser. II, H. 7, 162 pp., Leipzig.

Turk, I. (ed.), 1997: Moustérienska "koščena piščal" in druge najdbe iz Divjih bab I v Sloveniji. Mousterian "bone flute" and other finds from Divje babe I cave site in Slovenia. – Opera Instituti Archaeologici Sloveniae 2, 223 pp, Založba ZRC, Ljubljana.

Turk, I., Dirjec, J., Strmole, D., Kranjc, A. & Čar, J., 1989 a: Stratigrafija Divjih bab I. Izsledki izkopavanj 1980–1986. (Stratigraphy of Divje babe I. Results of excavations 1980–1986.) – Razpr. IV. razr. SAZU *30*, 161–207, Ljubljana.

Turk, I., Dirjec, J. & Culiberg, M., 1989 b: Divje babe I – novo paleolitsko najdišče in skupinsko grobišče jamskega medveda. Poskus tafonomske analize na podlagi vzorcev iz dveh sedimentnih in arheoloških kompleksov. (Divje babe I – a new palaeolithic site and a common grave of the cave bear. An attempt at a taphonomic analysis based on samples from a pair of sedimentary and cultural units.) – Arh. vest. *39–40*, 13–60, Ljubljana.

Turk, I., Dirjec, J., Debeljak, I. & Huber, Đ., 1992: Divje babe I – poskus uporabe statistične analize množičnih živalskih ostankov v paleolitski arheologiji. IV. Posamično najdeni zobje jamskega medveda. (Divje babe I – an attempt to apply statistical analysis to the mass animal remains in the palaeolithic archaeology. IV. Isolated teeth of cave bear.) – Arh. vest. *43*, 7–22, Ljubljana.

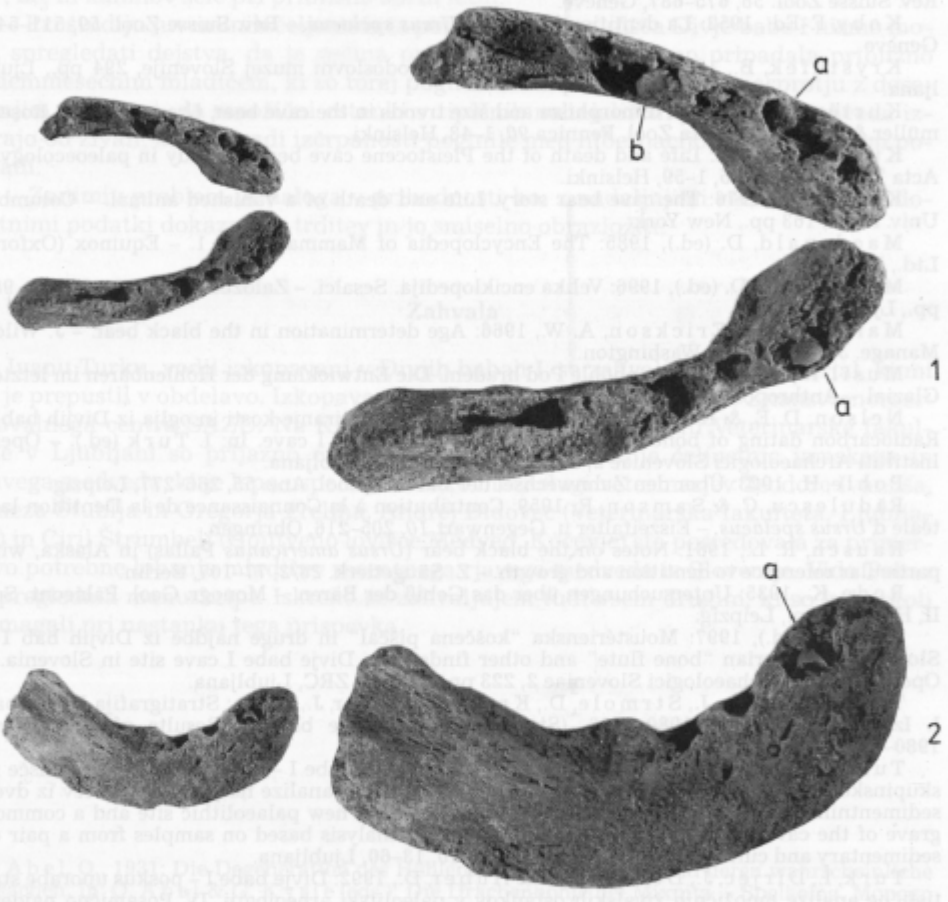


Plate 1 – Tabla 1

Cave bear; left and right mandible of two *neonates* (from Quad. 86, spit XV, and Quad. 24, spit XVII). Divje babe I

1 From above. Natural size (left) and magnification two times (right)
a = germ of deciduous canine, b = germ of deciduous premolar d_4

2 Buccal side of right mandible. Natural size (left) and magnification two times (right)

Jamski medved; leva in desna mandibula dveh *neonatov* (iz Kv. 86, izkop XV in Kv. 24, izkop XVII). Divje babe I

1 Od zgoraj. Naravna velikost (levo) in dvakrat povečano (desno)
a = zametek mlečnega kanina, b = zametek mlečnega premolarja d_4

2 Bukalna stran desne mandibule. Naravna velikost (levo) in dvakrat povečano (desno)

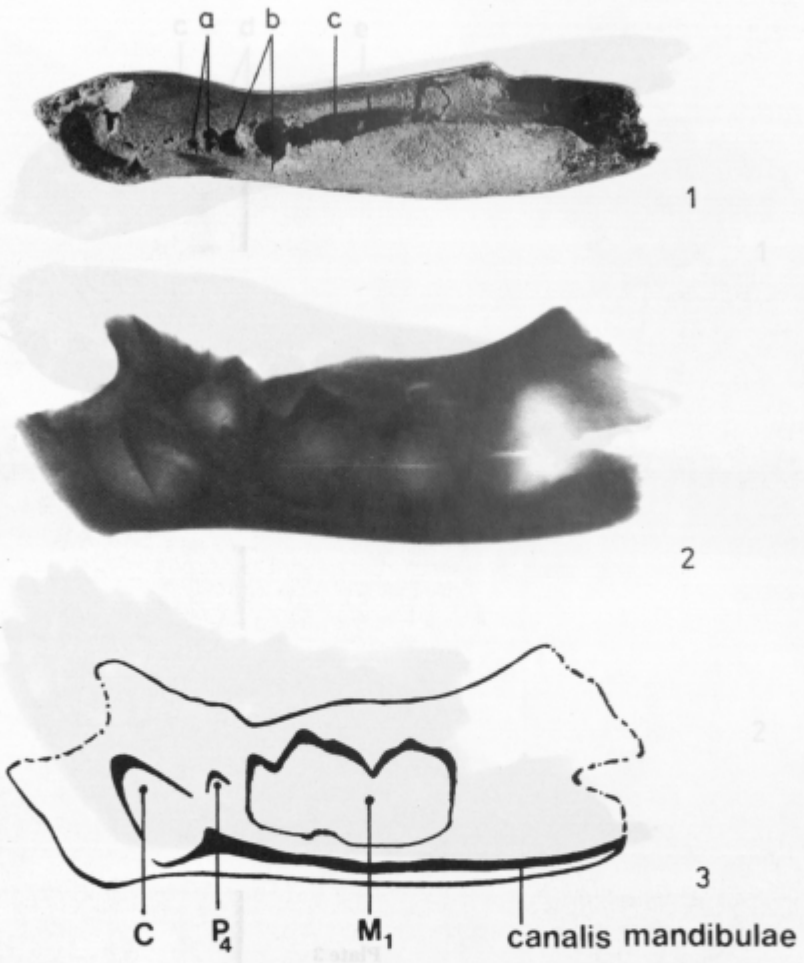


Plate 2 – Tabla 2

Cave bear; left mandible (invt. num. 1357) of a cub approx. *2–2.5 months* old. Divje babe I. Natural size

1 From above
a = alveolus for d_3, b = alveolus for d_4, c = fissure above M_1

2 Lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)

3 Schematic illustration of germs of permanent teeth

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1357) mladiča, starega okoli *2–2,5 meseca*. Divje babe I. Naravna velikost

1 Od zgoraj
a = alveola za d_3, b = alveola za d_4, c = reža nad M_1

2 Rentgenski posnetek od strani (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)

3 Shematska ponazoritev zametkov stalnih zob

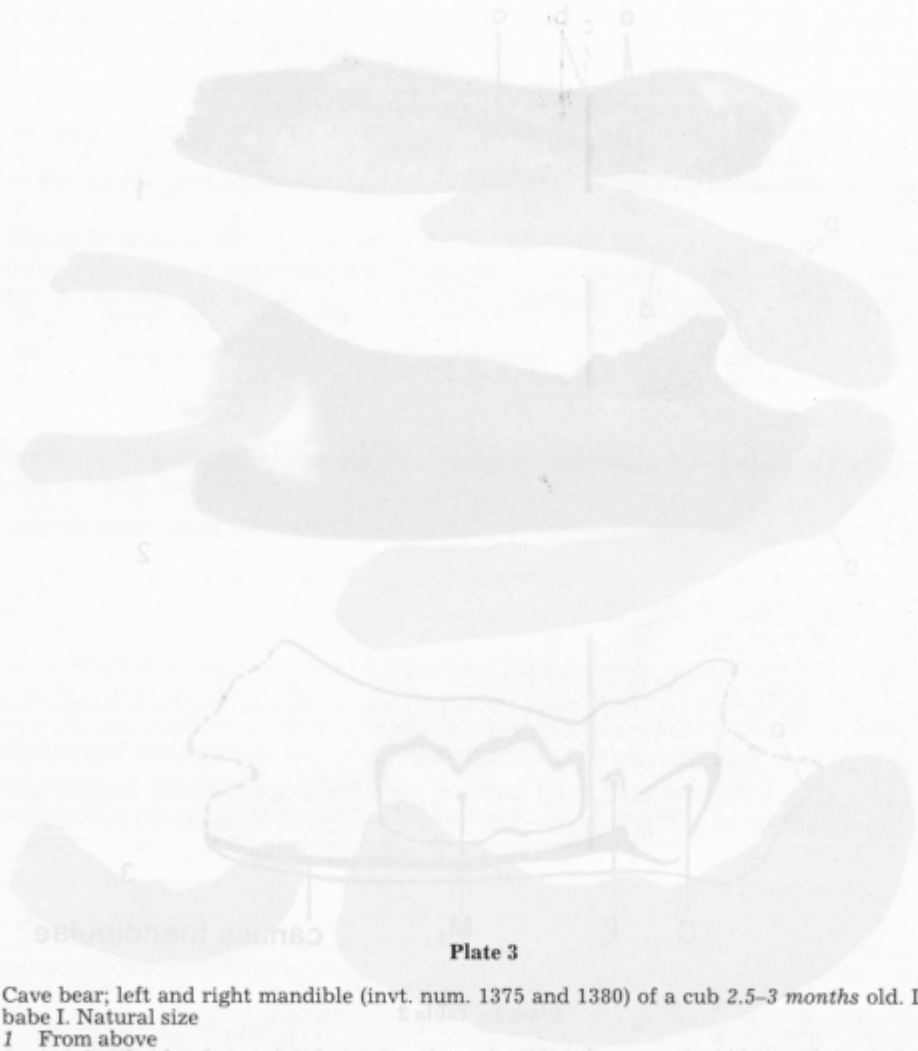


Plate 3

Cave bear; left and right mandible (invt. num. 1375 and 1380) of a cub *2.5–3 months* old. Divje babe I. Natural size

1 From above
a = alveolae for di_{1-3}, b = alveolus for dc, c = alveolus for d_3, d = alveolus for d_4, e = M_1

2 Lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)

3 Schematic illustration of germs of permanent teeth

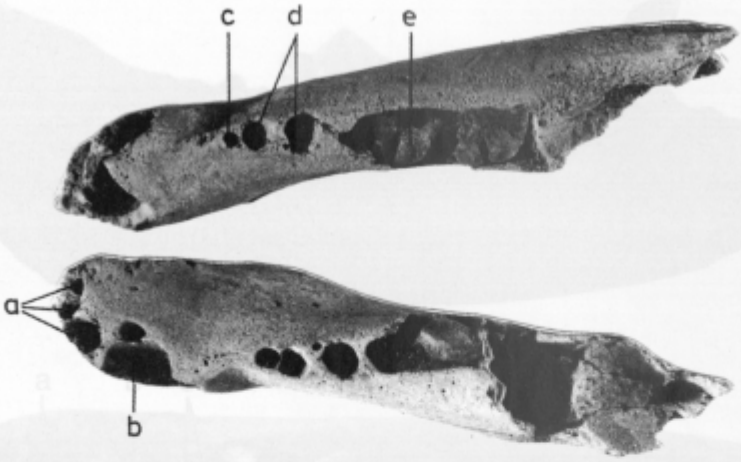
Tabla 3

Jamski medved; leva in desna mandibula (inv. št. 1375 in 1380) mladiča, starega okoli *2,5–3 mesece*. Divje babe I. Naravna velikost

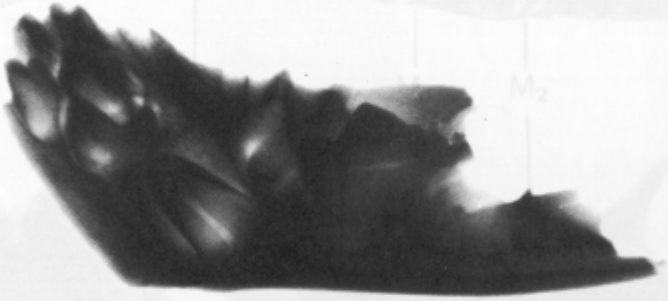
1 Od zgoraj
a = alveole za di_{1-3}, b = alveola za dc, c = alveola za d_3, d = alveola za d_4, e = M_1

2 Rentgenski posnetek leve mandibule od strani (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)

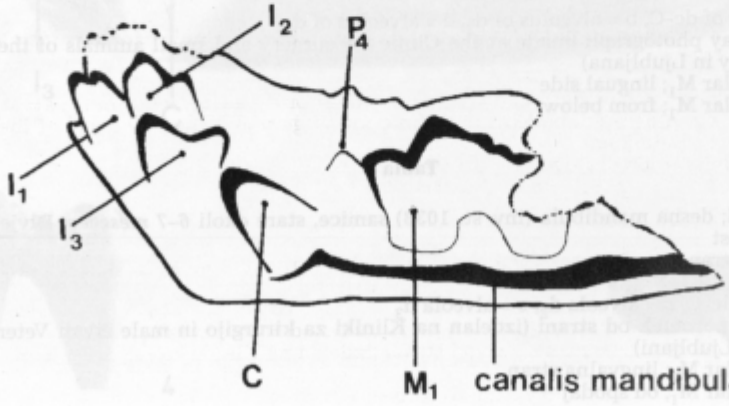
3 Shematska ponazoritev zametkov stalnih zob



1



2



3



Plate 4

Cave bear, right mandible (invt. num. 1033) of a female approx. *6–7 months* old. Divje babe I. Natural size

1 Lingual side
2 From above
a = alveolus of dc-C, b = alveolus of d_2, c = alveolus of d_3
3 Lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)
4 Isolated molar M_1; lingual side
5 Isolated molar M_1; from below

Tabla 4

Jamski medved; desna mandibula (inv. št. 1033) samice, stare okoli *6–7 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost

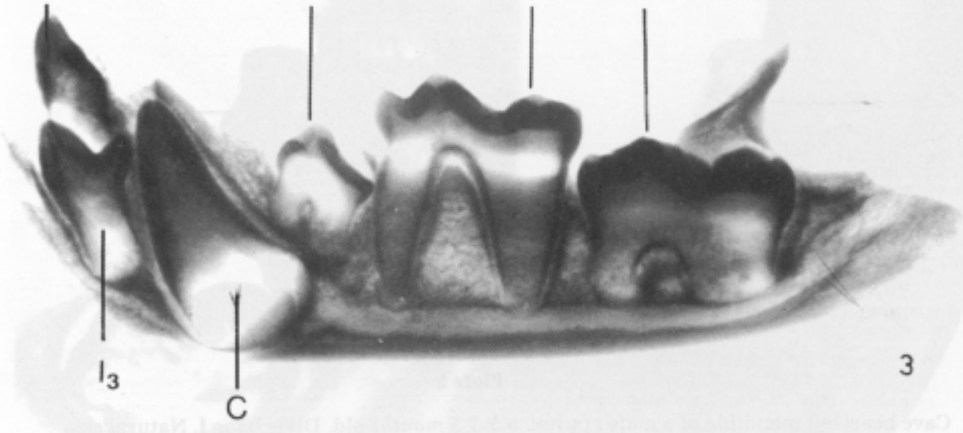
1 Lingvalna stran
2 Od zgoraj
a = alveola dc-C, b = alveola d_2, c = alveola d_3
3 Rentgenski posnetek od strani (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)
4 Izoliran molar M_1; lingvalna stran
5 Izoliran molar M_1; od spodaj



1



2



3



4



5



Plate 5

Cave bear; left mandible of a male approx. *6.5–7.5 months* old. Divje babe I. Natural size
1 Lingual side
2 Lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)

Tabla 5

Jamski medved; leva mandibula samca, starega okoli *6,5–7,5 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost
1 Lingvalna stran
2 Rentgenski posnetek od strani (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)


C
M2
M3
2
1
URSUS SPELAEUS
ZAPFULA 1981

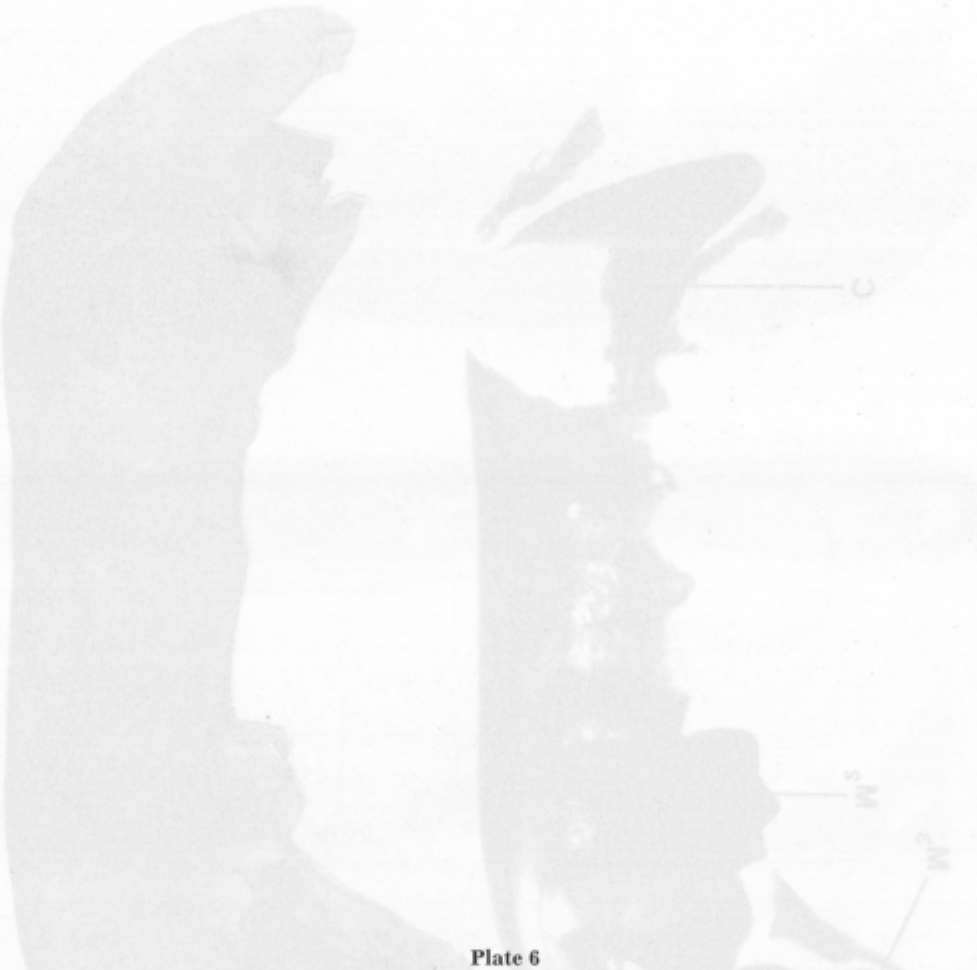


Plate 6

Cave bear; right mandible (invt. num. 1095) of a female approx. *6.5–7.5 months* old. Divje babe I. Natural size

1 Lingual side
2 Lateral x-ray photograph. M_1 is isolated; lower part of its root is sawn off. (x-ray was made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)
3 Isolated molars M_1 and M_2; lingual side
4 Isolated molars M_1 and M_2; from below

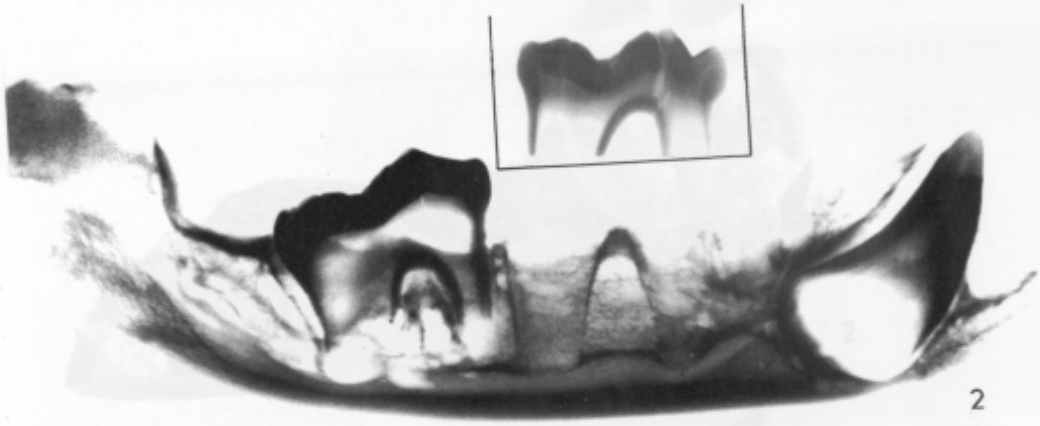
Tabla 6

Jamski medved; desna mandibula (inv. št. 1095) samice, stare okoli *6,5–7,5 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost

1 Lingvalna stran
2 Rentgenski posnetek od strani. M_1 je izoliran; spodnji del korenine je odžagan. (Posnetek je bil izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)
3 Izolirana molarja M_1 in M_2; lingvalna stran
4 Izolirana molarja M_1 in M_2; od spodaj



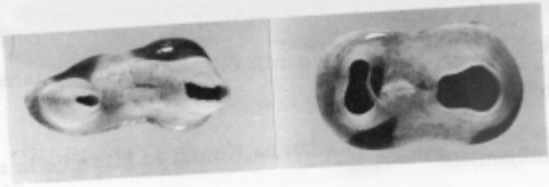
1



2



3



4

Plate 7

Cave bear; left premaxilla and maxilla of a male approx. *6.5–7.5 months* old. Divje babe I. Natural size
1 Buccal side
2 Occlusal
3 Lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)

Tabla 7

Jamski medved; leva medčeljustnica in zgornja čeljustnica samca, starega okoli *6,5–7,5 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost
1 Bukalna stran
2 Okluzalno
3 Rentgenski posnetek od strani (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)

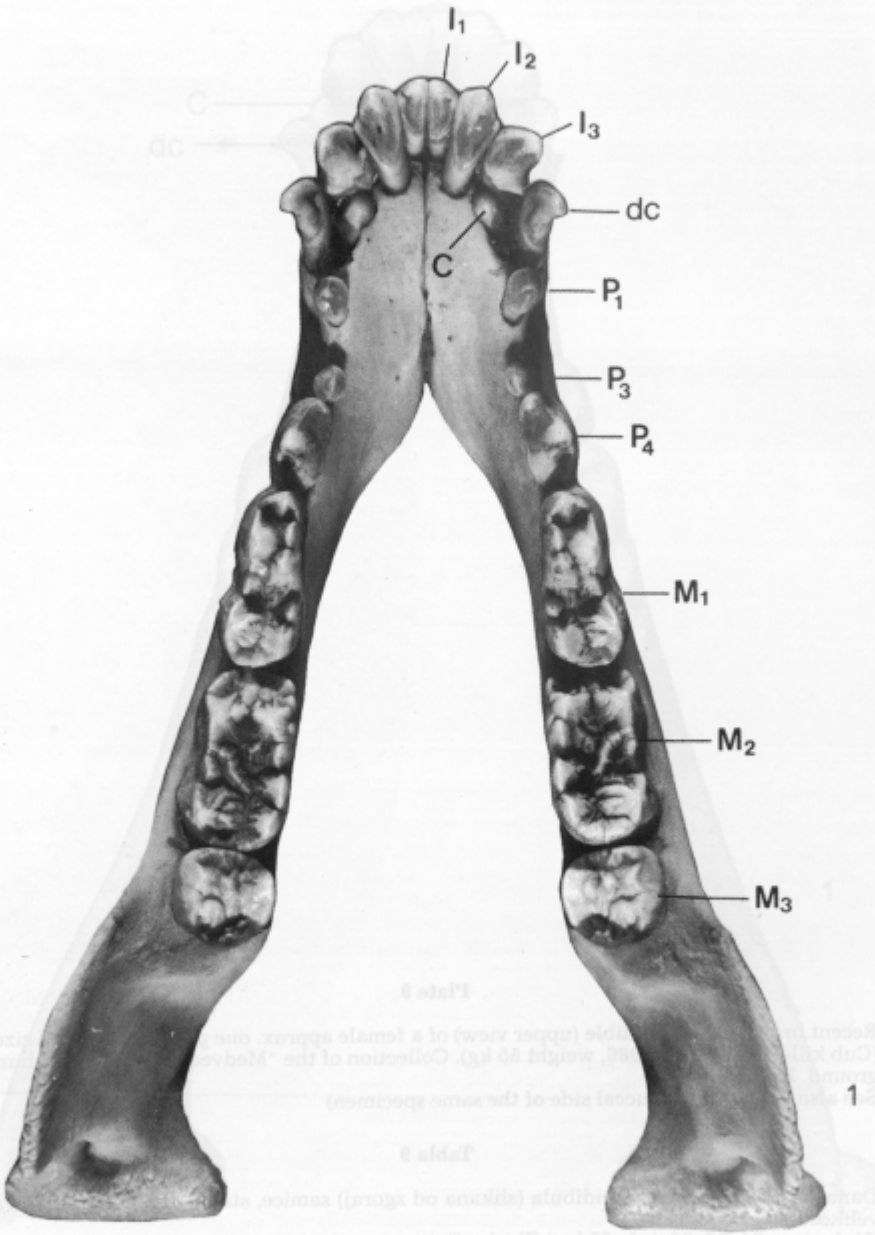

1
2
3

Plate 8

1 Present-day brown bear; mandible (upper view) of a male approx. *10 months* old. Natural size
(Cub found on 28 Nov. 1989, about two weeks' decay.) LD Draga Trava – Loški potok. Collection of the Veterinary Faculty in Ljubljana (No. 178/89)
See also Pl. 10, fig. 1 (buccal side of the same specimen)

Tabla 8

1 Današnji rjavi medved; mandibula (slikana od zgoraj) samca, starega okoli *10 mesecev*. Naravna velikost
(Mladič najden 28. 11. 89, razpadal približno 2 tedna.) LD Draga Trava – Loški potok. Zbirka Veterinarske fakultete v Ljubljani (št. 178/89)
Glej še tab. 10, sl. 1 (bukalna stran istega primerka)



1

Plate 9

1 Recent brown bear; mandible (upper view) of a female approx. *one year* old. Natural size (Cub killed on 26 Dec. 1986, weight 55 kg). Collection of the "Medved" breeding and hunting ground, Kočevje
See also Pl. 10, fig. 2 (buccal side of the same specimen)

Tabla 9

1 Današnji rjavi medved; mandibula (slikana od zgoraj) samice, stare okoli *eno leto*. Naravna velikost
(Uplenjena 26. 12. 86, teža 55 kg.) Zbirka Gojitvenega lovišča "Medved", Kočevje
Glej še tab. 10, sl. 2 (bukalna stran istega primerka)


C
dc
1

Plate 10

1 Recent brown bear; buccal side of right mandible of a male approx. *10 months* old. Natural size
See also Pl. 8 (upper view of the same specimen)
2 Recent brown bear; buccal side of left mandible of a female approx. *one year* old. Natural size
See also Pl. 9 (upper view of the same specimen)

Tabla 10

1 Današnji rjavi medved; bukalna stran desne mandibule samca, starega okoli *10 mesecev*. Naravna velikost
Glej še tab. 8 (isti primerek od zgoraj)
2 Recentni rjavi medved; bukalna stran leve mandibule samice, stare okoli *eno leto*. Naravna velikost
Glej še tab. 9 (isti primerek od zgoraj)

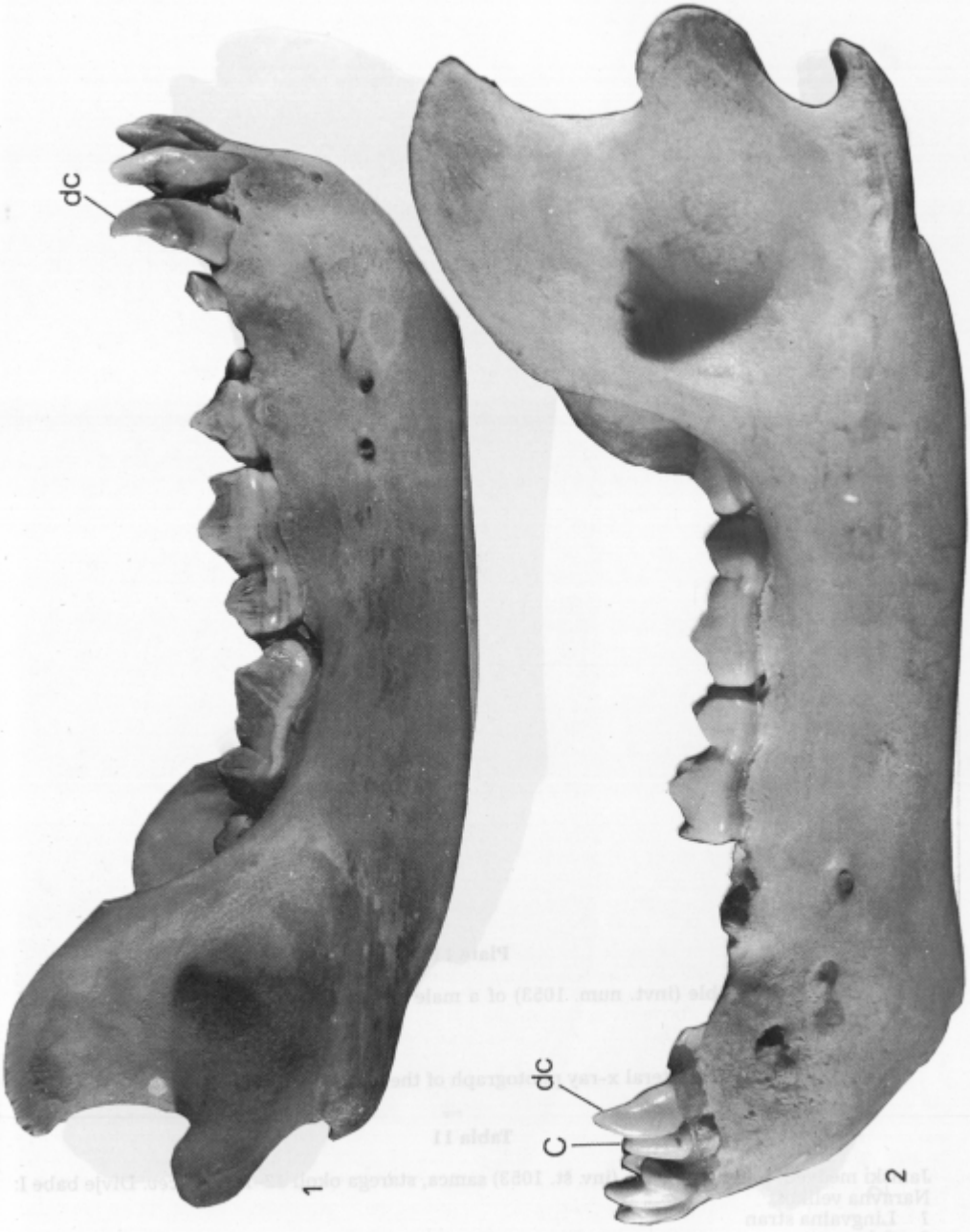

dc
1
dc
C
2

Plate 11

Cave bear; left mandible (invt. num. 1053) of a male approx. *12–15 months* old. Divje babe I. Natural size
1 Lingual side
2 From above
See also Pl. 13, fig. 1 (lateral x-ray photograph of the same specimen)

Tabla 11

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1053) samca, starega okoli *12–15 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost
1 Lingvalna stran
2 Od zgoraj
Glej še tab. 13, sl. 1 (lateralni rentgenski posnetek istega primerka)


1
2

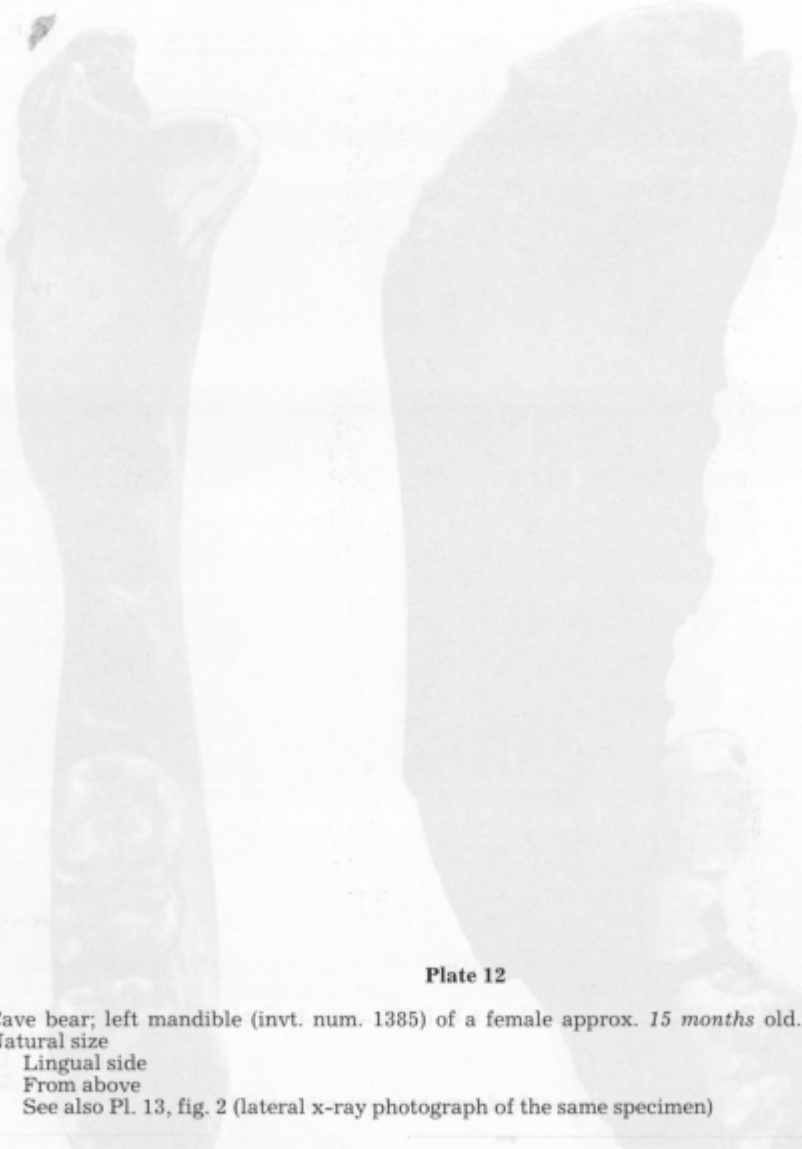


Plate 12

Cave bear; left mandible (invt. num. 1385) of a female approx. *15 months* old. Divje babe I. Natural size
1 Lingual side
2 From above
See also Pl. 13, fig. 2 (lateral x-ray photograph of the same specimen)

Tabla 12

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1385) samice, stare okoli *15 mesecev*. Divje babe I. Naravna velikost
1 Lingvalna stran
2 Od zgoraj
Glej še tab. 13, sl. 2 (stranski rentgenski posnetek istega primerka)


D.Sr. 1385
1
2

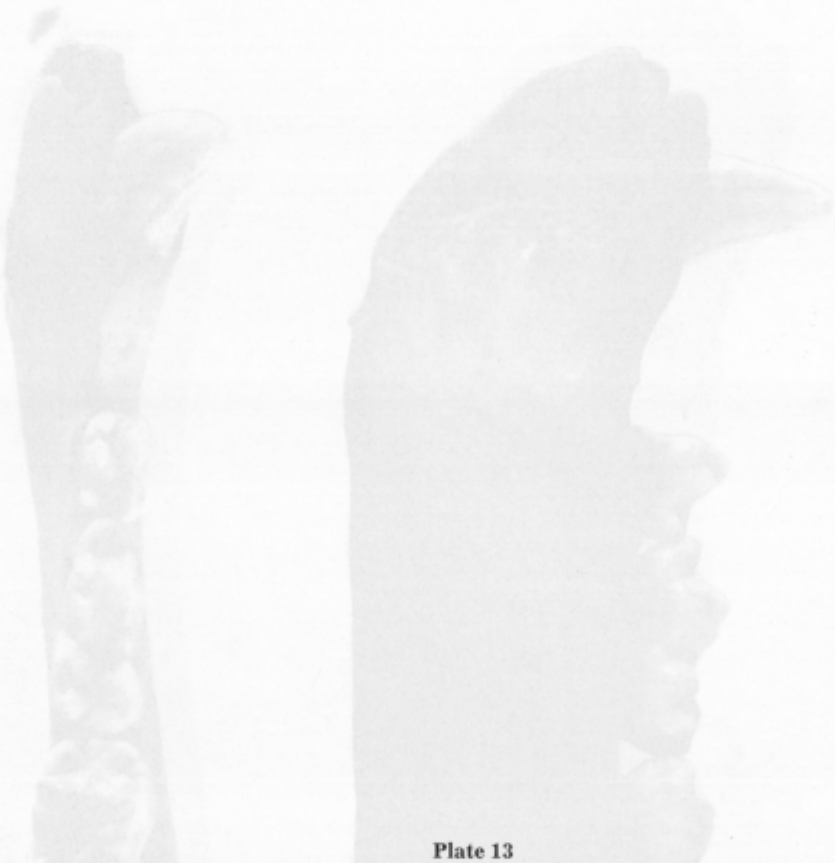


Plate 13

1 Cave bear; left mandible (invt. num. 1053) of a male approx. *12–15 months* old; lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)
See also Pl. 11, figs. 1, 2 (lingual side and upper view of the same specimen)

2 Cave bear; left mandible (invt. num. 1385) of a female approx. *15 months* old; lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)
See also Pl. 12, figs. 1, 2 (lingual side and upper view of the same specimen)

Tabla 13

1 Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1053) samca, starega okoli *12–15 mesecev*; stranski rentgenski posnetek (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)
Glej še tab. 11, sl. 1, 2 (lingvalna in zgornja stran istega primerka)

2 Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1385) samice, stare okoli *15 mesecev*; stranski rentgenski posnetek (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani)
Glej še tab. 12, sl. 1, 2 (lingvalna in zgornja stran istega primerka)


1
2

Plate 14

Cave bear; left mandible (invt. num. 1428) of a female about *one and a half years* old. Divje babe I.
Natural size
1 Lingual side
2 From above
See also Pl. 15, figs. 1–3 (lateral x-ray photograph and isolated molars of the same specimen)

Tabla 14

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1428) samice, stare *okoli eno leto in pol*. Divje babe I.
Naravna velikost
1 Lingvalna stran
2 Od zgoraj
Glej še tab. 15, sl. 1–3 (stranski rentgenski posnetek in izolirani molarji istega primerka)

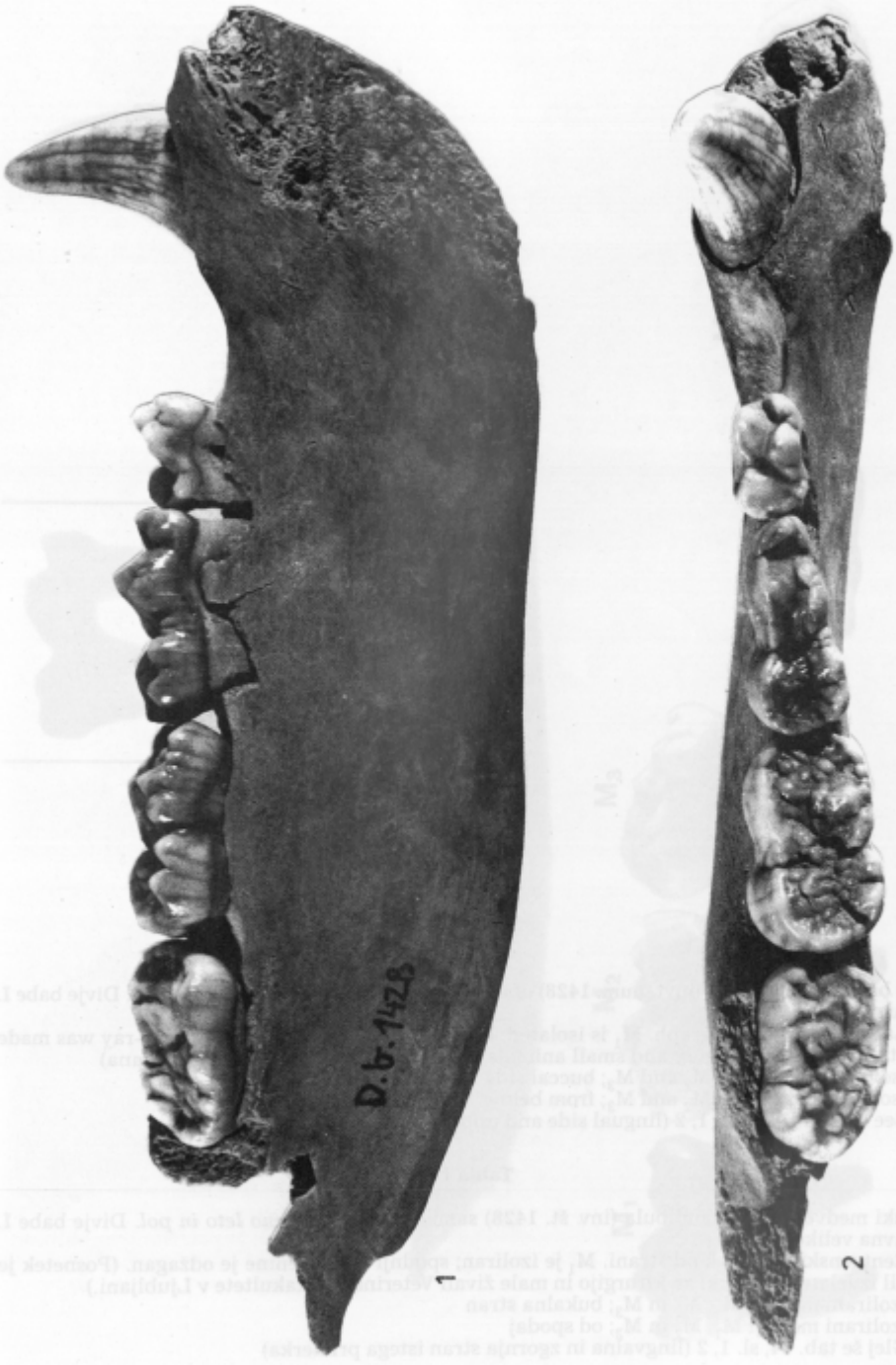

D.b. 1428
1
2



Plate 15

Cave bear; left mandible (invt. num. 1428) of a female about *one and a half years* old. Divje babe I. Natural size

1 Lateral x-ray photograph. M_1 is isolated; lower part of its root is sawn off. (x-ray was made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana)
2 Isolated molars M_1, M_2 and M_3; buccal side
3 Isolated molars M_1, M_2 and M_3; from below
See also Pl. 14, figs. 1, 2 (lingual side and upper view of the same specimen)

Tabla 15

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1428) samice, stare okoli *eno leto in pol*. Divje babe I. Naravna velikost

1 Rentgenski posnetek od strani. M_1 je izoliran; spodnji del korenine je odžagan. (Posnetek je bil izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani.)
2 Izolirani molarji M_1, M_2 in M_3; bukalna stran
3 Izolirani molarji M_1, M_2 in M_3; od spodaj
Glej še tab. 14, sl. 1, 2 (lingvalna in zgornja stran istega primerka)

1
M1
M2
M3
2
M1
M2
M3
3

Plate 16

Present-day brown bear; right mandible of a male approx. *one and a half years* old. Natural size (Found on 2 June 1992; killed by another bear). Kamenjak. Collection of the "Medved" breeding and hunting ground Kočevje

1 From above
2 Buccal side
See also Pl. 18, fig. 1 (lateral x-ray photograph of the same specimen)

Tabla 16

Današnji rjavi medved; desna mandibula samca, starega *okoli eno leto in pol*. Naravna velikost (Najden 2. 6. 1992; ubit od drugega medveda.) Kamenjak. Zbirka Gojitvenega lovišča "Medved", Kočevje

1 Od zgoraj
2 Bukalna stran
Glej še tab. 18, sl. 1 (stranski rentgenski posnetek istega primerka)


C
1
2



Plate 17

Cave bear; left mandible (invt. num. 1094) of a male approximately *4 years* old. Divje babe I
1 Lingual side. Reduction 2:1
2 Detail: tooth row P_4–M_3 from above. Natural size
See also Pl. 18, fig. 2 (lateral x-ray photograph of the same specimen)

Tabla 17

Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1094) samca, starega približno *4 leta*. Divje babe I
1 Lingvalna stran. Pomanjšano 2:1
2 Izsek: zobna vrsta P_4–M_3 od zgoraj. Naravna velikost
Glej še tab. 18, sl. 2 (stranski rentgenski posnetek istega primerka)



1



2

Plate 18

1 Present-day brown bear; right mandible of a male approx. *one and a half years* old; lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana). Natural size
See also Pl. 16, fig. 1, 2 (upper view and buccal side of the same specimen)

2 Cave bear; left mandible (invt. num. 1094) of a male approx. *4 years* old; lateral x-ray photograph (made at the Clinic for surgery and small animals of the Veterinary Faculty in Ljubljana). Natural size
See also Pl. 17, fig. 1, 2 (lingual side and upper view of the same specimen)

Tabla 18

1 Današnji rjavi medved; desna mandibula samca, starega okoli *eno leto in pol;* stranski rentgenski posnetek (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani). Naravna velikost
Glej še tab. 16, sl. 1, 2 (zgornja in bukalna stran istega primerka)

2 Jamski medved; leva mandibula (inv. št. 1094) samca, starega približno *4 leta;* stranski rentgenski posnetek (izdelan na Kliniki za kirurgijo in male živali Veterinarske fakultete v Ljubljani). Naravna velikost


1
2

GEOLOGIJA *39*, 79–90 (1996), Ljubljana

Solenopora ladinica n. sp. und *Solenopora suhadolica* n. sp. (Rotalgen) und *Paragondolella ? trammeri* (Kozur, 1972) (Conodonta) aus dem Ladin (Mitteltrias) bei Suhadole, östlich von Ljubljana, Slowenien

Solenopora ladinica n. sp. in *Solenopora suhadolica* n. sp. (rdeče alge) in *Paragondolella ? trammeri* (Kozur, 1972) (Conodonta) iz ladinija (srednji trias) pri Suhadolah, vzhodno od Ljubljane

Anton Ramovš

Katedra za geologijo in paleontologijo
Univerza v Ljubljani, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

Schlüsselworte: Rotalgen, Konodonten, Ladin-Mitteltrias

Ključne besede: rdeče alge, konodonti, ladinij – srednji trias

Zusammenfassung

Südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana, ist ein Riffkalk mit kleinen patch reefs von fächerförmigen, stark mit Kalk inkrustierten Rotalgen *Solenopora ladinica* n. sp. und *Solenopora suhadolica* n. sp. und mit kleinen patch reefs von phaceloiden Korallen *Tropidendron rhopalifer* Cruif, 1957 aufgeschlossen. Die umgebenden schwarzen Plattenkalke führen die Conodontenart *Paragondolella ? trammeri* (Kozur, 1972), die ladinisches Alter (Mitteltrias) des Riffkalkes beweist.

IUGS UNESCO 359

Kratka vsebina

Južnovzhodno od vasi Suhadole, vzhodno od Ljubljane, je razgaljen grebenski apnenec z majhnimi patch grebeni pahljačastih, močno z apnencem inkrustiranih rdečih alg *Solenopora ladinica* n. sp. in *Solenopora suhadolica* n. sp. in faceloidnih koral vrste *Tropidendron rhopalifer* Cruif, 1957. Opisani sta novi vrsti rdečih alg. V črnih ploščastih apnencih, ki obdajajo grebene, je ugotovljena konodontna vrsta *Paragondolella ? trammeri* (Kozur, 1972), ki dokazuje ladinijsko starost alginega in koralnega apnenca.

Einführung

Südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana befindet sich am linken Hang des Bučavnica-Baches ein massiger Riffkalk (Abb. 1). Der tektonisch zerklüftete und erosionsdeformierte Riffkalk-Körper erreicht in der Mitte seine grösste Mächtigkeit von 20 m und verjüngt sich nach beiden Seiten. Am Hang nördlich des Feldweges gibt es nur vereinzelte kleinere Vorkommen eines massigen Kalkes mit der grössten Mächtigkeit von 2 m. Auch nördlich und nordöstlich von der beschriebenen Lokalität sind vereinzelte kleine Riffkalk-Körper aufgeschlossen.

Den mächtigsten Riffkalk-Körper baut ein schwarzer mikritischer bis feinkörniger, mit weissen Kalzitadern durchzogener Kalk auf. Sehr häufig sind kleine Hornstein-Körnchen vorhanden. Im tieferen und oberen Abschnitt des Riffkalk-Körpers sind Büschel von kleinen Korallen-Kolonien charakteristisch. Mehr oder weniger zahlreich sind Echinodermenreste, zarte Kalkschwämme (Inozoa) kommen häufig vor.

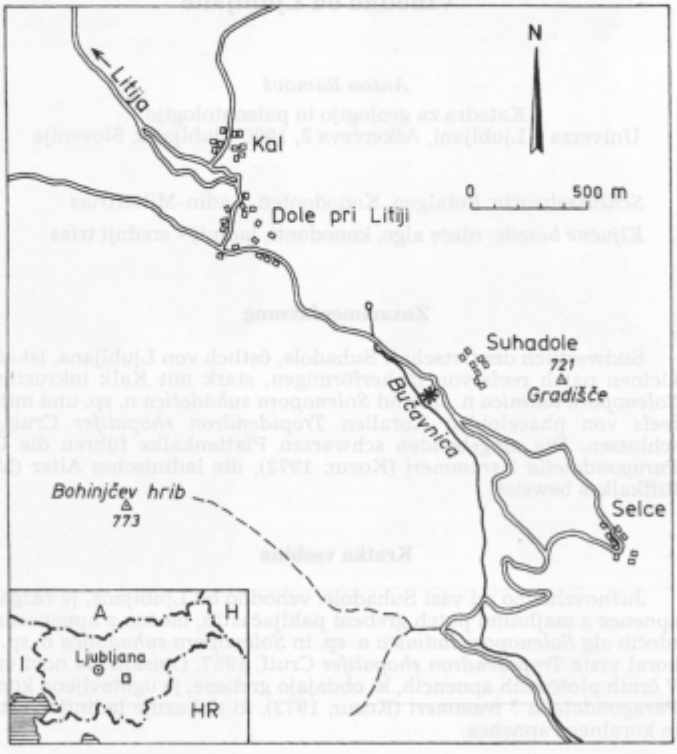


Abb. 1. Die Lage des Fundortes der Rotalgen *Solenopora ladinica* n. sp. und *Solenopora suhadolica* n. sp.

Sl. 1. Najdišče rdečih alg *Solenopora ladinica* n. sp. in *Solenopora suhadolica* n. sp.

Im unteren Teil des Riffkalk-Körpers kommen Exemplare der neuen Rotalge *Solenopora ladinica* n. sp. vor.

Im mittleren und oberen Teil des Riffkalk-Körpers sind innerhalb des mikritischen Kalkes in Segmente geteilte fächerförmige, mit Kalk inkrustierte Thalli der neuen Rotalge *Solenopora ladinica* n. sp. charakteristisch. Sie bilden bis etwa 25 cm breite und ungefähr 20 cm hohe dicht beinander stehende Thalli. In anderen Kalkabschnitten kommen Korallen-Büschel vor, bis etwa 20 cm lang und etwas weniger hoch. Korallen (*Tropidendron rhopalifer* Cuif, 1975) sind klein und umkristallisiert. Im Bereich des astförmigen Korallen-patch reefs kommen keine Rotalgen vor und umgekehrt. Äusserst selten treten Einzelkorallen vor, sie haben einen Durchmesser bis 1,5 cm. Schlecht erhaltene unbestimmbare Schalenreste und Echinodermenreste befinden sich in Bereich ohne Korallen und Rotalgen.

Der Riffkalk ist vom schwarzen mikritischen Plattenkalk mit wechsellagernden dünnen mergeligen oder tonigen Lagen umgeben. Diese Kalke führen seltene Conodonten mit der stratigraphisch wichtigsten Art *Paragonodolella ? trammeri* (Kozur, 1972), die auch das laninische Alter der Riffkalke beweist.

Die neuen Solenoporen- und Korallen-Riffkalk-Körper hat Goce Mitrevski entdeckt und mich auch zu der Fundstelle geführt. Dafür bin ich ihm sehr dankbar.

Bekannte Solenoporen in der Mittel- und Obertrias in Slowenien

Vereinzelte *Solenopora* sp.-Exemplare im massigen mittelanisischen Kalk am Schlossberg von Bled ähnelten nicht den Solenoporen von Suhadole. Sie bilden auch keine buildups (cf. Flügel et al., 1994, Taf. 2, Fig. 5-7).

In Slowenien sind meines Wissens in den ladinischen Kalken keine riffbildenden Rotalgen bekannt.

Im karnischen Riff von Hudajužna tritt die Gattung *Solenopora* nur mit einigen Thalli auf und spielt als Gerüstbildner keine besondere Rolle (Senowbary – Daryan, 1981, 112).

Die unterkarnische *Solenopora* sp. von Mežakla, Mojstrana und Vitranc ähnelt im Wachstum der ladinischen *Solenopora ladinica* von Suhadole, ist jedoch nicht gesteinsbildend und kommt nur vereinzelt vor. Sie hat auch eine viel feinere und einheitliche Struktur. Im Thallus sind bis etwa 45 Zellenlagen (cf. Ramovš & Turnšek, 1984, 183, Taf. 10, Fig. 5). *Solenopora alciformis* Ott, 1966 vom Zatrep zwischen dem Kot-Tal und dem Vrata-Tal bildet kleine ramose Kolonien und ist mit den Solenoporen von Suhadole nicht vergleichbar (cf. Ramovš & Turnšek, 1984, 183, Taf. 10, Fig. 6).

Auch *Solenopora* sp. in den Jul/Tuval-Kalken von Pokljuka ist mit beiden *Solenopora*-Arten von Suhadole nicht vergleichbar (cf. Turnšek & Buser, 1989).

Im Begunjščica-Gebirge, S-Karawanken, sind die Rotalgen durch die Art *Solenopora styriaca* Flügel, 1960 vertreten. Sie ist in typischer Form mit nodularen Thalli aus perlschnurförmigen Zellfäden entwickelt (Flügel & Ramovš, 1961, 291). Dieselbe Art ist in den Nor/Riffkalken in den nördlichen Julischen Alpen, am Šplevta-Berg bekannt. Sie kommt nur vereinzelt vor und ist mit Solenoporaceen von Suhadole nicht vergleichbar (cf. Turnšek & Ramovš, 1987, 45, Taf. 15, Fig. 6).

Zur Bildung der Solenoporen buildups bei Suhadole

Die kleine neue *Solenopora ladinica* ist nicht in Segmente gegliedert und bildet reguläre, kreisförmig angeordnete Zellenlagen. Sie sind ziemlich hoch. Es ist keine wesentliche Unterbrechung der Zellen-Lagen zu verfolgen. Kleine Hornstein-Körner haben stellenweise den Zellenwuchs verhindert.

Auch bei der wesentlich grösseren, in Segmente gegliederten *Solenopora suhadolica* ist deutlich, dass die Zellenlagen nur mit kurzen Unterbrechungen gewachsen sind, eine Zellenlage folgte der anderen. Sie variiren in Höhe und Länge. Die charakteristischen paralell angeordneten polygonalen Zellen-Lagen verlaufen im unteren Abschnitt der Segmente ununterbrochen und meist gleichmässig gewölbt. Im verbreiteten mittleren und oberen Teil der Segmente bilden sie meist höhere und niedrigere und untenschiedlich lange Zellenlagen. Gegen die senkrechten oder schrägen Segment-Grenzen keilen die Zellenlagen stumpf oder spitz aus.

In den Solenoporen buildups bei Suhadole kann man keine Wechsellagerung von organischen und sedimentären Lagen beobachten. Der Wuchs von kleinen Solenoporen-patch reefs ist nicht unterbrochen worden. Zeitweise hat sich während des Wuchses mechanische oder biologische Erosion manifestiert. In einigen Segmenten haben Anhäufungen von Mikrofossilien und- oder vom Feindetritus zwischen den Solenoporen-Zellenlagen den Algenwuchs kurz unterbrochen. Bei dem Bau der beschriebenen Solenoporen-buildups haben sich Cyanobacterien als stromatolithenbildende Organismen nicht beteiligt.

Die Solenoporen-Zellenlagen-Struktur ist in meistens weissen und teilweise auch in grauen Teilen der buildups noch deutlich erhalten.

In den jetzigen dunkelgrauen und schwarzen, meist mittleren Teilen der Zellenlagen ist die Zellenstruktur durch diagenetische Vorgänge vernichtet. Die Diagenese hat in vereinzelten Abschnitten manchmal unregelmässig zwei oder mehr Zuwachszonen in Mikrit umgewandelt (unregelmässige schwarze Felder, Abb. 5a, 5b).

Wendt (1993) hat sich eingehend mit "Solenoporacean Stromatolites" beschäftigt. Er beschreibt *Collenella* sp. A aus dem Oberperm von Djebel Tebaga, Tunesien, und *Collenella* sp. B aus dem unteren Karn von Denti di Terrarossa, Dolomiten, Italien. Beide stellen wahrscheinlich zwei neue Arten dar, er hat jedoch beide Formen als *Collenella* sp. A und *Collenella* sp. B dargestellt.

Wendt (1993, 108, 109) beschreibt auch die Geschichte der *Collenella*-Untersuchungen, erstmals von Johnson (1963) beschrieben. Er konnte im Material von der Typus-Region keine Mikrostruktur nachweisen. Er kam jedoch zum Schluss, *Collenella guadalupiensis* sei ein "Solenoporacean Stromatolit", "in which the algal cell structure is totaly obliterated by diagenesis".

Er schreibt: "Therefore it can be speculated that the rhytmic growth of the solenoporacean stromatolites reflects annual oscillation of muddy influx over periodically re-established algal mats. Newertheless these stromatolites do not fit into a simple model of regularly alternating organic and sedimentary layers (Wendt, 1993, 107).

In den Solenoporen buildups von Suhadole sind keine Stromatoliten-Lagen vorhanden. Es handelt sich nur um Solenoporen buildups.

Mineralogische Untersuchungen der Solenoporen-Lagen brachten folgende Ergebnisse: "x-ray diffraction measurement: only calcite mineral was detected. Aragonite mineral was not proved".

Systematische Paläontologie

Rhodophyta Wettstein, 1901
Familie Solenoporaceae Pia, 1927
Unterfamilie Solenoporoidae Maslov, 1935
Gattung *Solenopora* Dybowsky, 1878
Typische Art *Solenopora spongioides* Dybowsky, 1878

Solenopora suhadolica n. sp.

Abb. 2, 3

Derivatio nominis: *ladinica*, nach dem ladinischen Alter des Fundortes.

Holotypus: Abb. 2. Paläontologische Sammlung des Lehrstuhls für Geologie und Paläontologie der Universität Ljubljana, Katalognummer 5330.



Abb. 2. *Solenopora ladinica* n. sp. Holotypus. Suhadole, KGP Nr. 5330, Gesteinsstück, Oberfassan, Ladin, Mitteltrias, × 1,5

Sl. 2. *Solenopora ladinica* n. sp. Holotip. Suhadole, KGP št. 5330, kamninski kos, zgornji fassan, ladinij, srednji trias, × 1,5

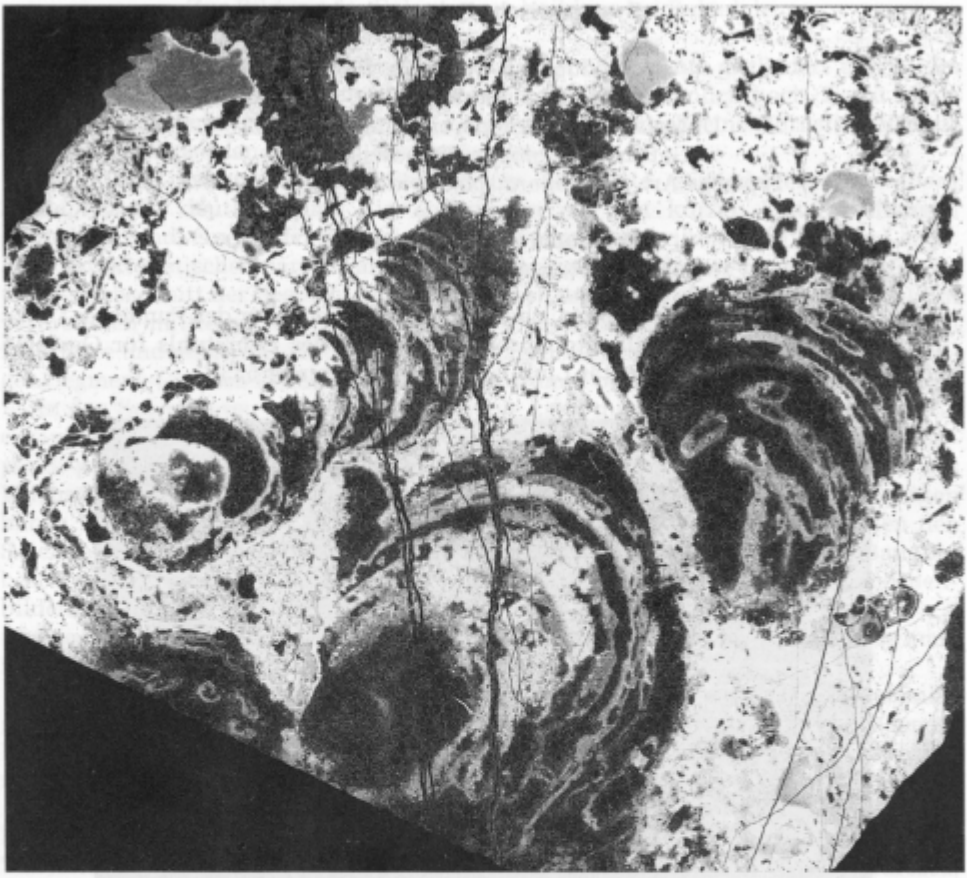


Abb. 3. *Solenopora ladinica* n. sp. Paratypus. Suhadole, KGP Nr. 5330 a, Dünnschliff, Oberfassan, Ladin, Mitteltrias, × 5

Sl. 3. *Solenopora ladinica* n. sp. Paratip. Suhadole, KGP št. 5330 a, zbrusek, zgornji fassan, ladinij, srednji trias, × 5

Stratum typicum: Riffkalk-Körper südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana.

Locus typicus: Nordöstlicher Hang des Bučavnica-Baches, südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana.

Diagnose: Thalus aufrecht, seitlich fächerförmig, nicht segmentiert, mit konvexen konzentrischen Zuwachszonen. Dicht beieinander stehende Zellen sind polygonal. Thalus ist mit Kalk inkrustiert.

Beschreibung: Die Basis des Thallus kreis- bis ellipsenförmig und knollig verdickt. Der Thallus ist bis etwa 3 cm hoch und 2 cm breit. Die konvexen Zuwachszonen sind verhältnismässig stark ausgebildet. In den beobachteten Exemplaren kommen auf 3 cm Höhe 10 bis 11 Zellenlagen vor. Sie sind etwa gleich stark in ganzer Höhe und in regelmässigen Abständen angeordnet. Im angewitterten Zustand sind zwischen den halbkreisförmigen erhöhten Teilen ziemlich tiefe Furchen.

Beziehungen: *Solenopora ladinica* stellt eine ältere und einfachere Form der ladinischen Rotalgen im Fundort Suhadole dar. Sie leitet über zu den segmentierten Formen der ladinischen *Solenopora*, welche auch viel grösser ist. *Solenopora ladinica* kommt überwiegend im unteren Abschnitt des Riffkalk-Körpers von Suhadole vor. Im höheren Riffkalk-Bereich kommt sie nur noch vereinzelt vor. Im oberen patch reef beobachtet man nur noch grosse, segmentierte *Solenopora suhadolica*.

Solenopora ladinica unterscheidet sich wesentlich von der Gattung *Collenella* (Johnson, 1963, 136–137) aus dem Oberperm der Guadalupe Mountains in Nordamerica. Auch mit *Collenella* sp. A im tunesischen Oberperm und *Collenella* sp. B im Unterkarn der Dolomiten (Wendt, 1993, Fig. 2 und Fig. 3) ist sie nicht vergleichbar.

***Solenopora suhadolica* n. sp.**

Abb. 4, 5a, 5b

Derivatio nominis: nach dem Fundort Suhadole genannt.

Holotypus: Gesteinsstück. Abb. 4, 5a, 5b. Paläontologische Sammlung des Lehrstuhls für Geologie und Paläontologie der Universität Ljubljana. Katalog- Nummer 5331.

Stratum typicum: Riffkalk-Körper südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana.

Locus typicus: Nordöstlicher Hang des Bučavnica-Baches, südwestlich der Ortschaft Suhadole, östlich von Ljubljana.

Diagnose: Thallus aufrecht, breit fächerförmig, stark in Segmente gegliedert mit nach oben verschieden breiten, konvexen, konzentrischen, verhältnissmässig schmalen, einander folgenden Zuwachszonen mit polygonalen Zellen. Thallus mit Kalk inkrustiert.

Beschreibung: Die Basis des Thallus kreis- bis ellipsenförmig und knollig verdickt. Der aufrechte Thallus verbreitet sich stark fächerförmig, ist in Segmente geteilt mit leicht konvexen Zuwachszonen. Zwischen den Segmenten verlaufen vertikale oder schräge Furchen. Im Abstand von 4 cm kommen bis etwa 20 Zellenlagen vor. Sie sind etwa gleich stark bis unterschiedlich hoch und in regelmässigen Abständen angeordnet. Der Thallus kann eine Höhe bis etwa 20 cm und eine Breite von 25 cm erreichen. Im Thallus treten manchmal kleine schwarze Hornstein-Körnchen auf, die das Wachstum der Zellenlagen verhindert haben.

Beziegungen: *Solenopora suhadolica* unterscheiden sich von *Solenopora ladinica* durch beträchtliche Grösse, durch einen viel komplizierter gebauten, stark segmentierten Thallus. *Solenopora suhadolica* hat sich aus der primitiven *Solenopora ladinica* entwickelt. *Solenopora suhadolica* zeigt in der Morphologie der Zellen-Lagen und im Zellenbau eine Ähnlichkeit mit der unterladinischen *Collenella* sp. vom Cipit boulder, Denti di Terrarossa, Dolomiten, Italien (Wendt, 1993, 106, Fig. 3).



Abb. 4. *Solenopora suhadolica* n. sp. Holotypus. Suhadole, KGP Nr. 5331, Gesteinsstück, Oberfassan, Ladin, Mitteltrias

Sl. 4. *Solenopora suhadolica* n. sp. Holotip. Suhadole, KGP št. 5331, kamninski kos, zgornji fassan, ladinij, srednji trias

Abb. 5a. *Solenopora suhadolica* n. sp. Holotypus. Suhadole, KGP Nr. 5331, Dünnschliff vom Holotypus. Vier Segmente mit aneinander folgenden Solenoporen-Zellenlagen. In den unterschiedlich ausgebildeten weissen und hellgrauen Zellenlagen ist die Struktur noch erhalten. In den schwarzen Zellenlagen und in unregelmässigen Partien (Feldern) hat eine feine Kalzit-Kristallisation die Zellenlagen-Struktur umgewandelt. Im ersten und zweiten Segment von links sind in weissen Abschnitten Anhäufungen von Mikrofossilien und Feindetritus, × 5

Sl. 5a. *Solenopora suhadolica* n. sp. Holotip. Suhadole, KGP Nr. 5331, zbrusek holotipa s štirimi segmenti solenoporskih celičnih plasti. V različno oblikovanih belih in svetlo sivih celičnih plasteh je še ohranjena struktura. V črnih celičnih plasteh in v nepravilnih delih segmentov je kalcitna kristalizacija spremenila algino celično strukturo. V prvem in drugem segmentu od leve so v belih delih mikrofosili in droben detritus, × 5

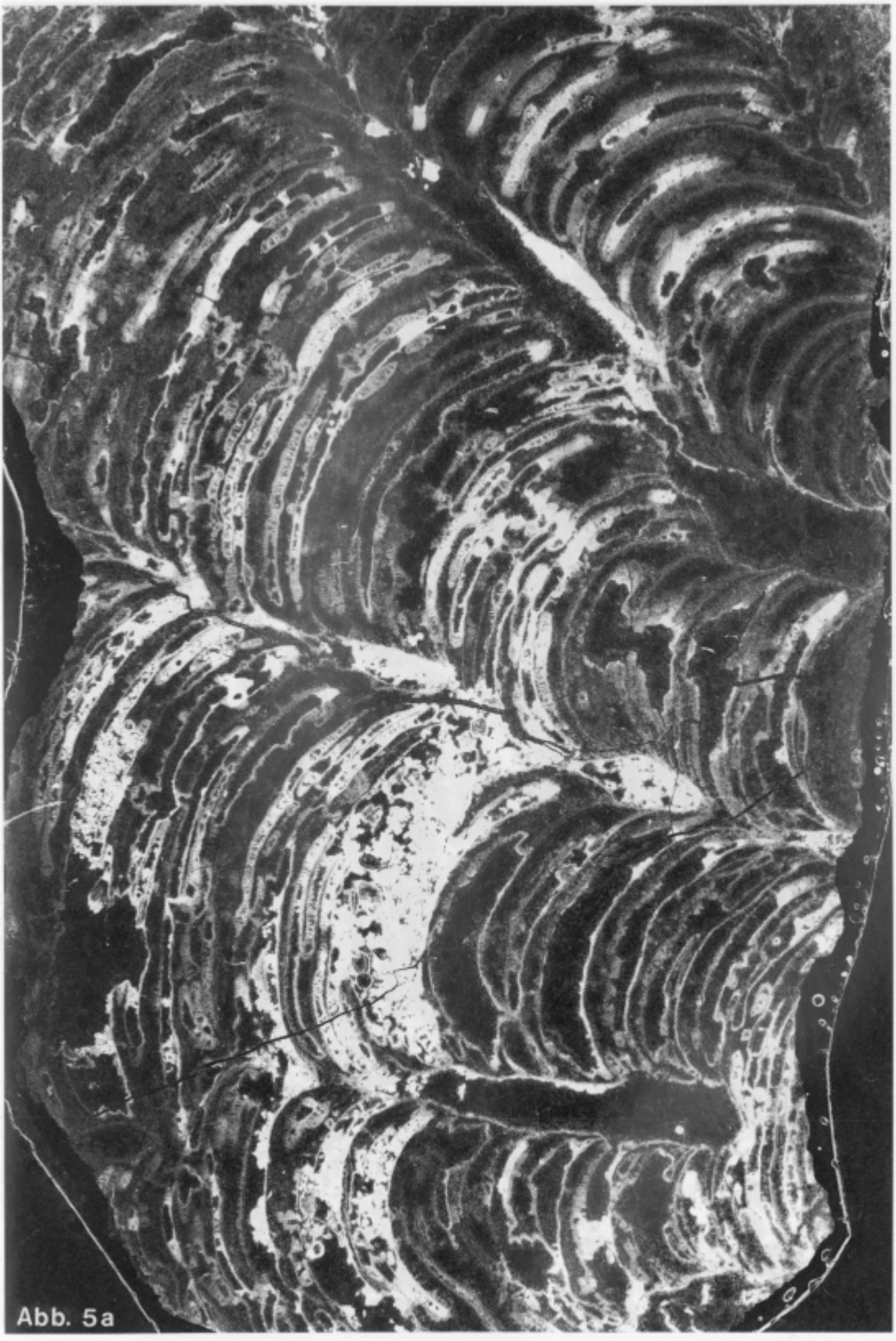


Abb. 5a



Abb. 5b

Stamm Conodonta Eichenberg, 1936
Oberfamilie Gondolellacea Lindstöm, 1970
Familie Gondolellidae, Lindström, 1970
Gattung *Paragondolella* Mosher, 1968
Typusart *Paragondolella excelsa* Mosher, 1968
Paragondolella ? trammeri (Kozur, 1972)

1972 *Gondolella haslachensis trammeri* Kozur n. subsp. – Kozur und Mock, S. 13, Taf. 1, Fig. 3–5, non Fig. 5, 7.
1980 *Gondolella trammeri* Kozur emend. – Kovács und Kozur, S. 58, Taf. 6, Fig. 6, 8, non Fig. 7.
1983 *Gondolella trammeri* Kozur, 1971 (corr. A. R. 1972). – Krystyn, S. 239, Taf. 1, Fig. 5, Taf. 2, Fig. 5–6, Taf. 3, Fig. 3, 4.

Material: Zwei Exemplare.
Original-Diagnose: Kozur und Mock, 1972, S. 13.
Beschreibung: Ramovš, 1994.
Zum Alter: *Paragondolella ? trammeri* nach Original-Beschreibung kommt in der *curionii*-Zone (Oberfassan) und im unteren Longobard der südalpinen Subprovinz der austroalpinen Conodonten-Provinz vor. Stratum typicum ist eine Ammonitenbank mit *Eoprotrachyceras curionii* und *Proarcestes* (Kozur & Mock, 1973, 13), die der obersten *curionii*-Zone angehört. In der Tafel-Beschreibung von *G. trammeri* emend. (Kovács & Kozur, 1980, S. 58, Taf. 6, Fig. 6–8) ist das Alter unteres Longobard, *M. hungaricus* A.-Z. Nach Krystyn (1983, 239) zählt *G. trammeri* im Epidaurus-Profil zu den wichtigsten Leitformen und hat sich im Grenzbereich Anis/Ladin aus *G. eotrammeri* entwickelt.
Alter des Rotalgen-Kalkes: Oberfassan, *Budurovignathus truempyi* A. Z. (von Kozur, 1989, S. 394 aufgestellt).

Astförmige Conodontenelemente

Paragondolella ? trammeri, der einzige gefundene Plattformconodont in den schwarzen Plattenkalken bei Suhadole, ist von folgenden astförmigen Elementen begleitet: cypridodelliformes Element, enantiognathiformes Element, hindeodelliformes Element, ozarkodiniformes Element und prioniodiniformes Element.

Abb. 5b. Neunfache Vergrösserung des mittleren Abschnittes des dritten Segmentes von Abb. 5a. In weissen und grauen Zellenlagen sind Lagen mit dicht aneinander stehenden Zellen sichtbar. In schwarzen Feldern ist die Kalzit-Kristallisation erkennbar

Sl. 5b. Devetkratna povečava srednjega dela tretjega segmenta pete slike. V belih in sivih celičnih plasteh so vidne tesno stoječe algine celine. V črnih poljih je razpoznavna kalcitna kristalizacija

Vse fotografije M. Grm

Andere Mikrofossilreste

In den Conodontenproben gibt es auch vereinzelte Steinkerne von Foraminiferen und juvenilen Ammoniten. Vereinzelt kommen Reste von Schwebcrinoiden und Fischzähnchen vor. Zahlreich sind Radiolarien- und Spongien-Reste.

Danksagung

Dr. Ivka Munda, Forschungszentrum der Slowenischen Akademie der Wissenschaften und Kunste danke ich für aufschlussreiche Diskussion und grundlegende Literatur sowie Herrn Prof. Dr. Jost Wendt, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Tübingen für wichtige Literatur und Herrn Prof. Dr. Robert Riding, Department of Earth Sciences Cardiff, für kritische Bemerkungen.

Schriftum

Flügel, E. & Ramovš, A. 1961: Fossilinhalt und Mikrofazies des Dachsteinkalkes (Ober-Trias) im Begunjščica-Gebirge, S-Karawanken (NW-Slowenien, Jugoslawien. – N. Jb. Geol. Palönt., Mh., 287–294, Stuttgart.

Flügel, E., Ramovš, A. & Bucur, I.I. 1993: Middle Triassic (Anisian) Limestones from Bled, Northwestern Slovenia: Microfacies and Microfossils. – Geologija *36* (1993), 157-181, Ljubljana.

Johnson, J.H. 1963: Pennsylvanian and Permian algae. – Quart. Colorado School Mines *58*, No 3, 211 S., Golden, Colorado.

Kovács, S. & Kozur, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *10*, 47–78, Innsbruck.

Kozur, H. 1989: Significance of events in conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy. Courier Forsch.-Inst. Senckenberg *117*, 385–408, 1 Fig., 7 Tabs., Frankfurt/M.

Kozur, H. & Mock, R. 1972: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck *2*, 1–20, Innsbruck.

Krystyn, L. 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss. *5*, 231–258, 8 Taf., Wien, New York.

Ramovš, A. 1994: Oberfassanische (mitteltriassische) Conodonten aus Kalken südlich von Slugovo, Südslowenien. Geologija *37/38*, 141–151, Ljubljana.

Ramovš, A. & Turnšek, D. 1984: Lower Carnian reef buildups in the northern Julian Alps (Slovenia, NW Yugoslavia). – Razprave IV. razr. SAZU *25*, 161–200, 15 Taf., Ljubljana.

Senowbary – Daryan, B. 1981: Zur Paläontologie des Riffes innerhalb der Amphyclinen-Schichten bei Hudajužna, Slowenien. – Razprave IV. razr. SAZU *23*, 99–118, 10 Taf., Ljubljana.

Turnšek, D. & Buser, S. 1989: The Carnian reef complex on the Pokljuka (NW Yugoslavia). – Razprave IV. razr. SAZU *30*, 75–127, Ljubljana.

Turnšek, D. & Ramovš, A. 1987: Upper Triassic (Norian-Rhaetian) reef buildups in the northern Julian Alps (NW Yugoslavia). – Razprave IV. razr. SAZU *28*, 27–67, 16 Taf., Ljubljana.

Wendt, J. 1993: Solenoporacean Stromatolites. – Palaios 8, 101–110, Tulsa/OK.

GEOLOGIJA *39*, 91–95 (1996), Ljubljana

Pironaea buseri n. sp. from olistostromal breccia of Paleocene flysch by Anhovo

Desanka Pejović
Simina 19, 11000 Beograd, Yugoslavia

Key words: Hippuritidae, *Pironaea*, taxonomy, chaotic breccia, Soča Valley, Slovenia

Abstract

A new species, *Pironaea buseri*, found in chaotic breccia in Paleocene flysch beds in the wider region of the Soča valley, is ascribed to the genus *Pironaea* Meneghini. The large L-S distance and equal L-S and E-S spacings distinguish the new species from any known pironaea species. The species was found with *Vaccinites giordani* (Pirona) and *Hippuritella cornucopiae* (Defrance).

Introduction

In the chaotic limestone breccia of the Podbrdo cyclotheme within the Paleocene flysch Jože Fekonja years ago found in the Rodež quarry at Anhovo (Fig. 1) a well preserved sample of sorted out incomplete right valve of a pironaea that was stored by Miklavž Fajgelj in the collection of rocks from the quarry. Shortly afterwards Dr. Stanko Buser found in a similar chaotic breccia in flysch not far from the pironaea find on the crest between the quarries Lastivnica and Deskle the rudists *Vaccinites giordani* (Pirona) and *Hippuritella cornucopia* (Defrance). The mentioned rudist fauna was ceded to me by Stanko Buser for paleontologic examination for which I am very grateful to him.

The rudists were redeposited during the forming of Paleocene flysch as isolated specimens into the flysch basin from the southerly lying Dinaric carbonate platform. Owing to their position within the impermeable flysch marls, the isolated rudists were not lithified in the chaotic breccia nor firmly glued to its limestone fragments, and were therefore well suited for palaeontologic study. It is interesting to note that previously nowhere in Slovenia pironaeas and the species *Vaccinites giordani* were found in primary position in the Upper Cretaceous limestone, but only redeposited in younger flysch beds. This permits the supposition that these rudist species were associated with a narrow living environment on the northern rim of the Dinaric carbonate platform that was redeposited into the flysch basin during the time of its disintegration (B u s e r et al., 1988; B u s e r et al., in press).

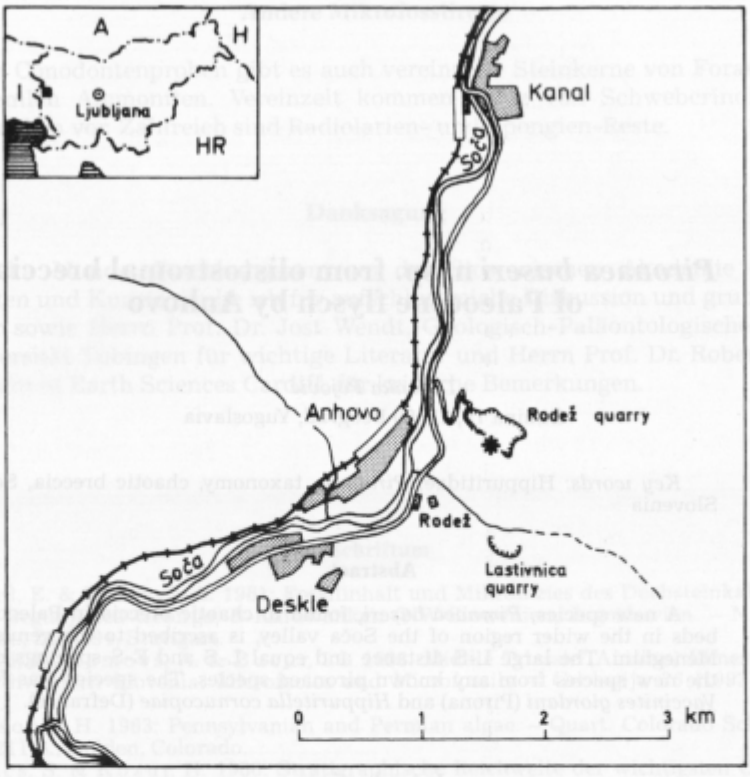


Fig. 1. Location map of *Pironaea buseri* n. sp.

Owing to the extremely well preserved internal characteristics, and owing to the fact that the pironaea found in Anhovo in the Soča valley differs from all pironaeas found so far, the fossil was attributed to the new species *Pironaea buseri*.

Systematic palaeontology

Hippuritidae Gray, 1848
Pironaea Meneghini, 1868
Pironaea buseri n. sp.
Pl. 1, Fig. 1

Derivation of name: The species is dedicated to Professor Stanko Buser, University in Ljubljana.

Holotype: Transverse section of the right valve shown in Pl. 1, Fig. 1, sample no 158, author's collection of rudists, Belgrade.

Type locality and stratigraphic position: The quarry of Rodež near Anhovo; redeposited in Paleocene flysch.

Material studied: Only one incomplete specimen of the right valve.

Diagnosis: Right valve externally ribbed longitudinally, ribs separated by a narrow furrow. Outer shell layer thin. Ligamental ridge and pillars radially positioned to each other. Ligamental ridge and the second pillar almost equal in length. L-E distance takes approximately one-third of valve circumference; L-S and S-E distance equal. Secondary folds of the first cycle well developed and narrower at base; secondary folds of the second cycle distinctly marked, nonuniform in shape.

Description: The found fragment of a right valve is 5 cm long; its anterior-posterior and dorsal-ventral diameters are 10.5 cm and 11 cm, respectively. The part of the right valve to which the fragment belonged is impossible to identify, but seems to be the central part. It shows externally large longitudinal ribs 1 cm wide, separated by narrow furrows equivalent to internal folds. Each rib shows two or three secondary ribs. Plicated growth lines are distinct. Internal features are not distinguishable in the three successive transverse sections, i.e. ontogenetic changes are not detectable.

The outer shell layer is relatively thin (about 3 mm) in relation to the valve size. Ligamental ridge is long, wide at the top and narrow at base and slightly bent away from the first pillar. The first pillar is droplike, narrow at base like a stem. The second pillar is longer than the first pillar and insignificantly longer than the ligamental ridge, almost uniform in thickness through the length, radially positioned and very slightly curved at top to the first pillar. It clearly shows facing sheets of the outer shell layer. L-E distance is large, greater than in any known pironaea species; it takes almost a third of the valve circumference. L-S and S-E distances are equal. Secondary folds of the first cycle, 11 in number, are well developed and equally long, widening distally and narrow at base, they look like drops. They distinctly show the facing line of two outer shell layer sheets. Secondary folds of the second cycle are well marked, 12 in number, unequal in size, mostly half shorter than those of the first cycle. They also show the facing line of the outer shell layer sheets. Three secondary folds between ligamental ridge and the first pillar, and three between the first and the second pillars, are arranged so that the first cycle fold is in the middle and a secondary fold of the second cycle on its either side.

Remarks: The large L-E distance and equal L-S and E-S spacings, and the shapes of pillars and ligamental ridge, distinguish sufficiently *Pironaea buseri* n. sp. from any known pironaea species. The new species resembles *Pironaea machnitschi* Wiontzek (Wiontzek, 1933, p. 10, Fig. 1) in having larger siphonal zone, or the L-S spacing, and in certain similarities of shape and position of E and S pillars and the ligamental ridge. However, L-S distance in the latter species is half that of S-E, whereas L-S and S-E distances are equal in the new species. Also, the shape and number of secondary folds of the first and second cycles clearly differ in the two species. Secondary folds of the first cycle are forking in the proximal end in *Pironaea machnitschi*, and are simple in the new species. Besides, the configuration of secondary folds is also different: it is regular in *Pironaea buseri*, i.e. one fold of the first cycle between two folds of the secondary cycle, and in *Pironaea machnitschi* two folds of the first cycle are next to each other.

In the shape of ligamental ridge, and in the shape but not the number of secondary folds of the first and second cycles, the new species has some resemblance to the species *Pironaea fruscagorensis* Milovanović, Sladić, Grubić. However, the L-E distance in *P. fruscagorensis* is even smaller than that of L-S or S-E in the new species; moreover, secondary folds are lacking in the siphonal zone.

If the moniliform nature of folds in Barrettia, and not only this genus because it

was also noted in some pironaeas (*Pironaea milovanovici* Kühn, *P. postdalmatinica* Pamouktchiev, *P. milovanovici quatretondaensis* Philip), was a secondary phenomenon, as I suggested as a possibility (Pejović, 1988; Pejović, in press) and confirmed on some caprinids (Pejović, 1972, p. 367-368, Figs. a-d), the new species would be also comparable with *Barrettia monilifera* Woodward from Flor de Alba Limestone, Puertorico (Van Dommelen, 1971, p. 113, Pl. X, Fig. 1). The L-S distance in this specimen is almost identical with that of the new species *Pironaea buseri*. Also, the number and distribution of secondary folds between L and S, and S and E, which are not even moniliform, neither the first and second pillars are identical with respective folds of the new species.

References

Buser, S., Pejović, D. & Radoičić, R. 1988: Redeposited Rudists in Senonian and Paleocene Flysch Beds in the wider Region of the Soča Valley. – First International Conference on Rudists, October 1988, Abstracts, p. 3, Belgrade.

Buser, S., Pejović, D. & Radoičić, R. 19 : Redeposited Rudists in Senonian and Paleocene Flysch Beds in the wider Region of the Soča Valley. – Proc. 1st Intern. Conf. on Rudists (Belgrade, October 1988), Serb. Geol. Soc., Spec. Publ. (in press).

Pejović, D. 1972: On the Phenomenon of "Rosary" in the external Layer of the Caprinidae Shell. – Bulletin scientifique, Sect. A, Tome 17, No 11-12, Zagreb.

Pejović, D. 1988: On Radiolitidae and Hippuritidae Shell Structure. – First International Conference on Rudists, October 1988, Abstracts, p. 18, Belgrade.

Pejović, D.: Sur la structure du test des Radiolitidae et Hippuritidae. – Proc. 1st Intern. Conf. on Rudists (Belgrade, October 1988), Serb. Geol. Soc., Spec. Publ. (in press).

Van Dommelen, H. 1971: Ontogenetic, Phylogenetic and Taxonomic Studies of the American Species of Pseudovaccinites and of Torreites and the Multiple-fold Hippuritids. – Thesis, University of Amsterdam, 1-125, Amsterdam.

Wiontzek, H. 1933: Rudisten aus Oberen Kreide des Mittleren Isonzogebietes. – Palaeontographica, 80, A, Stuttgart.



Plate 1

1 Pironaea buseri n. sp., Rodež by Anhovo
Holotype, transverse section of right valve, sample no 158, natural size

GEOLOGIJA *39*, 97–118 (1996), Ljubljana

Pseudosocka Beds with Coal in Borehole Tdp-1/84 Trobni Dol (Eastern Sava Folds, Slovenia)

Psevdosoteške plasti s premogom v vrtini Tdp-1/84 Trobni Dol (vzhodne Posavske gube)

Karel Grad, Stevo Dozet, Rajko Petrica & Lija Rijavec

Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key-words: coal, chemistry, stratigraphy, tectonics, Upper Oligocene, Miocene, eastern Sava Folds, Slovenia

Ključne besede: premog, kemična sestava, stratigrafija, tektonika, zgornji oligocen, miocen, vzhodne Posavske gube, Slovenija

Abstract

The sedimentary succession with coal in the Trobni Dol area was studied in detail. The coal district lies east of Laško and belongs to the eastern part of the Sava folds. Every attention was given to the stratigraphic problems of the Egerian succession as well as to the coal, his stratigraphic position and age. The Pseudosocka beds are subdivided into the lower Pseudosocka beds, the coal horizon and the upper Pseudosocka beds. The coal seams of the Trobni Dol sedimentary succession were formed in the Upper Oligocene, the Lower Egerian respectively. Finally, the correlation of the Pseudosocka beds from Trobni Dol and western Laško synclinorium area was performed.

Kratka vsebina

Na območju Trobnega Dola smo podrobno raziskali zaporedje sedimentnih kamnin z vložki premoga in piroklastitov. Trobnodolski premogovni bazen leži vzhodno od Laškega na ozemlju, ki geotektonsko pripada vzhodnim Posavskim gubam. Glavno pozornost smo posvetili stratigrafskim problemom egerijskega sedimentacijskega zaporedja, zlasti pa premogu, njegovi stratigrafski legi in starosti. Psevdosoteške plasti smo razčlenili v spodnje Psevdosoteške plasti, premogovni horizont in zgornje Psevdosoteške plasti. Sloji premoga v trobnodolskem sedimentnem zaporedju so se oblikovali v zgornjem oligocenu oziroma spodnjem egeriju.

Introduction

Geologic investigations in the Trobni Dol area were carried out in the frame of the coal exploration programme in Slovenia. The scope of these investigations was to study the geology of the abandoned Trobni Dol and Pojerje coal mines as well as the area between Trobni dol, Breze and Pojerje (Fig. 1). With this purpose about 16 km^2 of the terrain among Breze, Trobni Dol and Pojerje was mapped in detail (Petrica,

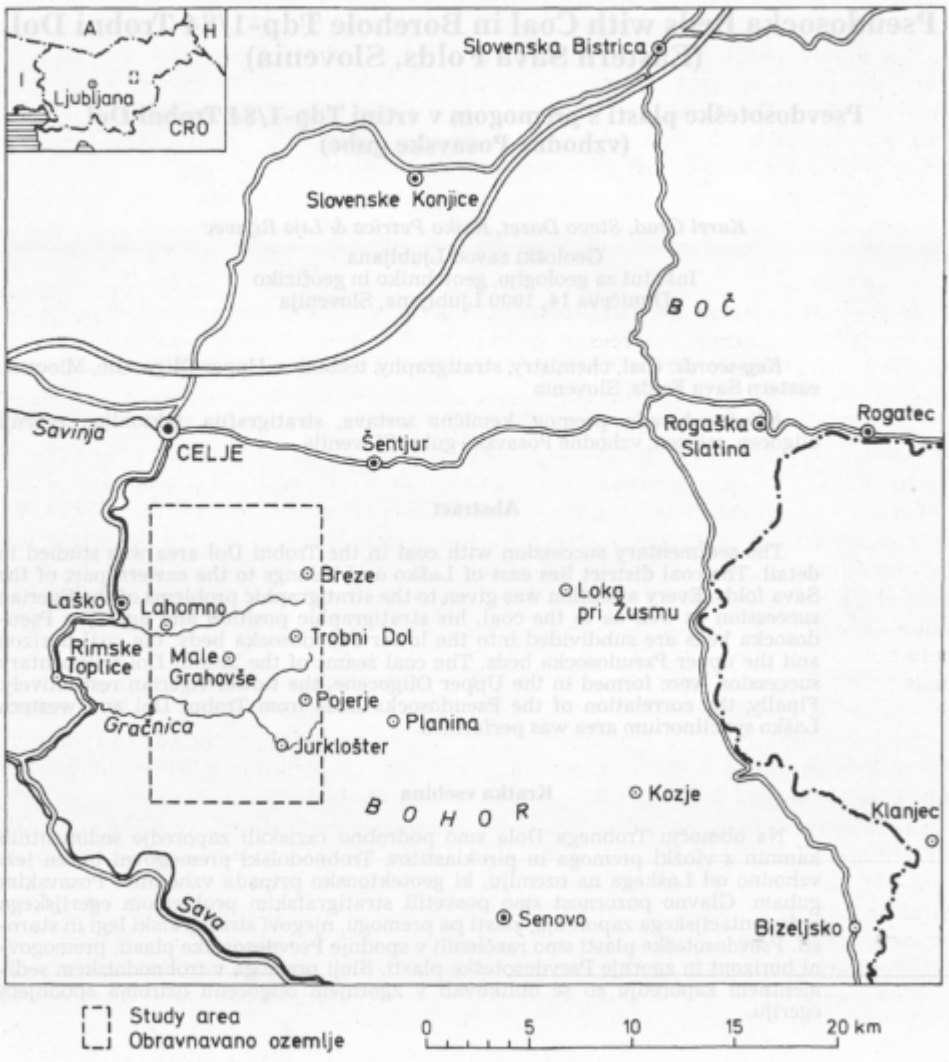


Fig.1. Location sketch map
Sl. 1. Položajna karta

1984). In the year 1984 two deep exploration boreholes were bored west and north of the abandoned coal mine Trobni Dol. For understanding the lithostratigraphic conditions of the wider area the borehole Tdp-1/84 with the depth of 385 metres reaching the Tertiary basement is important. Due to tectonic conditions the second borehole (Tdp-2/84), being bored up to 400 m, did not reach the Pre-Tertiary basement.

Further on, the area between Lahomno and Grahovo was reconnoitred for the scope of underground gas storage construction by S. Dozet, P. Mioč, M. Žnidarčič, B. Stojanovič and M. Demšar (Mioč et al., 1983). The Rudnica anticlinal area was explored for the same purpose by S. Dozet and B. Stojanovič (Dozet, 1985).

Simultaneously with the geological mapping the sampling of the Tertiary rocks and coal was performed. The Tertiary microfauna was determined by Rijavec (1983, 1984 a, b, c). Petrographic analysis of the Oligocene and Miocene rocks was carried out by Orehek and Kovič (1984). X-ray analysis was done by Mišič (1984). Chemical analysis of the coal samples was executed in the laboratory of REK Trbovlje by T. Žuža. The Tertiary macrofauna was revised by V. Mikuž.

Previous investigations

In the past the wider area of Trobni Dol was investigated many times owing to the coal and other mineral resources. A great number of printed and manual works exist on these investigations. The Zollikofer's decription of the Tertiary beds among Konjiška gora, Macelj, Sotla and Savinja was one of the first and most important geological works. This work was the basis for the Bittner's and other subdivisions of the Tertiary in this area. Zollikofer (1861) ranged the coal-bearing beds at Zagorje and Trbovlje as well as their continuation to the east of Laško to the oldest Neogene. Stur (1871) described the Neogene beds of the wider area. As Socka beds he considered all continental strata of the region Socka-Trbovlje-Zagorje lying between the Triassic basement and the Marine marly clay. He noticed that the Socka beds of Laško originated in the fresh-water environment and that towards the east a brackish and a marine fauna prevails. Bittner (1884) divided the Tertiary beds between Laško and Zagorje into the "Socka" beds with coal, the marine Miocene beds (Marine clay and green sands, the lower Leitha limestone, the Laško marl and the upper Leitha limestone) as well as the brackish Sarmatian beds. Granigg (1910) noticed that the coal mine Trobni Dol lies in the southern limb of the Laško synclinorium. He mentioned a 72 cm thick coal seam which contains a 37 cm thick clay interbed. He ranged the beds with coal into the Govce beds.

In the period between both wars the study area was explored by A. Winkler, M. Munda and W. Petrascheck. Petrascheck (1926/29) distinguished two horizons of coal: a) – older, from the limnic and brackish "Socka" beds and b) – younger from the Aquitanian marine beds. Munda (1939, 1942, 1953) correlated the "Socka" beds of Senovo, Trobni Dol, Zagorje, Medvode and Bohinj. He mentioned that the Trobni Dol coal formation, can not be of Miocene age taking into account its fossil contents.

The period of most intensive geological investigations occurs after the Second World War with appereance of the following researchers: M. Hamrla, M. Munda, K. Grad, A. Nosan, D. Kuščer, L. Rijavec and others. Hamrla (1954, 1955, 1987) observed that the Laško Tertiary coal seam was getting thinner in the west-east direction. He considered that simultaneously with the predominant marine developments of the Oligocene beds in the east direction, conditions for formation of coal

were less favourable. In short brackish intervals only thin coal seams can be formed. Grad (1962, 1967) gave a geologic outline of the Kozje area. Among Tertiary beds he mentioned the Oligocene, Badenian and Sarmatian ones. He considered the main folding in the area to be Post-Pannonian. Nosan (1956) distinguished three facial types of the "Socka" beds:

a) – the "Socka" beds at Zagorje-Hrastnik-Trbovlje,
b) – the "Socka" beds in the Senovo basin and,
c) – the "Socka" beds between Pohorje and Bohor.

Kuščer (1962, 1967) ascertained that in the Laško-Zagorje synclinorium occurs only one coal seam in the "Socka" beds. The coal passes downwards into a black shaly clay (black footwall) and upwards gradually into the light brown marly limestone and shale with sandy intercalations. Rijavec (1959, 1965, 1974, 1983, 1984 a, b, c, 1986) determined the Tertiary microfauna in the following areas: Rudnica and Boč, Loka at Žusem, Šmarje at Jelše as well as the Trobni Dol and its wider surroundings. She determined the microfauna from the surface and both boreholes of Trobni Dol.

The detailed investigations for the Geological map of Slovenia, the map sheet Celje on the scale of 1:100 000 with corresponding explanatory text written by Buser (1979) are of great importance. The author combined the results of the geological mapping and reconnaissance in the Celje map sheet area a detailed description of the mapping units. He attributed the main folding of the study region to Helvetian.

Lately, R. Petrica et al., P. Mioč et al., S. Orehek et al., P. Kovič, M. Mišič, S. Dozet et al., G.S. Odin et al. and M. Jelen et al. contributed to the interpretation and explanation of geologic problematics of the area. Mioč et al. (1983) reported on results of geological and geophysical explorations in the Šmarjeta-Lahomno area. Mišič (1984) analysed with X-ray method the volcanic succession from the borehole Tdp-1/84 in the hanging wall of the "Socka" beds. Jelen (1984) examined palinologically samples of the Oligocene marine clay and the "Socka" beds from the borehole Tdp-1/84. Dozet (1985) and Dozet et al. (1994) reported on results of the geological investigations in the Rudnica anticline area. Dozet and Rijavec (1994) described geological conditions in the area of Šentjur-Planina-Trobni Dol-Loka at Žusem. Kovič (1984, 1985) described and sistematically classified Tertiary rocks of the Trobni Dol area by means of microscopic examination of thin sections. Jelen et al. (1990) described changes of the Oligocene microfossil assemblages in the Zagorje region. Jelen et al. (1992, 1994) established that the "Socka" beds in the southern Karavanke and Socka area are of Middle and Upper Eocene age. Since the beds with coal in the area between Laško and Zagorje are of Oligocene age, they considered the Socka beds as Pseudosocka beds. Odin et al. (1994) presented the results of geochronological analysis of pyroclastic interbeds in the coal from Neža (Trbovlje). The analytical results indicate that the plagioclase samples were erupted at 25 ± 1.0 Ma (2σ), therefore the Pseudosocka volcanoclastic layers containing the plagioclase were deposited during the Late Chattian. Petrica et al. (1995) described stratigraphy of the Upper Oligocene and Miocene beds in the Trobni Dol area.

Geographic setting

The Trobni Dol and Pojerje coal mine areas are situated in the eastern Sava folds 10 km east of Laško and 8 km south of Šentjur. This is the area of up to 800 metres

high narrow elevations of west-east direction as well as of steep and narrow valleys being formed by faulting and stream erosion. The access to the investigated area is possible through the Lahomnica valley from the Laško direction, along the Gračnica valley (Jurklošter, Marof) from the Rimske Toplice direction, as well as from the Šentjur direction passing across Breze.

Geology of the area Pre-Tertiary basement

The Pre-Tertiary basement is exposed only along contacts with the Tertiary succession. Most of Tertiary overlies erosively and discordantly the Permo-Carboniferous micaceous shales, quartz sandstones and conglomerates. South of V. Grahovše and in the close vicinity of the abandoned Trobni Dol coal mine crop out Permo-Carboniferous rocks and Triassic dolomite underlying the Tertiary beds. The other part of the Pre-Tertiary basement is probably built up from the Permian sandstones, Middle Triassic Pseudozilian shales and kerathophyre tuff as well as the Triassic dolomite, which are in tectonic contact with the Tertiary rocks at northern and southern edge of the investigated area.

Stratigraphic and tectonic relationships of the Pre-Tertiary rocks were not studied by us.

Tertiary

In the investigated area the Tertiary succession begins with the Upper Oligocene Pseudosocka beds, which lie discordantly upon the Triassic dolomite. Upwards follow grayish green Marine marly clay, green dacitic tuff and repeatedly clayey beds belonging to Egerian and passing upwards into the Govce beds. Discordantly upon the Govce beds rests the Badenian (Tortonian) succession which is discordantly overlain by the Sarmatian sediments. The complete development of the Tertiary beds is similar to the Tertiary developments in other parts of the Laško synclinorium.

Upper Oligocene

In the study area the Oligocene comprises the Pseudosocka beds, grayish green Marine marly clay and dacitic tuff. In this paper the Pseudosocka beds from the borehole Tdp-1/84 are considered in detail.

According to Stur (1871) the beds at Socka (north of Celje) and the coal-bearing beds between Zagorje and Trbovlje are described as Socka beds. Kuščer (1967), who studied the Tertiary area at Zagorje, used the name Socka beds dividing them into the lower and upper Socka beds. These beds are separated by the main coal seam. The lower Socka beds (footwall) are composed of clay, sand and locally gravel. The upper Socka beds are represented by marl, marly limestone and quartz shale. Upon the Socka beds lies conformably the bluish Marine marly clay with a rich microfauna. Recently, Jelen et al. (1992, 1994) established that the Socka beds from southern Karavanke are of Middle and Upper Eocene age. Since the beds with coal between Laško and Zagorje are of Oligocene age Jelen et al. (1992) as well as Odin et al. (1994) considered the up to that time Socka beds as Pseudosocka beds.

Pseudosocka beds-Lower Egerian

According to the data of the borehole Tdp-1/84 (Fig. 2) the oldest Tertiary rocks of the Trobni Dol area have a similar development as it can be seen between Zagorje and Laško where it is divided into the lower and upper Socka beds (Kušer, 1967). In the eastern part of the Laško synclinorium there is few data about the Oligocene beds, owing to erosion of cover by younger sediments.

The **lower Pseudosocka beds** in the borehole Tdp-1/84 consist of brownish and gray massive clay, inidvidual regular lenses of fine gravel (up to 1 cm thick) and of rare coal veinlets. The thickness of the lower Pseudosocka beds attains 14.85 metres.

Approximately in the middle of the clay, which by analogy with the Laško synclinorium can be nominated the footwall clay, about 5.50 m above the Triassic dolomite, occurs the first, about 30 cm thick coal seam that passes upwards into a 30 cm thick layer of clayey coal. The coal has the calorific value 20.36 MJ/kg (as received basis, a.r.b.), whereas the clayey coal reaches 4.29 MJ/kg (a.r.b.) only. In the borehole Tdp-1 the coal is overlain by an about 8.75 m thick grayish clay. Immediately above the footwall clay lies a 40 cm thick second coal seam. The core from the borehole was crushed, so it is possible that the coal is thicker. The calorific value of the coal is 15.94 MJ/kg (a.r.b.). According to the stratigraphic position this coal seam can be correlated with the coal seam exploited in the Laško synclinorium between Laško and Zagorje.

The **upper Pseudosocka beds** start with a 26.85 m thick succession of the hanging wall marl. It consists of fine laminated grayish and yellowish marl, limy marl and marly limestone. In the upper part of the marl, approximately 3 metres under the boundary of the succession, a 30 cm thick coal seam of good quality occurs, resembling at first sight to anthracite. The calorific value of this coal is relatively high, 22.50 MJ/kg (a.r.b.).

The hanging wall marl was formed in a shallow, calm and predominantly brackish environment. It is laminated in the lower part, and it shows the signs of flaser-bedding in the upper part. Above the hanging wall marl in the borehole Tdp-1/84 follows upwards a 42 m thick succession composed of rhythmic alternation of dark gray sandstone and siltstone characterised by organic admixture and bioturbation. This succession starts with a 2.15 m thick horizon of a black clay and claystone containing numerous small pelecypods with thin shells. Upwards lie conformably the following beds:

– Black claystone. Thickness 2,1 metres.
– Grayish, fine-grained sandstone alternating with siltstone. Thickness 1.6 metres.
– Gray, fine to medium-grained, massive sandstone. Thickness 5.8 metres.
– Dark gray flaser bedded siltstone. Thickness 0.40 metres.
– Gray to yellowish gray sandstone with carbonate admixture, and white up to 2 cm thick calcite veins. Thickness 2.3 metres.
– Dark gray, here and there flaser-bedded siltstone containing rare thin pelecypod shells. Thickness 3.4 metres.
– Gray, massive, medium-grained, bioturbated carbonate sandstone. Thickness 3.4 metres.
– Gray, massive, medium-grained bioturbated carbonate sandstone. Thickness 4.0 metres.
– Thin-bedded, fine-grained, laminated sandstone and siltstone alternating with dark gray shale. Thickness 2.8 metres.

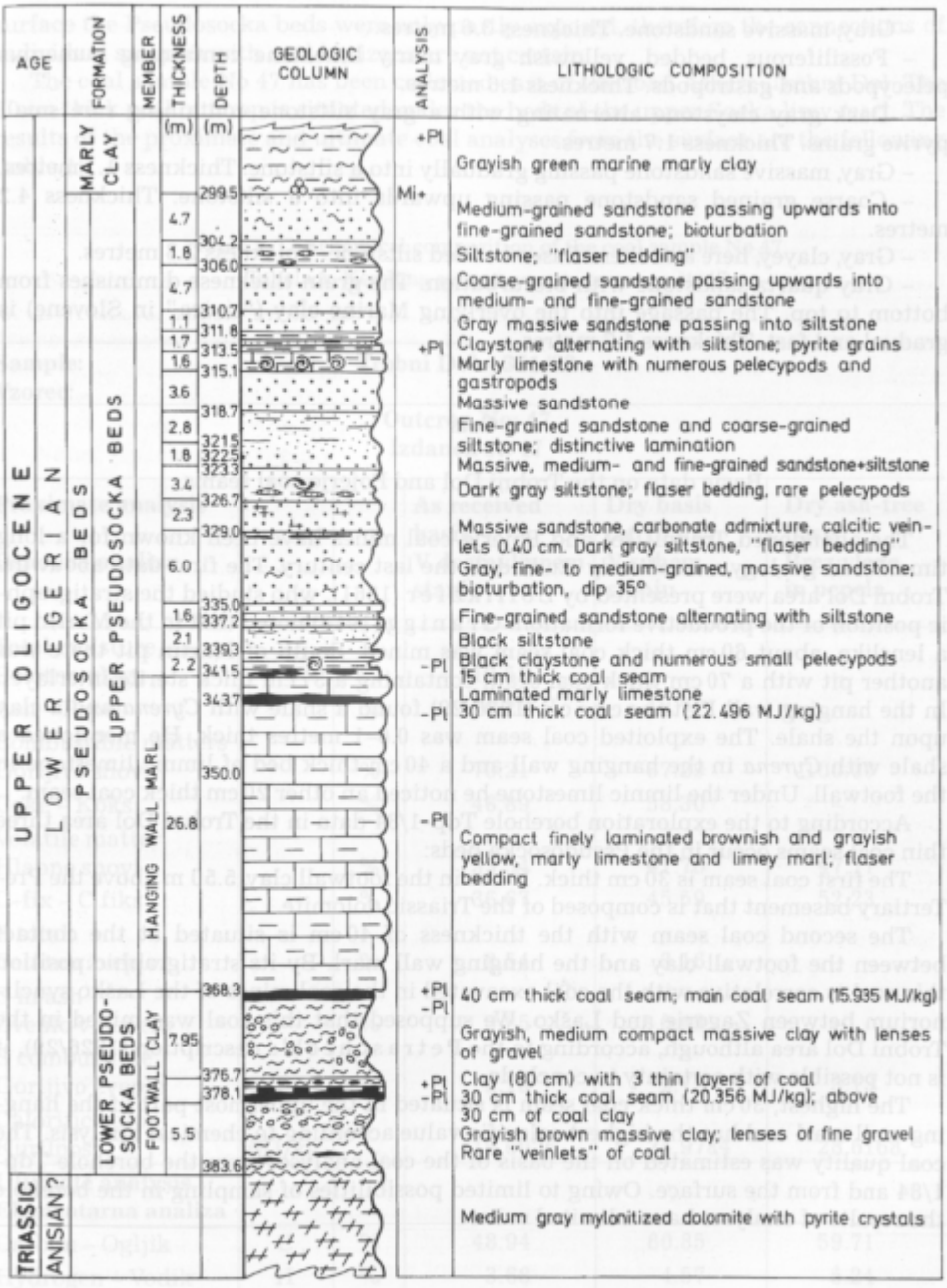


Fig. 2. Geologic column of the Pseudosocka Beds with coal seams in the Tdp-1/84 borehole at Trobni Dol

Sl. 2. Geološki stolpec psevdosoteških plasti s premogom v vrtini Tdp-1/84, Trobni Dol

– Gray, massive sandstone. Thickness 3.6 metres.

– Fossiliferous, bedded, yellowish gray marly limestone containing numerous pelecypods and gastropods. Thickness 1.6 metres.

– Dark gray claystone alternating with a gray siltstone containing rare small pyrite grains. Thickness 1.7 metres.

– Gray, massive sandstone passing gradually into a siltstone. Thickness 1.1 metres.

– Coarse grained sandstone passing upwards into a siltstone. Thickness 4.2 metres.

– Gray, clayey, here and there flaser-bedded siltstone. Thickness 2.3 metres.

– Gray quartz sandstone with bioturbation. The grain thickness diminishes from bottom to top. The passage into the overlying Marine clay ("sivica" in Slovene) is gradual and fast. Thickness 4.7 metres.

Coal

Basic data on the Trobni Dol and Pojerje coal seams

The abandoned Trobni Dol and Pojerje coal mines have been known for a long time. Their geology was already studied in the last century. The first data about the Trobni Dol area were presented by Zollikofer (1861), who studied the stratigraphic position of the productive formation. Granigg (1910) noted that in the Martin pit a lenslike, about 60 cm thick coal seam was mined. South of Martin pit there was another pit with a 70 cm thick coal seam containing a 37 cm thick sterile interlayer. In the hanging wall Petrascheck (1926/29) found a shale with *Cyrena* and a clay upon the shale. The exploited coal seam was 0.6–1 metres thick. He mentioned a shale with *Cyrena* in the hanging wall and a 40 cm thick bed of limnic limestone in the footwall. Under the limnic limestone he noticed an other 20 cm thick coal seam.

According to the exploration borehole Tdp-1/84 data in the Trobni Dol area three thin coal seams occur in the Pseudosocka beds:

The first coal seam is 30 cm thick. It lies in the footwall clay, 5.50 m above the Pre-Tertiary basement that is composed of the Triassic dolomite.

The second coal seam with the thickness of 40 cm is situated at the contact between the footwall clay and the hanging wall marl. By its stratigraphic position this coal is correlative with the coal excavated in the coal mines of the Laško synclinorium between Zagorje and Laško. We supposed that this coal was mined in the Trobni Dol area although, according to the Petrascheck's description (1926/29), it is not possible with certainty to conclude.

The highest, 30 cm thick coal seam is situated in the uppermost part of the hanging wall marl and has the highest calorific value according to chemical analysis. The coal quality was estimated on the basis of the coal analyses from the borehole Tdp-1/84 and from the surface. Owing to limited possibilities of sampling in the borehole the results of analyses have a limited value.

Chemical composition of the Trobni Dol coal seams

The results of the proximate and ultimate analyses of the coal from the borehole Tdp-1/84 and from the surface in the Trobni Dol area have been obtained. On the

surface the Pseudosocka beds were only partly exposed, therefore the connections of individual samples with coal horizons are not certain.

The coal sample No 47 has been collected east of the road Aškerc-Trobni Dol. The 20 cm thick coal outcrop is situated under the beds of the upper Socka limy marl. The results of the proximate and ultimate coal analyses from the surface are the following (table 1).

Table 1. The chemical composition of the coal sample No 47

Tabela 1. Kemična sestava vzorca premoga št. 47

Sample: / **Vzorec:**			**Trobni Dol – 351/82**		
			Outcrop No: 47 / **Izdanek št. 47**		
Proximate analysis / **Osnovna analiza**			**As received basis** / **V dostavljenem stanju**	**Dry basis (at 105°C)** / **V suhem stanju**	**Dry ash-free basis** / **Brez vlage in pepela**
Total moisture / Celotna vlaga		%	19.57	–	–
Ash – Pepel		%	10.22	12.77	–
Combustible matters / Gorljive snovi		%	70.21	87.29	100.00
Coke – Koks		%	46.89	58.30	–
Volatile matter / Hlapne snovi		%	33.54	41.70	47.77
C-fix – C fiks		%	36.67	45.59	52.23
S total / Celotno žveplo		%	2.54	3.16	–
S in ash / Žveplo v pepelu		%	0.35	0.43	–
S combustible / Gorljivo žveplo		%	2.19	2.73	3.13
Calorific value / Kurilnost	MJ/kg		19.6026	24.9784	28.6168
Ultimate analysis / **Elementarna analiza**					
Carbon – Ogljik	C	%	48.94	60.85	59.71
Hydrogen – Vodik	H	%	3.68	4.57	5.24
Sulphur – Žveplo	S	%	2.19	2.73	3.13
Oxygen + Nytrogen / Kisik + Dušik	O+N	%	15.39	19.13	21.92

The results of the coal analyses of the samples from the borehole Tdp-1/84 on the "as received basis" are the following (table 2).

Table 2. The chemical analysis of the coal samples from the borehole Tdp-1/84
Tabela 2. Kemična analiza vzorcev premoga iz vrtine Tdp-1/84

Proximate analysis **Osnovna analiza**	1	2	3
Total moisture Skupna vlaga	9.93	9.16	11.92
Ash – Pepel	19.07	29.47	9.99
Combustible matter Gorljive snovi	71.00	61.37	78.09
Coke – Koks	58.50	64.02	51.10
C-fix – C-fiks	39.43	34.55	41.11
Volatile matter Hlapne snovi	31.57	26.82	36.98
S total Celotno žveplo	1.10	0.98	2.32
S in ash Žveplo v pepelu	0.06	0.26	0.09
S combustible Gorljivo žveplo	1.04	0.72	2.23
Calorific value MJ/kg Kurilnost	20.356	15.935	22.496

Sample 1 – the coal within the footwall clay; depth 377.80–378.10 metres
Sample 2 – the coal between the footwall clay and the hanging wall marl; depth 368.30– 368.70 metres
Sample 3 – the coal from the upper part of the hanging wall marl; depth 343.40-343.70 metres

Hamrla (1987) examined the mean random huminite-vitrinite reflectance of the coal from the borehole Tdp-1/84 at the depth of 368 m. This coal horizon is situated along the contact between the footwall clay and the hanging wall marl. By its stratigraphic position and maturation it is comparable with the coal seam in the Laško synclinorium. It is known that the maturation of the organic substance in a sediment is reflected in change of chemical and physical parameters. The attained stadium of transformation is named the stage of maturation or rank. The Trobni Dol coal was characterized by Hamrla (1987) as a brilliant brown coal ("Glanzbraunkohle") with the following values of the coal rank parameters: mean random vitrinite reflectance 0.60 %, carbon content 69 % (dry ash-free basis; d.a.f.), volatile matter 47.8 % (d.a.f.) and the total moisture content 25 %. The maximal depth of burial was estimated to 800 metres. The rank of the Trobni Dol coal is relatively high with respect to the coals

westward of the studied area. In Laško the coal rank amounts to 0.32 % and in Zagorje and Trbovlje 0.30 %. H a m r l a (1987) explained the anomalous rank of coal from the Trobni Dol area with possible thermal influence of andesite-dacite volcanism in the coal hanging wall. P e t r a s c h e c k (1926/29) concluded that the higher maturity of the coal is caused by influences of marine environment after the formation of peat.

Fossils and age of coal-bearing beds

The age of coal was defined on the basis of macro and microfauna. S t u r (1871a,b) studied the rich macrofauna from the hanging wall beds and established their brackish character on the basis of certain marine species. In the yellowish white limestone from the Trobni Dol area he determined the following fossils:

Natica helicina Brocchi
Tympanotonus margaritaceum var. *marginatum* Grateloup
Pirenella plicata var. *papillata* Sandberger
Pirenella plicata var.. *pustulata* Al. Brogniart
Cerithium rahtii Al. Brogniart
Littorinella acuta Al. Brogniart
Melania cf. *falcicostata* Hofmann
Cytherea incrassata var.. *styriaca* Rolle
Cyrena semistriata Deshayes

In the dark gray sandy shale, which is most probably equivalent of the silty and sandy succession above the hanging wall marl, S t u r (1871) mentioned the following fossils:

Brotia escheri Brogniart
Brotia sotzkanensis Stur
Unio eibiswaldensis Stur
Chara sp.

S t u r (1871a,b) considered that the sediments from the Trobni Dol are the brackish and partly marine equivalent of the lacustrine "Socka" beds of Trbovlje. He correlated the brackish "Socka" beds with the Upper Oligocene beds and Cyrena marl in Siebenbürgen and Upper Bavaria. G r a n i g g (1910) ranged the Trobni Dol coal beds into the Lower Miocene Govce beds. P e t r a s c h e c k (1926/29) also mentioned the lacustrine limestone from the footwall of the main coal seam. According to the borehole Tdp-1/84 data the hanging wall limestone and marl are developed only in the footwall of the third coal seam. From the hanging wall marl, which is usually 60 cm thick, P e t r a s c h e c k (1926/29) quoted beside above-enumerated also some other fossils, namely:

Congeria basteroti Deshayes
Cardium thunense (?) Mayer
Cerithium galeotti Nyst
Neritina picta Ferrusac

Beside brackish forms Stur (1871a,b) found in the waste material a dark gray sandy coal shale containing lacustrine fossils. The author could not define the position of these beds considering them brackish and marine. Munda (1939) tried repeatedly to determine the macrofauna of the coal-bearing succession, but the gathered material from the dump was not good enough to get new data and to permit conclusions. He considered the "Socka" beds to be of the Chattian age.

On the basis of determined microfossils Rijavec (1983, 1984a,c) concluded on the Oligocene age of the Trobni Dol coal horizons. At the depth 309.00 m to 326.00 m the washouts from the borehole Tdp-1/84 contain rare foraminifera *Cyclamina* sp., *Quinqueloculina* sp., Ostracoda as well as imprints and calcitic cores of gastropod tests. In this interval, at the depth to 313.10 m to 315.10 m, an interlayer of marly limestone in the sandy and silty succession was found. It is interesting that in the marly limestone, the richest fossiliferous layer in the whole borehole Tdp-1/84, numerous undeterminable gastropods and pelecypods have been found. We do not know with certainty whether Stur, Petrascheck, Munda and others found the macrofauna in a bed corresponding to this horizon, but it is very probable. In the borehole we found another horizon with less macrofauna in the immediate hanging wall marl at the basis of the sandy-silty succession.

Jelen (1984) examined 15 samples from the borehole Tdp-1/84 and examined 30 thin sections of the Pseudosocka beds and Oligocene Marine clay. In positive samples the palynological contents was poorly preserved. In the clayey coal at the depth 376.80 m Jelen (1984) determined the following palynologic species:

Spores: *Verrucatosporites favus favus* Thomson & Pflug
Verrucatosporites sp.
Laevigatosporites sp.
Pollen: *Monocolpopollenites tranquillus tranquillus* Thomson & Pflug
Inaperturopollenites hiatus Thomson & Pflug

In the sample of silt at the depth 312.80 m Jelen (1984) determined the following palynological contents:

Spores: *Verrucatosporites favus favus* Thomson & Pflug
Polypodiaceoisporites sp.
Pollen: *Inaperturopullenites hiatus* Thomson & Pflug
Engelhardtioidites microcoryphaues verus Thomson & Pflug
Monocolpopollonites sp.

Jelen concluded that in the lower part of the borehole Tdp-1/84 as well as in the "Socka" beds of the Zagorje coal basin undistinct similarities of the palynological spectrum can be shown. Similarites are also observed in the upper "Socka" beds of both areas.

Grayish Green Marine Marly Clay and Tuff – Lower Egerian

At the depth of 299.50 metres in the borehole Tdp-1/84 (Fig. 3) rests without discordance upon a sandstone the grayish green Marine marly clay. In the clay a foraminiferal fauna appears already 50 cm above the underlaying sandstone. The

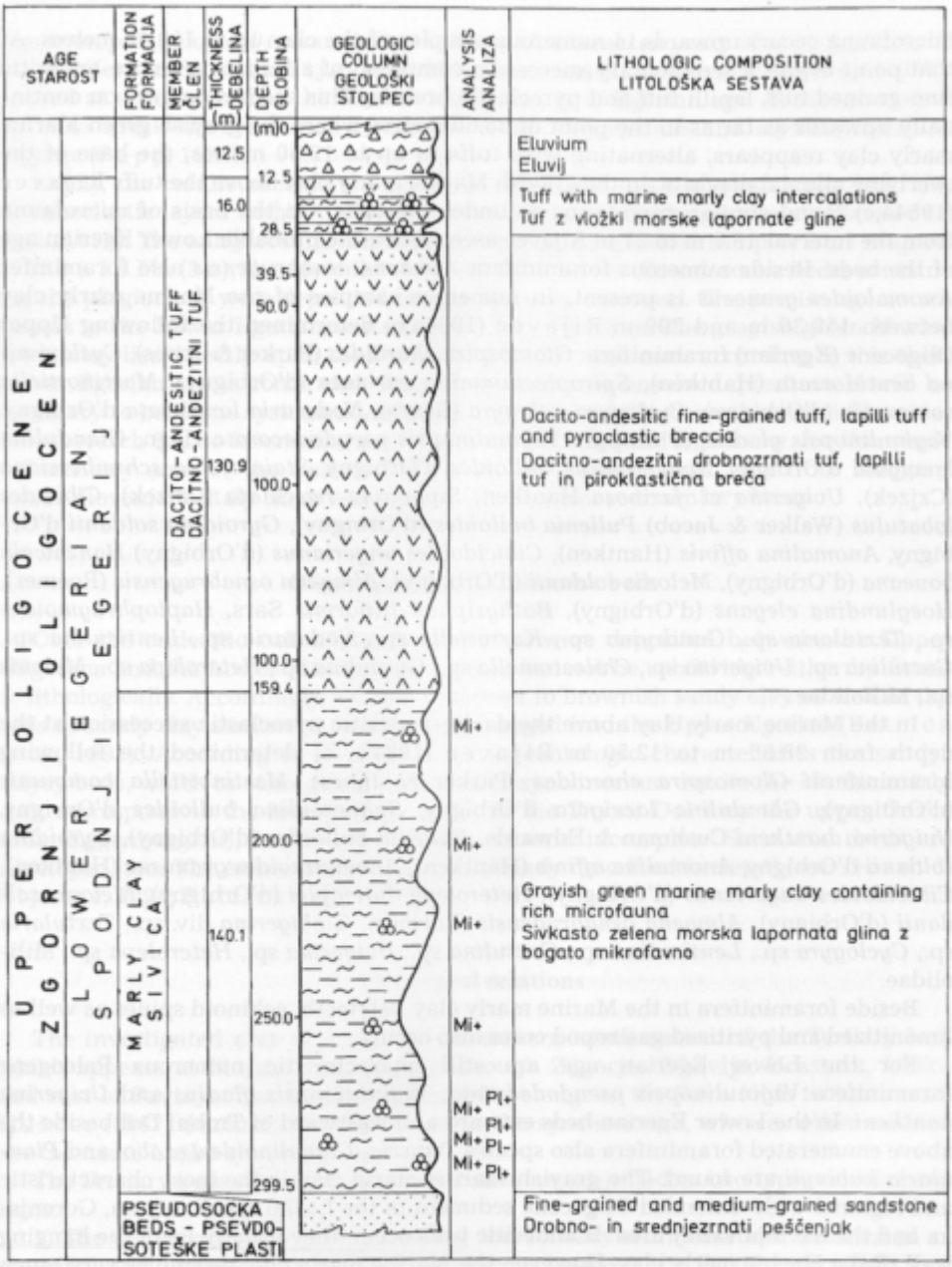


Fig. 3. Geologic column of the Upper Oligocene Marine marly clay and dacito-andesitic tuff from the borehole Tdp-1/84 at Trobni Dol
Mi – Micropaleontologic analysis; Pl – Palynologic analysis; + Positive; – Sterile

Sl. 3. Geološki stolpec zgornjeoligocenske morske lapornate gline (sivice) in dacitnoandezitnega tufa v vrtini Tdp-1/84
Mi – Mikropaleontološka analiza; Pl -Palinološka analiza; + Vsebuje mikrofavno; – Sterilna

microfauna occurs upwards in numerous samples of the clay up to 159.40 metres. At that point begins a sedimentary succession composed of alternating dacite-andesitic fine-grained tuff, lapilli tuff and pyroclastic breccia. This succession goes on continually upwards as far as to the point of 28.50 metres where the grayish green Marine marly clay reappears, alternating with tuffs to up to 12.50 metres, the base of the overlying alluvial deposits. In the grayish Marine marly clay above the tuffs Rijavec (1984a,c) found similar microfauna as under the tuffs. On the basis of microfauna from the interval 16.7 m to 27 m Rijavec ascertained the probable Lower Egerian age of the beds. Beside numerous foraminifera *Almaena osnabrugensis* also foraminifer *Anomaloides granosus* is present. In numerous samples of the Marine marly clay between 158.30 m and 299 m Rijavec (1984a,c) determined the following Upper Oligocene (Egerian) foraminifera: *Glomospira charoides* (Parker & Jones), *Cyclammina acutidorsata* (Hantken), *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Cyclogyra polygyra* (Reuss), *Nodosaria longiscata* d'Orbigny, *Vaginulinopsis gladius* (Phillippi), *Vaginulinopsis pseudodecorata* Hagn, *Glandulina laevigata* d'Orbigny, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Stainforthia schreibersiana* (Czjzek), *Uvigerina* cf. *farinosa* Hantken, *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob) *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, *Anomalina affinis* (Hantken), *Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny) *Hanzawaia boueana* (d'Orbigny), *Melonis soldanii* (d'Orbigny), *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny), *Bathysiphon filiformis* Sars, *Haplophragmoides* sp., *Textularia* sp., *Gaudryina* sp., *Karreriella* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Guttulina* sp., *Uvigerina* sp., *Chilostomella* sp., *Gyroidina* sp., *Heterolepa* sp., *Melonis* sp., Miliolidae.

In the Marine marly clay above the dacite-andesitic pyroclastic succession at the depth from 28.50 m to 12.50 m Rijavec (1984a, c) determined the following foraminifera: *Glomospira charoides* (Parker & Jones), *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Glandulina laevigata* d'Orbigny, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Uvigerina hantkeni* Cushman & Edwards, *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *Gyroidina soldanii* d'Orbigny, *Anomalina affinis* (Hantken), *Anomalinoides granosus* (Hantken), *Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny), *Heterolepa dutemplei* (d'Orbigny), *Melonis soldanii* (d'Orbigny), *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Globigerina* div. sp., *Textularia* sp., *Cyclogyra* sp., *Lenticulina* sp., *Guttulina* sp., *Uvigerina* sp., *Heterolepa* sp., Miliolidae.

Beside foraminifera in the Marine marly clay fish teeth, echinoid spines as well as limonitized and pyritized gastropod cores also occur.

For the Lower Egerian age are still characteristic numerous Paleogene foraminifera *Vaginulinopsis pseudodecorata, Vaginulinopsis gladius* and *Uvigerina hantkeni*. In the Lower Egerian beds estward and westward of Trobni Dol beside the above enumerated foraminifera also species *Tritaxia (Clavulinoides) szaboi* and *Planularia kubinyii* are found. The grayish Marine marly clay is the most characteristic and regional wide-extended Oligocene sediment in the Laško synclinorium, Gorenjska and the Savinja valley area. If andesitic tuffs occur, they usually lie in the hanging wall of the Marine marly clay. However, the Marine marly clay resembles very much to the Kiscell clay in Hungary. Opinions about the more precise age of the Marine marly clay and underlying Pseudosocka beds are still very different. A group of researchers (Kuščer, 1967; Buser, 1977, 1979; Cimerman, 1979; Pavšič, 1985; Jelen et al., 1990) attributed them the Middle Oligocene (Rupelian). Pavšič proved the age by means of nanoplankton. Jelen's statements about the Middle Oligocene

repose on palynological research. On the basis of several ten years of investigations of foraminifera in Slovenia Rijavec (1984a, b, c) and Rijavec & Pleničar (1979), arrived at a decision that the Marine marly clay is of Egerian age. In favour of this age also speak the results of investigations of miogypsinas and lepidocyclinas at Zagorje (Papp, 1954).

Lately, the results of absolute age datation on the basis of plagioclase from the volcanoclastic layers within the coal seam at Zagorje caused a great sensation (Odin et al., 1994). The analytical results indicate that the plagioclase samples were erupted at 25.0 ± 1.0 Ma (2 σ), therefore the volcanoclastic layers (Pseudosocka beds) containing the plagioclase were deposited during the Late Chattian. The precise age corresponds to the Lower Egerian, accurately to Late Chattian. The grayish green Marine marly clay lies directly upon the Pseudosocka beds with coal: according to this their Lower Egerian age is confirmed. Regarding numerous unsolved questions it will be necessary to continue systematic research of individual Oligocene basins in Slovenia. This research is also interesting and important for adjacent regions i.e. for the whole sedimentary area of the former Paratethys. Indications exist that from Hungary across Slovenia to Italy there was a relatively uniform sedimentary basin.

Oligo-Miocene and Miocene beds

Over the andesitic tuff lie the beds which were deposited between the Upper Oligocene and the Lower Miocene, and which can not be subdivided either by fauna or lithologically. Accordingly, the grayish green to brownish sandy clay as well as the beds of sandy clay sandstone and sand are ranged into the Upper Egerian (Petrica et al., 1995). According to lithologic and paleontologic characteristics the sandy-clayey beds, which in other parts of the Laško synclinorium overlie the Marine marly clay, correspond to the lower Govce beds. In the Trobni Dol area the upper Govce beds (Eggenburgian), Laško beds (Badenian) and incomplete Sarmatian beds are developed, too. The enumerated beds area already described in detail (see: Dozet & Rijavec, 1994; Petrica et al., 1995).

Structural relations

The investigated area is a part of the eastern continuation of the Tertiary belt which appears at Moravče and passes through Zagorje, Trbovlje, Hrastnik, Laško and east of Savinja. The entire Tertiary belt belongs to the Sava folds tectonic unit. Kuščer (1967) denominated the belt as Laško synclinorium, whereas other authors use the name Laško syncline.

The Tertiary beds of the investigated area were subjected to two types of deformations:

1) The deformations originated during the Tertiary sedimentation, manifested as erosional and tectonical-erosional discordances between the Pseudosocka beds and Pre-Tertiary basement, the Lower Miocene and Badenian (Tortonian) beds as well as the Badenian and Sarmatian ones.

2) The deformations occurred after the deposition of the Sarmatian beds. They were caused by orogenic activity which folded the Tertiary beds of the whole area. Kuščer (1967) found that the main orogenic phase in the Sava folds, which caused

the folding of the Tertiary beds and influenced the origin of structures, was the Attic orogenic phase that was active in the Lower Pliocene. Forces which caused the folding were acting from the north to the south. To the second type of tectonic deformations two synclines (Laško, Planina) and the anticline Rudnica between them are ranged.

During and after the folding came to a faulting and deformation of the folded structures. Fault systems with directions NW-SE, SW-NE, N-S and W-E originated. The strongest fault systems were those with the NW-SE and W-E direction. In the Laško syncline the synform was preserved undisturbed. Deformations arose at the northern flank where along the W-E fault at Podgorje one part of this limb sank, so that in the northern flank area the andesitic tuff came in tectonic contact with the Pre-Tertiary rocks. However, in the northern flank a normal succession of beds without any essential changes is observed. The synclinal core is built of Laško marl strata.

The southern limb of the Laško syncline is also deformed. The preserved part of northern syncline and the core are somewhat sunk along the W-E fault regarding the southern limb which in the central part of investigated area strongly turned to the NE.

Between Resje and Matizel the southern limb of the syncline is divided in some smaller local synforms and antiforms. Only in the western part of the investigated area the southern limb preserved his shape. The limb was deformed along NW-SE, W-E and N-S faults. In the southern limb of the Laško syncline the upper Pseudosocka beds, Oligocene Marine clay, Govce beds and Laško beds are developed.

The crest of the Rudnica anticline is deformed similarly as the southern limb of the Laško syncline. It turns to the NE and becomes divided between Matizel and Resje in several smaller folds, synforms and antiforms respectively. Because of predominantly clayey sediments and consequently a small density of measured dips it is not possible to define everywhere the crest of the anticline. The anticlinal crest passes through the grayish green marly clay in the western part of the investigated area, and east of the road Mala Breza-Trobni Dol it is totaly invisible.

The southern Planina syncline is also strongly deformed, especially its southern limb which is overthrusted by the beds of the Pre-Tertiary basement. In the northern limb there are the same sediments as in the Laško syncline, with distinction that the Upper Oligocene sandy beds and Pseudosocka beds do not outcrop there. In the eastern part of the mapped area the northern limb continues up to Matizel. The sandy clayey Egerian beds outcrop there, whereas in the western part of the mapped area the grayish green Egerian clay is to be found. Upwards in the northern limb the normal Tertiary succession follows. In the synclinal core there are Sarmatian sandy marly clays and Sarmatian conglomerate, belonging according Winkler (1924) to the Carynthic Delta. The anticlinal axis has a direction SE-NE. The southern limb between Globoko and Mirni Dol is strongly tectonically deformed. In this area the Pre-Tertiary basement lies over the southern limb of the Planina syncline. For that reason the Sarmatian and Egerian beds are in inverse position. Consequently, between Mirni Dol and Globoko the Planina syncline passes to a plunging fold. Inside of the plunging southern limb of the syncline it also came to thrusting of Tertiary beds (Sarmatian and Egerian beds). In the eastern part of the area between Pojerje and Blatni Vrh it came to folding and smaller overthrusting. Also in the southern part of the Planina syncline the development of beds is normal from the Upper Oligocene to the Middle Sarmatian, but they are owing to strong tectonic deformations very thinned.

In the mapped area the most expressive fault system has the NW-SE direction.

Faults of this system transverse the whole area. It came to horizontal movements along the faults. Along the faults N-S and W-E especially the latter, occurred larger and stronger vertical movements of the studied area. For example, at Podgorje the northern limb of the syncline sank along the W-E fault. On the other hand, the faults in SW-NE direction did not essentially influence the geological structure of the mapped area.

Suggestion for further investigations

The most perspective area for investigation with exploration boring, regarding the results of detailed geological mappings and the boreholes, is the southern limb area of the Laško syncline. Especially perspective is the southern limb, from the road Trobni dol-Breze towards the west in the continuation of the Trobni Dol Oto coal field. In this part of the limb an about 30 cm thick coal seam outcrops. The coal lies between clastic and marly sediments corresponding to the Pseudosocka beds. The western part of the southern limb is not deformed so much that it would come to folding within the southern limb; in such a manner this part of fold preserved its shape. The beds in the southern limb area dip 25° to 35° towards NW. Regarding all these conditions we believe that this area is favourable for further investigation with exploration drilling.

The northern limb of the Laško syncline at Podgorje, can also be prospective for further coal investigation with drilling since these beds are not tectonically deformed except along the contact with the Pre-Tertiary basement. If taking into account the thickness of individual litostratigraphic members found out by detailed geological mapping we expect there a coal seam at the depth about 300–350 metres. Less prospective is the area of the Planina syncline and eastern part of the southern limb of the Laško syncline. In this part of the investigated area, in Egerian outcrops and along the contact with the Pre-Tertiary basement, there are no Pseudosocka or analoguous beds, because towards the north they wedged out. Over the Pre-Tertiary basement lie sandy-clayey beds containing coal lenses. In the beds of gray to white sand and sandstone at Laška Vas we found several about 10-20 cm thick outcrops of coal. This syncline is also strongly tectonically affected. Its southern part is overturned so that the Pre-Tertiary rocks are overthrusted upon the Tertiary ones.

In the Planina syncline area of some interest is the Pojerje locality where before the Second World War an up to 4 metres thick coal seam was excavated. For this area it would be necessary to find out whether the coal seam appears also in the north-eastern continuation of the abandoned Pojerje coal-mine; therefore, the area is prospective for investigation with drilling. The eastern part of the southern limb of the Laško syncline is divided along the faults into several smaller folds with steep limbs. At present stage of investigations of the terrain this part is not suitable for exploration by drilling.

Summary

In the Trobni Dol area lie discordantly over the Pre-Tertiary basement Oligocene Pseudosocka beds intercalated with thinner seams of brown coal. They are comparable with the productive Pseudosocka beds in the wider Laško synclinorium area

towards the west, between Laško and Zagorje, where economically more important coal field and coal mines are situated.

In the Trobni Dol area, 8 km east of Laško, the brown coal was excavated in the past, and carried away by narrow-gauged railway. The beds with coal at Trobni Dol are exposed in a deformed anticline. The anticline is better expressed in the Rudnica area where in the anticlinal core prevalently the Triassic rocks came to light. At the depth of 385.00 m in the structural borehole Trobni Dol Tdp-1/84 lies discordantly upon the Triassic dolomite a 14.85 m thick footwall clay. Upon the footwall clay rests conformably a 40 cm thick brown coal seam which is by its stratigraphic position comparable with the productive coal seam in the area between Laško and Zagorje.

Upon the coal lies a 26.85 m thick succession of fine stratified marly limestone. It is called the hanging wall marl, and this is also a very typical horizon in the area between Laško and Zagorje.

Continuously over the marly limestone lies the 42 m thick succession of rhythmic alternating siltstone and sandstone which end the sedimentation of the Pseudosocka beds. At the depth of 299.50 metres starts without any visible discordance about a 140 m thick succession of bluish gray Marine marly clay known by the name "Sivica" and mostly containing rich microfauna which indicate the lower part of Egerian. Upwards, upon the Marine clay, at the depth 159.40 m, starts a cca 131 m thick pyroclastic succession. Above the Marine clay, from the depth 28.50 m, alternate a pelitic tuff and Marine marly clay with the Lower Egerian microfauna. The Marine clay is the typical Oligocene sediment in the wider area of central and eastern Slovenia. By its lithologic development it is comparable with the Kiscell clay from Hungary. Pyroclastic rocks are products of high silica dacite magma belonging to ignimbrites. Their characteristics indicate submarine pyroclastic streams. Pyroclastic rocks in the Trobni Dol area are the extreme westerly exposed larger outcrops of volcanic rocks in the Laško synclinorium. East of Trobni Dol we found them at Žusem in the Rudnica area. Towards the west the volcanic rocks occur in the form of thinner interbeds in the coal and Marine marly clay.

Discussion and Conclusions

The Pseudosocka beds at Trobni Dol show certain litostratigraphic differences in the upper part regarding their development towards the west. Namely, the Pseudosocka beds between Laško and Zagorje end with the hanging wall marl. At Zagorje Kuščer (1967) mentioned a special development of the upper Pseudosocka beds that are composed of grayish brown shale which often contains leaf imprints. There are several interlayers of sand within the shale succession resembling the Govce sand. East of the Kotredež brook there are clastic quartz sediments within the shale. Kuščer (1967) considered them the hanging wall. The Oligocene Marine clay with foraminifera at Potoška vas near Zagorje lies concordantly upon the shale. A similar stratigraphic position can be seen in the Trobni Dol borehole where the Marine clay lies concordantly upon the quartz sandstone and siltstone. It is necessary to emphasize that the alternation of sandstone and siltstone above the hanging wall marl in the borehole Tdp-1/84 does not represent any lateral equivalent in the area of the Laško synclinorium. The Pseudosocka beds of the area studied are divisible into the lower Pseudosocka beds, the main coal horizon, and the upper Pseudosocka beds. In the borehole Tdp-1/84 three coal seams occur. On the other hand, in the mapped

area some other very thin (up to 1 cm) coal seams are to be found in the uppermost part of the Pseudosocka succession. Determined macro- and microfauna indicates that the Trobni Dol coal is of the Upper Oligocene age.

The characteristics of the footwall, main coal horizon and hanging wall sediments indicate the following chronology of the geologic events:

1. Supply of continental waters which filled the depression with clay and sandy material, and deposition of the footwall clay.
2. Periodical ingressions of the sea caused mixing of the marine, brackish and limnic sedimentation and fauna.
3. The gathered fauna indicates predominantly brackish and limnic character of the coal-bearing beds. Limnic are probably the lower Pseudosocka beds under the main coal horizon.
4. The hanging wall marl is mostly a brackish sediment formed in a shallow lagoon. After the formation of the hanging wall marl oving to the intensive shallowing of the sea repeated filling up with sandy material occurred.
5. After the deposition of the hanging wall marls it came in the lagoon to a stronger continental water supply which filled up the lagoon with sandy material. In a brackish environment a vegatation reappeared, what is proved by lenselike coal seams and charred plant remains in the Upper Pseudosocka beds.
6. The sinking of the investigated area was intensified and the lagoon was flooded with the sea water; in a new somewhat deeper environment the marine Upper Oligocene grayish green limy clay was deposited what is proved by a rich foraminiferal fauna.

Acknowledgements

We are greatly indebted to Prof. Dr. Vasja Mikuž for revision of macrofauna from the Pseudosocka beds according to data of Stur, Petrascheck and Munda. For technical assistence in drafting and typing we would like to thank Ms. Metka Karer and Ms. Marjeta Oman.

Psevdosoteške plasti s premogom v vrtini Tdp-1/84 Trobni Dol (vzhodne Posavske gube)

Cilj članka je podrobneje prikazati zaporedje in razvoj oligocenske skladovnice Trobnega Dola in ga primerjati z razvojem zahodneje v Laškem sinklinoriju. V okviru raziskav premoga na območju Trobnega Dola vzhodno od Laškega sta bili poleg geološkega kartiranja površine na območju premogovnika Trobni Dol izvrtani raziskovalni vrtini Tdp-1/84 globine 385 m in Tdp-2/84 globine 400 m. Za preučevanje litostratigrafskih razmer je pomembnejša vrtina Tdp-1/84, ker je prevrtala normalno zaporedje oligocenskih plasti in dosegla predterciarno podlago. Vrtina Tdp-2/84 zaradi tektonskih razmer ni dosegla produktivnih plasti s premogom.

Na sl. 2 in sl. 3 je prikazan razvoj oligocenskih plasti Trobnega Dola, ki jih po mikropaleontoloških raziskavah foraminifer prištevamo k zgornjemu oligocenu oz. spodnjemu egeriju. Psevdosoteške plasti so limnično-brakične. Pričenjajo se s talno glino in z vložkom premoga. Na talni glini je v vrtini 40 cm debela plast svetlega rjavega premoga. V krovnini premoga je 27 m debela skladovnica drobnoplastovitega krovnega lapornega apnenca. Krovni lapor je prekrit z 42 m debelim sedimentnim zaporedjem, ki ga sestavlja ritmično menjavanje peščenjaka in meljevca. Te plasti prehajajo brez diskordance v 140 m debelo lapornato glino, bogato s foraminiferami, ki kažejo na spodnji egerij. Ta glina je zelo razširjena v osrednji Sloveniji, podobna pa je Kiscelski glini na Madžarskem. V normalnem zaporedju leži na laporasti glini 131 m debela piroklastična skladovnica, ki je produkt visoko silicijske dacitne magme. Piroklastiti prehajajo navzgor v laporasto glino s podobno foraminiferno mikrofavno, kakršna je v njihovi talnini.

Večino litostratigrafskih členov iz Trobnega Dola moremo primerjati z razmerami zahodneje v Laškem sinklinoriju, kjer je razvit premogov sloj, ki ga odkopavajo v več premogovnikih. Spodnji produktivni del v Trobnem Dolu prištevamo k Psevdosoteškim plastem. Te so bile doslej obravnavane kot Soteške plasti. Omenili smo že, da se psevdosoteška skladovnica Trobnega Dola pričenja s talno glino, ki vsebuje tanke vložke drobnega proda in 30 cm debel vložek premoga in da talni glini sledi v vrtini 40 cm debela plast rjavega premoga. Slednjega primerjamo po legi in glede na značaj talnine in krovnine s produktivnim premogovim slojem med Laškim in Zagorjem. Premog pripada svetlemu rjavemu premogu in ima odsevnost 0,60 % Ro, ki je najvišja med oligocenskimi vrstami premoga Laškega sinklinorija. Visoko odsevnost premoga je mogoče razložiti s termičnim vplivom vulkanizma pri Trobnem Dolu.

S korelacijo litostratigrafskih členov smo ugotovili, da v krovnini laporja ležeča 42 m debela skladovnica Trobnega Dola, ki jo sestavlja ritmično menjavanje peščenjaka in meljevca, ni značilna za Psevdosoteške plasti proti zahodu.

Piroklastiti so v Laškem sinklinoriju razkriti v večjem obsegu le na območju Rudnice; zahodno od Trobnega Dola pa se v lapornati glini pojavljajo samo tanjši vložki tufov in tufitov.

References

Bittner, A. 1884: Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor. – Jb. Geol. R.-A., *34*, 433–600, Wien.

Buser, S. 1977: Osnovna geološka karta SFRJ, list Celje 1:100 000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

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

Cimerman, F. 1967: Oligocene beds in Upper Carniola (Slovenia) and their foraminiferal fauna. – Bull. Sci. Conseil Acad. RSF Yugoslavia, *12*, 251–253, Ljubljana.

Cimerman, F. 1979: Oligocene beds in Slovenia. In: Drobne (ed.),Geological development in Slovenia and Croatia, Guidebook. – 16th European Micropaleontological Colloquium, 65–70, Ljubljana.

Dozet, S. 1985: Poročilo o geoloških raziskavah na območju rudniške antiklinale. -Geološki zavod, 16 pp., Ljubljana.

Dozet, S. & Rijavec, L. 1994: On the geological relations of the Šentjur-Planina-Trobni dol-Loka at Žusem area. – Rud.-met. zbornik, *41*, 27–41, Ljubljana.

Grad, K. 1962: Geološke razmere med Rudnico in Savo. – Geologija, *7*, 113–118, Ljubljana.

Grad, K. 1967: Geologija Kozjanskega. – Geogr. zbornik, 4 razr. SAZU, *10*, 7–16, Ljubljana.

Granigg, B. 1910: Mitteilungen über die steiermärkishen Kohlenvorkommen am Ostfuss der Alpen Österr. – Ztsch. f. Berg.-u. Hüttenwesen, *58*, 41., Wien.

Grill, R. 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molassic-Anteilen. – Oel und Kohle, *37*, 595–602, Berlin.

Hamrla, M. 1954: Geološke razmere ob severnem robu laške sinklinale vzhodno od Savinje. – Geologija, *2*, 118–144, Ljubljana.

Hamrla, M. 1955: Geologija Rudnice s posebnim ozirom na rudne pojave. – Geologija, *3*, 81–109, Ljubljana.

Hamrla, M. 1987: Optična odsevnost nekaterih slovenskih premogov. – Geologija, *28/29*, 293–317, Ljubljana.

Jelen, M. 1984: Poročilo o palinološki raziskavi vzorcev jedra vrtine Tdp-1/84 (Trobni dol). – Geološki zavod, Ljubljana.

Jelen, M., Mervič, H., Horvat, A. & Pavšič, J. 1990: Sprememba mikrofosilnih združb v oligocenu Zasavja. – Geologija 31, 32, 329–345,1988/89 Ljubljana.

Jelen, M., Aničić, B., Brezigar, A., Buser, S., Cimerman, F., Drobne, K., Monostori, M., Kedves, M., Pavšič, J., & Skaberne, D., 1992: Model of positional relationships for Upper Paleogene and Miocene strata in Slovenia.In: Interdisciplinary Geological conference on the Miocene epoch, 1992, IUGS subcommission on Geochronology; Ancona. Abstracts and field trips. 71–72.

Jelen, B., Kedves, M., Skaberne, D., Brezigar, A., Buser, S., Cimerman, F., Drobne, K., Monostori, M., Pavlovec, R. & Pavšič, J. 1994: Dorog type (Middle Eocene) Spore-pollen assemblage in the Socka Beds of Slovenia I. – Plant Cell Biology and Development, *5*, 20–28, Szeged.

Kovič, P. 1984: Poročilo o petroloških preiskavah piroklastitov vrtine Tdp-1/84 iz Trobnega Dola. – Geološki zavod Ljubljana.

Kovič, P. 1985: Sedimentološke raziskave v severovzhodni Sloveniji. – Geološki zavod, 14 pp., Ljubljana.

Kuščer, D. 1962: Terciar Posavskih gub. Elaborat za sklad Borisa Kidriča, Ljubljana.

Kuščer, D. 1967: Zagorski terciar. – Geologija, *10*, 5–58, Ljubljana.

Mioč, P., Ravnik, D. & Hamrla, M. 1983: Geološke in geofizikalne raziskave na območju Šmarjeta-Lahomno. – Geološki zavod, 38 pp, Ljubljana.

Mišič, M., 1984: Mineraloške raziskave glin v letu 19984 – Vrtina Tdp-1/84. Geološki zavod Ljubljana.

Munda, M. 1939: Stratigrafske in tektonske prilike v rajhenburški terciarni kadunji. Inavguralna disertacija. – Rud.met. zbornik, *3*, 49–170, Ljubljana.

Munda, M. 1942: Poročilo o nahajališču rjavega premoga v Babni gori pri Žusmu. – Geološki zavod, Ljubljana.

Munda, M. 1953: Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. – Geologija, *1*, 37–89, Ljubljana.

Nosan, A. 1956: Razvoj oligocena in miocena v Sloveniji. – Prvi jugosl. geol. kongres (Bled), 47–54, Ljubljana.

Odin, G.S., Jelen, B., Drobne, K., Uhan, J., Skaberne, D., Pavšič, J., Cimerman, F., Cosca, M. & Hunziker, J.C. 1994: Premiers Eger geochronologiques de niveaux volcanoclastiques oligocenes de la Région de Zasavje, Slovénie. – Giorn. Geol., ser. 3ª, vol. 56/1, 199–212, Bologna.

Orehek, S. & Kovič, P. 1984: Poročilo o sedimentološki raziskavi vzorcev Trobni dol. – Geološki zavod, 9 pp., Ljubljana.

Papp, A. 1954: Miogypsinidae aus den Oligozän von Zagorje (Slowenien, Jugoslawien). – Geologija, *2*, 168–178, Ljubljana.

Papp, A. 1955: Lepidocyclinen aus Zagorje und Tuhinjska dolina östlich von Kamnik (Slowenien). – Geologija, *3*, 209–215, Ljubljana.

Papp, A. 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges., *56/1*, 225–317, Wien.

Papp, A. 1975: Die Grossforaminiferen des Egerien. In: T. Baldi et J. Seneš (Ed.): OM Egerien. Chronostratigraphie und Neostratotypen. – Miozän der Zentralen Paratethys, *5*, 289–297.

Pavšič, J. 1983: Sur lćage des argiles de la base de lćOligocène de Poljščica. – Geološki zbornik, *4*, 93–99, Ljubljana.

Pavšič, J. 1985: Nannoplancton de la partie inférieure de l'argile marine oligocène en Slovenie. – Geološki glasnik, *28/2*, 171–177, Ljubljana.

Petrascheck, W. 1926/29: Die Kohlenlager der Dinarischen Gebirge Altösterreichs (Jugoslawien und Italien). – Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, II. Teil, 321–360, Katowice.

Petrica, R. 1983: Raziskave premoga na območju Trobni dol. – Geološki zavod, 21 pp., Ljubljana.

Petrica, R., Rijavec, L. & Dozet, S. 1995: Stratigraphy of the Upper Oligocene and Miocene beds in the Trobni dol area (Kozjansko). – Rud.-met. zbornik, *42/3–4*, 127–141, Ljubljana.

Rijavec, L. 1959: Mikropaleontološko poročilo o vzorcih okolice Loke pri Žusmu, Šmarja pri Jelšah in Podplata. – Geološki zavod, Ljubljana.

Rijavec, L. 1965: Razvoj terciarnih sedimentov med Rudnico in Bočem. – Geologija, *8*, 112–118, Ljubljana.

Rijavec, L. 1974: Mikropaleontološka raziskava vzorcev lista Celje 1:100 000 za leto 1970–1974. Manuskript. – Geološki zavod, Ljubljana.

Rijavec, L. 1983: Mikropaleontološka raziskava vzorcev iz okolice Trobnega dola. – Geološki zavod, 8 pp., Ljubljana.

Rijavec, L. 1984a: Biostratigrafske raziskave v vzhodni Sloveniji za leto 1984. Manuskript. – Geološki zavod, 17 pp., Ljubljana.

Rijavec, L. 1984b: Oligocen i miocen područja izmedju Rudnice i Boča (Istočna Slovenija) na osnovi mikrofosila. – Disertacija, 142 pp., Zagreb.

Rijavec, L. 1984c: Mikropaleontološke raziskave vzorcev iz vrtine Tdp-1/84 (Trobni dol). – Geološki zavod, 7 pp., Ljubljana.

Rijavec, L. 1986 : Mikropaleontološke raziskave vzorcev iz vrtine Tdp-2/84 (Trobni dol) – Geološki zavod, 18 pp., Ljubljana.

Rijavec, L. & Pleničar, M. 1979: Neogene beds in Slovenia. Geological development in Slovenia and Croatia, Guidebook. – 16th European Micropaleontological. Colloquium. 71–78, Ljubljana.

Stur, D. 1871 a: Geologie der Steiermark, 654 pp., Graz.

Stur, D. 1871 b: Versteinerungen aus den Sotzkaschichten von Kink bei Reichenstein in Untersteiermark. – Verh. Geol. R.-A., 95 pp., Wien.

Zollikofer, Th. 1861: Ueber die geologischen Verhältnisse des Südöstlichen Teiles von Untersteiermark. – Jb. Geol. R-A., *12*, 311–366, Wien.

Winkler, A. 1924: Ueber den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Geol. Ges., *16*, 1–272, Wien.

GEOLOGIJA *39*, 119–131 (1996), Ljubljana

Ambrus Beds – Important Key for Interpretation of Neocomian Paleogeography, Sea-Level Changes, Depositional Setting and Tectonics in Suha Krajina Area (Slovenia)

Ambruške plasti in njihov pomen za interpretacijo neokomskih paleogeografskih, evstatičnih in tektonskih razmer na območju Suhe krajine (Slovenija)

Stevo Dozet

Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key-words: carbonate sediments, lithology, genesis, paleogeography, Lower Cretaceous, Outer Dinarides, Central Slovenia

Ključne besede: karbonatni sedimenti, litologija, geneza, paleogeografija, spodnja kreda, Zunanji Dinaridi, osrednja Slovenija

Abstract

The lower part of the Lower Cretaceous stratigraphic sequence at Ambrus, composed of limestones, dolomitic limestones, dolomites, intertidal breccias and overlying heterogeneous carbonate breccias is described in this paper. On the basis of stratigraphic order, fossil contents as well as the well-determined fossiliferous underlying Upper Malm and overlying Barremian carbonate sediments, the formation denominated the Ambrus beds was ascribed to the Neocomian. Fenestral limestones, laminated limestones and dolomites containing stromatolites, mudcracks and numerous erosion and oxidation surfaces are interpreted as tidal storm deposits. The shallow water sediments, the breccias and the subaerial exposures, evidenced by relatively common karstification phenomena, are considered to be connected with eustatic sea-level variations and epeirogenetic movements. The lithology and areal distribution of these deposits indicate a sedimentation in a relatively symmetric, rather shallow lagoon. The breccias composed of various poorly sorted angular and subangular limestone and dolomite fragments, as well as of calcitic and dolomitic cement, have been attributed to tidal and cliff breccias. The majority of the breccia fragments indicate a pretty shallow water and subaerial sedimentation conditions.

Kratka vsebina

Najnižji del spodnjekrednega sedimentnega zaporedja pri Ambrusu sestavljajo apnenci, dolomitizirani apnenci, dolomiti in heterogene karbonatne breče. Glede na statigrafsko lego, fosile in s fosili dobro dokazane spodaj ležeče zgornjemalmske plasti ter zgoraj ležeče barremijske sedimente, smo formacijo, ki smo jo poimenovali Ambruške plasti, uvrstili v Neokom. Fenestralni in laminirani apnen-

ci in dolomiti s stromatoliti, izsušitvenimi porami ter številnimi erozijskimi in oksidacijskimi površinami so nastali v plimskem območju. Nastanek plitvovodnih karbonatnih sedimentov, breč in nadplimskih tvorb s številnimi pojavi zakrasovanja povezujemo z evstatičnimi in epirogenetskimi premikanji. Litološka sestava in razširjenost teh sedimentov na površini kažeta na sedimentacijo v plitvi laguni. Breče, ki so sestavljene iz različnih slabo sortiranih oglatih do slabo zaobljenih apnenčevih in dolomitnih drobcev, vezanih s kalcitnim in dolomitnim cementom, smo uvrstili med plimske breče in breče strmih obrežij (cliff). Drobci kamnin v brečah kažejo na plitvovodne in nadplimske pogoje sedimentacije.

Introduction

The purpose of this preliminary work is to describe the carbonate formation, denominated the Ambrus beds that builds up the small hills Kamni vrh, Stražarjev vrh and Mali vrh at Ambrus. The most part of the data from the study area were obtained by detailed geological mapping for the Geological map of Slovenia on the scale of 1:50.000. This study is based on field mapping data and thin-section analysis. Facies characteristics of the Ambrus sedimentation have been considered, with the



Fig. 1. Location sketch map of investigated area
Sl. 1. Položajna karta raziskanega ozemlja

purpose to explain the geological events of the Suha Krajina area (Fig. 1). In order to ascertain the geologic significance of the discontinuous breccia body, we have attempted to date the breccia exposures along the road that leads to Kamni vrh, and to reconstruct its shape, size, composition, depositional conditions and environment. In addition to this, we wanted to find out, whether the brecciation phenomenon was related to tectonic activity. The study of the Ambrus formation has a great importance not only for the stratigraphy of the study area, but also for better explanation of the Lower Cretaceous paleogeography. On the other hand, the breccias provide an important key to the depositional setting during the Neocomian. An attention is given to the Ambrus breccia constituents, differentiating fragment and cement types, as well as to the underlying and overlying sedimentary successions, providing in this way a more general information on the brecciation process and evolution. As a matter of fact, the carbonate breccias reflect a specific and relatively longstanding phase in the geologic history of the considered area.

The carbonate rocks are classified using Folk's (1959) practical petrographic classification of limestones and Dunham's (1962) classification of carbonate rocks according to depositional textures. The present work has been performed with support of the IGGG-Geological survey of Ljubljana.

Previous Work

Šribar (1966) described the Jurassic sedimentary rocks between Zagradec and Randol in the Suha Krajina area. On the basis of microfossils and the stratigraphic position she divided the Jurassic stratigraphic sequence into the Lower and Middle Liassic, the Upper Liassic–Dogger, the Lower Malm and the Upper Malm. After styding all the aspects of the occurrences of abberant tintinnids she found (1979) that abberant tintinnids from the Dinarides of the South Slovenia do not indicate the Valanginian stage. She attributed the transitional beds between Jurassic and the Lower Cretaceous to Berriasian.

Buser (1979) mapped the Ribnica Map sheet area and divided the Upper Malm carbonate rocks of the area into the lower (Oxfordian and Lower Kimmeridgian) and upper part (Upper Kimmeridgian and Tithonian). The author subdivided the Lower Cretaceous beds into the following units: Valanginian, Hauterivian+Barremian, Aptian+Albian+ +Cenomanian.

According to Buser (1989) the Outer Dinarides underwent a differentiation due to the formation of the Slovene trench, and the originally uniform area was dissected into two minor platforms, the Julian and the Dinaric one.

Savić and Dozet (1985) described the general geology of the Delnice Map sheet area dividing the Lower Cretaceous succession as follows: Berriasian, Valanginian, Hauterivian, Barremian, Lower Aptian, Upper Aptian, Lower Albian and Upper Albian. To the Neocomian they attributed the limestone-dolomite-chert breccia.

Dozet (1990) subdivided the Jurassic stratigraphic sequence of the Kočevje and Gorski Kotar area into 5 cenozones and 3 subzones by algae, foraminifera and pelecypods. Furthermore, 5 cenozones and 3 subzones are recognized in the Lower Cretaceous sequence by algae and foraminifera.

Strohmenger and Dozet (1991) studied the stratigraphy, facies developments and geochemistry of the Jurassic carbonate rocks in Suha Krajina. The field studies showed that at least the uppermost part of Dogger was not deposited.

Stratigraphic Position

The Neocomian Ambrus beds can be followed in a some kilometres wide area north of Ambrus. The treated beds are about 250 metres thick. They lie between the Upper Malm and the Upper Barremian beds.

The underlying strata

The strata occurring immediately bellow the Ambrus beds are composed of micritic, biomicritic, biointrasparitic, oncolitic and stromatolitic limestones, as well as early and late diagenetic dolomites and carbonate breccias that reflect the shallow subtidal, intertidal and supratidal cycles. The carbonate rocks enumerated above are more or less recrystallized and dolomitized. According to the texture they mostly belong to calcirudites and calcarenites. The Malm beds of the Suha Krajina area contain coated grains of algal origin that were formed in periodically and intermediately agitated water in a shallow subtidal environment. Some data suggest that a part of oncolites were deposited in a water of greater turbulence (Dozet, 1995b). The Upper Malm succession is composed predominantly of *Clypeina* and *Tintinnina* limestones and dolomites intercalated with carbonate breccias. Sedimentological features within the majority of limestones and dolomites point at shallow-subtidal, intertidal and supratidal depositional settings. The carbonate breccias prevalently occur in the uppermost part of the Malm stratigraphic sequence.

Occurring in numerous stratigraphic levels of the Malm sedimentary succession at Korinj, the breccias have been named the Korinj breccias (Dozet & Strohmenger, 1996). Five genetically different breccias have been distinguished. The polymict karst breccia is interpreted to be the lateral equivalent of the Lower Malm/Upper Malm bauxite horizon (Strohmenger, 1988). Emplacement of carbonate breccia into the Malm sedimentary succession is a characteristic feature in certain places of the Outer Dinarides region, the Logatec plateau and especially in the Suha Krajina area (Dozet, 1995a). Mudstone breccia-conglomerate originated by desiccation. Textural and structural characteristics of some breccias indicate their intertidal and supratidal formation (tidal breccias). Dolomitic, limestone-dolomitic and limestone talus breccias were formed by accumulation and consolidation of talus at the base of coastal cliffs. Some talus breccias have been formed in relation to submarine synsedimentary faulting.

The uppermost part of the Malm sedimentation is characterized by rhythmic sedimentation of light gray, micritic and laminated limestones and dolomites. The stratigraphic sequence described above belongs biostratigraphically to the Upper Malm *Clypeina jurassica* cenozone (Dozet, 1994, 1996).

The overlying strata

The strata which overlie the Ambrus breccias and which consist of platy and stratified (5 – 45 cm) limestones, dolomitic limestones and dolomites, sporadically intercalated with thin layers of small-scale intraformational carbonate breccias, belong to the Barremian. The limestones include fine, medium and thick-bedded, gray, dark gray and black, more or less bituminous micrites, pelmicrites, bioin-

trasparites, biosparites and stromatolites. Among biomicrites and biosparites predominate the foraminiferal and algal ones. The main constituents of the foraminiferal limestones are benthic foraminifera, miliolids and algae Dasycladaceae. Rhythmic sedimentation of limestones can be often seen in this interval of the Lower Cretaceous stratigraphic sequence. Rhythms of pelsparite-stromatolite are very common and typical. Also characteristic is a rhythmic alternation of early diagenetic and late diagenetic dolomites. From the biostratigraphical point of view the described succession of limestones and dolomites belongs to the *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz) cenozone (Šribar, 1979). The gradational contact of the breccia and overlying strata is characterized by a development of alternations of up to 0.35 metres thick, light-brown coloured dolomites and equally thick, dark gray mudstones, locally with bird's-eyes. The dolomite beds decrease in thickness from bottom to top. In fact, these dolomite beds are chiefly composed of coarse-grained structureless and finer-grained stromatolitic dolomites. The stromatolites within breccia testify to high-intertidal and supratidal conditions. Above this alternating succession the unit is mainly composed of mudstones. On the basis of field and sediment-petrographical data the overlying carbonate strata (Barremian) are interpreted to be chiefly originated in a shallow lagoon.

The Ambrus Beds
Berriasian

The lower part of the Ambrus sedimentary succession consists of limestones, dolomitic limestones, dolomites, dedolomites and tidal carbonate breccias. Limestones are commonly more or less early and late-diagenetically dolomitized. Consequently, all transitional types between limestone and dolomite can be observed in the Ambrus stratigraphic sequence. Limestones were formed in shallow marine environments, namely: lagoon, subtidal, intertidal and back reef. According to the structure and the texture the limestones belong to micrites, dismicrites, as well as stromatolitic and intraclastic limestones. Most typical and important are *Favreina* and *Salpingoporella* limestones. The limestones are commonly more or less karstified and contain at some places residual materials. Erosive, rarely stylolitic contacts and surfaces can be found, too. Further on, the lower part of the Ambrus stratigraphic sequence which chronostratigraphically belongs to Berriasian consists of alternating late diagenetic, early diagenetic, structureless and stromatolitic dolomites, as well as dedolomites. Early diagenetic dolomite is light gray to white, stratified (30-80 cm), fine-grained, cryptocrystalline to microcrystalline, laminated and stromatolitic, containing ostracods, rare gastropods, oncoids, shrinkage pores, fecal pellets and bird's-eyes. Late diagenetic dolomite is chiefly dark gray to brownish gray, coarse-grained (saccharoidal), internally structureless, occurring in lenticular or irregular bodies. Small-scale brecciation and the limestone breccia become apparent at the Lower Malm/Lower Cretaceous contact and within the beds at the base. According to its origin it belongs to the tidal type of breccias. The strata occurring immediately bellow the breccias reflect shallow intertidal and supratidal cycles. Tidal breccias, originated due to desiccation, are overlain by fenestral and laminated limestones of predominantly algal origin, and karstified limestones with residual materials. Stromatolitic dolomites, locally characterized by gastropod remains, are sometimes intercalated within structureless dolomites. At the top of the described sedimentary succes-

sion white and dark gray mudstones occur. An increase in bed thickness towards the upper contact is present. The mudstones above the Lower Berriasian stratigraphic sequence represent a short transgressive trend. At the top of the transgressive strata mudstones with bird's-eyes and stromatolites occur.

Neocomian (Valanginian to Lower Barremian)

Ambrus Breccias

General description of breccias

The Neocomian heterogeneous carbonate breccias come to light in the Kamni vrh-Stražarjev vrh-Mali vrh area at Ambrus. They build the upper part of the Ambrus beds with an average thickness of 150 metres. The Ambrus breccias (Fig. 2) are prevalently massive. In the lower part of the breccias an unclear stratification can be seen. Better stratified are breccias from the upper part of the Neocomian lithologic column. The size of limestone and dolomite fragments varies considerably. In the lower part of the breccia unit the fragments are on an average 3 cm to 6 cm and in the upper one from 0.5 cm to 3.5 cm in size. The fragments are bound together by calcitic and dolomitic cement and some clayey matrix. Since some carbonate fragments contain the Malm microfossils and due to the Barremian dasycladaceans in the overlying strata, the breccias chronostratigraphically correspond to Neocomian. In spots in the upper part of the breccia column a thick-bedded, white biomicrite and biopelmicrite with algae *Clypeina? solkani* occur, which confirms the Neocomian age of the breccias. According to the composition and sedimentological properties of the breccias we can conclude that after the Upper Malm important paleogeographic and depositional changes took place. These changes are supposed to be a consequence of epeirogenetic, eustatic and tectonic movements which caused the differentiation of up to this time relatively uniform environment. These movements caused faulting, uplifting, vertical displacements, local dry land and, accordingly, new paleogeographic disposition between the land and the sea. On the basis of morphological characteristics, the size, the shape, the poor sorting of breccia constituents, and with regard to the type of cement, we come to conclusion that during the deposition of the breccias there were great differences with respect to the base level of erosion.

The section Brezovšče-Kamni vrh at Ambrus was investigated in the field, however, the description of the breccias given here is based on numerous outcrops in the entire study area. About 30 thin sections from the type locality section and 20 thin sections from other outcrops were studied under the petrographic microscope. The maximum thickness of the breccias at the type locality on Kamni vrh at Ambrus is 150 m, but elsewhere it can be extremely reduced. The contact with the underlying Berriasian rocks is pretty sharp and it is about parallel to bedding. The contact of the breccias with the overlying Barremian limestones and dolomites is in some places sharp, but locally a gradual transition of the breccias into the overlying carbonate succession can be seen. The dark gray to black heterogeneous carbonate breccias consist of fragments varying in dimensions from pieces of almost half a metre in length to the smallest ones of microscopic dimensions. On the basis of the fragment size the breccias can be divided in two parts: the coarse-grained (5–55 cm) lower part and the finer-grained (0.5–3.0 cm) upper one. The Ambrus breccias are mostly massive carbonate sediments. However, the upper part of the breccia complex is often more or less clearly stratified. Moreover, carefull examination of the fragment

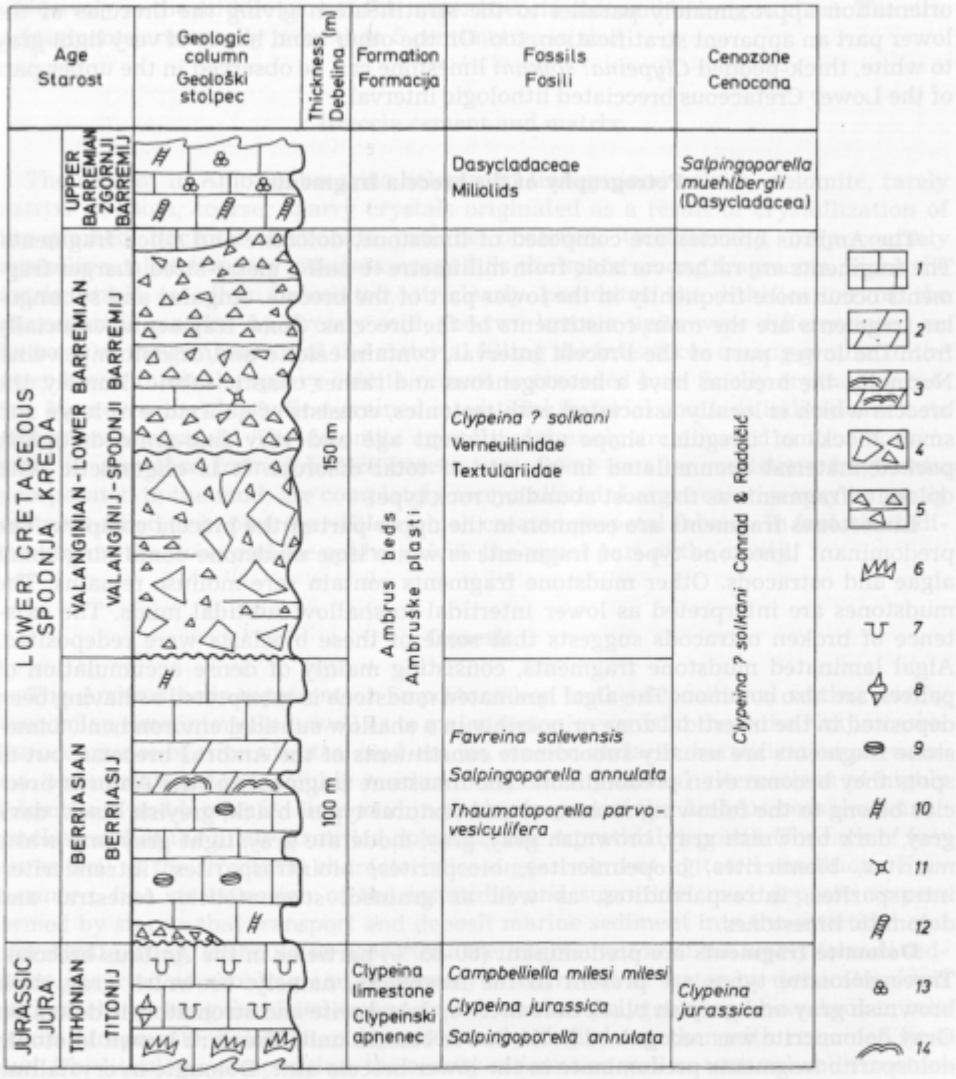


Fig. 2. Geologic column of the Ambrus beds in the Suha Krajina area
1 Bedded limestone; *2* Bedded coarse-grained dolomite; *3* Stromatolitic dolomite; *4* Massive breccia; *5* Bedded breccia; *6 Clypeina jurassica* Favre; *7* Aberrant tintinnids; *8* Gastropods; *9* Favreinas; *10* Algae (generally); *11 Clypeina Ž solkani* Conrad & Radoičić; *12* Dasycladaceae; *13* Benthic foraminifers; *14* Stromatolites

Sl. 2. Geološki stolpec Ambruških plasti na območju Suhe krajine
1 Plastnati apnenec; *2* Plastnati debelozrnati dolomit; *3* Stromatolitni dolomit; *4* Masivna breča; *5* Plastnata breča; *6 Clypeina jurassica* Favre; *7* Velike tintinine; *8* Polži; *9* Favreine; *10* Alge (splošno); *11 Clypeina ? solkani* Conrad & Radoičić; *12* Dazikladaceje; *13* Bentonske foraminifere; *14* Stromatoliti

lithology show that many of the larger displaced fragments still maintain a relative orientation approximately parallel to the stratification giving the breccias of the lower part an apparent stratification, too. On the other hand lenses of very light gray to white, thick-bedded *Clypeina? solkani* limestone can be observed in the upper part of the Lower Cretaceous brecciated lithologic interval.

Petrography of the breccia fragments

The Ambrus breccias are composed of limestone, dolomite and silica fragments. The fragments are rather variable from millimetre to half a metre-sized. Larger fragments occur more frequently in the lower part of the breccia. Angular and subangular fragments are the main constituents of the breccias. Some fragments, especially from the lower part of the breccia interval, contain calcite and/or dolomite veins. Normally, the breccias have a heterogeneous and rather chaotic fabric. Namely, the breccia which is locally associated with tectonics, consists of a mixture of large and small blocks of irregular shape and different age and very fine-grained, tightly packed material accumulated in a state of total disorder. It is oligomictic with dolomite fragments as the most abundant rock type.

Limestones fragments are common in the upper part of the breccia complex. The predominant limestone type of fragments is white lime mudstone containing small algae and ostracods. Other mudstone fragments contain rare mollusc remains. The mudstones are interpreted as lower intertidal to shallow subtidal muds. The existence of broken ostracods suggests that some of these bioclasts were redeposited. Algal laminated mudstone fragments, consisting mainly of dense accumulation of pellets, are also common. The algal laminated mudstone is interpreted as having been deposited in the intertidal zone or possibly in a shallow subtidal environment. Limestone fragments are usually subordinate constituents of the Ambrus breccias, but in spots they become even predominant. The limestone fragments of the Ambrus breccias belong to the following structural and textural types: black, greyish black, dark gray, dark brownish gray, brownish gray, gray, moderate gray, light gray and white micrites, biomicrites, biopelmicrites, biosparites, biointrasparites, intramicrites, intrasparites, intrasparrudites, as well as grained, stromatolitic, fenestral and dolomitic limestones.

Dolomite fragments are predominant (60-85 %) particles in the Ambrus breccias. Three dolomite types are present in the fragments, namely: brownish gray, dark brownish gray and grayish black dolomicrite, dolosparite and stromatolitic dolomite. Gray dolomicrite was recognized in the lower breccia unit: The dark brown idiotopic dolosparite fragments predominate in the lower breccia unit. Dolomite in crystalline form almost always occurs together with calcitized and dolomitized mudstones or is interbedded with grainy limestones. It consists of subhedral to euhedral dolomite crystals. This dolomite rarely retains original sedimentary textures. In outcrop it is often intensively altered by surface weathering. Fragments composed solely of stromatolitic dolomite also exist. These dolomites normally retain original sedimentary textures. Here and there gastropod sections, ostracod shells, as well as fecal pellets and algal skeletons can be observed in the stromatolitic dolomite. All three dolomite types constitute continuous beds in the lower part of the Ambrus beds, i.e. in the sedimentary succession immediately underlying the cliff breccias, as well as the dolomites in the Upper Malm dolomite-limestone succession.

Silica fragments occur only sporadically in the studied breccia. They are present exclusively in the middle part of the upper breccia unit and belong to chert. The silica fragments are usually more than 5 centimetres in size.

Breccia cement and matrix

The cement in Ambrus breccias belongs to fine-grained calcite, dolomite, rarely matrix. In spots, coarser sparry crystals originated as a result of crystallization of fine-grained miciritic carbonate can be observed. Occasionally, only coarsely crystalline calcite (sparry calcite) cement fills the space among fragments. Since the matrix itself is often brecciated, it clearly postdates the lithification of the microsparitic matrix. As already said, the two breccia units were differentiated on the basis of the grain size and the material filling the interstices among grains. In the lower breccia unit the sparry calcite cement is preceded by a finelly crystalline calcite. Moreover, the clayey fine-grained interstitial material contains individual clasts and dolomite crystals. The dolomite crystals commonly are abraded and/or broken, being in any case formed before brecciation. Some smaller mudstone fragments, incorporated in the mud, are completely recrystallized. Larger cavities may be partly sediment-filled or in part spar-filled which created geopetal fabrics. In fact, the sediment forms the floor, and the sparry calcite the upper part of the cavity.

Genesis

The Ambrus beds represent an important key to the depositional setting during Neocomian time intervals as well as to major tectonic events in the Suha Krajina area. The occurrence of stromatolites, mud-cracks, erosion surfaces, karstification phenomena, accumulations of insoluble residue, breccias, rhythmical alternations of highly dolomitized and laminated lime mud in the lower part of the Ambrus beds, lead us to conclusion that the finely stratified dolomites are supratidal deposits. The lack of fossils as well as the structural characteristics suggest current-agitated conditions. Furthermore, fine stratification of the intertidal and supratidal mud deposits is performed by storms that transport and deposit marine sediment into the intertidal and supratidal setting. It should be noted that the fragmentation of the newly formed sediment occurred at shoaling and temporary withdrawal of water by dessication and mud-cracking. Irregular dried-out and mud-cracked polygons have been broken into angular fragments, being later deposited and lithified together with remained lime mud. The lithologic composition, the scarity of fauna as well as textural and structural characteristics of the breccias indicate their intertidal and supratidal formation. The main characteristics of the cliff breccias are angular to subangular carbonate clasts of uniform or polymict composition, a very dense packing of clasts, a very poor sorting without grading or bedding, and different-sized fragments. It should be emphasized that this all speaks in favour of hypothesis that the breccias were formed by accumulation and consolidation of rock fragments derived from cliffs i.e., a high, very steep to overhanging face of rocks rising above the shore, usually produced by physical disintegration, chemical decomposition, faulting and erosion. The talus has been chiefly formed by gravitational falling of loose fragments, and their accumulation and consolidation at the foot of the described escarpments or steep walls.

Fossils and Age

The lower part of the Ambrus beds contains numerous *Favreina salevensis* Parějas which are almost always rock-forming, further on *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), Verneuilinidae and Textulariidae. Fossils have not been found in the matrix of the breccias so far. Consequently, we can describe biofacies and define the age of the Ambrus breccias on the basis of the fossil association from the rock fragments. The biofacies can be referred to the *Clypeina? solkani* Conrad & Radoičić zone, which is typical for the carbonate platform shallow marine environment of the Neocomian age. Considering the constituent breccia fragments, their fossil contents, the stratigraphic position as well as the underlying and overlying fossiliferous carbonate sediments the breccias are of Valanginian, Hauterivian and very probably of the Lower Barremian age.

During the Neocomian the restricted lagoon was developed in the study area. Detrital influx within the area studied was insignificant, suggesting that the surrounding dry land was built of carbonate rocks. The lithologic composition, structural and textural characteristics of the sediments suggest that these sediments were formed in a shallow-marine setting. The stratification of breccias is poor, what is comprehensible, since strata in these depositional conditions could not be formed.

Paleogeographic Interpretation

According to the composition and sedimentological properties of the breccias, we can conclude that after the deposition of the Upper Malm beds important paleogeographic and depositional changes took place. The quoted changes, which are supposed to be the consequence of epeirogenetic, eustatic and tectonic movements, caused the differentiation of up to this time relatively uniform environment. These movements and forces caused faulting, uplifting, vertical displacements, local dry land and, accordingly, new paleogeographic disposition of the land and the sea.

On the Jurassic/Lower Cretaceous boundary some parts of the Suha Krajina area were subjected to tectonic movements as a consequence of the Late Kimmerian orogenetic phase (Dozet, 1989), resulting in an uplifting and rupturing of individual parts of the bottom of the sea. The new formed land gave the material for origin of the heterogeneous limestone-dolomite sedimentary breccias. A new paleogeographic picture between the land an the sea developed. The Neocomian carbonate breccias that originated predominantly in shore regions are genetically closely related to the mentioned paleogeographic changes.

On the basis of morphological characteristics, the size, the shape, the poor sorting of breccia constituents, and with regard to the type of cement, we come to conclusion that during the deposition of the breccias, there were great differences with reference to base level of erosion. The coast region was characterized by steep, often vertical and even overhanging cliffs and with a strong water dynamics, but the transport was very short. With regard to the composition of the coarse-grained carbonate rocks it is evident that then being land, as source area of rock material, was composed exclusively of carbonate rocks. At new conditions of sedimentation carbonate breccias were formed.

Depositional environment of the Berriasian beds (Lower Ambrus Beds)

A poor faunal diversity i.e., a low number and a low quantity of species, as well as stromatolites, bird's-eyes, numerous local erosion surfaces, common occurrences of marine and meteoric cements, dolomitization, common occurrences of karstified carbonate rocks, clearly indicates shallow subtidal to intertidal and even shortstanding periodical supratidal setting during Berriasian as well as Valanginian, Hauterivian and very probably the Lower Barremian.

Deposition of the brecciated rocks (Ambrus breccias)

The brecciated Neocomian carbonate succession at Ambrus was deposited in a very shallow restricted lagoonal setting. The predominance of the shallow intertidal to supratidal carbonate fragments i.e., dolomites, algal laminates and mudstones with bird's-eyes within the breccia indicates an overall restricted shallow lagoonal setting. Bellow the breccia in the Ambrus-Kamni vrh type section the petrographic evidence suggests that the restricted lagoon periodically changed into dry land.

The first small brecciation could have resulted from small-scale periodic seasonal dessication under evaporative conditions. The lower breccia part underwent two major phases of forming. The first probably occurred soon after deposition during a short period of emergence. The existence of an emergence period between the lower and upper breccia part is resumed from the observation that the mud matrix is absent in the upper breccia part. The carbonate groundmass material may originate from unlithified mud, occurring at the top of the lower breccia unit, or may relate to mud infiltration at the initial stages of sedimentation of the upper breccia unit. After the emergence period sedimentation resumed with deposition of mudstones. The dolomite beds become less prevalent through time and finally disappeared.

Characteristic appearances within the breccia such as veined fragments, re-brecciated breccia fragments and the presence of two groundmass generations (microcrystalline and sparry calcite cement) exhibit at least two phases of formation of breccia. Initial formation of breccia occurred soon after deposition during a short period of emergence. During this stage the original carbonate beds locally became veined and fractured. Carbonate mud infiltrated into interstices between the fragments. Finally, the breccia fragments were cemented by sparry calcite.

Conclusions

During the Upper Triassic, Jurassic and Cretaceous periods the study area was a part of the Dinaric Carbonate Platform.

As far as tectonics is concerned, in the Jurassic and the Lower Cretaceous periods the Dinaric Carbonate Platform was not subjected to any stronger tectonic movements (Savić, 1973; Buser, 1979, 1980, 1989; Dozet, 1989, 1994). Consequently, in the Upper Malm and the Lower Cretaceous a relatively continuous sedimentation occurred, interrupted with periodical, short-lived local interruptions, as a consequence of intensified epeirogenetic movements of the Carbonate Platform. These movements caused periodical land forms especially at the time between the Lower and the Upper Malm as well as between the Upper Malm and Neocomian.

The Malm and the Berriasian sedimentation was, generally speaking, a result of three different modes of sediment forming: 1) – land setting, 2) – changeable shallow marine and subaerial setting and 3) – shallow marine setting.

The beds between fossiliferous underlying Upper Malm *Tintinnina* and *Clypeina* limestones and overlying Barremian Dasycladacea limestones at Ambrus have been named the Ambrus beds.

The lower part of the Ambrus beds, belonging to Berriasian, is interpreted as a shallow water deposition with considerable degree of subaerial exposures. The predominance of laminites, mudstones with birdseyes and shallow intertidal to supratidal carbonate fragments indicates that the treated sequence was originally formed in a shallow restricted lagoonal setting.

The upper part of the Ambrus beds is occupied by heterogeneous carbonate breccias.

In the breccia interval the heterogeneous dolomite breccias are predominant, the limestone-dolomite breccias are less extended, whereas pure limestone breccias are rare.

Chronostratigraphically, the Ambrus-breccias are of Valanginian, Hauterivian, and probably of the Lower Barremian age, since in their composition the fragments of dark gray to black carbonate fragments, being common in Barremian, are predominant.

From the biostratigraphic point of view the Ambrus beds are included in the *Clypeina? solkani* Conrad & Radoičić zone (Neocomian).

It seams acceptable to conclude that the Neocomian heterogeneous breccias discussed above, composed of the Upper Berriasian, Valanginian, Hauterivian and very probably the Lower Barremian fragments, could not be exposed by erosion alone. The reason can be found in the increasingly more intensive movements of the sedimentary basis from the Berriasian to the Upper Barremian.

Interruption in the stratigraphic record without larger angular discordance testifies to the statement that from the Upper Malm, Berriasian respectively, to the Upper Barremain predominantly epeirogenetic movements with local disturbances existed, contributing to the origin of the Ambrus breccias.

Finally, our main concept is, the heterogeneous Ambrus breccias with limestone and dolomite constituents are products of intensified epeirogenetic and tidal movements, eustatic sea-level changes, erosion as well as local synsedimentary tectonics.

References

Buser, S. 1979: Tolmač za list Ribnica. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Zvezni geološki zavod, 60 pp., Beograd.

Buser, S. 1980: Stratigraphic gaps in Paleozoic and Mesozoic beds in Slovenia. – Symp. Geol. Reg. Paleont. - Inst. Geol. Reg. Paleont. Fak. Min. Geol. Univ. Belgrade, 335-345, Beograd.

Buser, S. 1989: Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). – Mem. Soc. Geol. It., *40* (1987), 313-320, Rome.

Dozet, S. 1983: Tolmač lista Delnice. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Type-writing. – Geološki zavod Ljubljana, 109 pp., Ljubljana.

Dozet, S. 1989: Tectonic movements in the Younger Paleozoic and Mesozoic in the Kočevje area, southern Slovenia (orig. Slov). – Rud.-met. zbornik, *36/4*, 663-673, Ljubljana.

Dozet, S. 1990: Biostratigraphic subdivision of the Jurassic and Lower Cretaceous beds in the Kočevje and Gorski Kotar area (orig. Slov.). – Rud.-met. zbornik, *37/1*, 3-18, Ljubljana.

Dozet, S. 1994: Stratigraphy of the Suha Krajina area (Slovenia) and stratigraphic gap Middle Liassic-Lower Malm. - Rud.-met. zbornik *41*, 231-238, Ljubljana.

Dozet, S. 1995 a: Neptunian Clastic dikes in the Malm beds of Suha Krajina (Slovenia). – Rud.-met. zbornik, *42/3-4*, 171-178, Ljubljana.

Dozet, S. 1995 b: The Malm algal nodules (oncolites) from the Suha Krajina region (Slovenia). – Rud.-met. zbornik, *42/34*, 165-169, Ljubljana.

Dozet, S. 1996: Foraminiferal and algal biostratigraphy of the Jurassic beds in southeastern Slovenia. – Rud.-met. zbornik, *43/1-2*, 3-10, Ljubljana.

Dozet, S. & Šribar, L. 1991: Lower Cretaceous beds on the Delnice Sheet (orig. Slov.). – Rud.-met. zbornik, *38/2*, 161-190, Ljubljana.

Dozet, S. & Strohmenger, C. 1996: Late Malm carbonate breccias at Korinj and their significance for eustacy and tectonics (Central Slovenia). – Geologija, *37, 38*, 215-223 (1994/95), Ljubljana.

Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E. (Ed.). – Classification of carbonate rocks. AAPG, Mem., *1*, 108-121, Tulsa.

Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., *43/1*, 38 pp., Tulsa.

Savić, D. 1973: Jurassic and Cretaceous beds between Gornje Jelenje and Grobničko polje (orig. Croat.). – Geol. Vjesnik, *22*, 127-147, Zagreb.

Savić, D. & Dozet, S. 1985: Tolmač za list Delnice. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. – Zvezni geološki zavod, 66 pp., Beograd.

Strohmenger, C. 1988: Miakrofazielle und diagenetische Entwicklung jurasischer Karbonate (Unter-Lias bis Ober-Malm) von Slowenien (NW Jugoslawien). – Heidelb. Geowiss. Abh., *24*, 294 pp., Heidelberg.

Strohmenger, C. & Dozet, S. 1991: Stratigraphy and geochemistry of Jurassic carbonate rocks from Suha krajina and Mala gora mountain (Southern Slovenia). – Geologija, *33* (1990), 315-351, Ljubljana.

Šribar, L. 1966: Jurassic sediments between the Villiges Zagradec and Randol in Krka valley (orig. Slov.). – Geologija, *9*, 379-383, Ljubljana.

Šribar, L. 1979: Biostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary layers from South Slovenia (orig. Slov.). – Geologija, *22/1*, 113-116, Ljubljana.

GEOLOGIJA *39*, 133–157 (1996), Ljubljana

Dachstein Limestone from Krn in Julian Alps (Slovenia)

Razvoj dachsteinskega apnenca na Krnu v Julijskih Alpah

Bojan Ogorelec
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1001 Ljubljana, Slovenija

Stanko Buser
Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta
Oddelek za geologijo, Aškerčeva 2, 1000 Ljubljana, Slovenija

A stari moj Krn,
ki seval okrog milijone je krat
o soncu ko zlat,
a v zimi neštetokrat bil je srebrn,
.....
.....
in vedno je gledal brezčutno k nam dol,
sè srcem brez čuta je srečen,
saj on je pač večen,

(Simon Gregorčič, *Iz predsmrtnic, 9*)

And my old Krn
that shone many million times
in sun like a golden coin,
while in winter he was silvery so many times,
.....
.....
and always he looked merciless down on us,
happy in his impassive heart,
eternal as he is.

(Simon Gregorčič, *from Songs before death, 9*
Slovenian poet (1844–1906),
born in the village Vrsno by Krn)

Key words: Dachstein limestone, Upper Triassic, sedimentology, paleogeography, Julian Alps

Ključne besede: dachsteinski apnenec, zgornji trias, sedimentologija, paleogeografija, Julijske Alpe

Abstract

The Dachstein limestone from Krn is characterized by Lofer development. The section encompasses 30 cyclothems on average 3–4 metres thick. Intra- and supratidal environment of deposition is evident by stromatolites, loferite and tempestite breccias. They were all locally affected by early diagenetic dolomitization. Biomicritic limestone with several horizons of megalodont clams was deposited in shallow and restricted shelf. Basal members A of the Lofer cyclothem are developed only exceptionally. Solution cavities are fairly common, being infilled by sparry calcite and insoluble rich red limestone.

The limestone was deposited on the Julian carbonate platform near its passage part to the southerly lying Slovenian basin. In this part reigned specific circumstances that resulted into formation of very numerous corrosion vugs; they are filled in their central parts by variegated marly clay. Interesting are frequent tem-

pestite layers. Their origin is explained by synsedimentary tectonic processes that caused fracturing and slumping in unconsolidated limestone beds.

Kratka vsebina

Dachsteinski apnenec na Krnu kaže vse značilnosti loferskega razvoja. S profilom je bilo zajetih 30 ciklotem, ki so v povprečju debele 3 do 4 metre. V med- in nadplimskem okolju so nastajale stromatolitne in loferitne plasti ter tempestitit ("nadplimski konglomerat"); vse je ponekod zajela zgodnjediagenetska dolomitizacija. V plitvem in mirnem šelfu se je odlagal biomikritni apnenec z več horizonti megalodontidnih školjk. Bazalni členi loferske cikloteme A so razviti le izjemoma. Pogoste so korozijske votline, zapolnjene s pasovitim sparitnim kalcitom in residualno karbonatno glino.

Apnenec je nastal na Julijski karbonatni platformi blizu pregibnega dela z južneje ležečim Slovenskim bazenom. V tem delu so bile specifične okoliščine, ki so povzročile nastanek izredno številnih korozijskih votlin; le-te v središčnem delu zapolnjuje različno obarvana laporna glina. Zanimive so pogostne plasti tempestitov. Njihov nastanek razlagava s sinsedimentarnimi tektonskimi procesi, ki so povzročili razlamljanje in zdrsnitve še nekonsolidiranih plasti apnenca.

Introduction

When approaching the middle Soča River area, the eye is caught by vast mountainous massifs of the Julian Alps among which is especially dominant the mighty summit of Krn (fig. 1). These massifs are prevailingly built of the more than 1000 meters thick sequence of light thick bedded limestone that is known in the geological literature as the Dachstein limestone.



Fig. 1. Massive of Dachstein limestone with Krn in the foreground, taken from Kolovrat

Sl. 1. Dachsteinski apnenec na Krnu, posnet s Kolovrata

The Dachstein limestone, or the Dachstein Formation, is of Late Triassic Norian-Rhaetian age. The name is derived from the Dachstein massif near Salzburg. In the larger part of the Julian Alps the formation is developed mostly as thick-bedded limestone and dolomitized limestone (Selli, 1963; Kuščer et al., 1974; Buser, 1986, 1987; Jurkovšek, 1987;) in places, the bedded limestone passes into more or less extensive reefs of coral limestone (Turnšek & Buser, 1991). Below the Norian-Rhaetian Dachstein limestone lies a thick succession of layered Main dolomite the lower part of which extends down into the Carnian stage. The development of the Main dolomite and Dachstein limestone in Julian Alps is equal, or very similar as in the wider region of the Northern and Southern Alps (Sander, 1936; Zankl, 1967, 1971; Flügel, 1963, 1972; Fischer, 1964, 1975; Bosellini, 1967; Bosellini & Rossi, 1974), Dinaric Mountains (Buser, 1974; Ogorelec, 1975, 1988; Ogorelec & Rothe, 1993; Dozet, 1990; Herak et al., 1967; Babić, 1968; Dimitrijević & Dimitrijević, 1988; Čadjenović, 1988), Hungary (Fülöp, 1976; Haas, 1994), and even Sicily (Matavelli et al., 1969; Catalano et al., 1974). This is an indication of unique depositional and paleogegraphic conditions in the wide region of the Northern and Southern Alps and the Mediterranean in Norian and Rhaetian times. Such circumstances were possible only through a sedimentation process of limestone that was equilibrated with sinking of the carbonate platform (Fischer, 1964; Bosellini, 1967).

During the Middle Lias a general disintegration of the entire system of large carbonate plates happened. Breaking and sinking of particular parts was accompanied locally by forming of more or less thick carbonate breccias and neptunian dikes (Bernouilli & Jenkyns, 1974). Such breccias do not occur in the southern slopes of Krn where the studied traverses is situated, but they are excellently exposed in immediate vicinity, on the Krnska škrbina and near the lake at Lužnica (Babić, 1980/81; Buser, 1986). The quiet depositional environment on the carbonate platform continued from Rhaetian to Lias, so that the formation of dislocation fissures in the Slovenian part of the Julian Alps, as well as the slope breccias and neptunian dikes took place in Jurassic only, more precisely in the Late Lias. Such cases were recorded also near Bovec and on Mangart (Jurkovšek et al., 1990).

The traverse on Krn (figs. 2 and 3) covers only the smaller upper part, equal to about one tenth of the entire thickness of the Dachstein limestone. The goal of the presently described study was the recording of lithologic and microfacial characteristics of the limestone especially with the intention of comparison with the beds of the same age in the Southern and Northern Alps. The complex of the Dachstein limestone on Krn is thicker, attaining above 1000 meters; owing to the position of beds and monotonous development of the limestone the investigation was limited to the most diversely developed part of the formation which comprises 30 cyclothems.

The beds underlying the Dachstein limestone on Krn are not exposed. The Lower Jurassic Lias shallow marine limestones that normally overlie the Late Triassic Dachstein limestone are preserved as erosion remnant on the Batognica Mountain, only a few hundred meters southeast of the Krn summit. So it may be concluded that the sampled Dachstein limestones on Krn belong to the upper part of Upper Triassic. The Lias beds have a larger extension in northern slopes of Polovnik northeast of Krn (Kuščer et al., 1974; Buser, 1987).

The studied massif of the Dachstein limestone belongs in the tectonic sense to a large overthrust structure named after Krn the Krn nappe (Buser, 1986). As the marginal part of the Julian Alps the Krn nappe is thrust over the Rutar nappe (fig. 2)

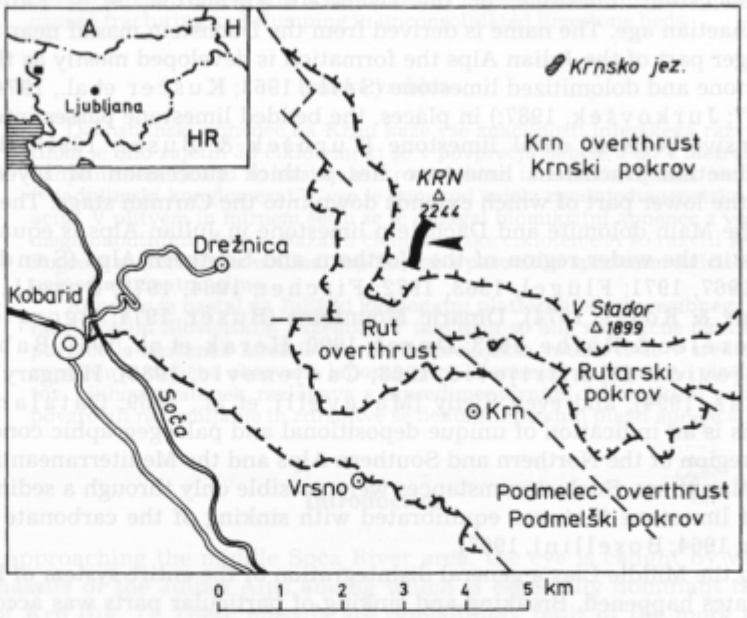


Fig. 2. Structural map of the Krn area and location of the investigated section
Sl. 2. Tektonska karta ozemlja okrog Krna in položaj raziskanega profila

that consists of Jurassic and Cretaceous sediments of the deeper marine development of the Slovenian basin (Buser, 1986, 1989).

The limestone on Krn was researched in the frame of the studies for the Basic geologic map 1:100,000, sheet Tolmin and Videm, in 1979 (Buser, 1986, 1989).

Description of the Traverse

The Dachstein limestone was examined in a 160 meters thick continuous traverse that is situated on the south slopes of Krn next to the mountaineering trail between the Kožljak saddle and the Gomišček refuge below the Krn summit (fig. 2). The traverse comprises only the upper part of the several hundred meters thick succession with a rather monotonous development of beds. The same textural and lithologic rock types keep repeating up to the summit of Krn. The traverse is throughout its course excellently exposed so that also lateral passages and changes in the rock can be examined.

In the southern slope of Krn the beds of Dachstein limestone dip gently towards northeast (55/25). They are to a large degree covered by slope talus and mountain grass, but they may be nevertheless observed in detail in roadcuts of the winding military road that dates from the First World War. The characteristic roof-like south slope of Krn was most probably formed in a large rockslide of limestone beds during the Ice Age, and is not conditioned by the downslope directed dip of the limestone

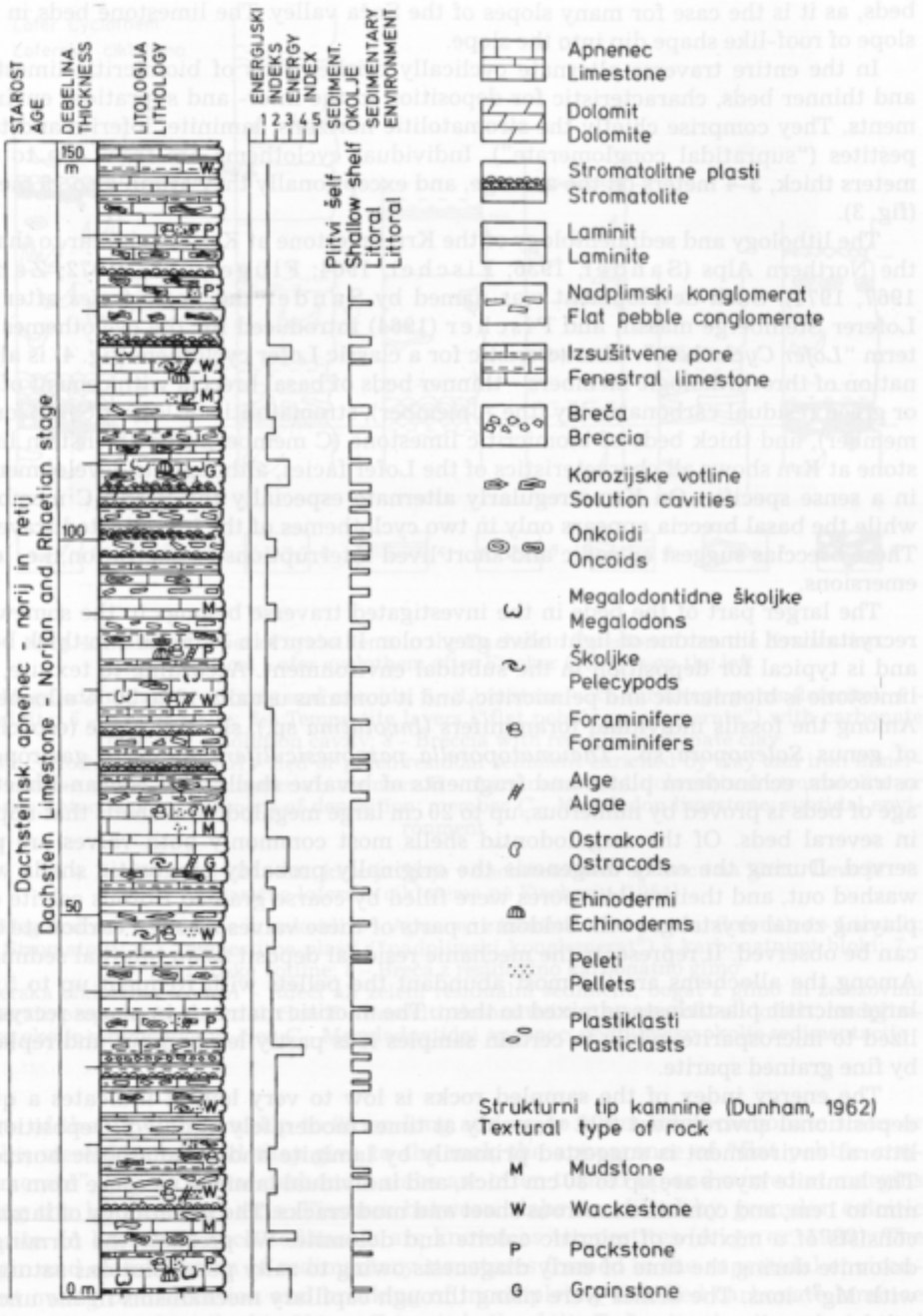


Fig. 3. Lithologic column of the Krn section; Dachstein limestone

Sl. 3. Litološki stolpec profila Krn; dachsteinski apnenec

beds, as it is the case for many slopes of the Soča valley. The limestone beds in this slope of roof-like shape dip into the slope.

In the entire traverse alternate cyclically thicker beds of biomicritic limestone and thinner beds, characteristic for deposition in the inter- and supratidal environments. They comprise chiefly the stromatolitic horizons, laminite, loferite and tempestites ("supratidal conglomerate"). Individual cyclothems are from one to five meters thick, 3–4 meters on the average, and exceptionally they attain also 15 meters (fig. 3).

The lithology and sedimentology of the Krn limestone at Krn are similar to that of the Northern Alps (Sander, 1936; Fischer, 1964; Flügel, 1963, 1972; Zankl, 1967, 1971). Such development was named by Sander the *Lofer facies* after the Loferer Steinberge massif, and Fischer (1964) introduced for the cyclothemes the term "*Lofer Cyclothem*". Characteristic for a classic Lofer cyclothem (fig. 4) is alternation of three lithologic members – thinner beds of basal breccia with cement of red or green residual carbonate clay (the A member), stromatolitic or loferitic horizon (B member), and thick beds of biomicritic limestone (C member). The Dachstein limestone at Krn shows all characteristics of the Lofer facies, although its development is in a sense specific. On Krn irregularly alternate especially the B and C members, while the basal breccia appears only in two cyclothemes of the investigated traverse. These breccias suggest episodic and short lived interruptions of deposition, i.e. local emersions.

The larger part of the beds in the investigated traverse belongs to the somewhat recrystallized limestone of light olive grey color. It occurs in 30 cm to 2 m thick beds, and is typical for deposition in the subtidal environment. According to texture, the limestone is biomicritic and pelmicritic, and it contains usually 10 to 30 % allochems. Among the fossils individual foraminifers (*Involutina* sp.), skeletal algae (especially of genus *Solenopora* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri), gastropods, ostracods, echinoderm plates and fragments of bivalve shells. The Norian-Rhaetian age of beds is proved by numerous, up to 20 cm large megalodontid shells that appear in several beds. Of the megalodontid shells most commonly both valves are preserved. During the early diagenesis the originally probably aragonitic shells were washed out, and their moldic pores were filled by coarse grained fibrous calcite displaying zonal crystal growth. Seldom in parts of these valves also red carbonate clay can be observed. It represents the mechanic residual deposit as an internal sediment. Among the allochems are the most abundant the pellets with frequent up to 5 mm large micritic plasticlasts admixed to them. The micritic matrix is in places recrystallized to microsparite, while in certain samples it is partly leached out and replaced by fine grained sparite.

The energy index of the sampled rocks is low to very low. It indicates a quiet depositional environment that was only at times moderately agitated. Deposition in littoral environment is suggested primarily by laminite and stromatolitic horizons. The laminite layers are up to 80 cm thick, and individual laminae measure from a few mm to 1 cm, and contain numerous sheet and mud cracks. The mineralogy of laminite consists of a mixture of micritic calcite and dolomite. We presume the forming of dolomite during the time of early diagenesis owing to salty pore solutions saturated with Mg^{2+} ions. The brines were rising through capillary mechanisms in the unconsolidated carbonate mud at times of exposure to the supratidal environment (the "capillary concentration" dolomitization model – Illing et al., 1965). Periodically occurred as a result of tectonic processes breaks and slumps of incompletely lithified

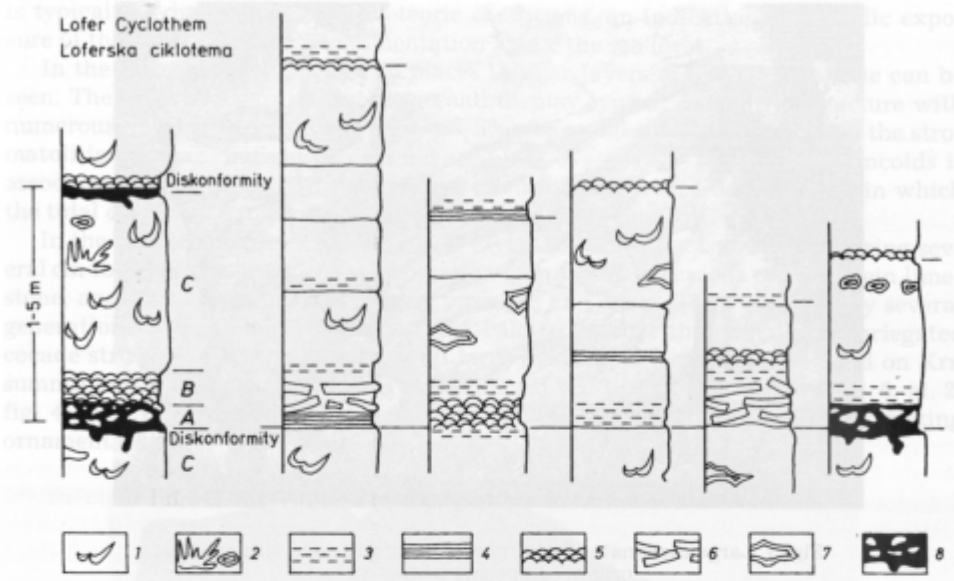


Fig. 4. Different types of cyclothems in the Dachstein limestone from the Krn section. Classical Lofer cyclothem after Fischer (1964) is on the left

1 – Megalodontidae; *2* – Corals and oncoids; *3* – Limestone with shrinkage pores (loferite); *4* – Laminite; *5* – Stromatolite; *6* – Tempestite layers ("flat pebble conglomerate") with carbonate blocks; *7* – Solution cavity; *8* – Breccia with residual carbonate clay

Lofer cyclothem: member *A* – Red or green residual sediment enriched by clay and iron minerals; residue of weathered material; member *B* – Laminated and dolomitised stromatolite or loferite; intertidal environment of deposition; member *C* – Megalodon limestone; subtidal environment

Sl. 4. Različni tipi ciklotem, ki se javljajo v dachsteinskem apnencu na Krnu. Levo je klasična loferska ciklotema po Fischerju (1964)

1 – Megalodonti; *2* – Korale in onkoidi; *3* – Apnenec z izsušitvenimi porami (loferit); *4* – Laminit; *5* – Stromatolit; *6* – Tempestitne plasti ("nadplimski konglomerat") s karbonatnimi bloki; *7* – Korozijske votline; *8* – Breča z residualno karbonatno glino

Loferska ciklotema: člen *A* – Rdeči ali zeleni residualni sediment, bogat z glino in železovimi minerali; preperinski material; člen *B* – Pasoviti, dolomitizirani stromatolit ali loferit; medplimsko okolje sedimentacije; člen *C* – Megalodontidni apnenec; podplimsko okolje sedimentacije

parts of the limy bottom. Up to 80 cm long and up to 10 cm thick carbonate slabs or scales were formed, and they give to the rock the appearance of "flat pebble conglomerate", (fig. 5). These carbonate slabs are often turned up and curved at margins along the longitudinal axis. Fissures between slabs are filled by granular calcitic sparite. In literature such sediments are known as tempestites (Aigner, 1982). The origin and classification of sedimentary structures formed in the supratidal environment owing to disiccation and breaking of incompletely lithified carbonate laminae and bands were described in Upper Triassic beds of the Dolomites by Assereto and Kendall (1977). They named such structures "tepee", the term for Indian tent of pyramidal shape.



Fig. 5. Large carbonate blocks, mostly of loferitic and stromatolitic origin, composing tempestite

Sl. 5. Velike raztrgane karbonatne luske, po sestavi pretežno loferitne in stromatolitne, ki grade tempestit

The *stromatolitic horizons* are up to 40 cm thick, and they are more frequent mostly in the middle part of the traverse. The larger part is a stromatolite of polygonal type (Aitken, 1967; Gebelein, 1969), with up to 2 mm thick parallel laminae. The horizons of spongy texture are very rare (pl. 3, fig. 1). The interspaces of stromatolitic laminae and tiny disiccation pores (fenestrae, shrinkage pores) are filled by transparent sparitic cement, and in certain larger pores also geopetal structures with internal micrite can be found (pl. 2, fig. 1). Stromatolitic horizons are prevailingly in part dolomitized. The proportion of dolomite which is microcrystalline and associated with organic laminae is estimated at between 5 and 19 %. Forming of dolomite in stromatolitic layers is connected with early diagenetic processes in the supratidal environment with an intense activity of microorganisms. The cyanophytes that participating in formation of stromatolites caused with their decay an increase in CO_3^{--} ions in the microenvironment which promoted the crystallization of dolomite (Gebelein & Hoffman, 1973). Owing to increased contents of organic matter in the sediment during growth of stromatolites these beds are of darker color than the country rock, and can be macroscopically distinguished in the field.

A special lithology of rock characteristic for the supratidal environment is the micritic and pelmicritic limestone with disiccation marks (pl. 1, fig. 1–2, pl. 2, fig. 2–3). Layers of this limestone, called *loferite* after Fischer (1964), are quite frequent in the traverse, and are up to 50 cm thick. The mud cracks measure up to several mm and are oriented with their longer axis parallel to bedding. The features are a consequence of drying and shrinkage of unconsolidated carbonate mud during the phases of the supratidal environment, and their share might attain 40 % of the rock. They are filled with coarse grained sparite, while in larger vugs also internal micritic sediment and gravitational (stalactitic) cement can be found (pl. 2, fig. 3). The latter

is typical for diagenesis under meteoric conditions, an indication of episodic exposure of the limestone during sedimentation above the sea level.

In the lower part of traverse in places thinner layers of *oncoid limestone* can be seen. The oncoids measure up to 3 cm and display typical concentric structure with numerous algal envelopes (pl. 3, fig. 2–3). They are slightly dolomitized, like the stromatolitic laminae. Individual oncoids are often overgrown. The origin of oncoids is associated with a slightly more agitated environment, with tidal channels in which the tidal currents enabled steady movement and their concentric growth.

In the entire traverse occur in several layers also *solution cavities* measuring several cm to a few dm. They are an indication of episodic emersions of Dachstein limestone, and they represent paleokarstic passages and caves. They are filled by several generations of variously colored sparitic calcite, so that they display a variegated cocade structure. Especially pretty and large solution cavities are developed on Krn summit where they are often filled also with red residual carbonate clay (fig. 6, pl. 2, fig. 4). The limestone with numerous variegated solution cavities is an interesting ornamental stone.



Fig. 6. A detail of the solution cavity filled by sparry radial calcite and red carbonaceous clay; the top of Krn, natural size

Sl. 6. Detajl korozijske votline, ki jo zapolnjujeta conarni sparitni kalcit in rdeča karbonatna glina; vrh Krna, naravna velikost

Paleogeographic Conditions during Forming of Dachstein Limestone

The Upper Triassic rocks that build the predominant part of the geotectonic unit of the Southern Alps, to which also the Krn area with the studied traverse belongs, were deposited on the Julian carbonate platform that was formed at the beginning of the Late Triassic. South of this platform extended the deeper marine Slovenian basin that wedged out in the area of the present central Soča valley between Kobarid and

Srpenica. Owing to wedging out of the Slovenian basin the Julian and the Dinaric carbonate platforms bordered westwards directly one to the other, and continued farther west to neighboring Italy as a unique Trento platform (Buser & Debeljak, 1996).

The depositional circumstances on the Dinaric and Julian platforms were different during the Late Triassic, as indicated by the Main dolomite that contains only rare megalodontid bivalves on the Dinaric platform (Ogorelec & Rothe, 1993), while these are extraordinarily numerous in the C member on the northerly situated Julian platform.

Characteristic for the Dachstein limestone in the described traverse on Krn is the outstanding appearance of large solution vugs and tempestites, or the "flat pebble conglomerate". This is typical in the Julian Alps also in the environs of Krn on Polovnik, in the Soča valley southeast of Bovec and in Bohinj along the road from the Voje valley to the Blato pasturage. Especially characteristic are cavities in which the walls are rimmed by calcite of zonal texture, while the centers are filled by red, yellow to violet carbonate clay. In other areas the cavities are less frequent, and they are mostly filled by calcite only. An interesting fact is that solution cavities occur only in limestone layers that were deposited in the subtidal environment of the carbonate platform, and that they never reach into the stromatolitic and laminated layers.

The extraordinary abundance of solution cavities indicates special condition during their genesis. The margin of the carbonate platform, on which the limestone of Krn was deposited, was the most exposed part to frequent uplifts of the sea bottom or to oscillations of the sea level, and with that to longer land phases. During these events occurred intense karstification and forming of insoluble argillaceous residue, or fossil soils, that were washed to central parts of solution cavities. There is the still open question on the absence of these cavities in the stromatolitic and laminated layers. There they also could be logically expected, since during land phases also these beds were subjected to weathering. One of possible explanations might be also that the stromatolitic beds were more resistant against karstification than pure limestone owing to their high dolomite content.

The beds of the Dachstein limestone in the examined traverse on Krn were deposited on the extreme southern shallow marine margin of the carbonate platform, and they border at present with the tectonic overthrust contact on the southerly lying deposits of the Slovenian basin. Along the thrust border probably only an insignificant part of the Dachstein limestone beds were eroded, so that the southern part of the old carbonate platform remains more or less preserved.

In the southern slope of Veliki Stador southeast of Krn are still preserved the Norian-Rhaetian reef limestones that represent the lateral equivalent of the bedded Dachstein limestone (Turnšek & Buser, 1991). These limestones are an additional indication of the extreme southern margin of the Julian carbonate platform on which in places just along its flexure the coral reefs thrived.

The origin of tempestites in the area of the present Krn cannot be reliably explained by stormy events. Up to one meter long and several decimeters thick, half lithified limestone slabs could not have been formed by such events. Furthermore, on these slabs there are no traces of shorter or longer transport. The slabs are not limited by sharp cracks that could be formed at surface drying of limy mud. The joints between them are "welded", filled by calcitic sparite. The origin of tempestites is explained by the present authors by episodic earthquake events that caused cracking and slumping of still unconsolidated limy mud. The earthquakes were the most fre-

quent and strong exactly along the border of the platform that sunk along steep faults into the southerly extending Slovenian basin. The extraordinary exposition of this part of the carbonate platform to tectonic effects is indicated in a later time (Late Lias) by deep, wide open tension fault cracks that were filled by breccias with red cement in the form of neptunian dikes. These very phenomena are spatiually associated with the wider area of Krn where numerous tempestite layers occur.

Conclusion

The lithology and microfacies of the Norian-Rhaetian Dachstein limestone at Krn suggest that the rock was deposited in a very shallow sea. The textural types of limestone indicate incessant altenation of supra- and subtidal depositional environment. For the supra- and intratidal environment are typical the stromatolitic beds, mud cracks, limestone with shrinkage pores (loferite) and flat pebble conglomerate. According to the Standard Microfacies classification (SMF) and the Facies Belt classification (FB, Wilson, 1975; Flügel, 1978) the dolomitized stromatolitic and loferitic limestones of the intratidal environment may be attributed to 19 and 20 SMF and 8 to 9 FB (restricted platform and littoral evaporites). The majority of limestone was deposited in a very shallow water that was not deeper than 10 to 20 meters. The energy index of examined samples is low to very low which leads to the idea of quiet depositional conditions in the restricted part of the carbonate platform with local lagoons. The limestones of the subtidal environment show indications of standard microfacies (SMF) 8, 9, 13 and 18 (biomicrite, biosparite, oncoidal grainstone, foraminiferal and algal limestone), and belong to the environment of open to partly restricted carbonate platform (FB 7 and 9). The enumerated characteristics and monotonous development of the Dachstein limestone in the extended region of the Alps, as well as its impressive thickness suggest a rather flat paleorelief. The carbonate platform sank very slowly, and also the deposition was taking course in equilibrium with sinking. The limestone emerged locally many times, and was exposed to paleokarstification, as indicated by numerous solutioin cavities filled by sparitic calcite (sinter) and residual carbonate clay.

A similar development of the Dachstein limestone with numerous cyclothems as that on Krn is known from a wider region of west Slovenia, especially in the Julian Alps, as for example in the Kanin mountains, Trenta (Jurkovšek et al., 1990), Pokljuka and Kobariški Stol (Buser, 1986, 1987), Polovnik (Kuščer et al., 1974), and from Trnovski gozd and margin of the Banjška planota (Ogorelec, 1975, 1988; Ogorelec & Rothe, 1993).

Characteristic for the Dachstein limestone of the entire mentioned region are all the elements of the classic Lofer development for which is typical the predominance in these cyclothems of the B and C members, and extreme rarity of basal breccias with residual clay (A member).

The very frequent solution cavities were formed in the uppermost southern part of the Dinaric Julian carbonate platform that was the most exposed to long lasting land phases, or at least more often than the northerly lying lagoonal region. Since these cavities appear only in limestone (C member) of the cyclothem, and not in the B layers of cyclothem (stromatolitic layer), this might be the reason for less intense karstification of early diagenetically dolomitized stromatolitic layers than the corresponding limestone layers. The origin of tempestites is associated with frequent earth-

quakes that caused cracking and slumping in the still unconsolidated limestone beds. The most intense earthquakes occurred just at the edge of the Julian carbonate platform and the southerly lying Slovenian basin where the Dachstein limestone of the studied traverse was formed.

Razvoj dachsteinskega apnenca na Krnu v Julijskih Alpah

Uvod

Ko se približamo srednjemu Posočju, se naš pogled ustavi na obsežnih gorskih masivih Julijskih Alp, med katerimi posebno izstopa mogočni vrh Krna (sl. 1). Te masive v večjem delu gradi prek 1000 metrov debela skladovnica svetlega in debeloplastnatega apnenca, v geološki literaturi znanega kot dachsteinski apnenec.

Dachsteinski apnenec oziroma dachsteinska formacija je zgornjetriasne, noriško-retijske starosti. Ime ima po masivu Dachstein pri Salzburgu. V večjem delu Julijskih Alp je razvit predvsem kot debeloplastnati apnenec in dolomitizirani apnenec (Selli, 1963; Buser, 1986, 1987; Jurkovšek, 1987; Kuščer et al., 1974); sem in tja pa plastnat apnenec prehaja v bolj ali manj obsežne grebene koralnega apnenca (Turnšek & Buser, 1991). Pod norijsko-retijskim dachsteinskim apnencem leži debela skladovnica plastnatega glavnega dolomita, katerega nižji del sega še v karnijsko stopnjo. Razvoj glavnega dolomita in dachsteinskega apnenca je v Julijskih Alpah enak ali zelo podoben kakor na širšem prostoru Severnih in Južnih Alp (Sander, 1936; Zankl, 1967, 1971; Flügel, 1963, 1972; Fischer, 1964, 1975; Bosellini, 1967; Bosellini & Rossi, 1974), Dinarskega gorstva (Buser, 1974; Ogorelec, 1975, 1988; Ogorelec & Rothe, 1993; Dozet, 1990; Herak et al., 1967; Babić, 1968; Dimitrijević & Dimitrijević, 1988; Čadjenović, 1988), Madžarske (Fülöp, 1976; Haas, 1994) in celo Sicilije (Matavelli et al., 1969; Catalano et al., 1974). To kaže na enotne sedimentacijske in paleogeografske razmere na širšem prostoru Severnih in Južnih Alp ter delu Mediterana v noriju in retiju. To je bilo možno le z uravnoteženim procesom sedimentacije apnenca in tonjenja karbonatne platforme (Fischer, 1964; Bosellini, 1967).

V srednjem liasu je prišlo do splošnega razkosanja celega sistema velikih karbonatnih plošč. Lomljenje in tonjenje njenih posameznih delov je lokalno spremljalo nastajanje bolj ali manj debelih karbonatnih breč in neptunskih dajkov (Bernouilli & Jenkyns, 1974). Te breče na samem južnem pobočju Krna, kjer leži posneti profil, niso prisotne, so pa odlično odkrite v njegovi neposredni bližini, na Krnski škrbini in pri jezeru v Lužnici (Babić, 1980/81; Buser, 1986). Mirne sedimentacijske danosti na karbonatni platformi so se iz retija nadaljevale še v lias, tako da je prišlo do nastanka prelomnih razpok na slovenskem delu Julijskih Alp in pobočnih breč ter neptunskih dajkov šele v juri oziroma v zgornjem liasu. Taki primeri so tudi pri Bovcu in na Mangartu (Jurkovšek et al., 1990).

S profilom na Krnu (sl. 2 in 3) smo zajeli le manjši vrhnji del, okrog desetino celotne formacije dachsteinskega apnenca. Namen te raziskave je namreč bil, da ugotovimo litološke in mikrofacialne značilnosti apnenca predvsem zaradi primerjave z enako starimi plastmi v Južnih in Severnih Alpah. Sam kompleks dachsteinskega apnenca na Krnu je sicer debelejši in doseže preko 1000 metrov, vendar smo se zaradi

lege plasti in monotonega razvoja apnenca omejili le na najbolj pestro razviti del formacije, s katerim smo zajeli 30 ciklotem.

Talnina dachsteinskega apnenca na Krnu ni odkrita. Spodnjejurski liasni plitvomorski apnenci, ki ležijo normalno nad zgornjetriasnim dachsteinskim apnencem, so ohranjeni kot erozijska krpa na hribu Batognica le nekaj sto metrov jugovzhodno od vrha Krna. Tako lahko sklepamo, da pripadajo vzorčevani dachsteinski apnenci na Krnu vrhnjemu delu zgornjega triasa. Večji obseg pa imajo liasne plasti na severnem pobočju Polovnika, severovzhodno od Krna (Kuščer et al., 1974; Buser, 1987).

Tektonsko pripada raziskani masiv dachsteinskega apnenca obsežnemu pokrovu, ki ima ime prav po Krnu – Krnski pokrov (Buser, 1986). Kot robni del Julijskih Alp je Krnski pokrov narinjen na Rutarski pokrov (sl. 2), katerega grade jurski in kredni sedimenti globljevodnega razvoja Slovenskega bazena (Buser, 1986, 1989).

Apnenec na Krnu smo posneli v okviru raziskav za Osnovno geološko karto 1:100.000, list Tolmin in Videm, leta 1979 (Buser, 1986, 1987).

Opis profila

Dachsteinski apnenec smo raziskali v 160 metrov debelem sklenjenem profilu, ki poteka po južnem pobočju Krna ob planinski poti med prevalom Kožljak in Gomiščkovim zavetiščem pod vrhom Krna (sl. 2). Profil zajema le vrhnji del več sto metrov debele skladovnice s precej monotonim razvojem plasti. Isti strukturni in litološki tipi kamnine se ponavljajo vse do vrha Krna. Profil je vseskozi odlično odkrit, tako da opazujemo lepo tudi bočne prehode in spremembe v kamnimi.

Plasti dachsteinskega apnenca vpadajo na južnem pobočju Krna pod blagim kotom proti severovzhodu (55/25). Večji del so pokrite s pobočnim gruščem in planinsko travo, vendar jih je moči kljub temu lepo opazovati v vsekih vijugasto speljane vojaške poti iz prve svetovne vojne. Značilno strehasto oblikovano južno pobočje Krna je verjetno nastalo ob velikem podoru apnenčevih plasti v ledeni dobi in ni pogojeno z vpadom apnenčevih plasti po pobočju navzdol, kot je to pri številnih pobočjih v dolini Soče. Apnenčeve plasti na tem strehi podobnem pobočju vpadajo v samo pobočje.

V celotnem profilu se ciklično menjavajo debelejše plasti biomikritnega apnenca in tanjše plasti, značilne za sedimentacijo v med – in nadplimskem okolju. To so predvsem stromatolitni horizonti, laminit, loferit in tempestiti ("nadplimski konglomerat"). Posamezne cikloteme so debele od enega do pet metrov, povprečno 3–4 metre, izjemoma pa dosežejo tudi do petnajst metrov (sl. 3).

Litološko in sedimentološko je apnenec na Krnu razvit podobno kot v Severnih Alpah (Sander, 1936; Fischer, 1964; Flügel, 1963, 1972; Zankl, 1967, 1971). Tak razvoj je Sander imenoval po masivu Loferer-Steinberge *loferski facies*, Fischer (1964) pa je za cikloteme uvedel termin "*loferska ciklotema*". Za klasično lofersko ciklotemo (sl. 4) je značilno menjavanje treh litoloških členov – tanjših plasti bazalne breče z vezivom rdeče ali zelene residualne karbonatne gline (člen A), stromatolitnega ali loferitnega horizonta (člen B) in debelih plasti biomikritnega apnenca (člen C). Dachsteinski apnenec na Krnu kaže vse značilnosti loferskega faciesa, vendar je razvit nekoliko svojsko. Na Krnu se nepravilno menjavata predvsem člena B in C, medtem ko se bazalna breča javlja le v dveh ciklotemah raziskanega profila. Te breče nakazujejo občasne in kratkotrajne prekinitve v sedimentaciji oziroma lokalne okopnitve.

Večji del raziskanega profila oziroma plasti pripada nekoliko rekristaliziranemu apnencu svetlo olivno sive barve. Javlja se v 30 cm do 2 metra debelih plasteh in je značilen za sedimentacijo v podplimskem pasu (subtidal environment). Po strukturi je apnenec biomikriten in pelmikriten ter vsebuje navadno 10 do 30 % alokemov. Med fosili opazujemo posamezne foraminifere (*Involutina* sp.), skeletne alge (predvsem iz rodu *Solenopora* sp., *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri) gastropode, ostrakode, ploščice ehinodermov in odlomke školjčnih lupin. Norijsko-retijsko starost plasti dokazujejo številne, do 20 cm velike megalodontidne školjke, ki se javljajo v več plasteh. Megalodontidne školjke so največkrat ohranjene z obema lupinama. V času zgodnje diageneze so bile prvotno verjetno aragonitne lupine izlužene, njihove moldične pore pa je zapolnil debelozrnati vlaknati kalcit s conarno rastjo kristalov. Poredko opazujemo v delih teh lupin tudi rdečo karbonatno glino, ki predstavlja mehanski rezidualni nanos kot interni sediment. Med alokemi so najpogostnejši peleti, mednje pa so večkrat pomešani še do 5 mm veliki mikritni plastiklasti. Mikritna osnova je ponekod rekristalizirana v mikrosparit, v nekaterih vzorcih pa je tudi delno izprana in nadomeščena z drobnozrnatim sparitom.

Energijski indeks vzorcev je nizek do zelo nizek. Kaže na mirno sedimentacijsko okolje, ki je bilo le občasno nekoliko razgibano. Sedimentacijo v litoralnem okolju nakazujejo predvsem laminit in stromatolitni horizonti. Plasti laminita so debele do 80 cm, posamezne lamine pa merijo od nekaj mm do 1 cm in vsebujejo številne izsušitvene razpoke (sheet & mud cracks). Mineralna sestava laminita je mešanica mikritnega kalcita in dolomita. Predvidevamo, da je dolomit nastal v času zgodnje diageneze zaradi slanih pornih raztopin, nasičenih z Mg^{2+} ioni, ki so se kapilarno dvigale v nekonsolidiranem karbonatnem blatu, v času, ko je bil ta izpostavljen nadplimskim razmeram ("capillary concentration" model dolomitizacije – Illing et al., 1965). Občasno je zaradi tektonskih procesov prišlo do lomljenja in zdrsa še nepopolnoma litificiranih delov apnenčevega dna. Nastale so do 80 cm dolge in okoli 10 cm debele karbonatne plošče oz. luske, ki dajejo nakopičene kamnini videz nadplimskega konglomerata ("flat pebble conglomerate", – sl. 5). Karbonatne plošče oziroma luske so ob robovih podolžne osi mnogokrat zavihane ali usločene. Razpoke med ploščami zapolnjuje zrnati kalcitni sparit. V literaturi so taki sedimenti znani kot tempestiti (Aigner, 1982). Nastanek in klasifikacijo sedimentnih tekstur, ki so nastale v nadplimskem okolju zaradi izsuševanja in lomljenja še nepopolnoma litificiranih karbonatnih lamin in pasov, sta iz zgornjetriasnih plasti Dolomitov opisala Assereto in Kendall (1977). Take teksture sta poimenovala "tepee" (originalni izraz za piramidasto obliko indijanskega šotora).

Stromatolitni horizonti so debeli do 40 cm in so pogostejši predvsem v srednjem delu profila. Večji del je stromatolit poligonalnega tipa (Aitken, 1967; Gebelein, 1969), z do 2 mm širokimi in vzporednimi laminami. Horizonti s spužvasto strukturo so zelo redki (tab. 3, sl. 1). Medprostore stromatolitnih lamin in drobne izsušitvene pore (fenestrae, shrinkage pores) zapolnjuje prozorni sparitni cement, v nekaterih večjih porah pa opazujemo tudi geopetalne teksture z internim mikritom (tab. 2, sl. 1). Stromatolitni horizonti so povečini nekoliko dolomitizirani. Delež dolomita, ki je mikrokristalen in vezan na organske lamine, cenimo med 5 in 10 %. Nastanek dolomita v stromatolitnih plasteh povezujemo z zgodnjediagenetskimi procesi v nadplimskem okolju ob intenzivni udeležbi mikroorganizmov. Cianobakterije, ki so udeležene pri nastanku stromatolitov, povzročajo namreč pri svojem razpadanju povišanje CO_3^{--} ionov v mikrookolju, kar pospešuje kristalizacijo dolomita (Gebelein & Hoffman, 1973). Zaradi povišane vsebnosti organske primesi v sedimentu med

rastjo stromatolitov so te plasti obarvane temneje kot prikamnina, tako da že po barvi makroskopsko izstopajo na terenu.

Poseben litološki tip kamnine, značilen za nadplimsko okolje, je mikritni in pelmikritni apnenec z izsušitvenimi porami (tab. 1, sl. 1–2, tab. 2, sl. 2–3). Plasti tega apnenca, po Fischerju (1964) imenovane *loferit*, so precej pogoste v celotnem profilu in so debele do 50 cm. Izsušitvene pore merijo do nekaj mm in so z daljšo osjo orientirane vzporedno s plastovitostjo kamnine. Pore so nastale z izsuševanjem in krčenjem nekonsolidiranega karbonatnega blata v fazah nadplimskega okolja in dosežejo tudi do 40 % kamnine. Zapolnjuje jih debelozrnati sparit, v večjih porah pa opazujemo tudi interni mikritni sediment in gravitacijski (stalaktitični) cement (tab. 2, sl. 3). Slednji je značilen za diagenezo pri meteorskih razmerah, kar kaže na to, da je bil apnenec med sedimentacijo občasno nad nivojem morske gladine.

V spodnjem delu profila opazujemo ponekod tanjše plasti *onkoidnega apnenca*. Onkoidi merijo do 3 cm in kažejo značilno koncentrično zgradbo s številnimi algnimi ovoji (tab. 3, sl. 2–3). Ti so enako kakor pri stromatolitnih laminah rahlo dolomitizirani. Večkrat se onkoidi med seboj preraščajo. Nastanek onkoidov je vezan na nekoliko bolj razgibano okolje, na medplimske kanale (tidal channels), kjer so jim tokovi zaradi bibavice omogočali stalno gibanje in koncentrično rast.

V celotnem profilu se v več plasteh javljajo tudi *korozijske votline* (solution cavities), ki merijo od nekaj cm do več dm. Po njih sklepamo na občasne okopnitve dachsteinskega apnenca in predstavljajo paleokraške kanale in votline. Zapolnjuje jih več generacij različno obarvanega sparitnega kalcita, tako da kažejo barvno pisano kokardno teksturo. Posebno lepe in velike korozijske votline so razvite na vrhu Krna, kjer so večkrat zapolnjene tudi z rdečo karbonatno residualno glino (sl. 6, tab. 2, sl. 4). Apnenec s številnimi pisanimi korozijskimi votlinami je zanimiv kot okrasni kamen.

Paleogeografske razmere pri nastajanju dachsteinskega apnenca

Zgornjetriasne kamnine, ki sestavljajo pretežni del geotektonske enote Južnih Alp, kamor spada tudi območje Krna s posnetim profilom, so nastale na Julijski karbonatni platformi, ki je bila formirana na začetku zgornjega triasa. Južno od te platforme je bil globljemorski Slovenski bazen, ki se je na predelu osrednjega Posočja med Kobaridom in Srpenico izklinjal. Proti zahodu sta zaradi izklinitve Slovenskega bazena mejili neposredno ena na drugo Julijska in Dinarska karbonatna platforma, ki sta se nadaljevali proti zahodu kot enojna Trento platforma v sosednjo Italijo (Buser & Debeljak, 1996).

Sedimentacijske okoliščine na Dinarski in Julijski karbonatni platformi so bile v zgornjem triasu različne, saj dobimo danes na Dinarski platformi glavni dolomit, ki vsebuje le maloštevilne megalodontidne školjke, medtem ko so te na severno ležeči Julijski platformi v členu C izredno številne (Ogorelec & Rothe, 1993).

Za dachsteinski apnenec v posnetem profilu na Krnu je značilno izredno pogostno pojavljanje velikih korozijskih votlin in tempestitov oziroma "nadplimskega konglomerata". Ta značilnost se pojavlja v Julijskih Alpah še v sosedstvu Krna na Polovniku, v dolini Soče jugovzhodno od Bovca in v Bohinju ob cesti iz doline Voj na planino Blato. Še posebno so značilne votline, katerih stene obroblja kalcit s conarno strukturo, njen osrednji del pa zapolnjuje rdeča, rumena do vijoličasto obarvana karbonatna glina. Na drugih območjih so te votline manj številne in so večidel zapol-

njene le s kalcitom. Zanimivo je, da dobimo korozijske votline le v apnenčevih plasteh, ki so nastale v podplimskem območju karbonatne platforme in ne segajo nikjer tudi v stromatolitne in laminirane plasti.

Izredna pogostnost korozijskih votlin in tempestitov kaže na posebne okoliščine med nastajanjem. Rob karbonatne platforme, na katerem je nastal apnenec na Krnu, je bil najbolj izpostavljen pogostnim dvigovanjem morskega dna oziroma oscilaciji morja in s tem dolgotrajnejšim okopnitvam. Ob tem je prihajalo do intenzivnega zakrasovanja in nastajanja glinenega netopnega ostanka ali fosilnih tal, ki so bila sprana v osrednje dele korozijskih votlin. Ostalo je še odprto vprašanje, zakaj se te votline ne pojavljajo tudi v stromatolitnih in laminiranih plateh. To bi bilo tudi logično pričakovati, saj so bile ob nastanku kopnega tudi te plasti izpostavljnene preperevanju. Ena izmed možnostnih razlag je lahko tudi ta, da so bile stromatolitne plasti zaradi visoke vsebnosti dolomita odpornejše proti zakrasovanju kakor čisti apnenec.

Plasti dachsteinskega apnenca v posnetem profilu na Krnu so nastale na skrajnem južnem plitvomorskem robu karbonatne platforme in danes mejijo s tektonskim narivnim kontaktom na južneje ležeče sedimente Slovenskega bazena. Ob narivnem robu je bil verjetno po njegovem nastanku erodiran le neznatni del plasti dachsteinskega apnenca in je ob tem ostal bolj ali manj ohranjen južni rob nekdanje karbonatne platforme.

Na južnem pobočju Velikega Stadorja, jugovzhodno od Krna so ohranjeni še norijsko-retijski grebenski apnenci, ki predstavljajo lateralni ekvivalent skladovitega dachsteinskega apnenca (Turnšek & Buser, 1991). Tudi ti apnenci kažejo na skrajni južni rob Julijske karbonatne platforme, ob katerem so ponekod tik ob njenem pregibu v bazen uspevali koralni grebeni.

Nastanek tempestitov na območju današnjega Krna zanesljivo ne moremo razložiti z neurnimi ali nevihtnimi dogodki. Do meter dolgih in nekaj deset centimetrov debelih napol litificiranih apnenčevih plošč taki dogodki niso mogli povzročiti. Na teh ploščah tudi ni opaziti sledov krajšega, kaj šele daljšega transporta. Plošč ne ločijo ostre razpoke, ki nastajajo ob površinskem izsuševanju apnenčevega blata. Stiki med njimi so "zaliti" oziroma zapolnjeni s kalcitnim sparitom. Nastanek tempestitov tolmačiva z občasnimi potresnimi dogodki oziroma sunki, ki so povzročili prelamljanje in zdrsnitve še nekonsolidiranega apnenčevega dna. Potresni sunki so bili najbolj pogosti in močni prav na robu platforme, ki se je ob strmih prelomih prevešala v južneje ležeči Slovenski bazen. Da je bil ta del karbonatne platforme najbolj izpostavljen tektonskim učinkom, nam pričajo v kasnejšem obdobju (zgornji lias) na njem nastale globoke tenzijske prelomne in široko razprte razpoke, ki so jih zapolnile breče z rdečim vezivom v obliki neptunskih dajkov. Prav ti fenomeni pa so prostorsko vezani na širše območje Krna, kjer dobimo številne plasti tempestitov.

Sklep

Po litološkem razvoju in po mikrofaciesu lahko sklepamo, da se je noriško-retijski dachsteinski apnenec Krna odlagal v zelo plitvem morju. Strukturni tipi apnenca kažejo, da so se stalno menjavali v nad- in podplimskimi razmerami sedimentacije. Za nad- in medplimsko okolje so značične stromatolitne plasti, izsušitvene pore (loferit) in nadplimski konglomerat. Po klasifikaciji standardnega mikrofaciesa (SMF) in klasifikaciji sedimentacijskih okolij (FB – facies belt, Wilson, 1975; Flügel, 1978) uvrščamo dolomitizirani stromatolitni in loferitni apnenec medplimskega okolja v

SMF 19 in 20 ter v FB 8 do 9 (zaprta platforma in litoralni evaporiti). Glavnina apnenca se je odlagala v zelo plitvi vodi, ki ni bila globlja od 10 ali 20 metrov. Energijski indeks preiskanih vzorcev je nizek do zelo nizek, tako da lahko sklepamo na mirne sedimentacijske okoliščine, na zatišni del karbonatne platforme z lokalnimi lagunami. Apnenci podplimskega okolja kažejo znake standardnega mikrofaciesa (SMF) 8,9,13 in 18 (biomikrit, biosparit, onkoidni grainstone, foraminiferni in algni apnenec) ter pripadajo okolju odprte do delno zaprte karbonatne platforme (FB 7 in 9). Naštete značilnosti in monotoni razvoj dachsteinskega apnenca na obsežnem ozemlju Alp ter njegova velika debelina kažejo na to, da je bil paleorelief precej raven. Karbonatna platforma se je pogrezala zelo počasi, uravnoteženo s pogrezanjem pa je napredovala tudi sedimentacija. Večkrat je apnenec lokalno okopnel in bil izpostavljen paleozakrasovanju, na kar nas opozarjajo številne korozijske votline, zapolnjene s sparitnim kalcitom (sigo) in s karbonatno residualno glino.

Podoben razvoj dachsteinskega apnenca s številnimi ciklotemami, kakršen je na Krnu, poznamo iz širšega prostora zahodne Slovenije, posebno iz Julijskih Alp, npr. s Kaninskega pogorja, Trente (Jurkovšek, 1987; Jurkovšek et al., 1990), Pokljuke in Kobariškega Stola (Buser, 1986, 1987), Polovnika (Kuščer et al., 1974) ter iz Trnovskega gozda in roba Banjške planote (Ogorelec, 1975, 1988; Ogorelec & Rothe, 1993).

Za celotni omenjeni prostor je značilno, da kaže dachsteinski apnenec vse elemente klasičnega loferskega razvoja, značilno zanj pa je, da v teh cikotemah prevladujeta člena B in C, medtem ko so bazalne breče z residualno glino (člen A) zelo redke.

Izredno pogostne korozijske votline so nastale na skrajnem južnem delu Julijske karbonatne platforme, ki je bil najbolj izpostavljen dolgotrajnim okopnitvam oziroma vsaj pogosteje kakor severno ležeče lagunsko območje. Ker se te votline pojavljajo samo v apnencu člena C loferske cikloteme, ne pa tudi v členu B (stromatolitne plasti), je verjetno vzrok, da zgodnjediagenetsko dolomatizirane stromatolitne plasti niso bile tako intenzivno zakrasele kakor apnenčeve. Nastanek tempestitov povezujemo s pogostnimi potresnimi sunki, ki so prelamljali še nekonsolidirane apnenčeve plasti, katere so zdrsnile ena ob drugi. Do najintenzivnejših potresnih sunkov je prihajalo prav na meji Julijske karbonatne platforme in južneje ležečega Slovenskega bazena, kjer so nastali dachsteinski apnenci posnetega profila.

References

Aigner, T. 1982: Calcareous tempestites: storm – dominated stratification, Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). In: G. Einsele & E. Seilacher (eds.) – Cyclic and Event Stratification, 180–198, Springer Verl., Berlin.

Aitken, J. D. 1967: Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. – Jour. Sed. Petrol. *37*, 1163–1178, Tulsa.

Assereto, R. L. & Kendall, C.G. St. C. 1977: Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. – Sedimentology, *24/2*, 153–210, Oxford.

Babić, Lj. 1968: O triasu Gorskog kotara i susjednih područja. – Geol. vjesnik, *21*, 11–18, Zagreb.

Babić, Lj. 1980/81: The prigin of "Krn breccia" and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the Julian Alps. – Vesnik Zavoda za geol. i geof. istraž. A-Geologija, *38/39*, (1980/81) 59–88, Beograd.

Bernouilli, D. & Jenkyns, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. -In: R. H. Dott & R. H. Shaver (eds.) – Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. SEPM Spec. Publ. *19*, 129–160, Tulsa.

Bosellini, A. 1967: La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venente). Boll. Soc. Geol. It., *68/2*, 133–169, Roma.

Bosellini, A. & Rossi, D. 1974: Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: I. F. Laporte (ed.) – Reefs in time and space. – SEPM Spec. Publ., *18*, 209–233, Tulsa.

Buser, S. 1974: Tolmač lista Ribnica, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geol. zavod, 60 p., Beograd.

Buser, S. 1986: Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine), Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geol. zavod, 103 p., Beograd.

Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Videm 1:100.000. – Geološki zavod Ljubljana.

Buser, S. 1989: Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). – Mem. Soc. Geol. Ital., *40* (1987), 313–320, Roma.

Buser, S. & Debeljak, I. 1996: Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. Geologija *37*, *38*, (1994/95), 23–62, Ljubljana.

Catalano, R., D'Argenio, B. & Lo Cicero, G. 1974: I ciclotemi triassici di Capo Rama (Monti di Palermo). – Geologica Romana, *13*, 125–145, Roma.

Čadjenović, D. 1988: Lofer-Facija. – Vodič ekskurzije, 6. Skup sedimentologa Jugoslavije, Crnogorsko geol. društvo, 10–16, Titograd.

Dimitrijević, M. N. & Dimitrijević, M. D. 1988: Ekskurzija Cetinje-Bečići-Stari Bar; Tačka C_2 – Stari Bar, Vrela Rijeka. – Vodič ekskurzije, 6. Skup sedimentologa Jugoslavije, Crnogorsko geološko društvo, 17–18, Titograd.

Dozet, S. 1990: Loferske cikloteme v glavnem dolomitu Kočevske. – Rud.-met. zbornik, *4*, 507–528, Ljubljana.

Fischer, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In : D. F. Meeriam (ed.) – Symposium on cyclic sedimentation. – Kansas Geol. Soc. Bull., *169/1*, 107–150, Lawrence.

Fischer, A. G. 1975: Tidal deposits, Dachstein limestone of the North Alpine Triassic. – In: R. N. Ginsburg (ed.) – Tidal Deposits. Springer Verlag, 235–242, Berlin.

Flügel, E. 1963: Zur Mikrofazies des Alpinen Trias. – Jb. Geol. B. A., *106*, 205–228, Wien.

Flügel, E. 1972: Mikrofazielle Untersuchungen in der Alpinen Trias, Methoden und Probleme. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *21*, 9–64, Innsbruck.

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 p., Berlin.

Fülöp, J. 1976: The Mesozoic Basement Horst Blocks of Tata. – Geol. Hungarica, *16*, Inst. Geol. Hung., 228 p., Budapest.

Gebelein, C. D. 1969: Distribution, morphology and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. – Jour. Sed. Petrol, *39/1*, 49–69, Tulsa.

Gebelein, C. D. & Hoffman, P. 1973: Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. – Jour. Sed. Petrol., *43*, 603–613, Tulsa.

Haas, J. 1994: Lofer cycles of the Upper Triassic Dachstein-Platform in the TDMN, Hungary. – Spec.Publ. Int. Ass. Sedim., *19*, 303–322, Oxford.

Herak, M., Sokač, B. & Ščavničar, B. 1967: Correlation of the Triassic in SW Lika, Paklenica and Gorski Kotar (Croatia). – Geol. zbornik, *18/2*, 189–202, Bratislava.

Illing, L. V., Wells, A. J. & Taylor, J. C. M. 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: L. C. Pray & R. C. Murray (eds.) – Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. SEPM Spec. Publ., *13*, 89–111, Tulsa.

Jurkovšek, B. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ, list Beljak in Ponteba 1:100.000. – Geološki zavod Ljubljana.

Jurkovšek, B., Šribar, L., Ogorelec, B. & Kolar – Jurkovšek, T. 1990: Pelagične jurske in kredne plasti v zahodnem delu Julijskih Alp. – Geologija, *31/32*, 285–328, Ljubljana.

Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974: Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. – Geologija, *17*, 425–476, Ljubljana.

Matavelli, L., Chilingarian, G. V. & Storer, D. 1969: Petrography and diagenesis of the Taormina formation, Gela oil field, Sicily (Italy). -Sedimentary Geology, *3*, 59–86, Amsterdam.

Ogorelec, B. 1975: Mikrofacielne, mineraloške in geokemične značilnosti dachsteinskega apnenca na območju Trnovskega gozda in Banjške planote. – Mezozoik v Sloveniji. I. faza, Arhiv GZL in FNT Ljubljana, 31 p., Ljubljana.

Ogorelec, B. 1988: Mikrofazies, Geochemie und Diagenese des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien, Jugoslawien. – Dissertation, Univ. Heidelberg, 173 p., Heidelberg.

Ogorelec, B. & Rothe, P. 1993: Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. – Geologija, *35*, (1992) 81–181, Ljubljana.

Sander. B. 1936: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhytmische Kalke und Dolomite aus Tirol). – Tschermaksć Mineral. Petrogr. Mitt., *46*, 27–209, Wien.

Selli, R. 1963: Shema geologica delle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. Anali Museo Geol. Bologna, Ser. 2, *30*, 136 p.p. Bologna.

Turnšek, D. & Buser, S. 1991: Norian-Rhaetian coral reef buildups in Bohinj and Rdeči rob in southern Julian Alps (Slovenia). – Razprave SAZU, IV. razr., *32/7*, 215–257, Ljubljana.

Zankl, H. 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau, *56*, 128–139, Stuttgart.

Zankl, H. 1971: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. In: G. Müller (ed). Sedimentology of Parts of Central Europe, Guidebook. – 8. Int. Sediment. Congress 1971, 147–185, Heidelberg.

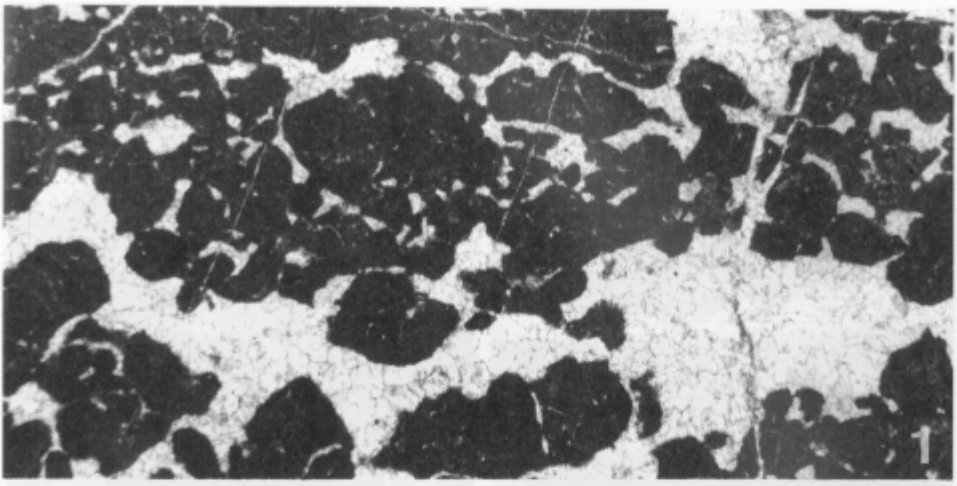
Wilson, J. L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. – Springer Verl., 471 p., Berlin.

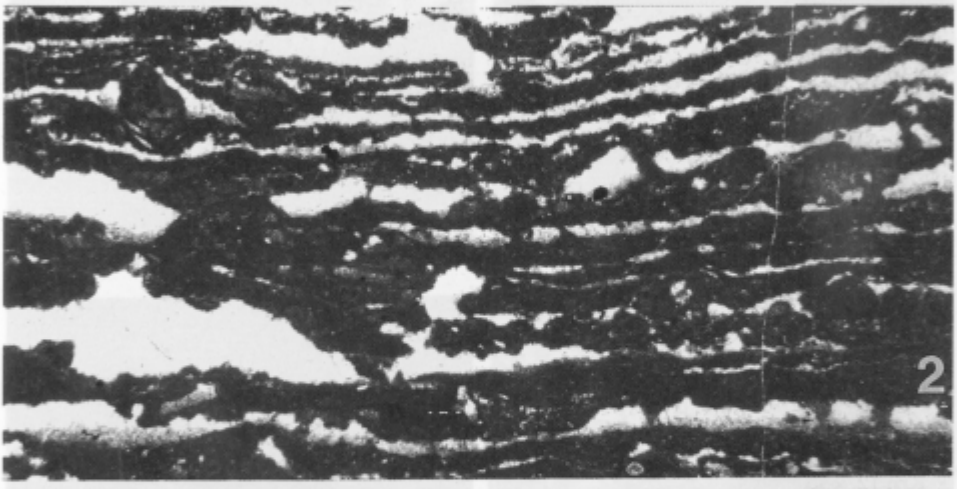
Plate 1 – Tabla 1

1 Intramicritic limestone with shrinkage pores cemented by sparry calcite (loferite)
Krn 8, × 30
Intramikritni apnenec z izsušitvenimi porami, zapolnjenimi s sparitnim kalcitom (loferit)
Krn 8, × 30

2 Micritic limestone with numerous shrinkage pores and sheet cracks; member B of the Lofer cyclothem
Krn 2B, × 30
Mikritni apnenec s številnimi drobnimi izsušitvenimi porami in razpokami; člen B loferske cikloteme
Krn 2B, × 30

3 Skeletal alga *Solenopora* sp. in washed intramicritic limestone
Krn 14, × 30
Odlomek skeletne alge *Solenopora* sp. v izpranem intramikritnem apnencu
Krn 14, × 30


1


2

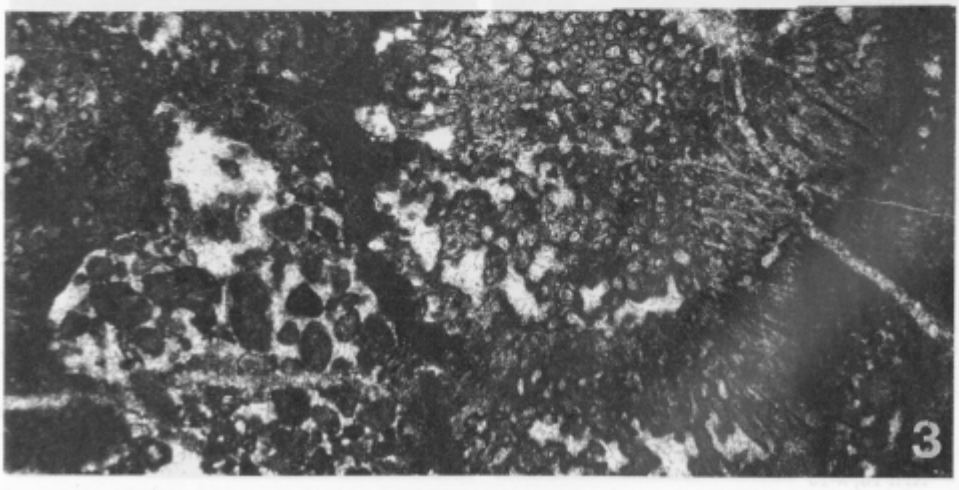

3

Plate 2 – Tabla 2

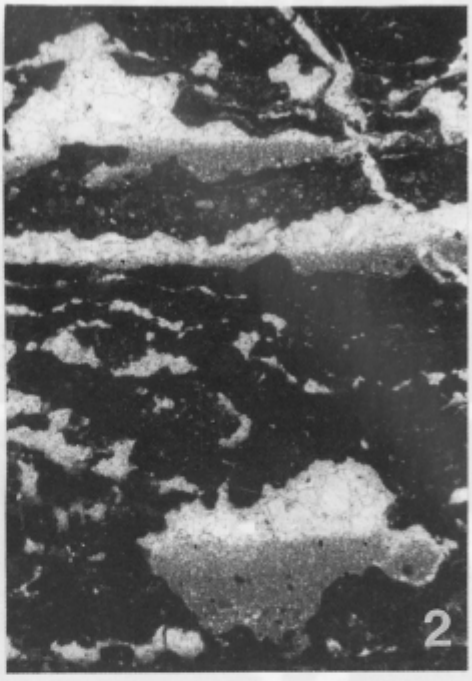
1 Detail of dolomitized stromatolitic limestone
Krn 12, × 15
Detajl dolomitiziranega stromatolitnega apnenca
Krn 12, × 15

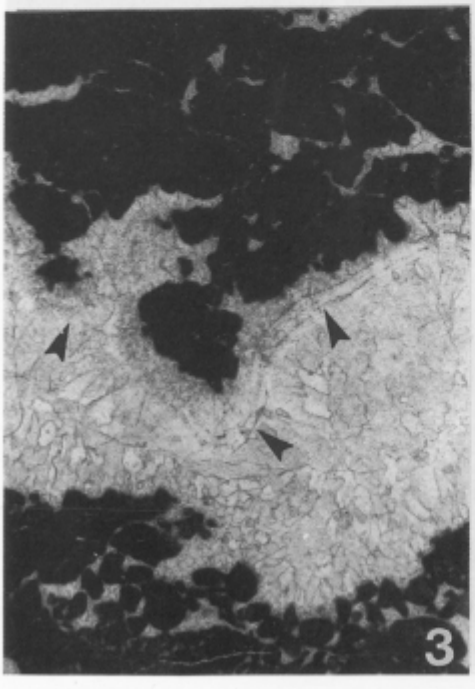
2 Loferite; shrinkage pores are infilled with internal micritic silt; geopetal structure
Krn 2A, × 40
Loferit; izsušitvene pore geopetalno zapolnjuje interni mikrit
Krn 2A, × 40

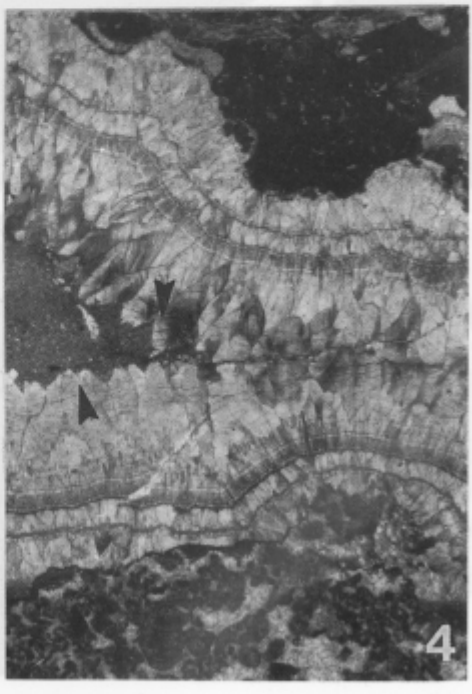
3 Pelmicritic limestone (loferite) – a detail. Stalactitic cement at the roof of a shrinkage pore (arrows) indicating meteoric diagenetic conditions
Krn 5, × 40
Pelmikritni apnenec (loferit) – detajl. V vrhnjem delu pore opazujemo stalaktitni cement (puščice), ki kaže na diagenezo v meteorskih razmerah
Krn 5, × 40

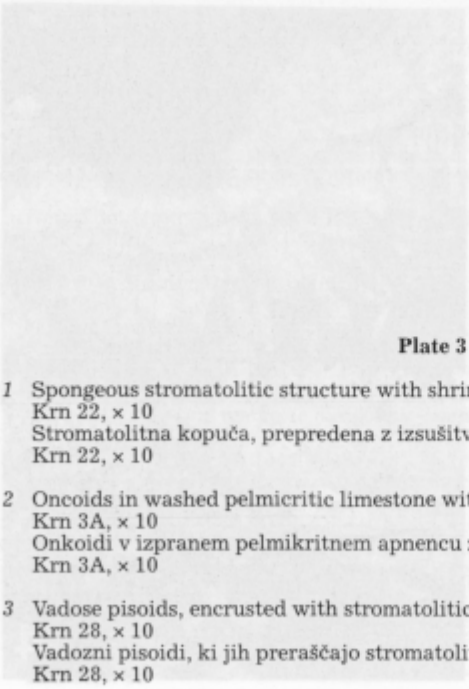
4 A detail of smaller solution cavity in washed pelmicritic limestone. Radiaxial fibrous calcite, dog-tooth granular cement (arrows) and internal silt with red residual clay
Krn 18, × 15
Detajl manjše korozijske votline v izpranem pelmikritnem apnencu. Vlaknati kalcit s conarno strukturo, zrnati sparit (puščici) ter interni sediment rdeče residualne gline zapolnjujejo votlino
Krn 18, × 15


1


2


3


4



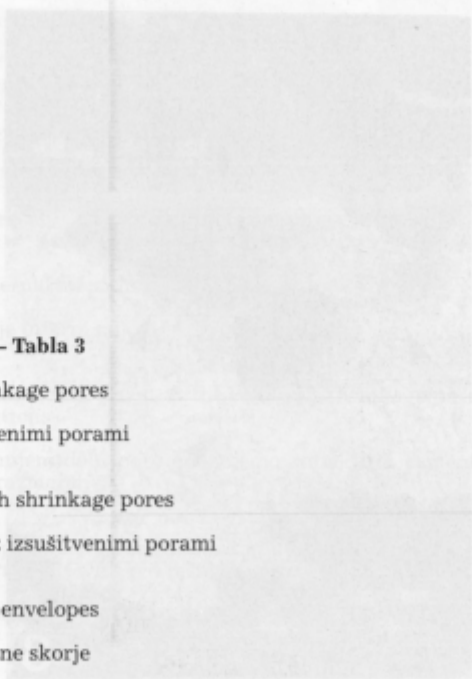
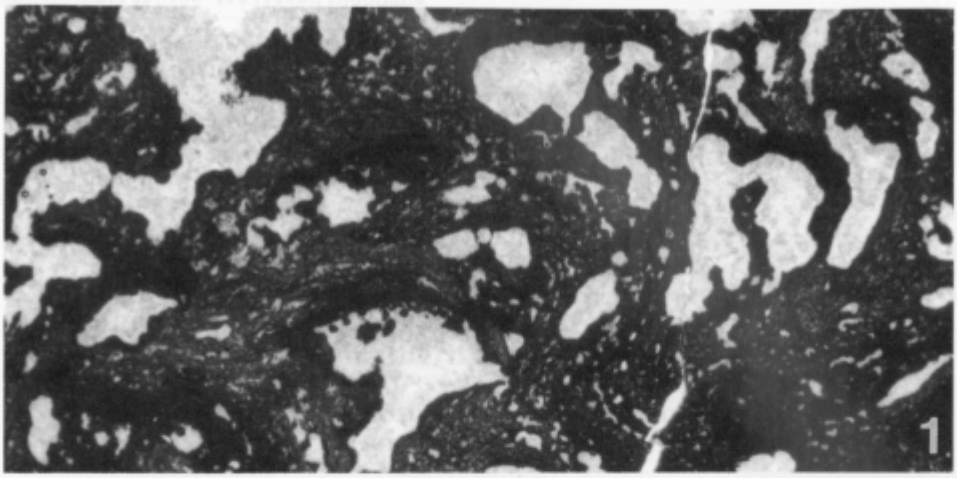


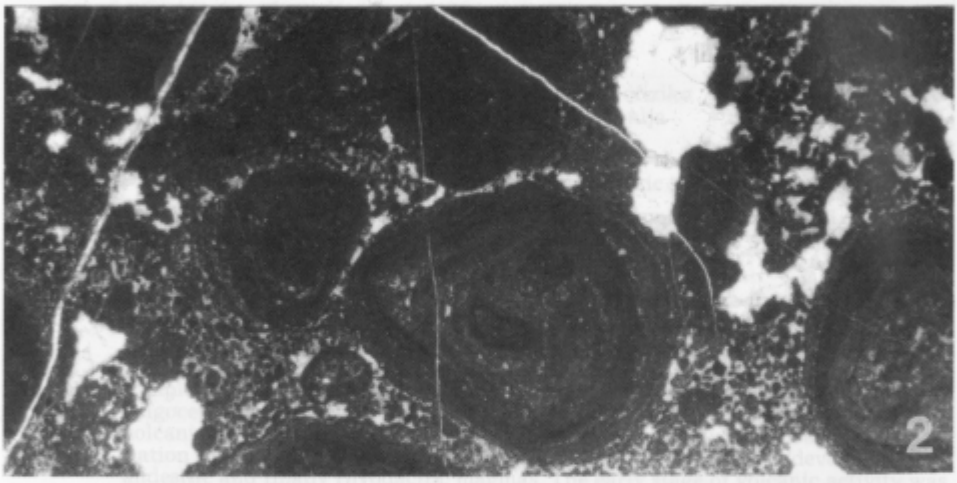
Plate 3 – Tabla 3

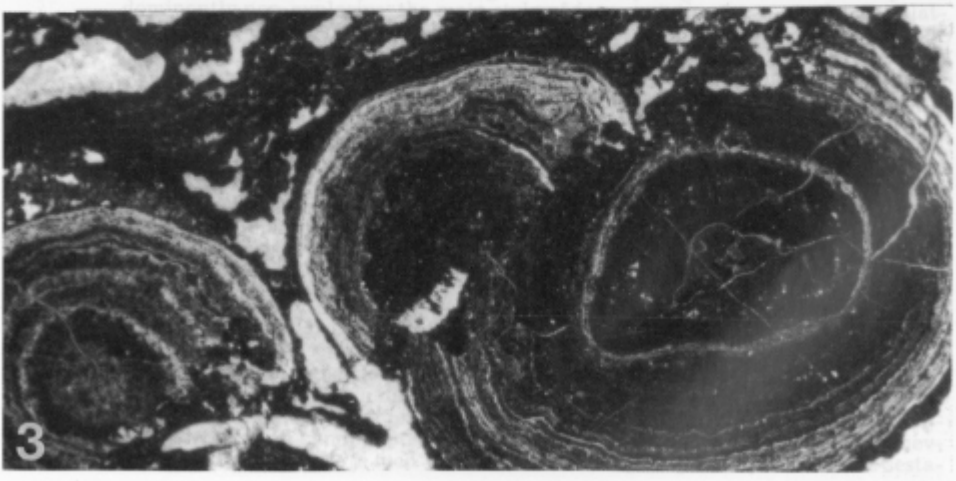
1 Spongeous stromatolitic structure with shrinkage pores
Krn 22, × 10
Stromatolitna kopuča, prepredena z izsušitvenimi porami
Krn 22, × 10

2 Oncoids in washed pelmicritic limestone with shrinkage pores
Krn 3A, × 10
Onkoidi v izpranem pelmikritnem apnencu z izsušitvenimi porami
Krn 3A, × 10

3 Vadose pisoids, encrusted with stromatolitic envelopes
Krn 28, × 10
Vadozni pisoidi, ki jih preraščajo stromatolitne skorje
Krn 28, × 10


1


2


3

GEOLOGIJA *39*, 159–191 (1996), Ljubljana

Lithofacies characteristics of the Smrekovec volcaniclastics, northern Slovenia

Litofacialne značilnosti smrekovških vulkanoklastitov (severna Slovenija)

Polona Kralj
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key words: andesite volcaniclastics, volcaniclastic turbidites, zeolites

Ključne besede: andezitni vulkanoklastiti, vulkanoklastični turbiditi, zeoliti

Abstract

The Smrekovec mountains are characterised by a widespread occurrence of volcanic rocks of the Upper Oligocene age. Their development is closely related to volcanic activity which resulted in the formation of a submarine stratovolcano complex, emplaced onto pre-Tertiary carbonate basement and locally, on Upper Oligocene marine marls and silts. Magma composition varied with time during volcanic activity. The original tholeiitic magmas very likely underwent a differentiation due to low pressure crystal fractionation, resulting in the development of andesitic and finally rhyodacitic magmas. The early stage of volcanic activity was dominantly non-explosive; the main style of fragmentation was autoclastic, related to chill and quench processes that affected lavas and high-level intrusive bodies. During the late-stage of volcanic activity, explosive volcanism was also present, being most probably related to magmatic and combined magmatic-hydrovolcanic activity. Explosions also seem to have generated or triggered volcaniclastic debris flows and turbidity ash flows.

Shallow intrusive bodies (syn-volcanic sills and feeder dykes) were a local source of heat that generated hydrothermal/geothermal conditions in the enclosing, water-saturated volcaniclastic sediments. Consequently laumontite, analcime, clinoptilolite, heulandite, thomsonite, yugawaralite, prehnite, pumpellyite, albite, apophyllite, epidote, sphene, chlorite and mixed-layered clay minerals developed as replacements of the primary constituents, interstitial fillings and vein minerals.

Kratka vsebina

Smrekovško podgorje grade vulkanske kamnine zgornjeoligocenske starosti. Njihov nastanek je vezan na razvoj vulkanskega masiva, sestavljenega iz enega ali več stratovulkanov, ki so delovali v morskem okolju. Podlaga sestoji iz mezozojskih karbonatnih kamnin, ponekod tudi iz zgornjeoligocenskih laporjev in meljevcev. Sestava magme se je med vulkanskim delovanjem spreminjala. Prvotna sesta-

va magme je bila toleitna, vendar se je, najverjetneje zaradi kristalne frakcionacije, diferencirala, sprva v andezitno in nato v riodacitno. V zgodnjem obdobju je prevladovala neeksplozivna vulkanska dejavnost. Tedaj je bil najpomembnejši način fragmentacije avtoklastičen, vezan na procese nenadnega ohlajanja lave v vodnem mediju oziroma magme ob intruzijah v plitvo ležeče vlažne sedimente. V poznejšem obdobju vulkanskega delovanja so se pojavile tudi magmatske in magmatsko-hidrovulkanske eksplozije. Najverjetneje so le-te povzročile tudi nastanek vulkanoklastičnih debritnih in turbiditnih tokov.

Plitvi intruzivi (sin-vulkanski silli in dyki) so predstavljali lokalni izvor toplote, zaradi katere so v okolnih, z morsko vodo prepojenih sedimentih iz pornih vod nastajale tople raztopine s povečano vsebnostjo raztopljenih mineralnih snovi. Zaradi njihovega delovanja so začeli kristalizirati zeoliti laumontit, analcim, klinoptilolit, heulandit, thomsonit, yugawaralit in avtigeni silikati: prehnit, pumpellyit, albit, apofilit, epidot, sfen, klorit in glineni minerali z zmesno strukturo vrste klorit/montmorillonit. Avtigeni minerali nadomeščajo prvotne sestavine kamnin ali pa zapolnjujejo pore in razpoklinske sisteme v kamnini.

Introduction

The Smrekovec mountains, located in northern Slovenia (fig. 1), are characterised by a widespread occurrence of coherent volcanic rocks and volcaniclastic deposits. The complex encompasses an area of approx. 15 sq. km and includes three major mountain peaks, Komen, Krnes and Smrekovec, reaching of 1684 m, 1613 m and 1577 m respectively. The Smrekovec volcanic complex represents a part of a wider volcanic belt, named the "Smrekovec series", extending along a distance of about 100 km towards the southeast (Mioč, 1978, 1983; Mioč et al., 1986). The Smrekovec volcanics are of Upper Oligocene stratigraphic age, as determined on the basis of foraminifera fauna, encountered in locally underlying marine marls and siltstones (Rijavec, 1966).

An early publication on the Smrekovec volcanics appeared at the end of the previous century, when Teller (1898) elaborated the first geological map of the area. Following works are mainly related to the period after the Second World War (Hinterlechner-Ravnik; Pleničar, 1967; Mioč, 1978, 1983; Mioč et al., 1986; Osterc, 1976; Kovič & Krošl-Kuščer, 1986; Kovič, 1988).

The basement consists mainly of Mesozoic carbonates, occurring as tectonically uplifted blocks on the NW and SE margins of the Smrekovec volcanic complex. A NW-SE trending deep-seated fault of the peri-Adriatic lineament separates this complex from the Karavanke tonalite (Mioč, 1983), which is in "sensu stricto" quartz diorite (Zupančič, 1994).

The present, rather complicated geological situation in northern and north-eastern Slovenia is closely associated with global tectonic processes of subduction and collision of the continental African and oceanic European plates and their segmented parts, Apulia and the Pannonian fragment (Oberhauser, 1980; Royden, 1988; Dercourt et al., 1986). In early Tertiary, Apulia and Europe collided in south-north direction. In early Miocene the Pannonian fragment separated from Apulia and began to escape eastward from the collision zone, whereas the movements of Apulia were directed westwards. The plate movements were accomodated by the peri-Adriatic lineament (Royden, 1988).

The details about the extent and directions of displacements along the peri-Adriatic lineament in the territory of Slovenia are still uncertain of Slovenia. It also remains undefined whether the Smrekovec volcanism is related to an active continental margin or to one of the collision combinations: island arc – active continental

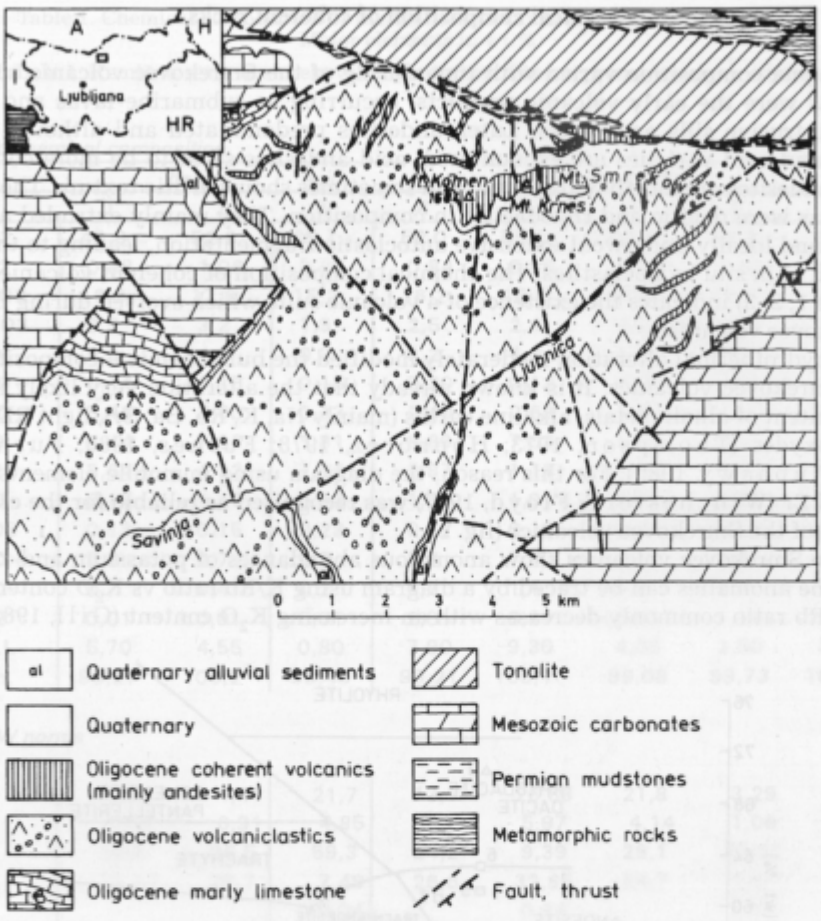


Fig. 1. The Smrekovec volcanic complex: geologic sketch map (after Mioč, 1983)
Sl. 1. Poenostavljena geološka karta smrekovškega podgorja (po Mioču, 1983)

margin – passive continental margin. Andesitic volcanism may continue during the collision and after its separation from a trench, dipping seismic zone and the geophysical characteristics associated therewith (Gill, 1981).

Magma composition gives rather good indications of the tectonic environment. In the Smrekovec volcanic complex, coherent volcanic rocks mainly occur as high-level intrusive bodies and only subordinately as lava flows. Both, coherent and volcaniclastic rocks have undergone appreciable alteration, mainly upon hydrothermal conditions (Kovič & Krošl-Kuščer, 1986). The alteration undoubtedly puts severe constraints particularly on geochemical reliability of alkaline elements and alkaline earth abundances. Prior to a description of lithofacieses encountered in volcaniclastic deposits, I shall provide some general information on the chemical composition of magma and indicate some problems related to its interpretation.

Chemical composition of coherent rocks

Magma composition varied with time during of the Smrekovec volcanic activity. Basalts were the early volcanic products, occurring as submarine lavas and high-level intrusive sills and dykes. Later, andesites predominated and although both, basic and acid varieties are encountered, acid andesites seem to be more common. Acid andesites are mostly vitrophyric and sometimes show perlitic texture. The latest magmas were dacitic and rhyodacitic in composition. They mainly extruded as lava flows and locally underwent extensive autoclastic fragmentation, leading to the formation of in situ hyaloclastites. The chemical composition of coherent volcanic rocks (tables 1, 2, 3) indicates the existence of a volcanic suite which evolved during the the Smrekovec volcanism.

A hydrothermal alteration moderately modified the bulk chemical composition of the Smrekovec volcanics. It is known already that the alteration very likely affects the content of alkali metals, alkaline earths (mainly Na, K, Rb, Ba, Sr), light REE and iron oxydes (Thompson, 1973; Honnorez, 1978; Furnes, 1980; Furnes & El-Anbaawy, 1980). For this reason, the diagram using immobile elements SiO_2, Ti and Zr (Winchester & Floyd, 1977) was recognised as reliable for the classification of the Smrekovec volcanics (fig. 2).

The Smrekovec volcanics show anomalous abundances of potassium and rubidium. The anomalies can be traced by a diagram using K/Rb ratio vs K_2O content (fig. 3). K/Rb ratio commonly decreases with an increasing K_2O content (Gill, 1981) and

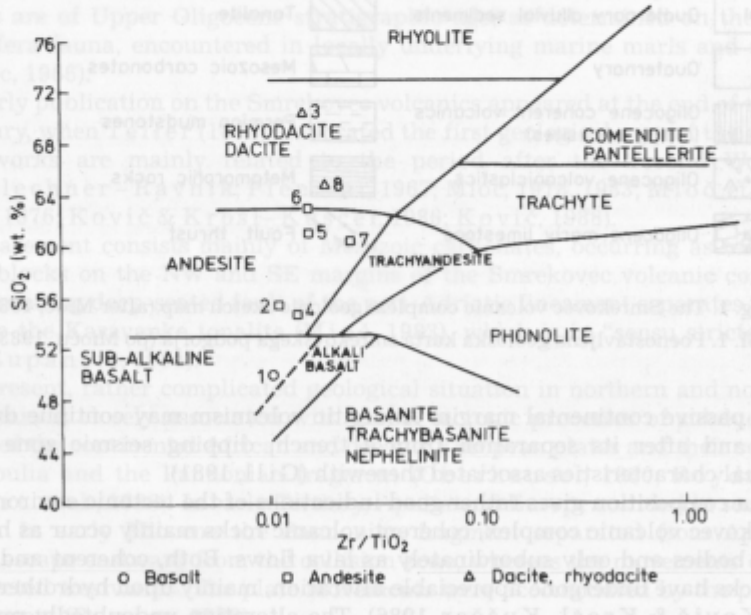


Fig. 2. The Zr/TiO_2 ratios vs SiO_2 contents (after Winchester & Floyd, 1977) for the Smrekovec volcanics

Sl. 2. Diagram odvisnosti med razmerjem Zr/TiO_2 in vsebnostjo SiO_2 (po Winchester & Floyd, 1977) za preiskane vzorce neeksplozivnih predornin smrekovškega podgorja

Table 1. Chemical composition of the Smrekovec lavas and high-level intrusives. Major elements in wt.%

Tabela 1. Kemična sestava smrekovških predornin. Glavne prvine v masnih odstotkih

Bulk chemical composition

	basic		*acid*	*intermediate*				
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	49,6	52,3	69,1	52,0	55,5	59,6	58,3	59,0
TiO2	0,88	1,06	0,89	0,84	0,89	0,80	0,69	0,89
Al2O3	16,9	17,8	15,2	16,2	15,5	15,5	18,5	14,6
Fe2O3	3,3	3,2	1,9	2,5	2,4	4,0	1,8	2,6
FeO	4,3	4,3	0,3	3,2	4,0	2,0	3,2	2,5
MnO	0,14	0,15	0,15	0,20	0,12	0,09	0,14	0,11
MgO	5,48	3,60	0,13	2,40	2,63	2,27	2,01	1,68
CaO	8,44	7,08	1,81	8,89	7,02	6,10	2,35	6,85
Na2O	3,64	4,32	7,01	2,87	1,11	3,45	8,51	1,42
K2O	0,19	1,17	0,82	1,59	1,01	0,70	0,18	0,93
P2O5	0,13	0,15	0,23	0,17	0,19	0,16	0,13	0,19
H2O+	5,6	4,7	0,7	5,8	7,8	3,7	2,5	8,1
H2O-	0,7	0,4	0,2	0,7	1,4	0,8	0,3	1,9
CO2	0,01	<0,01	<0,01	2,01	0,21	<0,01	1,14	0,02
L.O.I.	5,70	4,55	0,80	7,90	9,30	4,05	3,50	9,25
Sum.	99,27	100,2	98,40	99,21	100,1	99,08	99,73	100,5

CIPW norms

q	4,38	4,41	21,7	13,3	26,88	21,8	3,29
or	1,12	6,91	4,85	9,4	5,97	4,14	1,06
ab	30,8	36,5	59,3	24,2	9,39	29,1	72,01
an	29,22	25,7	7,48	26,6	32,85	24,7	3,6
c			0,04		0,44		2,99
di	9,14	6,51		2,85		3,44	
hy	9,41	5,95	0,32	4,66	6,96	4,06	5,59
mt	11,76	11,2		8,53	9,98	4,42	7,74
il	1,67	2,01	0,95	1,60	1,69	1,52	1,31
hem	0,01	0,16	2,19	0,18		3,21	
ap	0,30	0,35	0,53	0,39	0,23	0,37	0,3
cc	0,02	0,02		4,57	0,48	0,02	2,59
ru			0,39				
an	49	41	11	52	78	46	5

1. – basalt, northern slopes of Komen (sample Ko–3); *2.*– basalt, northern slopes of Smrekovec (sample Sm 34a); *3.* – rhyodacite lava flow, southern slopes of Komen (sample Sm 81/96C); *4.* – basic andesite, southern slopes of Krnes (sample Sm 83/96C); 5. – acid andesite, southern slopes of Krnes (sample Sm 83/96A); *6.* – acid andesite, the top of Krnes (sample Sm 16/88); 7. – acid andesite lava flow, southern slopes of Krnes (sample Sm 74/88); *8.* – hyaloclastite, southern slopes of Krnes (sample Sm 76/88); Analysed in XRAL Activation Services., Ann Arbor, Michigan

Table 2. Chemical composition of the Smrekovec lavas and high-level intrusives. Trace elements in ppm

Tabela 2. Kemična sestava smrekovških predornin. Sledne prvine v mg/g

Trace elements (ppm)

	basic		*acid*	*intermediate*				
	1	2	3	4	5	6	7	8
Ag	<0,1	0,7	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,5	0,5
As	0,2	0,5	1,6	3,4	5,0	0,5	3,4	2,2
Au (ppb)	<2	<2	<2	<2	<2	<2	6	<2
B	10	30	<10	10	10	10	<10	10
Ba	90	170	140	360	210	210	110	350
Be	1	1	1	2	2	2	1	2
Bi	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Br	3	2	<1	1	2	<1	<1	2
Cd	0,3	1,1	0,3	0,2	0,4	0,4	0,3	0,3
Cl (%)	0,010	0,01	0,01	0,00	0,010	0,01	0,01	0,00
Co	33	33	80	28	25	33	18	19
Cr	31	9	<2	18	12	8	<2	<2
Cs	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,8	2,3	1,6	1,3
Cu	66,9	30,4	16,7	33,5	39,7	16,7	29,7	13,1
Ga	13	16	12	16	14	15	10	15
Ge	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Hf	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	7,8	<0,2	3,6	<0,2
Li	14	13	12	17	33	21	23	14
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	11	11	13	10	14	11	18	12
Ni	19	11	3	5	3	3	10	<1
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
In	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Rb	8	41	19	44	39	26	12	46
S (%)	0,008	0,00	0,00	0,19	0,341	0,00	0,00	0,03
Sb	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,3	<0,1	0,4
Sc	22,0	19,0	13,0	15,0	13,0	16,0	10,0	14,0
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sn	6	6	7	6	8	7	8	7
Sr	168	152	90	157	100	344	76	1140
Ta	0,9	0,6	1,3	1,3	0,6	1,3	<0,5	0,9
Th	4,2	4,5	5,2	5,3	7,4	7,0	4,5	5,6
Tl	<0,1	0,1	0,1	0,3	0,5	<0,1	<0,1	0,1
U	1,2	2,0	1,8	1,9	2,6	2,1	1,5	1,8
V	190	170	43	110	73	130	55	71
W	150	330	1800	290	78	550	99	320
Y	20	22	37	27	37	29	37	34
Zn	68	95	75	71	72	60	76	62
Zr	100	130	180	140	220	180	310	210
Hg (ppb)	53	24	6	54	89	<5	29	6

Table 3. Chemical composition of the Smrekovec lavas and high-level intrusives. Rare earth elements in ppm

Tabela 3. Kemična sestava smrekovških predornin. Prvine redkih zemelj v mg/g

Rare earth elements (ppm)	*basic*		*acid*		*intermediate*			
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	9,5	11,3	16,2	13,2	18,1	15,0	20,2	15,0
Ce	20,9	23,8	34,7	28,7	41,0	33,9	45,7	32,5
Pr	2,7	3,0	4,5	3,6	5,1	4,5	5,8	4,2
Nd	11,6	12,9	19,4	15,0	21,9	19,2	25,0	17,6
Sm	3,4	3,8	5,5	4,3	6,1	5,1	7,2	5,2
Eu	0,88	0,91	1,39	1,03	1,22	1,07	1,19	1,28
Gd	3,9	4,1	6,2	4,5	6,4	5,2	8,1	5,3
Tb	0,6	0,7	1,0	0,8	1,1	0,9	1,3	1,0
Dy	4,3	4,0	0,8	5,0	7,0	5,0	8,2	6,2
Ho	0,89	0,94	1,49	1,11	1,51	1,22	1,69	1,38
Er	2,7	2,7	4,4	3,3	4,4	3,5	5,0	4,0
Tm	0,4	0,4	0,6	0,5	0,7	0,5	0,8	0,6
Yb	2,7	2,8	4,2	3,4	4,5	3,5	5,3	4,1
Lu	0,40	0,43	0,64	0,49	0,67	0,54	0,79	0,65

usually lies above, but parallel to Shaw's main trend (Gill, 1981). Values for K/Rb ratios vs K_2O content of the Smrekovec volcanics mostly lie under Shaw's main trend (Shaw, 1968), except in two samples. They even show an inverse trend compared to that observed in several suites of orogenic andesites.

Ewart (1982) reported that the abundances of Ce and the corresponding Ce/Y ratios are systematically related to the K abundances in many volcanic series from the south-western Pacific subregion. The data of Ce/Y ratios vs Ce abundances for

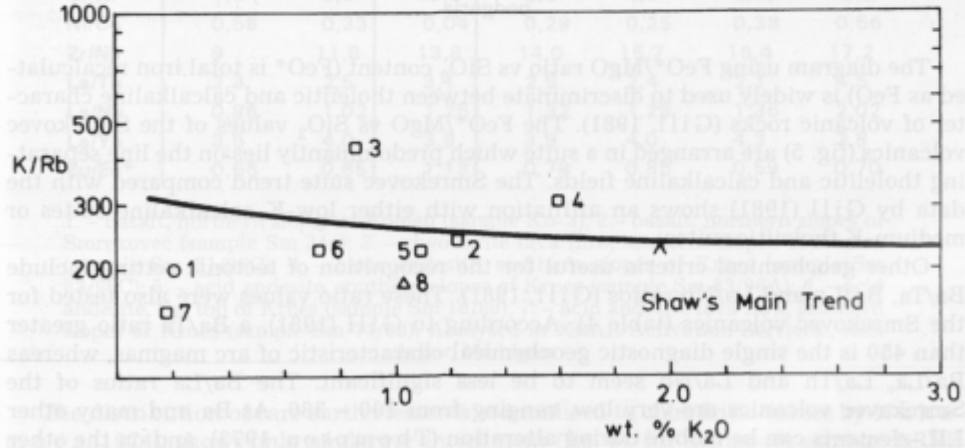


Fig. 3. The K/Rb ratios vs K_2O contents (after Gill, 1981) for the Smrekovec volcanics

Sl. 3. Diagram odvisnosti med razmerjem K/Rb in vsebnostjo K_2O (po Gillu, 1981) za preiskane vzorce neeksplozivnih predornin smrekovškega podgorja

the Smrekovec volcanics (fig. 4) do not show such anomalously scattered values as the K/Rb ratios vs K_2O contents. As cerium and yttrium are assumed to be immobile upon zeolite facies conditions, and potassium being mobile and readily incorporated into the zeolite lattice, the anomalous K/Rb ratios vs K_2O content can be at least partially ascribed to the rock alteration.

In orogenic andesites, Th/U ratios likewise tend to increase with K_2O, being < 2, 2 to 4 and > 4 in low, medium and high-K suites, respectively (Gill, 1981). Th/U ratios in the Smrekovec volcanics range from 2.3 to 3.5 in spite of the relatively low K_2O abundances measured, but do not show any positive correlation with the increasing K_2O content.

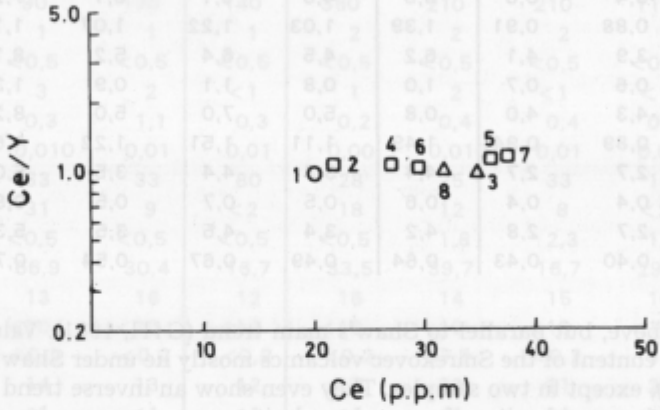


Fig. 4. The Ce abundances vs Ce/Y ratios for the Smrekovec volcanics

Sl. 4. Diagram odvisnosti med vsebnostjo Ce in razmerjem Ce/Y za preiskane vzorce neeksplozivnih predornin smrekovškega podgorja

The diagram using FeO*/MgO ratio vs SiO_2 content (FeO* is total iron recalculated as FeO) is widely used to discriminate between tholeiitic and calcalkaline character of volcanic rocks (Gill, 1981). The FeO*/MgO vs SiO_2 values of the Smrekovec volcanics (fig. 5) are arranged in a suite which predominantly lies on the line separating tholeiitic and calcalkaline fields. The Smrekovec suite trend compared with the data by Gill (1981) shows an affiliation with either low-K calcalkaline suites or medium-K tholeiitic suites.

Other geochemical criteria useful for the recognition of tectonic setting include Ba/Ta, Ba/La and La/Nb ratios (Gill, 1981). These ratio values were also tested for the Smrekovec volcanics (table 4). According to Gill (1981), a Ba/Ta ratio greater than 450 is the single diagnostic geochemical characteristic of arc magmas, whereas Ba/La, La/Th and La/Nb seem to be less significant. The Ba/La ratios of the Smrekovec volcanics are very low, ranging from 100 – 380. As Ba and many other LIL-elements can be mobile during alteration (Thompson, 1973), and on the other hand, Ta is assumed to be a fairly immobile trace element, the Ba/Ta ratios for the Smrekovec volcanics might have been modified by hydrothermal processes. The La/Nb ratios are consistent with the values characteristic of orogenic andesites.

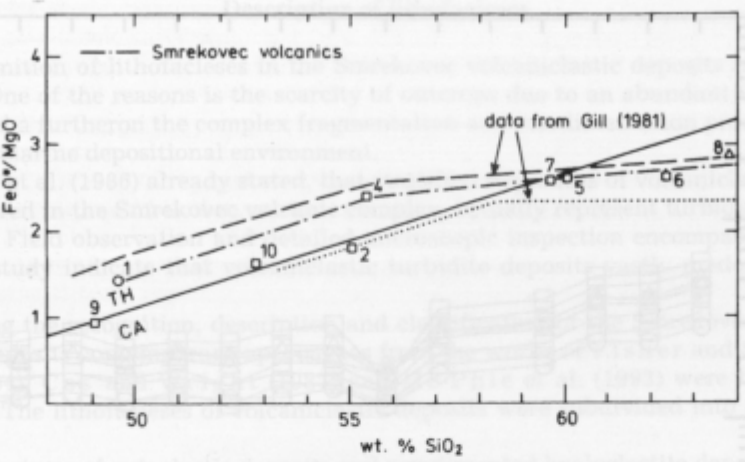


Fig. 5. The FeO*/MgO ratos vs SiO_2 abundances (after Gill, 1981) for the Smrekovec volcanics

Sl. 5. Diagram odvisnosti med razmerjem FeO*/MgO in vsebnostjo SiO_2 (po Gillu, 1981) za preiskane vzorce neeksplozivnih predornin smrekovškega podgorja

Table 4. Some trace element ratios in the Smrekovec lavas and high-level intrusives

Tabela 4. Razmerja nekaterih slednih prvin v smrekovških predorninah

	basic		*acid*		*intermediate*		
	1	2	3	4	5	6	7
K/Rb	200	244	385	323	236	235	133
Ba/Ta	100	283	108	277	350	162	220
Cr/Ni	1,6	0,8	<0,6	3,6	4,0	2,7	<0,2
Ni/Co	0,58	0,33	0,04	0,28	0,25	0,38	0,56
Zr/Nb	9	11,8	13,8	14,0	15,7	16,4	17,2
La/Th	2,3	2,5	3,1	2,5	2,4	2,1	4,5
La/Nb	0,86	1,02	1,25	1,32	1,29	1,36	2,02
La/Yb	3,5	4,0	3,9	3,9	4,0	4,3	3,8
Eu/Eu*	0,66	0,65	1,13	0,79	0,85	0,59	0,70

1. – basalt, northern slopes of Komen (sample Ko–3); *2.*– basalt, northern slopes of Smrekovec (sample Sm 34a); *3.* – rhyodacite lava flow, southern slopes of Komen (sample Sm 81/96C); *4.* – basic andesite, southern slopes of Krnes (sample Sm 83/96C); 5. – acid andesite, southern slopes of Krnes (sample Sm 83/96A); *6.* – acid andesite, the top of Krnes (sample Sm 16/88); 7. – acid andesite lava flow, southern slopes of Krnes (sample Sm 74/88); Analysed in XRAL Activation Services., Ann Arbor, Michigan

The distribution of rare earth elements, normalised to chondritic values by N a k a m u r a (1974), shows only moderate enrichment (fig. 6): for the basalt sample, LREE 20–12 × chondritic level, HREE 16–12 × chondritic level; for dacite and rhyodacite samples, LREE 50–17 × chondritic level, HREE 22–10 × chondritic level, and for andesite samples, LREE 62–16 × chondritic level, HREE 30–10 × chondritic level. The

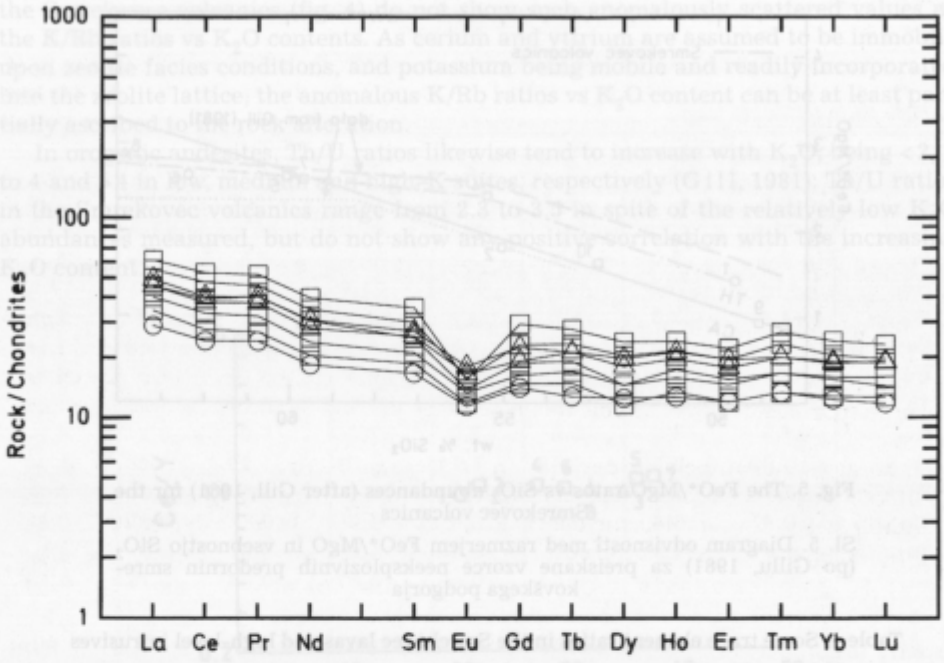


Fig. 6. The chondrite normalised (after Nakamura, 1974) REE patterns of the Smrekovec volcanics

Sl. 6. Razporeditev prvin redkih zemelj normalizirana na vsebnosti v hondritih (po Nakamuri, 1974) za preiskane vzorce neeksplozivnih predornin smrekovškega podgorja

REE distribution is very consistent for the whole suite and shows pronounced negative Eu anomaly (table 4). La/Yb ratios (table 4) are very low compared with the values for orogenic andesites (Gill, 1981; Lopez-Escobar et al., 1977; Poka, 1988; Panto, 1981), indicating limited REE fractionation.

Relatively flat REE chondrite-normalised patterns and a pronounced negative Eu anomaly (>10%) are not common in andesites (Gill, 1981; Lopez-Escobar et al., 1977), but are rather characteristic of tholeiites (Herrmann, 1972; Condie, 1982; Kay & Hubbard, 1978).

Although a petrogenesis of the Smrekovec volcanics is far beyond the scope of this work, and the available data rather insufficient, some general statements can be suggested. As plagioclases in residue mainly deplete the melt in Sr and Eu (Hanson, 1978), this model can be applied as an option in the case of the Smrekovec volcanics. Some dykes encountered in the Smrekovec volcanic complex are composed almost exclusively of feldspars and could therefore represent late-stage emplacements of the mentioned residual magmas. Some additional fractionation of potassium feldspar would, besides Sr and Eu, contribute to a depletion of K and Ba in the melt relative to the parent. Since REE distributions are very similar for the whole Smrekovec volcanic suite, the above mentioned feldspar fractionation would explain the anomalous K/Rb, Ba/Ta and Ba/La ratios observed.

Description of lithofacieses

Recognition of lithofacieses in the Smrekovec volcaniclastic deposits is far from simple. One of the reasons is the scarcity of outcrops due to an abundant vegetation cover, and a furtheron the complex fragmentation and resedimentation process going on in submarine depositional environment.

Mioč et al. (1986) already stated, that stratified sequences of volcaniclastic rocks encountered in the Smrekovec volcanic complex, actually represent turbidity current deposits. Field observation and detailed microscopic inspection encompassed in the present study indicate that volcaniclastic turbidite deposits vastly predominate in the area.

During the recognition, description and classification of the Smrekovec volcaniclastic deposits contemporary approaches from the works of Fisher and Schmincke (1984), Cas and Wright (1987) and Mc Phie et al. (1993) were taken into account. The lithofacieses of volcaniclastic deposits were subdivided into four main groups:

lithofacieses of autoclastic deposits and resedimented hyaloclastite deposits
lithofacieses of pyroclastic deposits (?)
lithofacieses of volcaniclastic debris flow and turbidite ash flow deposits
lithofacieses of reworked turbidite ash flow deposits

Lithofacieses of autoclastic deposits and resedimented hyaloclastite deposits

Autoclastic fragmentation is closely related to chill and quench processes when lavas enter an aqueous medium or move on a surface composed of water-saturated sediments (Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984). Through such non-explosive fragmentation, autobreccias are formed (Mc Phie et al., 1993). Another group of autoclastic rocks are hyaloclastites, encompassing clastic aggregates developed by non-explosive fracturing and disintegration of quenched lavas (Honnorez & Kirst, 1975; Yamagishi, 1987), or parts of intrusions on contacts with wet, unconsolidated host sediments, the so-called intrusive hyaloclastites (Mc Phie et al., 1993).

Lithofacies Hb – hyaloclastite breccia

Marginal parts of the the Smrekovec coherent volcanic bodies were commonly affected by non-explosive fragmentation. Hyaloclastite breccias are related to fragmented lava flows – lithofacies Hb(l), and high-level intrusives – lithofacies Hb(i).

Lavas were readily fragmented when extruded into the submarine environment (plate 1, fig.1). The lava-sediment basal contacts, observed on a microscopic scale, show smooth and curviplanar boundaries; very frequently no obvious mixing of lava and sediment is present. Brecciated lateral and frontal parts of lava flows are composed mainly of larger hyaloclasts, amounting up to 20 cm in diameter. This juvenile lava hyaloclasts are blocky, with curviplanar and sometimes resorbed surfaces; vesiculation is very uncommon.

In the upper parts of lava flows, autobreccias might be developed. Autoclasts are locally slabby, flow foliated and have jagged ends.

Lateral and front parts of lava flows may contain minor amounts of matrix, consisting of finer-grained hyaloclastites and admixed underlying volcaniclastic sediment. Alteration upon zeolite facies conditions is common. Ocassionally, perlite fracturing is developed due to early hydration processes in the glassy groundmass. Plagioclases of hyaloclasts are readily replaced by fine-grained aggregates of albite and the groundmass is altered to microcrystalline quartz, chlorite, mixed-layered clay minerals and opaque oxides. Zeolites, predominantly laumontite, occur as interstitial fillings and vein minerals, rarely they also replace fine-grained clayey matrix of hyaloclastite breccias.

High-level intrusive bodies are appreciably more abundant among the Smrekovec coherent rocks. They commonly occur in subaqueous settings when the lithostatic pressure of sedimentary cover exceeds the confining pressure of ascending magma (Cas & Wright, 1987; Mc Phie et al., 1993). In such case, magma intrudes into the pile of sedimentary cover as syn-volcanic sill or feeder dyke. Sudden and intensive heat transfer leads to autoclastic fragmentation, which is particularly pronounced in marginal parts of intrusive bodies.

Hyaloclastite breccias related to high-level intrusive bodies are encountered on the top of Komen, as well as in its southern and northern slopes. Autoclasts range in sizes from a few dm to some tenths of mm. The sandy fraction, along with an extensively developed interstitial cement, forms the matrix of hyaloclastite breccias (plate 1, fig. 2). Autoclasts are blocky and commonly show curviplanar surfces similar to those produced in frontal and lateral parts of lava flows.

Authigenic mineralisation under zeolite facies conditions is particularly pronounced in hyaloclastite breccias (plate 1, fig 2), related to high-level intrusions. Primary constituents may be completely replaced by secondary minerals: plagioclases by albite, prehnite, laumontite, pumpellyite or analcime, and the glassy groundmas most commonly by chlorite or interlayered chlorite/smectite, microcrystalline quartz, sphene and albite. Laumontite, prehnite, analcime and thomsonite are fairly abundant minerals infilling pore space and crack systems.

Lithofacies Hv – hyaloclastites

Quench fragmentation of lavas and high-level intrusive bodies due to chilling effects of cooling marine water or water-saturated enclosing sediments may be very efficient producing sand- and granule-sized grains. Hyaloclasts are essentially non-vesicular glassy particles with a distinctly angular shape and curviplanar surfaces (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; Mc Phie et al., 1993). Hyaloclastites developed "in situ" are strictly monomict and are neither internally organised nor stratified (Yamagishi, 1987; Honnorez & Kirst, 1975). Resedimented hyaloclastites may be internally graded and polymict.

In situ hyaloclastites developed in the Smrekovec volcanics are localised in close vicinity of lava flows and high-level intrusives. They are mainly monomict, although they may contain very small amounts (up to 8 vol.%) of lithics and pumice. Hyaloclasts are angular (plate 2, fig. 1), with curviplanar surfaces, glassy with very scarce plagioclase phenocrysts and predominanty non-vesicular. A texture of flow foliation in individual hyaloclasts is not uncommon. In many examples the glass is perlitic.

Reworked hyaloclastites occur in some cm to a few dm thick, ungraded layers, but they differ from in situ hyaloclastites in much higher content of the admixted compo-

nent. Pumice may be particularly abundant attaining up to 40 vol.% of the bulk rock. Resedimented hyaloclastites are fairly eroded. Some scarce, erosional remnants are to be found on the top of the mountain range from Komen to Smrekovec, but also along the southern and northern slopes of the mountain range, at a distance of about 1 km from the mountain peaks. The layers have a declination angle of approx. 25°. Most commonly, resedimented hyaloclastites originate from glassy acid andesite lava flows (table 1, sample 8). Pumice lapilli of similar composition, encountered in resedimented hyaloclastites indicate the lavas possibly followed explosive eruptions, producing pyroclastic deposits.

In situ hyaloclastites are commonly altered upon hydrothermal and contact metamorphic conditions to contain laumontite, albite and quartz are the most pronounced new-formed minerals. In resedimented hyaloclastites clinoptilolite and heulandite are abundantly developed; along with smectite and crystobalite they replace volcanic glass in hyaloclasts, pumice and fine-grained matrix.

Lithofacies Bp – peperitic breccias

Upon an intrusion of magma into wet, unconsolidated sediments, quenched debris may be dynamically mixed with the enclosing sediment. As interstitial water in sediments boils due to magma intrusion, the dispersal of hyaloclasts by fluidisation occurs (Kokelaar, 1982; Cas & Wright, 1987; Mc Phie et al., 1993). Such mixtures of quenched debris with the enclosing sediments are called peperites or peperitic breccias (Cas & Wright, 1987).

Peperitic breccias developed in the Smrekovec volcanic complex are related to intrusions of high-level intrusives. They outcrop on the southern flanks of Krnes, W of the farmhouse Kugovnik and somewhat southwards, near the farmhouse Atelšek. The interpretation of rock formation was given by Jocelyn McPhie and Ray Cas (pers. comm.) during their visit to the Smrekovec mountains in September 1996.

Peperitic breccias consist of blocky clasts, characteristic of hyaloclastites, and matrix, composed of fine-grained volcaniclastic sediments (plate 1, fig. 3; plate 2, figs. 2, 3). The blocky clasts are composed of glassy acid andesite, with a fairly common perlitic texture (plate 2, fig. 3). The contacts of blocky clasts and sediment locally indicate that resorption and alteration processes were not uncommon. Clasts are essentially non-vesicular and sometimes show the texture of flow foliation.

The alteration mainly affected blocky clasts whereas the matrix remained poorly altered. Zeolites – most abundantly laumontite – replace volcanic glass and infill microfissures. The associated authigenic minerals are albite, prehnite, sphene, quartz, chlorite and interlayered clay minerals.

Lithofacies Vp – peperites

Peperites are mixtures of lavas and the enclosing sediment (plate 3, figs. 1, 2). Autoclasts commonly have patchy or globular forms and are very commonly altered to such an extent that their origin became obscured. The alteration is related to hydration reactions and intensive heat transfer from still hot autoclast to the surrounding sediment. It is characteristic of this type of alteration that it affected only autoclasts whereas the sediment remained fairly unaltered. Very common secondary minerals replacing autoclasts in peperites are zeolites.

Lithofacieses of pyroclastic deposits

Pyroclastic deposits should have both, distinct pyroclastic composition and the mode of transport (Cas & Wright, 1987). In the Smrekovec volcanic complex, pumice-rich tuffs of acid andesitic to dacitic composition are locally encountered (plate 3, fig. 3). However, there is no clear evidence of pyroclastic mode of transport and sedimentation, and the abundance of pumice lapilli only is not an evidence sufficient for the recognition of the origin of rocks. Some pumice-rich deposits occur in the sequences of volcaniclastic turbidity flow deposits (fig. 7). In comparison with a typical pyroclastic flow deposit, they lack of cross-bedded fine-grained unit; the coarse-grained unit can be massive or fainty stratified. The upper unit consists of a

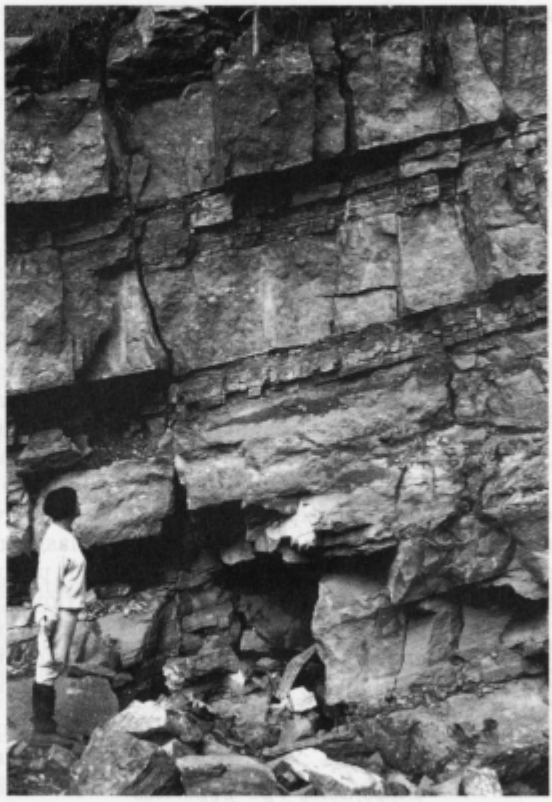


Fig. 7. Pyroclastic flow deposits (?) sealed in a sequence of volcaniclastic turbidity flow deposits, southern slopes of Krnes. Pyroclastic flow unit (?) can be seen in the lower left half of the photo

Sl. 7. Piroklastiti (?) med zaporedjem vulkanoklastičnih turbiditov z južnega pobočja Krnesa. Plasti piroklastitov se vidijo na spodnji levi polovici slike

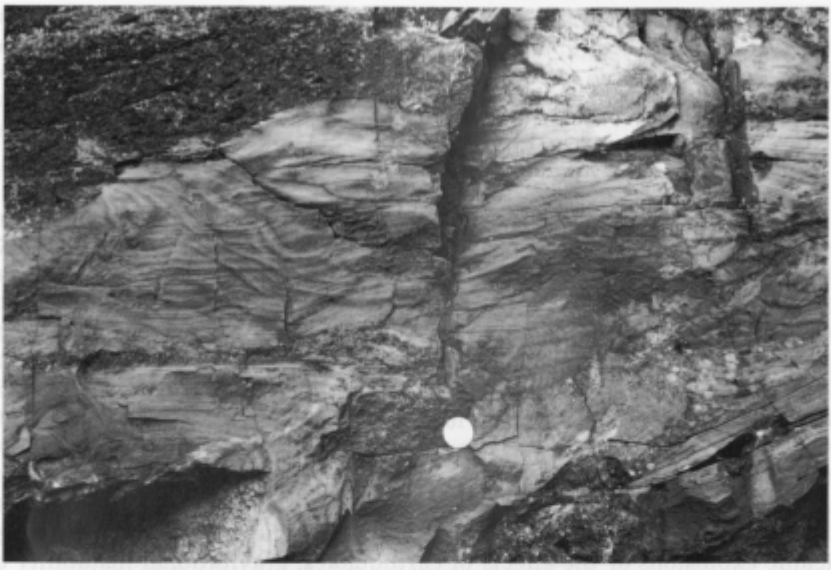


Fig. 8. Disturbed, fine-grained, horizontally an vaguely laminated tuffs, the upper pyroclastic flow (?) unit. A detail from the previous photo

Sl. 8. Porušeni, vzporedno in vijugavo laminirani drobnozrnati tufi v vrhnjem delu piroklastitov. Detajl iz prejšnje slike

fine-grained tuff, horizontally or vaguely laminated (fig. 8). The coarse-grained tuff contains tube pumice of coarse sand- to granule-size; the matrix is subordinate in occurrence and glass shards can not be recognised due to alteration processes. The deposit does not show lenticular geometry. It closely resembles subaqueous volcaniclastic mass-flow deposits (after M c P h i e et al., 1993). The flow very possibly started as a pyroclastic flow, and was converted to a volcaniclastic mass-flow during its movement in the submarine environment.

Lithofacieses of volcaniclastic debris flow and turbidity ash flow deposits

Volcaniclastic deposits formed by the settling of volcaniclastic debris flows and turbidity ash flows are particularly widespread on the southern slopes of the mountain range. Turbidity ash flow deposits overlie volcaniclastic debris flow deposits and are internally stratified, building fining-upward sedimentary sequences. In the vicinity of Komen, Krnes and Smrekovec peaks, volcaniclastic deposits comprise a considerably larger proportion of volcaniclastic debris flow deposits – often over 75 percent of the total sequence. At a distance of about 2–4 km from the top of the mountain range, volcaniclastic debris flow deposits become much thinner and may even be absent. The proportion of volcaniclastic debris flow deposits decreases to 50 percent or less of the total sequence. In these more distal settings, reworked turbidite deposits are also encountered.

The material contained in volcaniclastic deposits is mainly of autoclastic, subordinately of pyroclastic origin, and may be rather heterogenous according to the texture, composition and stage of alteration.

Lithofacies Bx – polymict volcaniclastic breccia with mud clasts

Polymict volcaniclastic breccia is abundantly encountered in the vicinity of the present outcrops of coherent volcanic rocks near the top of the Komen-Krnes-Smrekovec mountain range. It commonly occurs in the form of tabular bodies, attaining a thickness of a few metres to over ten metres.

The deposits are massive, containing angular fragments of coherent volcanics and rounded or angular clasts of mudstone, set in a coarse-grained tuffaceous matrix (fig. 9). The largest fragments may attain up to 5 dm in diameter, but usually they do not exceed 2 dm. The shape and size of larger coherent rock clasts indicate that they probably originate from hyaloclastite breccias and autobrecciated lavas. Juvenile material is very scarce in occurrence.

The tabular geometry of polymict volcaniclastic breccias suggest that they are deposits of cohesive volcanic debris flows or lahars. They could have been triggered by volcanic explosions or the effects of earthquakes, gravitational instability on the surface of repose or some larger-scale tectonic displacements. Volcaniclastic debris flows must have been the instrumental in the generation of turbidity ash flows. In



Fig. 9. Turbidite ash deposits; southern slopes of Komen. Horizontally stratified division – lithofacies T(h), overlain by volcaniclastic debris flow deposits, lithofacies Bx

Sl. 9. Sedimenti turbiditnega toka; južno pobočje Komna. Nad vzporedno plastovito enoto litofaciesa T(h) leže sedimenti vulkanoklastičnega debritnega toka litofaciesa Bx

volcaniclastic sequences, polymict volcanic breccia commonly overlies turbidite ash deposits and comprises eroded clasts of mudstones from the uppermost turbidite ash division. Due to a lower velocity of volcaniclastic debris flow in relation to the turbidity current, the turbidite ash flow deposits underlie the deposits of volcaniclastic debris flow they evolved from (fig. 9).

Lithofacies Bt – volcaniclastic tuff-breccias

The rocks of this lithofacies type are also related to basal parts of the fining-upward sequences of turbidite ash flow deposits (fig. 10). The bed thickness varies from under 2 dm up to 4 m, but most commonly it ranges between 3–12 dm. The rock structure is massive and the basal contacts erosional. The main constituents are angular fragments of coherent volcanic rocks of diverse origin whereas pumice lapilli are subordinate in occurrence and may locally amount to up to 20% of the bulk rock composition. The matrix is sandy and with respect to the composition closely related to the coarser fraction. Fines are subordinate in occurrence; the rock is mainly grain-supported.

Lithofacies Tv(h) – horizontally stratified coarse-grained tuffs

The rocks of this lithofacies type are fairly widespread in occurrence throughout the Smrekovec volcanic complex. In well developed turbidity sequences, the division

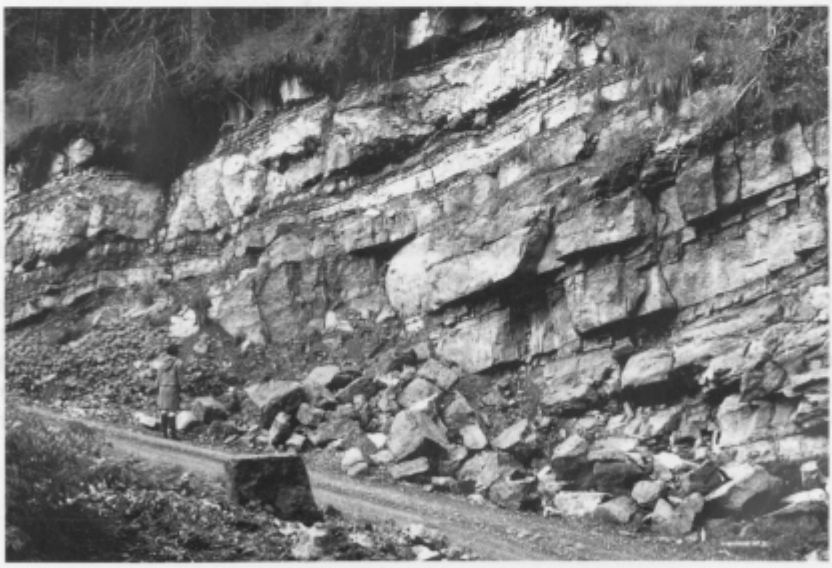


Fig. 10. Distal volcaniclastic turbidite flow deposit; Primož, north-west of Ljubno. Each sedimentary cycle consists of lithofacieses Bt, T(h), F(h), F(v) and F(m)

Sl. 10. Distalni sedimenti vulkanoklastičnega turbiditnega toka; Primož nad Ljubnim. Vsak sedimentacijski ciklus sestoji iz litofaciesa Bt, T(h), F(h), F(v) in F(m)

of horizontally stratified coarse-grained tuff overlies massive tuff-breccias of lithofacies Bt (fig. 10). The thickness of the coarse-grained tuff division is approx. 0.1–5 m. It may comprise several (over fifty) graded units, 1–20 cm thick. Very commonly one bedding set is composed of distinct subsets, defined by faint stratification. Gradation is for the most part normal. The tuffs vary, according to grain size, from very coarse, granule-rich varieties, to tuffs comprising a fair amount of fine ash.

Coarse-grained tuffs are mainly composed of angular rock fragments of diverse composition, texture and stage of alteration. Some sequences are characterised by the occurrence of pumice which may amount to up to 20% of the bulk rock composition, but glass shards are fairly uncommon. The tuffs are predominantly grain-supported; fine-grained matrix, if present, is subordinate and may consist of glassy ash or tuffitic material. Examples of pronounced cementation can be found. Zeolites are the most common cementing minerals that infill interstitial fillings and replace fine-grained matrix.

Lithofacieses F(h) and F(v) – horizontally laminated and vaguely laminated fine-grained tuffs

The deposits of this litofacies type occupy the uppermost parts of the turbidity sequence and are interpreted as deposits from dilute suspensions, trailing the turbidity currents. The lamination is fairly commonly diffuse. In the more ideally developed sequences, the horizontally and vaguely laminated rocks may attain a thicknes of 1–5 dm; syn-sedimentary structures of slumping and sliding occur locally.

Lithofacies F(m) – massive fine-grained tuffs

Massive fine-grained tuffs occupy the top position in turbidite ash deposits. The thickness varies between a few mm and 25 cm. In near-source deposits they may be absent, but in distal parts they are very common (fig. 11).

Lithofacieses of reworked turbidite ash deposits

Reworked, fine-grained turbidite ash deposits locally overlie distal, fine-grained turbidite ash deposits. They are related to shallower, possibly shoreline environment, indicated by cross-stratification, bioturbation, mud drapes and abundant organic matter. Compositionally they contain some non-volcanic component, very possibly originating from Upper Oligocene siltstones and mudstones.

Lithofacies Sv(m) – massive tuffaceous sandstones

The occurrence of massive tuffaceous sandstones is scarce. According to their grain-size, they range from fine-grained sandstones to silty sandstones. Locally they are bioturbated. The composition indicates some admixture of non-volcanic material – mainly illite and quartzite, derived from Upper Oligocene clastic sediments.



Fig. 11. Turbidite ash deposits alternating with reworked turbidite ash deposits; Primož, north-west of Ljubno

Sl. 11. Sedimenti turbiditnega toka, ki se menjavajo z lokalno presedimentiranimi sedimenti turbiditnega toka; Primož nad Ljubnim

Lithofacies Sv(t) –
through-cross stratified tuffaceous sandstones

The deposits of this lithofacies type are related to distal settings. They overlie the horizontally and vaguely laminated fine-grained tuffs of lithofacies types F(h) and F(v). With respect to the grain-size, fine-grained sandstones and silty sandstones predominate.

The most common bedforms are antidunes and dunes (fig. 12). According to Cas & Wright (1987) antidunes are deposited by unidirectional current flows characterised by progressively increasing velocity. Many of the antidune and dune bedforms have thin mud drapes (fig. 12).

Mineral composition of the cross-stratified division indicates a partial incorporation of non-volcanic material, characterised mainly by the presence of illite and detritial quartz.

Lithofacies M –
massive tuffaceous mudstones

Massive tuffaceous mudstones of reworked deposits are characterised by mixed, volcanic and non-volcanic mineralogy and local abundance of organic matter.



Fig. 12. Reworked turbidite ash deposits, through cross-stratified sandstone unit – lithofacies Sv(t); Primož, north-west of Ljubno

Sl. 12. Lokalno presedimentirani sedimenti turbiditnih tokov, litofacies navzkrižno plastovitega peščenjaka Sv(t); Primož nad Ljubnim

The succession of volcaniclastic deposits related to the settling from turbidite ash flows

Volcaniclastic deposits related to the settling from turbidity ash flows are organised in sequences comparable to Bouma's sequence for turbidites (Bouma, 1962; Cas, 1979). An ideal sequence comprises massive, coarse-grained basal layer (division a), planar stratified coarse sand (division b), wavy and ripple cross-laminated sand (division c), laminated mud and silt (division d) and massive mud (division e).

The development of a volcaniclastic turbidite sequence, encountered in the Smrekovec volcanic complex, is closely related to the distance of the deposition site from the assumed source. The main present outcrops of coherent volcanics on the mountain range top must have been located close to the source of turbidity currents. A widespread occurrence of polymict volcaniclastic breccias deposited from volcaniclastic debris flows or lahars in the vicinity of coherent volcanics also indicates a position was close to the source.

Turbidite ash deposits situated closer to the source (fig. 13) comprise coarser-grained massive tuff-breccias (lower division a, lithofacies Bt), horizontally stratified, coarse-grained tuff (division b, lithofacies T(h)), and laminated mud and silt (division d, lithofacieses F(h) and F(v)). The upper finely-grained unit (division d) is commonly missing. The stacking of sedimentation units results in the formation of amalgamated turbidites. Slumping and sliding structures are fairly common.

Distal turbidite deposits (located approx. 3–4 km further to the south-west are thinner, sometimes lacking the coarser-grained layers (division a).

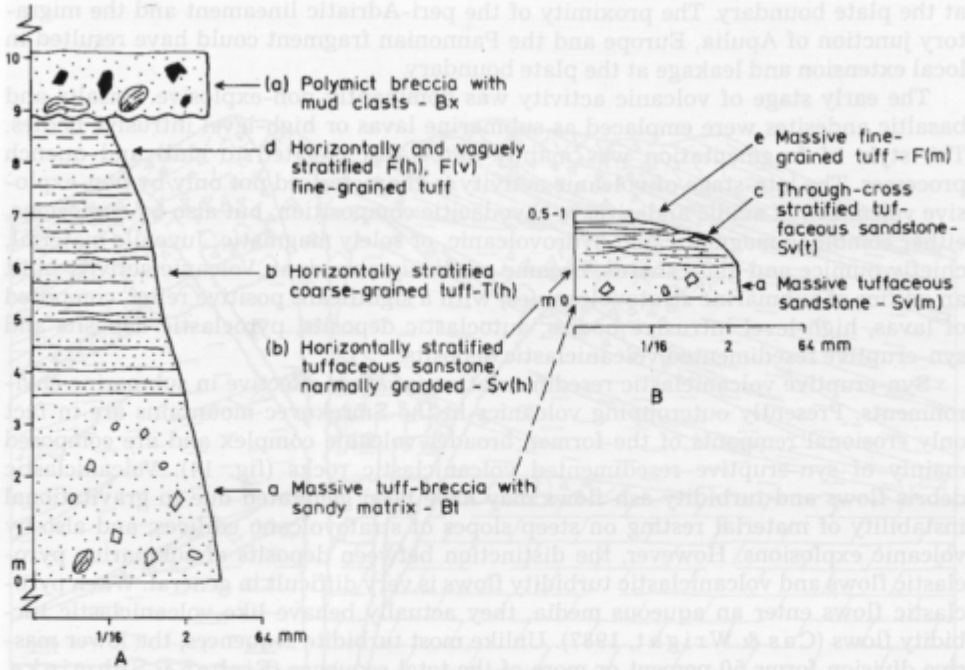


Fig. 13. Simplified graphic log of the Smrekovec volcaniclastic debris flow and turbidite ash deposit: A, proximal deposits and B, distal deposits interbedded with reworked turbidite deposits

Sl. 13. Shematski profil prek skladovnice sedimentov vulkanoklastičnega debritnega toka in vulkanoklastičnih turbiditnih tokov: A, sedimenti proksimalnih območij in B, sedimenti distalnih območij, mešani s presedimentiranimi turbiditi

Facies model of the Smrekovec volcaniclastics

The Upper Oligocene Smrekovec volcanic activity is recorded by the occurrence of coherent volcanic rocks, autoclastic deposits, volcaniclastic deposits and reworked volcaniclastic deposits. Among recently outcropping volcanics, volcaniclastic debris flow and turbidity ash flow deposits predominate. Among coherent volcanic rocks, high-level intrusive bodies are far more abundant than lavas.

Early magmas were of basaltic composition, extruding as submarine lava flows or forming high-level intrusive bodies. The chemical composition of trace elements, particularly of rare earths, indicates that basaltic magma most probably underwent a differentiation due to crystal fractionation. Consequently, basaltic andesites, acid andesites and finally rhyodacites evolved in time, forming a volcanic suite. Major element composition is slightly modified due to hydrothermal activity, but trace element proportions and REE distribution in the Smrekovec coherent volcanics of intermediate composition are not very characteristic of orogene andesites. For this reason the tectonic setting still remains ambiguous and may also be related to a setting different from convergent plate boundaries. The andesite and dacite occurrence in central California (Dickinson & Snyder, 1979 a, b) was attributed to local extension

at the plate boundary. The proximity of the peri-Adriatic lineament and the migratory junction of Apulia, Europe and the Pannonian fragment could have resulted in local extension and leakage at the plate boundary.

The early stage of volcanic activity was dominantly non-explosive. Basalts and basaltic andesites were emplaced as submarine lavas or high-level intrusive bodies. The style of fragmentation was mainly autoclastic, related to chill and quench processes. The late-stage of volcanic activity is characterised not only by non-explosive volcanism of acidic andesitic to rhyodacitic composition, but also by explosions, either combined magmatic and hydrovolcanic, or solely magmatic. Juvenile material, chiefly pumice and glass shards, became relatively abundant. Volcanic activity built an edifice of submarine stratovolcano(es) with a significant positive relief, composed of lavas, high-level intrusive bodies, autoclastic deposits, pyroclastic deposits and syn-eruptive resedimented volcaniclastic deposits.

Syn-eruptive volcaniclastic resedimentation is rather effective in submarine environments. Presently outcropping volcanics in the Smrekovec mountains are in fact only erosional remnants of the former, broader volcanic complex and are composed mainly of syn-eruptive resedimented volcaniclastic rocks (fig. 14). Volcaniclastic debris flows and turbidity ash flows may have been generated due to gravitational instability of material resting on steep slopes of stratovolcano edifices, and also by volcanic explosions. However, the distinction between deposits of submarine pyroclastic flows and volcaniclastic turbidity flows is very difficult in general. When pyroclastic flows enter an aqueous media, they actually behave like volcaniclastic turbidity flows (Cas & Wright, 1987). Unlike most turbidite sequences, the lower massive division forms 50 percent or more of the total sequence (Fisher & Schminke, 1984). As single pyroclastic flow deposit commonly reaches several tenths to several hundred metres in thickness (Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984).

The composition of Smrekovec volcaniclastic rocks is characteristically polymict. The main constituents are lithics which show strong affinity to the Smrekovec coherent volcanics and their autoclastic deposits, although textural and compositional differences may occur in the same sample; sometimes there is also a difference in their state of alteraton. For instance, it is possible to encounter in the same volcaniclastic rock sample relatively unaltered glassy fragments and lithics of high-level intrusive bodies with pumpellyite, prehnite, epidote or laumontite as authigenic minerals. Tuffs, comprising predominantly juvenile material are, very rare, and since they are fairly overgrown, it can not be established whether they have both, a demonstrable pyroclastic mode of fragmentation and transport.

In distal parts of the Smrekovec volcanic complex, turbidite ash deposits underwent a reworking process in a shallow-marine environment. in addition to minor admixtures of non-volcanic material, cross-stratification, bioturbation and mud drapes are also characteristic of rocks of this lithofacies.

Conclusions

The Upper Oligocene Smrekovec volcanic activity is recorded by the occurrence of coherent volcanic rocks, autoclastic deposits, volcaniclastic deposits and reworked volcaniclastic deposits. Besides extrusive rocks, settled in a submarine environment, high-level intrusive bodies were emplaced into unconsolidated, water-saturated volcaniclastic sediments.

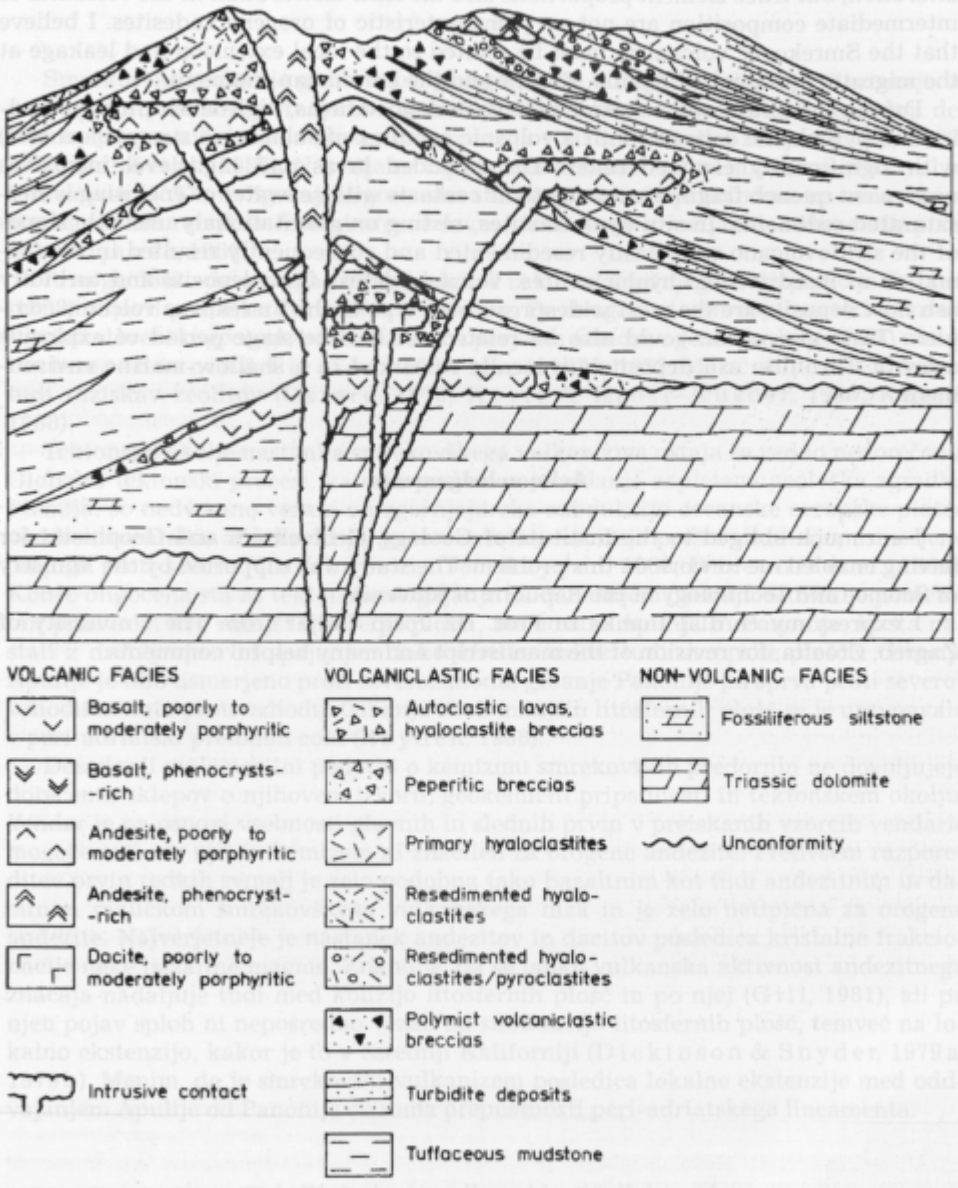


Fig. 14. Idealised facies model for the Smrekovec volcanics
Sl. 14. Idealizirani facialni model smrekovških vulkanitov

The chemical composition of coherent volcanics indicates that magmas varied with time from basaltic, basaltic andesitic and acidic andesitic to dacitic, forming a volcanic suite. Major element composition is slightly modified due to hydrothermal alteration, but trace element proportions and the REE distribution in the volcanics of intermediate composition are not very characteristic of orogene andesites. I believe that the Smrekovec volcanism must be related to the local extension and leakage at the migratory junction of Apulia, Europe and the Pannonian fragment.

During the Smrekovec volcanic activity, extruded lavas, high-level intrusive bodies and pyroclastic deposits built a volcanic complex of submarine stratovolcano(es) with significantly elevated relief. The extruded lavas and high-level intrusives underwent quench fragmentation on their contacts with seawater or enclosing water-saturated sediments. In situ hyaloclastites, resting on gravitationaly unstable slopes of the stratovolcano were easily resedimented and consequently resulted in the formation of resedimented hyaloclastites. Volcanic debris flow deposits and turbidity ash flow deposits are the most widespread rock type of the Smrekovec volcanic complex. Their generation could also be related to the late-stage period of explosive activity. Turbidite ash deposits are locally reworked in a shallow-marine environment.

Acknowledgements

I am much obliged to the Institute of Geology, Geotechnics and Geophisics for having enabled me to work on this problem. The study was supported by the Ministry of Science and Technology of the Republic of Slovenia.

I express my cordial thanks to Prof. Dr. Josip Tišljar from The University of Zagreb, Croatia, for revision of the manuscript and many helpful comments.

Litofacialne značilnosti smrekovških vulkanoklastitov (severna Slovenija)

Uvod

Smrekovško podgorje grade zgornjeoligocenske vulkanske kamnine. Raztezajo se na površini približno petnajstih kvadratnih kilometrov in predstavljajo osrednji del obsežnejšega vulkanskega pasu, imenovanega tudi smrekovška serija (Mioč, 1978, 1983; Mioč et al., 1986). Najvišje se vzpno vrhovi Komen (1684 m), Krnes (1613 m) in Smrekovec (1577 m). Zgornjeoligocenska starost predornin je določena na osnovi biostratigrafskih raziskav foraminiferne favne, vsebovane v meljastih sedimentih podlage (Rijavec, 1966).

Prvo geološko delo s tega področja datira iz konca prejšnjega stoletja, ko je Teller (1898) objavil geološko karto lista Prassberg. Po drugi svetovni vojni so tod delovali številni slovenski geologi, bodisi v okviru projekta Osnovne geološke karte I (Hinterlechner-Ravnik & Pleničar, 1967; Mioč, 1978, 1983; Mioč et al., 1986) kakor tudi raziskav zeolitov (Osterc, 1976; Kovič & Krošl-Kuščer, 1986; Kovič, 1988).

Tektonsko okolje nastanka smrekovškega vulkanizma ostaja še vedno nedorečeno. Globalni tektonski procesi, katerih posledica je sedanja zapletena geološka zgradba ozemlja, so nedvomno vezani na zgornjejursko subdukcijo oceanske evropske plošče pod kontinentalno afriško, ki pa je že v začetku terciarja prešla v kolizijo, usmerjeno od juga proti severu (Oberhauser, 1980; Royden, 1988; Dercourt et al., 1986). Konec oligocena sta za tektonsko dogajanje na današnjem ozemlju Slovenije pomembni predvsem dve manjši litosferni plošči, imenovani Apulija in Panonija, ki sta nastali z drobljenjem in spajanjem tako afriške kakor tudi evropske plošče. Gibanje Apulije je bilo usmerjeno proti severozahodu, gibanje Panonije pa sprva proti severovzhodu in nato proti vzhodu. Gibanje obeh manjših litosfernih plošč se je uravnavalo v peri-adriatski prelomni coni (Royden, 1988).

Dosedanji maloštevilni podatki o kemizmu smrekovških predornin ne dovoljujejo dorečenih sklepov o njihovem izvoru, geokemični pripadnosti in tektonskem okolju. Vendar je na osnovi vsebnosti glavnih in slednih prvin v preiskanih vzorcih vendarle mogoče reči, da njihov kemizem ni značilen za orogene andezite. Predvsem razporeditev prvin redkih zemelj je zelo podobna tako bazaltnim kot tudi andezitnim in dacitnim različkom smrekovškega vulkanskega niza in je zelo netipična za orogene andezite. Najverjetneje je nastanek andezitov in dacitov posledica kristalne frakcionacije neke bazaltne magme. Znano je, da se lahko vulkanska aktivnost andezitnega značaja nadaljuje tudi med kolizijo litosfernih plošč in po njej (Gill, 1981), ali pa njen pojav sploh ni neposredno vezan na subdukcijo litosfernih plošč, temveč na lokalno ekstenzijo, kakor je to v osrednji Kaliforniji (Dickinson & Snyder, 1979a, 1979b). Menim, da je smrekovški vulkanizem posledica lokalne ekstenzije med oddvajanjem Apulije od Panonije oziroma prepustnosti peri-adriatskega lineamenta.

Opis litofaciesov vulkanoklastičnih kamnin

Smrekovške vulkanoklastične kamnine so bile razporejene v štiri glavne skupine litofaciesov:

litofaciesi avtoklastičnih kamnin in lokalno presedimentiranih hialoklastitov
litofaciesi piroklastitov (?)
litofaciesi vulkanoklastičnih debritov in turbiditov,
litofaciesi lokalno presedimentiranih vulkanoklastičnih turbiditov.

Litofaciesi avtoklastičnih kamnin in lokalno presedimentiranih hialoklastitov

Avtoklastična fragmentacija je vezana na procese nenadnega ohlajanja, ko se lave izlijejo v vodo ali gibajo po površini vlažnih sedimentov (Cas & Wright, 1987; Fisher & Schmincke, 1984). Takšna neeksplozivna fragmentacija pa se pojavlja tudi na stikih plitvo ležečih intruzivov vulkanskega nivoja z okolišnimi vlažnimi sedimenti (Mc Phie et al., 1993). Plitvo ležeči intruzivi vulkanskega nivoja se pogosto pojavljajo v morskih okoljih tedaj, ko je teža sedimentnega pokrova in vodnega stebra večja od tlaka dvigujoče se magme (Mc Phie et al., 1993). Fragmentirani deli plitvo ležečih intruzivov vulkanskega nivoja se imenujejo intruzivni hialoklastiti.

Avtobrečirane lave (tabla 1, sl. 1) so med smrekovškimi predorninami sorazmerno redke. Mnogo pogosteje je mogoče najti avtoklastične kamnine intruzivnega porekla. Bolj debelozrnati različki so hialoklastične breče (tabla 1, sl. 2), ki vsebujejo hialoklaste z značilnimi, ukrivljenimi ploskvami. Osnova hialoklastičnih breč sestoji iz hialoklastičnega materiala velikosti 0.063–2.0 mm.

Hialoklastiti smrekovškega podgorja sestoje iz hialoklastov velikosti drobnih lapilov in vulkanskega pepela. Hialoklasti se od juvenilnih piroklastov ločijo predvsem po tem, da skorajda ne vsebujejo votlinic plinskih mehurčkov, oblike zrn so pogosto zelo oglate, ploskve pa ukrivljene in le malo nazobčane (tabla 2, sl. 1). Presedimentirani hialoklastiti niso strogo monomiktni, temveč vsebujejo primes plovca, ki znaša ponekod do 40 vol.%. Prav tako je v nasprotju razliko od pravih hialoklastitov, ki so notranje neorganizirani, v presedimentiranih hialoklastitih opazna plastovitost.

Hialoklastične breče, vezane na stike plitvo ležečih intruzivov z okolnimi vlažnimi sedimenti, prehajajo bočno v mešane sedimente, imenovane peperitne breče in peperiti. Peperitne breče sestoje iz hialoklastov, ki so pomešani z okolnim sedimentom (tabla 1, sl. 3; tabla 2, sl. 2, 3). Mešanje nastaja zaradi fluidizacije osnove okolnih vlažnih sedimentov, v katerih se porne vode zaradi bližine vročega intruziva močno segrejejo. Fluidizacija osnove tako omogoči disperzijo hialoklastov v okolni sediment (Mc Phie et al., 1993). Hkrati s fluidizacijo in segrevanjem pornih raztopin v okolnih sedimentih se pričenjajo ustvarjati lokalni hidrotermalni sistemi, ki povzročajo nastanek zeolitov. Peperiti (tabla 3, sl. 1, 2) se od peperitnih breč razlikujejo po nepravilni, krpasti ali kroglasti obliki hialoklastov (Mc Phie et al., 1993).

Litofaciesi piroklastitov(?)

Piroklastiti morajo vsebovati juvenilni material, hkrati pa morajo tudi jasno odražati piroklastični način transporta (Cas & Wright, 1987). Med smrekovškimi vulkaniti se pojavljajo plasti, bogate s plovcem (tabla 3, sl. 3), vendar pa teksture niso dovolj značilne, da bi jih lahko z gotovostjo opredelili kot piroklastite. S plovcem bogate plasti izdanjajo med zaporedjem vulkanoklastičnih turbiditov (sl. 7). V primerjavi z značilno zgradbo in zaporedjem sedimentov piroklastičnega toka v plasteh domnevnih piroklastitov smrekovškega vulkanskega kompleksa manjkajo spodnji, nav-

zkrižno plastoviti deli drobnozrnatih tufov (Mc Phie et al., 1993). Debelozrnati tufi so masivno grajeni ali pa izražajo samo nakazano vzporedno plastovitost; zgornji deli sestoje iz vzporedno in vijugavo laminiranega drobnozrnatega tufa (sl. 8). Ti sedimenti so najverjetneje nastali s sedimentacijo iz tokov, ki so po izvoru piroklastični, vendar so se zaradi gibanja v vodnem mediju kmalu spremenili v vulkanoklastične turbiditne tokove.

Litofaciesi vulkanoklastičnih debritov in turbiditov

Vulkanoklastiti, nastali s sedimentacijo iz debritnih in turbiditnih tokov, so najbolj razširjena zvrst kamnin smrekovškega podgorja. Posebno razprostranjeni so na južnih pobočjih Smrekovca, Krnesa in Komna. Te vulkanoklastične kamnine grade skladovnice z zmanjševanjem velikosti zrn navzgor. V bližini omenjenih vrhov sestoje te skladovnice iz masivnih debritov v njihovih spodnjih delih ter iz plastovitih in laminiranih turbiditov v zgornjih delih. Debriti grade skoraj 75% celotne sekvence. V razdalji 2–4 km od gorskega grebena vrhov Smrekovca, Krnesa in Komna se zmanjša delež debritov v vulkanoklastični turbiditni sekvenci na manj kot 50%, pojavijo pa se tudi drobnozrnati sedimenti, ki so bili lokalno presedimentirani v plitvem morskem okolju.

Debriti so zastopani z masivno grajenimi vulkanoklastičnimi tufskimi brečami, ki se pojavljajo v obliki lečastih in ploskastih teles, debelih od manj kot 2 dm do največ 4 m (sl. 9). Stiki s podlago so navadno erozijski. Glavna sestavina vulkanoklastičnih tufskih breč so oglati fragmenti lave in plitvo ležečih intruzivov različne sestave, medtem ko je plovec le maloštevilno zastopan. Drobnozrnate osnove je zelo malo, zato ima kamnina pretežno klastno podporo.

Med turbiditi se pojavljajo vzporedno plastoviti debelozrnati tufi, vzporedno in vijugavo laminirani drobnozrnati tufi in masivno grajeni drobnozrnati tufi (sl. 10, 11). Sestava vulkanoklastičnega materiala je heterogena, v splošnem je vsebnost plovca nizka in le izjemoma presega 10 vol.% celotne kamnine.

Litofaciesi lokalno presedimentiranih vulkanoklastičnih turbiditov

Lokalno presedimentirani drobnozrnati turbiditi (sl. 12) so vzporedno ali navzkrižno plastovito grajeni, pojavljajo se drobne leče mulja (mud drapes), bioturbacija in ponekod tudi organska snov. Sedimenti vsebujejo tudi nevulkanogeno primes, ki najverjetneje izvira iz zgornjeoligocenskih meljevcev.

Sklep

Zgornjeoligocenski vulkanizem na Slovenskem je zapustil sledove svojega delovanja tudi na smrekovškem podgorju. Vulkanizem je deloval v morskem okolju, kjer je nastal vulkanski masiv z enim ali več stratovulkanov in izrazitim pozitivnim reliefom. Sestava magme se je zaradi frakcijske kristalizacije bazaltne taline s časom spreminjala od bazaltne prek bazaltne andezitne in kisle andezitne do dacitne in tako ustvarila vulkanski diferenciacijski niz. Tako so se v zgodnjem obdobju vulkanskega delovanja izlili na morsko dno bazalti in bazaltni andeziti. V poznem obdobju vul-

kanskega delovanja so prevladovali kisli andeziti in daciti, ki so se izlili kot lava ali pa so intrudirali v še nekonsolidirane vulkanoklastične sedimente; pojavljale so se tudi vulkanske eksplozije magmatskega ali mešanega magmatsko-hidrovulkanskega značaja. Robovi plitvih intruzivov in lave so se avtobrečirali in mešali z okolnim sedimentom, zaradi česar je nastal niz avtoklastičnih in mešanih avtoklastičnih-vulkanoklastičnih kamnin. Vulkanski kompleks je bil podvržen nenehni eroziji in presedimentaciji že med samim vulkanskim delovanjem. Kasnejša erozija in živahno tektonsko delovanje sta oblikovala njegovo današnjo podobo.

Zahvala

Zahvaljujem se Inštitutu za geologijo, geotehniko in geofiziko, ki mi je omogočil delo pri reševanju te problematike. Raziskave je financiralo Ministrstvo Republike Slovenije za znanost in tehnologijo.

Prisrčna zahvala velja prof. dr. Josipu Tišljarju iz Univerze v Zagrebu za recenzijo rokopisa in številne koristne nasvete.

References

Bouma, A.H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits. – Elsevier, 168 pp., Amsterdam.

Cas, R.A.F. & Wright, J.V. 1987: Volcanic successions. – Allen; Unwin, 528 pp., London.

Cas, R.A.F. 1979: Mass-flow arenites from a Paleozoic interarc basin, New South Wales, Australia: mode and environment of emplacement. – J. Sed. Petrol. *49*, 22-49, Tulsa.

Condie, K.C. 1982: Archaen andesites. – In Andesites (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley; Sons, 575–590, New York.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacqut, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, G., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Wesphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P & Bijou – Duval, B. 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamir since the Lias. – Tectonophysics *123*, 241–315, Amsterdam.

Dickinson, W.R. & Snyder, W.S. 1979a: Geometry of triple junctions related to San Andreas transform. – J. Geophys. Res. *84*, 561–572, London.

Dickinson, W.R. & Snyder, W.S. 1979b: Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. – J. Geol. *87*, 609–628, Washington.

Ewart, A. 1982: The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In: R.S. Thorpe (ed.), Andesites. – John Wiley ; Sons, 25–95, New York.

Fisher, R.V. & Schmincke, H. – U. 1984: Pyroclastic rocks. – Springer-Verlag, 472 pp., Berlin.

Fiske, R.S., 1963: Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. – Geol. Soc. Amer. Bull. *74*, 391–406, Boulder.

Furnes, H. 1980: Chemical changes during palagonitization of alkaline olivine basaltic hyaloclastite, Santa Maria, Azores. – N. Jb. Miner. Abh. *138/1*, 14–30 Stuttgart.

Furnes, H. & El – Anbaawy, M.I.H. 1980: Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of basanite hyaloclastite, Gran Canaria, Canary Islands. – N. Jb. Miner. Abh. *139/3*, 279–302, Stuttgart.

Gill, J.B. 1981: Orogenic andesites and plate tectonics. – Springer-Verlag, 390 pp., Berlin.

Gorton, M.P. 1977: The geochemistry and origin of Quarternary volcanism in the New Hebrides. – Geochim. Cosmochim. Acta *41*, 1257–1270, Amsterdam.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J. & Evenson, N.M. 1977: A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. – Earth planet. Sci. Letters *36*, 253–262, Amsterdam.

Hanson, G.N. 1978: The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. – Earth Planet. Sci. Lett. *38*, 26–43, Amsterdam.

Herrmann, A.G. 1972: Yttrium and lanthanides. – In Handbook of geochemistry, Vol. *II/3*, *39*, 57–71. Springer-Verlag, Berlin.

Hinterlechner – Ravnik, A. & Pleničar, M. 1967: Smrekovški andezit in njegov tuf. – Geologija *10*, 219–269, Ljubljana.

Honnorez, J. 1978: Generation of phillipsites by palagonitisation of basaltic glass in sea water and the origin of K-rich deep-sea sediments. In: F.A. Mumpton & L.B. Sand (eds.), Natural zeolites. – Pergamon, 245–284, Oxford.

Honnorez, J. & Kirst, P. 1975: Submarine basaltic volcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. – Bull. Volcanol. *39*, 441–465, Amsterdam.

Kay, R.W. & Hubbard, N.J. 1978: Trace elements in ocean ridge basalts. – Earth Planet. Sci. Lett. *38*, 95–116, Amsterdam.

Kokelaar, B.P. 1982: Fluidization of wet sediments during emplacement and cooling of various igneous bodies. – J. Geol. Soc., *139*, 21–33, London.

Kovič, P. 1988: Avtigeni minerali v piroklastitih s Smrekovca. – Magistrska naloga, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, 85 pp., Ljubljana.

Kovič, P. & Krošl – Kuščer, N. 1986: Hydrothermal zeolite occurrence from the Smrekovec Mt. area, Slovenia, Yugoslavia. In: Y. Murakami, A. Iijima & J. W. Ward (eds.), New developments in zeolite science and technology. – Elsevier, 87–92, Tokyo.

Lopez – Escobar, L., Frey, F.A. & Vergara, M. 1977: Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. – Contrib. Miner. Petrol. *63*, 199–228, Berlin.

McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. 1993: Volcanic textures. – Centre for Ore Deposits and Exploration Studies University of Tasmania, 198 pp., Hobart.

Mioč, P. 1978: Tolmač za list Slovenj Gradec. – Zvezni geološki zavod, 74 pp., Beograd.

Mioč, P. 1983: Tolmač za list Ravne na Koroškem. – Zvezni geološki zavod, 69 pp., Beograd.

Mioč, P., Aničić, B. & Žnidarčič, M. 1986: Sedimentation of the Smrekovec sedimentary-volcanic series in the northern Slovenia (NW Yugoslavia). In: V. skup sedimentologa

Jugoslavije, sažeci predavanja. – Hrvatsko geološko društvo, 61-63, Zagreb.

Nakamura, N. 1974: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. – Geochim. Cosmochim. Acta *38*, 757-775, Amsterdam.

Oberhauser, R. 1980: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der mittlern Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). In: Oberhauser (ed.), Der geologische Aufbau Osterreich. – Springer, 35-47, Wien.

Osterc, V. 1976: Dezmin s Smrekovca. In: Organizacijski odbor 8. jugoslovanskega geološkega kongresa (eds), Zbornik radova 1, 199-210, Ljubljana.

Pantó, Gy. 1981: Rare earth element geochemical patterns of the Cenozoic volcanism in Hungary. – Earth Evol. Sci. *1*, 3-4, 249-256, London.

Póka, T. 1988: Neogene and Quarternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region: changes in chemical composition and its relationship to basin formation. In: L. H. Royden & F. Horváth (eds.), The Pannonian Basin. – The AAPG, 257-277, Tulsa.

Rijavec, L. 1966: Mikropaleontološka preizkava vzorcev na listu Ravne na Koroškem in Slovenj Gradec. – Poročilo, Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

Royden, L. H. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: L. H. Royden & F. Horváth (eds.), The Pannonian Basin. – The AAPG, 27-48, Tulsa.

Shaw, D. M. 1968: A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. – Geochim. Cosmochim. Acta *32*, 573-601, Amsterdam.

Teller, F. 1898: Erlauterungen zur Geologischen Karte Prassberg. – Wien.

Thompson, G. 1973: A geochemical study of the low-temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks. – EOS *54*, 1015-1018.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chem. Geol. *20*, 325-343, Amsterdam.

Yamagishi, H. 1987: Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido. – Rep. Geol. Surv. Hokkaido *59*, 55-117, Sapporo.

Zupančič, N. 1994: Petrografske značilnosti in klasifikacija pohorskih magmatskih kamnin. – Rud.-metal. zb. *41*, 113-128, Ljubljana.

Plate 1 – Tabla 1

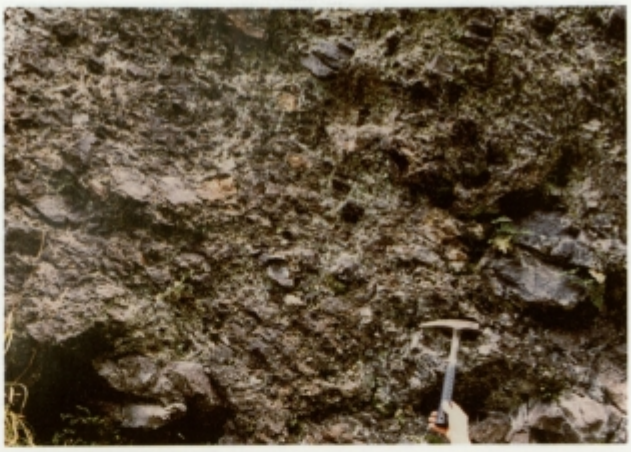


Fig. 1. Autobrecciated lava flow; SW of Komen

Sl. 1. Avtobrečirani lavini tok; jugozahodno pobočje Komna



Fig. 2. Hyaloclastite breccia; southern slopes of Krnes

Sl. 2. Hialoklastična breča; južno pobočje Krnesa



Fig. 3. Peperitic breccia; southern slopes of Krnes, westwards of the farmhouse Kugovnik

Sl. 3. Peperitna breča; južno pobočje Krnesa, zahodno od kmetije Kugovnik

Plate 2 – Tabla 2

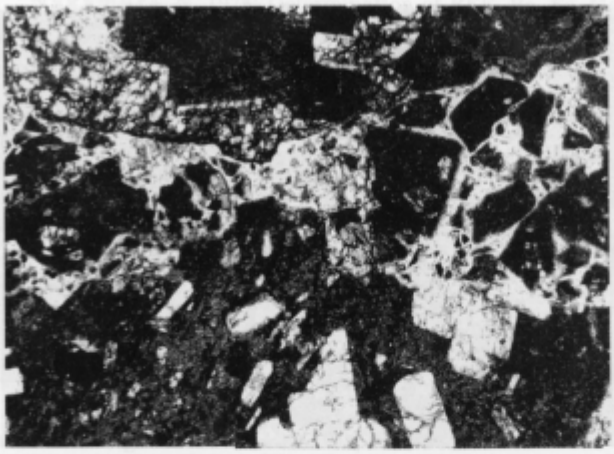


Fig. 1. Angular hyaloclasts in a hyaloclastite from southern slopes of Krnes. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 1. Oglati hialoklasti v hialoklastitu z južnega pobočja Krnesa. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×

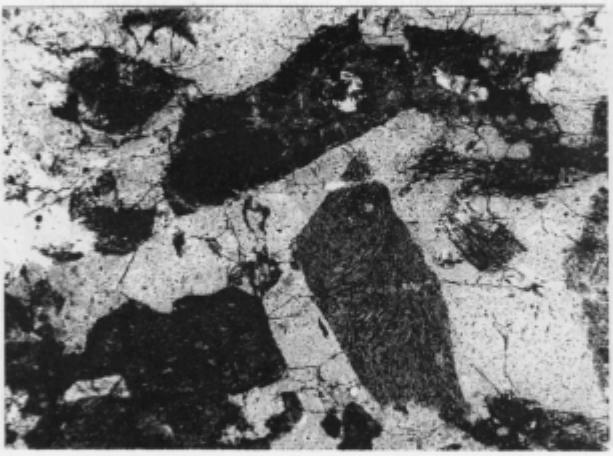


Fig. 2. Peperitic breccia; southern slopes of Krnes, W of the farmhouse Kugovnik. Angular, locally resorbed and flow-foliated andesite clasts in fine-grained matrix. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 2. Peperitna breča; južno pobočje Krnesa, zahodno od kmetije Kugovnik. Oglati, sem in tja resorbirani in zaradi tečenja poviti klasti andezita v drobnozrnati osnovi. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×

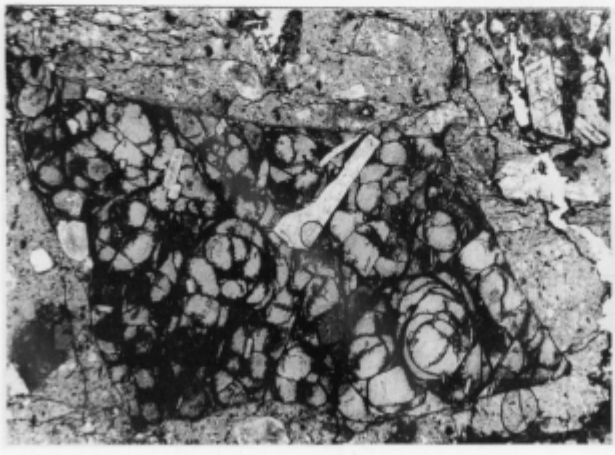


Fig. 3. Peperitic breccia; southern slopes of Krnes, near the farmhouse Atelšek. An angular clast of acid andesite composition with perlitic texture. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 3. Peperitna breča z južnega pobočja Krnesa, blizu kmetije Atelšek. Oglat klast kislega andezita kaže perlitsko strukturo. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×

Plate 3 – Tabla 3

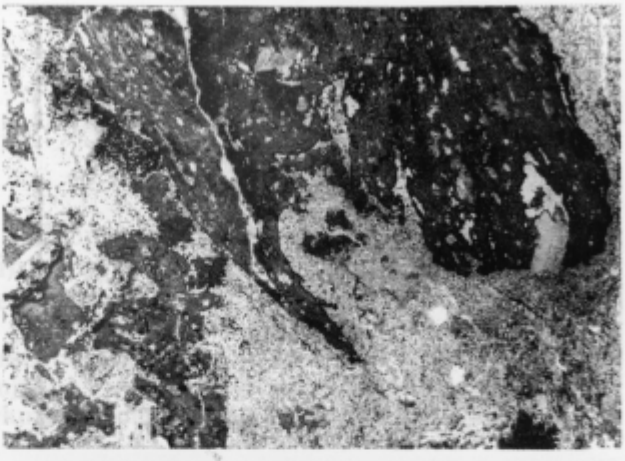


Fig. 1. Hyaloclasts of acid andesite (dark-coloured areas) set in a fine-grained matrix. Peperite; southern slopes of Krnes, westwards of the farmhouse Kugovnik. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 1. Hialoklasti kislega andezita (temnejši deli) v drobnozrnati osnovi. Peperit z južnega pobočja Krnesa, zahodno od kmetije Kugovnik. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×

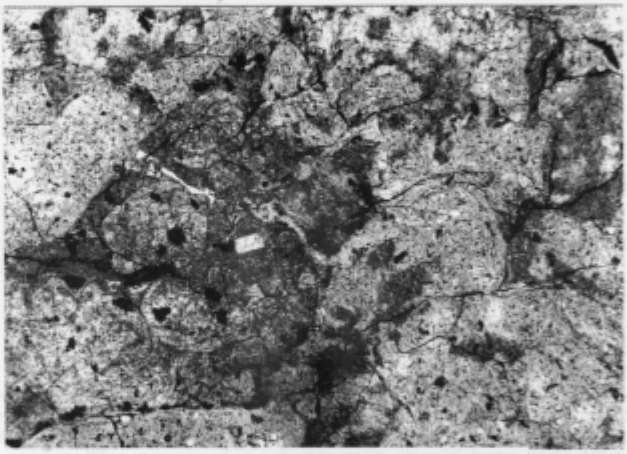


Fig. 2. Irregularly shaped hyaloclasts of an acid andesite (darker areas) set in a fine-grained matrix. Peperite; southern slopes of Krnes, westwards of the farmhouse Kugovnik. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 2. Nepravilne oblike hialoklastov kislega andezita v drobnozrnati osnovi. Peperit z južnega pobočja Krnesa, zahodno od kmetije Kugovnik. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×



Fig. 3. Resedimented(?) pumice-rich tuff; southern slopes of Krnes. Volcanic glass of a tube pumice is replaced by heulandite, quartz and smectite. Plane polarised light, magnification 14.5 ×

Sl. 3. Presedimentirani plovčev tuf z južnega pobočja Krnesa. Vulkansko steklo cevastega plovca je nadomeščeno s heulanditom, kremenom in montmorillonitom. Presevna polarizirana svetloba, povečava 14.5 ×

GEOLOGIJA *39*, 193–214 (1996), Ljubljana

Interpretation of Depositional Environment Based on Grain Size Distribution of Sandstones of the Val Gardena Formation in the Area Between Cerkno and Smrečje, Slovenia

Interpretacija sedimentacijskega okolja na osnovi porazdelitve velikosti zrn peščenjakov grödenske formacije na območju med Cerknim in Smrečjem, Slovenija

Dragomir Skaberne

Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key words: grain size, depositional environment, sandstone, Val Gardena Formation, Permian, Slovenia

Ključne besede: velikosti zrn, sedimentacijsko okoje, peščenjaki, grödenska formacija, perm, Slovenija

Abstract

An attempt was made to interpret the mode of transport and the depositional environment of sandstones of the Val Gardena Formation in the area between Cerkno and Smrečje by analysis of frequency distribution of lengths of long axes of sections of quartz grains. The examined sandy fraction should have been transported by fluvial currents principally in the saltation and partly the suspension population, and in a smaller degree in the rolling population of grains.

Kratka vsebina

Z analizo porazdelitve dolgih osi presekov kremenovih zrn peščenjakov grödenske formacije na območju med Cerknim in Smrečjem smo skušali podati interpretacijo načina transporta in sedimentacijskega okolja. Analizirana peščena frakcija naj bi bila transportirana z rečnimi tokovi pretežno v obliki poskakujoče, deloma suspenzijske in v manjši meri kotaleče populacije zrn.

Introduction

The largest continuous belt of the clastic rocks of the Val Gardena Formation in Slovenia extends in the area between Cerkno and Smrečje where they take part of

the Žiri-Idrija nappe unit (Mlakar, 1969). According to the twofold subdivision of the Permian they are attributed to the lower part of the Upper Permian. The beds underlying the Val Gardena Formation consist of dark grey clastic rocks of presumingly Carboniferous age, while their upper part might be of the Lower Permian age. The contact with them is discordant. The passage into overlying beds of the Upper Permian carbonate rocks is gradual and concordant.

The most frequent rocks of the Val Gardena Formation are developed in the red sandstone facies, in which conglomeratic and muddy facies are interbedded. As a consequence of their proportion the highest attention in the study of the Val Gardena Formation was attributed to the sandstones.

A sandstone as a clastic sedimentary rock consists of terrigenous grains and of chemically precipitated minerals. Its properties depend therefore upon the properties of grains and their fabric. The characteristics of an aggregate of sediment grains (P) can consequently be defined as a function of their composition (c), size (s), shape (sh), and their fabric, described by orientation (o) and packing (p) (Griffiths, 1961, 1967).

$$P = f(c, s, sh, o, p)$$

Determination of one of the given parameters is usually interdependent upon the others. The basic properties of solid cemented rocks that cannot be disintegrated into primary particular grains without the influence on their primary size and shape, can be determined only in thin sections. In this case, an additional variable, the direction of the section across the grain aggregate of the rock must be considered.

In the following, only the size, or distribution of sizes, of terrigenous grains in the considered rocks shall be dealt with.

The grain sizes in sandstones that can be disintegrated into their primary individual grains is usually determined by sieving. During disintegration the original fabric of grains, that is their orientation (o) and packing (p), is destroyed. From this aspect, the determination of grain size (P_s) depends only upon the composition (c), size (s) and shape (sh) of grains.

$$P_s = f(c, s, sh)$$

Owing to the importance of grain size, or of its distribution in sandstones from the technological, as well as from genetic aspects, various authors (Friedman, 1958, 1962; Adams, 1977; Harrell & Erikson, 1976; Johnson, 1994) attempted to determine the correction factors for transformation of the lengths of long axes of grain sections in thin sections into the grain sizes as determined by sieving. One comes across the problems of the definition of grain size that is dependent upon the method applied (Allen, 1968) and the determination of the "true" size in thin sections, which also represents a mathematical problem. Analysis of the mentioned problems are beyond our frame. Lately they were discussed by Johnson (1994).

For a long time in sedimentary petrology, many attempts were made to use the grain size of the sediment for determination of their depositional environment.

Grain size distribution in clastic sedimentary rocks is dependent upon the characteristics of source rocks, mode of weathering, distribution of grain size in weathered material, mode of transport, conditions of sedimentation and finally of postdepositional processes. An interpretation of the depositional environment by grain size distributions is based upon the assumption that they are predominantly affected by

hydrodynamic properties of the currents during transport and sedimentation, which would be typical for the distinct depositional environment. The latter represents the most difficult problem, since equal or very similar depositional processes and corresponding hydrodynamic conditions may occur in various depositional environments, and thus affect the grain size distributions in a similar manner. Therefore the studies of grain size distributions are only in part successful in determining the paleodepositional environments and the depositional processes related with them.

In spite of the stated limitations an attempt was made to use the distribution of lengths of long axes of sections of terrigenous quartz grains of the sandy fraction for interpretation of the mode of transport and of the depositional environment of the Val Gardena sandstones in the Cerkno-Smrečje area.

Sampling and methodology

In total 209 point samples have been analyzed in detail from 18 local profiles-segments (OZS), which all together comprise a thickness of 1234 m. The local profiles-segments can be assembled into five regional composite profiles (OZP): Škofje, Sovodenj, Žirovski vrh, Goli vrh and Lavrovec, as arranged in the direction from NW to SE. They represent the fairly well studied volume of the Val Gardena Formation.

The long axes of 200 sections of quartz grains were measured with the micrometer ocular at 150 × magnification in 206 thin sections. The measured quartz grains were randomly selected by point counter. The influence of composition on size determination was reduced by measuring the quartz grains only. They are also the principal component in the composition of the Val Gardena sandstones and represent on average 63 % of the population of all terrigenous grains. The lengths of long axes, up to 5 Φ (0.03 mm), were subdivided into classes of 1/4 Φ wide, and below that into classes of 1/2 Φ wied, down to the smallest measured size of about 7 Φ (0.008 mm). The relative and cumulative frequencies were calculated on the basis of these data for the use in further analysis.

Results

The cumulative frequency distribution curves of the lengths of long axes of sections of quartz grains were drawn in the Φ units on the abscissa and the probability scale on the ordinate. By using the cumulative frequency distribution curves the graphic statistical parameters: graphic mean size (MZ), inclusive standard deviation (SI), inclusive graphic skewness (SKI) and graphic kurtosis (KG) (Folk & Ward, 1957) were determinated. From the same curves also the metric sizes at 1 % (C) and median (MD), as well as quartile deviation (QDa) (Buller & Mc Manus, 1972) were also obtained. The average size (M), standard deviation (S), skewness (SKEW), kurtosis (KURT), simple measure of skewness (ALFA) and mean cubic deviation (MCD) (Friedman, 1967) were also calculated with the moment estimates. They were calculated in spite of difficulties related with the partly open classes in the domains of the smallest and the largest grain sizes, as warned by Folk (1966). The mentioned parameters for individual analyzed samples are listed in table 1, and the descriptive statistics of grain size data are summarized in table 2.

Table 1. Granulometric parameters

CASE NAME	OZP	OZS	M	S	SKEW	KURT	ALFA	MZ
P10/8/400	ZIROV. V.	P10	2.08	.808	.409	3.164	.216	2.03
P10/8/200	ZIROV. V.	P10	2.20	.904	.697	3.669	.514	2.13
P10/9/120	ZIROV. V.	P10	2.41	.643	.320	2.424	.085	2.40
P10/9/300	ZIROV. V.	P10	2.49	.786	.158	2.884	.077	2.50
P10/16/500	ZIROV. V.	P10	2.93	.723	.589	3.886	.222	2.93
P10/16/130	ZIROV. V.	P10	3.19	.781	.838	3.511	.399	3.15
P10/25/500	ZIROV. V.	P10	1.96	.574	.035	2.694	.007	1.95
P10/25/175	ZIROV. V.	P10	2.73	.739	.661	3.740	.267	2.67
P10/34/100	ZIROV. V.	P10	1.98	.680	.556	4.271	.175	2.00
P10/34/300	ZIROV. V.	P10	2.50	.580	.691	3.355	.135	2.50
P10/35/800	ZIROV. V.	P10	1.84	.592	.093	2.764	.019	1.85
P10/40/100	ZIROV. V.	P10	1.89	.585	.136	2.461	.027	1.90
P10/40/250	ZIROV. V.	P10	2.33	.641	-.197	3.151	-.052	2.35
P10/53/500	ZIROV. V.	P10	1.82	.656	-.529	3.073	-.149	1.85
P10/53/150	ZIROV. V.	P10	3.45	.803	.874	3.321	.452	3.12
P10/57/100	ZIROV. V.	P10	2.54	.785	.610	4.663	.295	2.25
P10/57/700	ZIROV. V.	P10	4.32	.769	.261	1.893	.118	3.95
P10/76/120	ZIROV. V.	P10	1.77	.782	.097	2.808	.046	1.50
P10/76/220	ZIROV. V.	P10	1.08	.627	-.230	2.541	-.057	.85
P10/78/500	ZIROV. V.	P10	.90	.593	-.048	2.591	-.010	.88
P10/78/130	ZIROV. V.	P10	1.07	.614	-.108	3.087	-.025	1.13
P10/81/220	ZIROV. V.	P10	1.04	.606	.155	2.749	.034	1.05
P10/81/320	ZIROV. V.	P10	1.60	.730	.190	2.570	.074	1.60
H53/1	ZIROV. V.	H53-54	.81	.598	.206	2.581	.044	.83
H53/6	ZIROV. V.	H53-54	2.35	.660	.117	2.550	.034	2.37
H54/246	ZIROV. V.	H53-54	1.26	.613	.261	3.103	.060	1.27
H54/2	ZIROV. V.	H53-54	1.20	.608	-.131	2.669	-.029	1.22
H54/10	ZIROV. V.	H53-54	.79	.646	-.189	2.711	-.051	.80
H54/11	ZIROV. V.	H53-54	.82	.645	.113	2.915	.030	.85
H54/21	ZIROV. V.	H53-54	1.91	.634	.277	2.804	.071	1.90
H54/23	ZIROV. V.	H53-54	1.07	.617	.073	2.782	.017	1.05
H54/31	ZIROV. V.	H53-54	.98	.613	-.224	3.354	-.052	1.02
H54/33	ZIROV. V.	H53-54	1.51	.705	.190	2.583	.066	1.52
H54/35	ZIROV. V.	H53-54	1.20	.699	.317	2.916	.108	2.18
H54/222	ZIROV. V.	H53-54	1.38	.788	.401	2.907	.196	1.38
H54/48	ZIROV. V.	H53-54	1.17	.789	.157	2.503	.077	1.17
H54/60	ZIROV. V.	H53-54	1.88	.596	-.169	2.905	-.036	1.90
H54/202	ZIROV. V.	H53-54	1.62	.777	.300	3.010	.141	1.63
H54/160	ZIROV. V.	H53-54	2.43	.765	.353	2.513	.158	2.42
H54/66	ZIROV. V.	H53-54	1.79	.726	.110	2.547	.042	1.80
H54/71	ZIROV. V.	H53-54	1.52	.665	.013	2.656	.004	1.50
H54/72	ZIROV. V.	H53-54	1.88	.654	.406	3.019	.113	1.90
H52/401	ZIROV. V.	H52	.96	.627	.105	3.399	.026	.97
H52/402	ZIROV. V.	H52	1.11	.611	.125	3.186	.029	1.10
H52/404	ZIROV. V.	H52	1.50	.608	.276	2.678	.062	1.48
H52/407	ZIROV. V.	H52	2.05	.758	.377	2.805	.164	2.05
H52/465	ZIROV. V.	H52	1.71	.727	.245	3.256	.094	1.70
H52/427	ZIROV. V.	H52	1.75	.769	.486	3.126	.221	1.75
H52/429	ZIROV. V.	H52	2.65	.782	.702	3.782	.336	2.63
H52/431	ZIROV. V.	H52	1.78	.704	.845	3.862	.295	1.73
H52/493	ZIROV. V.	H52	1.67	.901	.153	2.441	.112	1.68
H52/495	ZIROV. V.	H52	1.73	.672	.176	2.936	.053	1.75
Kl/7.2	ZIROV. V.	KL	2.33	.607	.035	2.792	.008	2.33
Kl/7.2/1	ZIROV. V.	KL	2.51	.580	.346	3.198	.068	2.50
Kl/13.1	ZIROV. V.	KL	1.37	.630	.552	2.941	.138	1.37
Kl/20.3	ZIROV. V.	KL	1.84	.700	.071	2.648	.024	1.85
Kl/28.0	ZIROV. V.	KL	2.50	.648	.038	3.207	.010	2.50
Kl/32.7	ZIROV. V.	KL	1.47	.772	.854	3.579	.393	1.40
Kl/37.7	ZIROV. V.	KL	2.28	.654	.200	4.267	.056	2.30
Kl/46.3	ZIROV. V.	KL	1.61	.792	1.092	4.834	.543	1.53
Kl/51.0	ZIROV. V.	KL	1.96	.660	.689	4.287	.198	1.93
Kl/51.0/1	ZIROV. V.	KL	2.02	.771	1.013	5.171	.465	1.98
Kl/54.7	ZIROV. V.	KL	2.55	.786	.645	3.790	.313	2.55
Kl/71.0	ZIROV. V.	KL	1.37	.820	.925	3.859	.510	1.25
Kl/76.8	ZIROV. V.	KL	2.28	.679	.368	3.523	.115	2.27
Kl/79.3	ZIROV. V.	KL	2.60	.742	.336	3.384	.137	2.62
Kl/83.9	ZIROV. V.	KL	1.83	.739	.483	3.259	.195	1.82
Kl/84.9	ZIROV. V.	KL	1.87	.611	.509	3.094	.116	1.87
Kl/88.9	ZIROV. V.	KL	2.75	.632	.425	3.508	.107	2.70
Ra1/0.7	ZIROV. V.	RA1	2.31	.785	.218	3.444	.105	2.53
Ra1/2.4	ZIROV. V.	RA1	1.16	.537	.765	4.077	.119	1.25
Ra1/4.75	ZIROV. V.	RA1	.96	.624	.856	2.783	.207	.85

Tabela 1. Granulometrični parametri

SI	SKI	KG	C	MD	QDa	MCD	Ro	Sa	Su	ϕSu	BL%
.784	-.098	1.165	.707	.233	.085	.216	0	2	1	2.70	77
.872	.123	1.151	.707	.250	.082	.515	0	1	1	2.60	77
.671	.124	1.066	.500	.196	.058	.085	0	1	1	2.40	54
.794	0.000	1.066	.500	.177	.063	.077	0	1	0		100
.643	.124	.956	.354	.134	.041	.223	0	1	0		100
.714	.253	1.093	.297	.121	.036	.399	0	1	1	3.20	58
.563	0.000	1.038	.660	.259	.067	.007	0	1	0		100
.709	.110	1.038	.392	.159	.052	.267	0	2	1	3.30	84
.611	-.012	1.050	.707	.250	.070	.175	0	1	1	3.00	95
.575	.170	1.038	.379	.183	.047	.135	0	2	1	3.20	90
.588	0.000	.973	.707	.277	.078	.019	0	1	0		100
.580	.041	.948	.707	.268	.075	.027	0	2	0		100
.449	-.065	.589	.683	.196	.055	-.052	0	-2	1	2.90	84
.646	-.151	1.127	1.000	.268	.078	-.149	0	-2	0		100
.683	.185	.949	.250	.121	.038	.453	0	2	0		100
.704	-.253	1.138	.707	.210	.067	.295	1	1	1	3.00	87
.706	.203	1.014	.177	.069	.022	.119	0	1	1	4.00	62
.729	.020	1.025	1.320	.354	.125	.046	0	1	1	2.30	87
.658	0.000	1.002	1.866	.555	.176	-.057	1	0	0		100
.603	.092	1.025	1.414	.555	.150	-.010	0	1	0		100
.618	.065	1.013	1.320	.467	.142	-.025	0	2	0		100
.641	.108	.964	1.189	.500	.147	.034	0	2	0		100
.723	.022	.943	.901	.330	.117	.074	0	2	0		100
.616	.065	.964	1.320	.574	.169	.044	0	2	0		100
.671	.041	1.000	.500	.196	.062	.034	0	2	0		100
.591	.047	1.025	1.000	.420	.118	.060	0	1	1	2.00	90
.623	.032	.988	1.189	.435	.128	-.029	0	1	0		100
.651	-.012	.979	1.741	.574	.182	-.051	0	-2	0		100
.638	.118	1.101	1.516	.574	.161	.030	0	2	0		100
.893	.045	1.013	.758	.268	.081	.071	0	-2	1	2.40	80
.611	.012	1.050	1.275	.483	.136	.017	0	2	0		100
.583	.090	1.066	1.682	.500	.129	-.052	1	1	0		100
.698	.115	.992	.933	.366	.116	.067	0	2	0		100
.691	.181	.971	.595	.225	.074	.108	0	2	1	3.40	96
.786	.096	.950	1.516	.392	.153	.196	1	2	1	1.80	70
.556	.034	.969	1.320	.451	.176	.077	0	2	0		100
.595	-.013	.999	.758	.268	.075	-.036	0	2	0		100
.784	.099	1.107	1.189	.330	.117	.141	0	-2	1	2.00	73
.809	.221	1.107	.500	.196	.067	.158	0	2	1	2.70	73
.723	0.000	.943	.785	.287	.102	.042	0	2	1	3.00	96
.683	0.000	1.002	.933	.354	.112	.004	0	2	0		100
.573	.165	.988	.707	.277	.081	.114	0	2	0		100
.591	.047	1.025	1.569	.518	.145	.026	1	2	0		100
.611	.012	1.050	1.231	.467	.131	.029	0	1	1	2.00	93
.578	.117	1.025	.841	.366	.099	.062	0	2	0		100
.766	.108	1.014	.732	.250	.087	.164	0	2	0		100
.714	.021	1.035	.933	.308	.101	.094	0	1	1	2.65	93
.741	.112	1.079	.901	.308	.101	.221	0	2	0		100
.731	.108	.917	.420	.165	.060	.336	0	2	1	4.00	96
.689	.163	1.230	.707	.308	.086	.295	0	2	1	2.50	80
.927	.004	.951	1.110	.308	.152	.112	0	2	0		100
.651	.050	1.025	.901	.297	.094	.053	0	1	1	3.00	97
.616	-.020	.964	.500	.196	.060	.008	0	2	0		100
.568	0.000	1.038	.451	.177	.046	.068	0	1	0		100
.638	.078	1.175	1.000	.392	.105	.138	0	2	0		100
.706	-.011	.963	.966	.277	.098	.024	0	-2	0		100
.623	-.096	1.050	.500	.171	.050	.010	0	-2	0		100
.779	.152	1.252	1.110	.392	.124	.393	0	-2	0		100
.593	0.000	1.148	.637	.203	.054	.056	0	-2	1	2.80	92
.722	.073	1.302	.966	.342	.104	.542	0	1	1	2.00	88
.611	.103	1.120	.683	.268	.069	.198	0	2	1	3.20	98
.694	.188	1.070	.683	.268	.082	.464	0	2	1	3.00	95
.706	-.011	1.014	.555	.171	.058	.313	0	1	1	3.50	95
.887	.041	1.042	1.682	.420	.180	.510	0	1	1	2.00	88
.656	-.116	.956	.500	.196	.067	.115	0	1	1	2.90	92
.706	.125	1.070	.555	.171	.052	.137	0	1	0		100
.706	.146	.963	.812	.297	.098	.195	0	2	0		100
.568	.301	.907	.637	.297	.081	.116	0	2	0		100
.563	0.000	1.112	.392	.154	.038	.107	0	1	0		100
.721	-.757	1.057	.555	.165	.058	.105	0	-2	0	3.40	94
.478	-.160	1.391	1.072	.406	.042	.118	0	2	0		100
.802	-.009	.987	2.071	.555	.224	.208	0	2	0		100

CASE NAME	OZP	OZS	M	S	SKEW	KURT	ALFA	MZ
Ra1/6.0	ZIROV. V.	RA1	1.64	.602	.636	3.436	.139	1.65
Ra1/7.25	ZIROV. V.	RA1	1.75	.729	1.039	6.315	.403	1.73
Ra1/8.0	ZIROV. V.	RA1	.75	.448	1.255	4.184	.113	.55
B74/465.2	GOLI V.	B74	1.88	.640	.471	3.718	.123	1.85
B74/452.15	GOLI V.	B74	2.29	.920	.545	3.037	.423	2.23
B74/445.05	GOLI V.	B74	1.33	.542	.746	4.574	.119	1.30
B74/424.8	GOLI V.	B74	1.77	.633	.011	2.781	.003	1.75
B74/406.8	GOLI V.	B74	2.53	.587	.776	4.369	.157	2.52
B74/399.0	GOLI V.	B74	1.51	.610	.193	2.770	.044	1.50
B74/379.4	GOLI V.	B74	1.69	.651	-.054	3.104	-.015	1.70
B74/328.9	GOLI V.	B74	2.45	.652	.145	3.145	.040	2.45
B74/319.7	GOLI V.	B74	2.98	.635	.658	3.852	.168	2.95
B74/311.3	GOLI V.	B74	2.12	.639	.368	3.613	.096	2.10
B74/307.7	GOLI V.	B74	1.86	.537	.130	2.470	.020	1.88
B74/279.2	GOLI V.	B74	2.97	.638	.638	3.241	.166	2.87
B74/259.3	GOLI V.	B74	2.39	.567	.349	3.127	.063	2.38
B74/228.5	GOLI V.	B74	3.53	.686	.779	3.388	.252	3.52
B74/168.0	GOLI V.	B74	2.87	.515	.117	3.305	.016	2.87
B74/146.4	GOLI V.	B74	2.64	.829	.916	3.873	.522	2.58
B74/121.4	GOLI V.	B74	2.71	.660	.824	4.363	.237	2.68
B74/102.5	GOLI V.	B74	1.78	.719	.158	3.131	.059	1.78
B74/83.0	GOLI V.	B74	2.42	.639	.423	3.313	.110	2.40
B74/53.1	GOLI V.	B74	2.64	.779	.721	4.109	.341	2.67
B74/31.8	GOLI V.	B74	2.41	.666	.509	3.094	.151	2.42
B74/22.2	GOLI V.	B74	2.46	.701	.645	3.246	.222	2.43
Gv/7.3	LAVROVEC	GV	3.25	.747	.789	3.740	.329	3.15
Gv/10.0	LAVROVEC	GV	2.50	.667	.197	2.945	.059	2.50
Gv/25.3	LAVROVEC	GV	2.78	.676	.196	3.236	.060	2.70
Gv/33.3	LAVROVEC	GV	2.18	.563	.323	3.576	.058	2.15
Gv/39.0	LAVROVEC	GV	2.65	.541	.340	3.240	.054	2.65
Ra2/1.3	GOLI V.	RA2	2.22	.549	.612	3.757	.101	2.20
Ra2/2.3	GOLI V.	RA2	2.27	.565	.526	3.693	.095	2.27
Ra2/3.6	GOLI V.	RA2	2.07	.596	.072	3.360	.015	2.07
Ra2/5.2	GOLI V.	RA2	1.30	.578	.402	2.665	.078	1.27
Ra2/6.0	GOLI V.	RA2	2.35	.583	.369	3.296	.073	2.35
Ra2/8.5	GOLI V.	RA2	1.62	.530	.434	3.525	.064	1.62
Ra2/10.7	GOLI V.	RA2	1.86	.641	.285	2.667	.075	1.85
Ra3/3.6	LAVROVEC	RA3	1.26	.618	.496	3.019	.117	1.30
Ra3/5.1	LAVROVEC	RA3	1.46	.665	.263	2.505	.077	1.50
Pr/8.5	LAVROVEC	PR	2.13	.622	.382	3.323	.092	2.13
Pr/12.2	LAVROVEC	PR	2.31	.640	.403	3.549	.106	2.32
Pr/23.3	LAVROVEC	PR	2.45	.677	.197	3.399	.061	2.48
Pr/26.0	LAVROVEC	PR	1.82	.746	.432	2.913	.179	1.85
A/0.8	SOVODENJ	A	1.83	.900	-.140	3.301	-.102	1.85
A/2.3	SOVODENJ	A	2.40	.711	-.041	2.800	-.015	2.38
A/11.7	SOVODENJ	A	3.03	1.126	.521	2.509	.745	3.00
A/13.0	SOVODENJ	A	2.72	.787	.326	3.477	.159	2.70
A/17.1	SOVODENJ	A	2.78	.791	.442	3.006	.128	2.78
A/25.0	SOVODENJ	A	2.11	.791	.284	2.719	.141	2.10
A/29.2	SOVODENJ	A	3.55	.908	.238	2.499	.178	2.53
A/29.5	SOVODENJ	A	2.32	.698	.920	3.787	.312	2.27
A/31.6	SOVODENJ	A	2.24	.741	.321	3.620	.131	2.18
A/33.4	SOVODENJ	A	3.52	.887	.806	3.004	.562	3.43
A/34.1	SOVODENJ	A	2.29	.839	.916	4.068	.541	2.28
A/38.0	SOVODENJ	A	1.66	.713	.266	2.693	.097	1.63
A/50.0	SOVODENJ	A	4.86	.591	-.304	1.920	-.063	5.28
A/56.3	SOVODENJ	A	1.59	.811	.192	2.741	.103	1.57
A/65.5	SOVODENJ	A	1.85	.685	.880	3.521	.283	1.83
A/90.0	SOVODENJ	A	3.30	.823	.417	3.111	.232	3.30
A/100.0	SOVODENJ	A	3.51	.717	.350	3.152	.129	3.50
A/104.4	SOVODENJ	A	3.68	.713	.406	2.803	.147	3.75
A/104.5	SOVODENJ	A	2.77	.944	.874	3.338	.734	2.75
A/113.0	SOVODENJ	A	1.35	.802	-.028	3.020	-.014	1.40
B1/11.0	SOVODENJ	B	2.24	.766	.239	2.742	.107	2.22
B1/8.0	SOVODENJ	B	3.18	.677	.303	3.411	.094	3.18
B1/7.0	SOVODENJ	B	1.40	.661	.276	2.720	.080	1.40
B1/4.5	SOVODENJ	B	1.56	.656	.278	3.111	.078	1.60
B2/10.3	SOVODENJ	B	2.09	.715	.446	3.327	.163	2.02
B2/4.7	SOVODENJ	B	3.71	.739	.087	2.792	.035	3.70
C/0.7	SOVODENJ	C	3.81	.583	.523	3.589	.104	3.82
C/2.2	SOVODENJ	C	3.73	.595	.459	3.041	.096	3.72
C/6.3	SOVODENJ	C	4.31	.724	-.140	2.588	-.053	4.30
C/6.6	SOVODENJ	C	4.19	.628	.156	3.069	.039	4.18

SI	SKI	KG	C	MD	QDa	MCD	Ro	Sa	Su	ϕSu	BL%
.591	.165	1.171	.732	.330	.081	.139	0	2	0		100
.658	.107	1.061	.841	.308	.090	.403	0	2	0	2.50	93
.631	-.020	1.013	1.866	.660	.201	.113	0	1	0		100
.630	.035	1.340	.732	.277	.078	.123	0	1	1	2.60	90
.910	.161	1.130	.707	.225	.101	.424	0	2	0		100
.500	.045	1.270	.841	.406	.094	.119	0	2	0	2.50	98
.640	0.000	1.170	.841	.297	.094	.003	0	1	0		100
.550	-.018	1.130	.366	.171	.050	.157	0	2	1	3.50	95
.650	.135	1.180	.901	.366	.104	.044	1	2	0		100
.470	.410	.690	.467	.308	.086	-.015	0	-2	0		100
.640	0.000	1.240	.483	.183	.056	.040	0	2	0		100
.610	.061	1.280	.297	.129	.036	.168	0	2	1	3.60	88
.590	.115	1.250	.683	.241	.066	.096	0	-2	1	3.20	96
.530	.075	1.060	.595	.277	.078	.020	0	1	0		100
.580	.143	1.500	.287	.139	.034	.166	0	2	1	3.40	84
.560	.100	1.420	.435	.196	.044	.064	0	2	0		100
.660	.272	1.110	.210	.095	.029	.251	0	-2	1	3.50	60
.500	.056	1.310	.319	.139	.031	.016	0	-2	1	3.50	90
.800	.199	.500	.420	.177	.062	.522	0	2	1	3.50	87
.650	.214	1.290	.354	.165	.047	.237	0	2	1	3.50	90
.710	-.008	.500	.901	.287	.087	.059	0	-2	1	2.30	78
.630	.079	.550	.500	.189	.053	.110	0	1	1	3.00	84
.750	.146	1.110	.435	.165	.064	.341	0	2	1	3.50	90
.660	.168	1.290	.467	.196	.056	.150	0	2	0		100
.670	.138	1.220	.435	.189	.060	.222	0	2	1	3.20	88
.698	.087	1.257	.259	.113	.030	.329	0	2	1	3.30	72
.658	.023	1.000	.500	.177	.056	.058	0	1	0		100
.643	0.000	1.148	.420	.154	.041	.061	0	1	0		100
.523	.028	1.054	.518	.225	.055	.058	0	1	1	2.50	86
.500	-.015	1.040	.435	.159	.037	.054	0	1	0		100
.483	.059	1.208	.483	.218	.049	.101	0	1	1	2.60	91
.543	.037	1.083	.483	.210	.052	.095	0	1	1	2.50	82
.575	.048	1.038	.683	.241	.065	.015	0	-2	1	2.30	80
.591	.072	1.025	.683	.420	.118	.078	0	2	0		100
.578	.050	1.171	.467	.196	.050	.073	0	1	1	2.50	80
.508	.188	.995	.683	.342	.081	.065	0	2	1	2.50	97
.623	.145	.988	.683	.287	.081	.075	0	2	0		100
.590	.140	1.430	.966	.420	.103	.117	0	2	0		100
.680	.099	1.050	.901	.366	.129	.077	0	2	0		100
.618	.089	1.148	.595	.233	.060	.092	0	2	0		100
.618	-.065	1.013	.555	.196	.060	.106	0	1	1	3.50	99
.643	.015	1.013	.536	.183	.054	.061	0	1	1	3.30	96
.746	.171	1.004	.758	.297	.098	.179	0	2	1	3.00	97
.820	.009	1.024	1.464	.277	.094	-.102	1	1	1	2.90	92
.726	-.017	1.035	1.231	.189	.065	-.015	0	1	0		100
1.123	.495	.978	.500	.149	.072	.744	0	1	1	2.60	48
.789	.122	1.034	.500	.159	.058	.159	0	1	1	2.90	60
.646	.191	1.061	.366	.154	.044	.219	0	1	1	2.80	60
.827	.047	.869	.660	.233	.106	.141	0	2	0		100
.857	.056	.934	.555	.088	.036	.178					
.656	.222	1.576	.500	.218	.053	.313	0	1	1	2.60	75
.729	.096	1.138	.660	.225	.071	.131	0	1	1	2.70	80
1.072	.044	1.064	.297	.095	.031	.562	0	1	0		100
.812	.188	1.208	.637	.218	.072	.541	0	1	1	2.50	70
1.033	.081	.902	.871	.330	.117	.096	0	2	0		100
1.015	.161	.807	.080	.027	.016	-.063	0	1	1	4.30	23
.806	.432	.927	1.035	.342	.137	.102	0	2	0		100
.658	.313	1.061	.637	.308	.084	.283	0	2	0		100
.752	.066	1.143	.330	.102	.035	.232	0	1	1	4.50	95
.691	.004	1.025	.268	.088	.028	.129	0	1	0		100
.643	0.000	1.012	.203	.074	.023	.147	0	1	0		100
.915	.279	1.174	.500	.165	.060	.735	0	1	1	2.90	65
.920	.128	1.194	1.569	.392	.158	-.014	0	1	1	2.40	88
.761	.135	.871	.660	.225	.077	.107	0	1	1	2.30	60
.646	.168	1.061	.330	.117	.033	.094	0	-2	1	3.00	58
.643	.024	.956	.966	.379	.120	.080	0	1	1	2.30	90
.603	0.000	1.025	.901	.330	.093	.078	0	1	1	.70	96
.676	.103	1.157	.660	.250	.073	.163	0	1	1	2.80	86
.746	.010	.956	.250	.077	.028	.035	0	1	0		100
.575	.022	.973	.177	.072	.020	.104	0	1	0		100
.583	.035	.999	.196	.077	.022	.097	0	1	0		100
.706	.011	.963	.159	.051	.018	-.053	0	1	1	3.50	6
.616	-.020	.964	.149	.054	.017	.039	0	0	1	2.75	0

CASE NAME	OZP	OZS	M	S	SKEW	KURT	ALFA	MZ
E/212.0	SOVODENJ	E	2.39	.781	.347	2.783	.165	2.42
E/207.3	SOVODENJ	E	2.40	.600	.238	3.329	.051	2.42
E/202.8	SOVODENJ	E	2.56	.579	.191	2.819	.037	2.60
E/197.5	SOVODENJ	E	3.00	.689	.613	3.941	.201	3.03
E/192.3	SOVODENJ	E	1.96	.559	.365	2.901	.064	1.93
E/186.3	SOVODENJ	E	2.17	.650	.475	2.709	.130	2.15
E/178.5	SOVODENJ	E	2.49	.551	.070	2.907	.012	2.50
E/173.7	SOVODENJ	E	2.55	.533	.241	3.077	.036	2.53
E/159.3	SOVODENJ	E	3.29	.547	.162	2.849	.026	3.28
E/154.0	SOVODENJ	E	3.31	.667	.392	3.272	.116	3.33
E/149.0	SOVODENJ	E	2.38	.533	-.478	3.305	-.072	2.43
E/142.3	SOVODENJ	E	3.46	.628	.682	3.698	.169	3.40
E/135.0	SOVODENJ	E	3.03	.650	.316	3.512	.087	3.03
E/126.4	SOVODENJ	E	3.43	.680	.571	3.333	.180	3.40
E/122.0	SOVODENJ	E	2.63	.595	.350	3.002	.074	2.63
E/119.5	SOVODENJ	E	2.48	.626	.312	3.175	.077	2.50
E/110.8	SOVODENJ	E	4.25	.713	.118	2.601	.043	4.25
E/108.4	SOVODENJ	E	2.29	.662	.233	3.044	.068	2.27
E/99.4	SOVODENJ	E	2.50	.627	-.026	3.124	-.006	2.50
E/93.8	SOVODENJ	E	1.67	.699	.116	2.568	.040	1.63
E/93.0	SOVODENJ	E	2.05	.587	.331	3.268	.067	2.02
E/88.2	SOVODENJ	E	1.79	.551	.126	3.053	.021	1.75
E/80.7	SOVODENJ	E	2.22	.738	.378	2.651	.152	2.18
E/80.4	SOVODENJ	E	2.33	.517	.342	3.156	.047	2.28
E/78.4	SOVODENJ	E	3.41	.635	.387	2.809	.099	3.47
E/74.4	SOVODENJ	E	2.08	.650	.311	3.722	.085	2.08
E/72.7	SOVODENJ	E	1.33	.765	.129	2.791	.058	1.35
E/71.5	SOVODENJ	E	2.09	.742	.636	3.255	.260	2.05
E/69.4	SOVODENJ	E	1.71	.763	.027	3.014	.012	1.78
E/64.7	SOVODENJ	E	3.25	.594	.746	4.394	.156	3.27
E/61.0	SOVODENJ	E	2.71	.619	.074	2.563	.018	2.75
E/52.0	SOVODENJ	E	3.23	.597	.346	2.991	.074	3.10
E/45.7	SOVODENJ	E	1.15	.634	-.356	3.330	-.091	1.15
E/44.4	SOVODENJ	E	2.25	.686	.365	3.257	.118	2.27
E/35.1	SOVODENJ	E	2.70	.771	.488	3.301	.224	2.68
E/23.3	SOVODENJ	E	1.87	.634	.275	3.305	.070	1.85
E/14.4	SOVODENJ	E	1.56	.752	.428	2.559	.182	1.53
E/9.3	SOVODENJ	E	2.09	.592	.481	3.085	.100	2.08
E/8.8	SOVODENJ	E	1.38	.627	.304	3.015	.075	1.38
E/6.5	SOVODENJ	E	1.69	.649	.510	3.846	.139	1.63
D/82.3	SOVODENJ	D	1.85	.601	.350	3.347	.076	1.82
D/69.5	SOVODENJ	D	2.26	.627	.515	3.652	.127	2.28
D/68.4	SOVODENJ	D	1.43	.620	.034	2.689	.008	1.42
D/54.0	SOVODENJ	D	.78	.678	-.102	3.317	-.032	.77
D/52.0	SOVODENJ	D	1.12	.666	-.143	2.842	-.042	1.13
D/30.5	SOVODENJ	D	1.07	.675	.152	3.119	.047	1.07
D/27.5	SOVODENJ	D	1.40	.682	.353	2.883	.112	1.43
D/25.5	SOVODENJ	D	1.30	.722	.126	2.204	.047	1.30
D/17.9	SOVODENJ	D	1.19	.585	-.210	3.792	-.042	1.18
D/15.0	SOVODENJ	D	1.57	.850	-.261	3.077	-.161	1.58
S/5	SKOFJE	S	2.37	.688	.168	3.039	.055	2.37
S/4/2	SKOFJE	S	2.85	.587	.366	3.331	.074	2.87
S/2	SKOFJE	S	2.58	.617	-.120	2.800	-.028	2.55
S/1	SKOFJE	S	2.40	.674	.521	2.894	.159	3.37
V2/14.87	SKOFJE	V2	1.96	.686	.315	2.509	.102	1.97
V2/18.9	SKOFJE	V2	1.78	.666	.166	2.596	.049	1.83
V2/21.3	SKOFJE	V2	2.14	.635	.175	2.730	.045	2.18
V2/24.0	SKOFJE	V2	1.85	.582	.256	3.159	.051	1.87
V2/26.25	SKOFJE	V2	2.16	.596	.273	2.399	.058	2.17
V20/217.0	SKOFJE	V20	1.84	.648	.656	3.654	.178	1.80
V20/217.4	SKOFJE	V20	1.56	.592	.207	2.648	.043	1.57
V25/93.5	SKOFJE	V25	2.34	.752	.127	2.862	.054	2.35
V25/100.4	SKOFJE	V25	1.95	.706	.904	4.245	.318	1.95

Symbols for variables of granulometric parameters are evident from the text; OZS – segments, profiles on the galeries in the uranium mine of Žrovski vrh P 10, H53-54, H52 on the surface KL, RA1, Ra2, RA3, GV, A, B, C, D, E, S and the cores B74, V2, V20, V25

SI	SKI	KG	C	MD	QDa	MCD	Ro	Sa	Su	ϕSu	BL%
.749	.189	.995	.574	.203	.072	.165	0	1	1	2.40	55
.636	.087	1.450	.500	.189	.044	.051	0	-2	1	2.70	77
.595	.013	.999	.406	.165	.046	.037	0	1	0		100
.658	.084	1.127	.330	.125	.035	.201	0	1	1	3.30	70
.555	.330	1.083	.555	.287	.063	.064	0	2	0		100
.678	.178	1.025	.500	.233	.071	.130	0	2	1	2.40	68
.548	0.000	.984	.435	.177	.046	.012	0	1	0		100
.523	.106	1.230	.379	.177	.037	.036	0	1	1	2.90	78
.513	-.039	.966	.233	.102	.026	.027	0	1	0		100
.623	.185	.988	.297	.105	.030	.116	0	-2	1	3.3	58
.478	-.129	1.304	.616	.183	.036	-.072	0	-2	0		100
.575	.170	.973	.233	.098	.027	.169	0	1	1	3.30	50
.603	.092	1.025	.354	.125	.035	.087	0	-2	1	2.80	42
.636	.225	.988	.233	.102	.029	.180	0	1	1	3.20	40
.603	.117	1.093	.379	.165	.044	.074	0	1	1	2.90	75
.666	.056	1.085	.483	.177	.054	.077	0	1	1	3.00	82
.681	.032	1.070	.159	.053	.017	.043	0	0	1	2.60	0
.653	.076	1.153	.555	.210	.059	.068	0	1	1	2.80	84
.618	.024	1.070	.518	.177	.050	-.006	0	-2	1	3.10	84
.678	-.030	1.025	.966	.319	.101	.040	0	1	0		100
.558	.088	1.230	.574	.250	.058	.067	0	1	1	2.50	80
.523	.028	1.054	.707	.297	.073	.021	0	1	1	2.30	86
.766	.044	1.025	.595	.218	.077	.152	0	2	0		100
.495	.003	1.161	.435	.203	.043	.047	0	1	1	2.90	90
.575	.022	1.038	.225	.092	.024	.099	0	1	0		100
.626	.100	1.175	.707	.241	.062	.085	0	-2	1	2.60	82
.754	0.000	1.025	1.320	.392	.139	.058	0	1	0		100
.742	.100	1.252	.707	.241	.077	.260	0	1	1	2.80	86
.694	.146	1.014	1.035	.308	.098	.012	0	2	0		100
.543	.064	1.083	.241	.105	.026	.156	0	1	1	4.00	92
.603	0.000	1.025	.406	.149	.042	.018	0	1	0		100
.468	.155	1.011	.259	.113	.029	.074	0	1	1	3.40	68
.588	0.000	.677	1.516	.451	.127	-.091	1	1	0		100
.631	.044	1.013	.574	.210	.062	.118	0	1	1	2.90	84
.751	.025	.937	.435	.154	.058	.224	0	1	1	3.60	90
.618	.023	1.076	.732	.277	.078	.070	0	1	1	2.50	88
.771	.123	1.004	.841	.354	.125	.182	0	2	1	2.80	90
.586	.155	1.293	.536	.241	.056	.100	0	1	1	2.40	77
.598	.015	1.120	.966	.379	.101	.075	0	2	0		100
.606	.026	1.076	.812	.319	.089	.139	0	-2	0		100
.558	.088	1.230	.683	.287	.062	.076	0	1	1	2.40	86
.593	.093	1.148	.536	.210	.056	.127	0	1	1	2.70	80
.623	.032	.988	1.000	.379	.111	.008	0	1	0		100
.656	.073	1.204	5.278	.616	.161	-.032	1	2	0		100
.678	-.030	1.025	1.414	.451	.143	-.042	0	1	0		100
.691	.127	1.025	1.414	.500	.153	.047	0	2	0		100
.671	.004	1.061	1.000	.366	.115	.112	0	2	0		100
.728	.104	.802	1.072	.420	.169	.047	0	2	0		100
.530	.064	1.166	1.414	.451	.101	-.042	1	-2	0		100
.822	-.034	.962	1.932	.330	.133	-.160	1	1	0		100
.671	.051	1.002	.595	.196	.062	.055	1	2	0		100
.555	.186	1.011	.354	.144	.036	.074	1	2	1	3.70	93
.603	0.000	.964	.518	.171	.052	-.028	0	1	0		100
.686	.164	.943	.420	.196	.069	.160	0	2	1	3.40	92
.668	.143	.906	.616	.268	.088	.102	0	2	1	2.80	86
.646	.145	1.002	.812	.297	.091	.049	0	1	0		100
.636	-.114	.934	.595	.210	.071	.045	0	2	0		100
.560	.006	.948	.707	.277	.078	.050	1	2	0		100
.588	.162	.916	.500	.233	.066	.058	0	2	0		100
.618	.071	1.076	.637	.287	.081	.178	0	2	1	2.50	86
.595	.147	.999	.841	.354	.096	.043	0	2	0		100
.784	.056	1.107	.637	.196	.069	.054	0	1	1	3.20	88
.679	.285	1.281	.707	.277	.073	.318	0	2	1	2.80	88

Oznake spremenljivk, granulometričnih parametrov so razvidne iz tekasta; OZS – segmenti, profili v rovih rudnika urana Žirovski vrh P10, H53-54, H52, na površini KL, RA1, RA2, RA3, GV, PR, A, B, C, D, E, S in vrtinah B74, V2, V20, V25

Table 2. Descriptive statistics of some granulomertic parameters
Tabela 2. Opisne statistike nekaterih granulometričnih parametrov

sprem.	N	min	max	M	SD	SK	KU
M	209	.75	4.86	2.16	.76	.65	.51
S	209	.45	1.13	.68	.09	.93	1.94
SKEW	209	-.53	1.26	.33	.31	.18	.17
KURT	209	1.89	6.32	3.18	.57	1.38	4.33
MZ	209	.55	5.28	2.16	.76	.69	.98
SI	209	.45	1.12	.66	.11	1.17	2.49
SKI	209	-.76	.50	.07	.11	-1.34	13.64
KG	209	.50	1.58	1.06	.15	-.17	3.31
C	209	-.08	5.28	.73	.50	4.07	31.51
MD	209	.03	.66	.26	.12	.76	.35

sprem. – symbols for variables of granulometric parameters are evident from the text; N – number of cases (samples); min – minimal value; M – main; SD – standard deviation; SK – skewness; KU – kurtosis

sprem. – oznake spremenljivk so razvidne iz teksta; N – število enot (vzorcev); min – minimalna vrednost; max – maksimalna vrednost; M – srednja vrednost; SD – standardni odkoln; SK – asimetričnost; KU – sploščenost

A relatively good correspondence of the graphic and the moment measures for the mean and the standard deviation can be seen in the table 2. The lengths of long axes of sections of quartz grains in the examined samples vary from 6.09 Φ (0.015 mm) to -2.4 Φ (5.3 mm) with the mean of 2.16 Φ (0.22 mm). The grains are from poorly to well sorted, on the average moderately well sorted, and their distributions are mainly symmetric. The distributions are very positively to very negatively skewed in the extremes. With respect to the kurtosis, the curves are mostly mesokurtic, but some very platykurtic or very leptokurtic curves could also be observed. The descriptive terms used are related to the quantitative limits as reported by Folk and Ward (1957). In general, the distributions of grain size in the analyzed samples are close to normal with the mean size of 2.16 Φ (0.22 mm) and the average standard deviation of 0.68 Φ (0.094 mm).

Discussion and interpretation

The analysis of the distribution of grain size and its interpretation can be approached in two ways. In the first one, the cumulative frequency distribution curve of grain size is regarded as a whole, and it is attempted to be interpreted on the basis of hydrodynamic characteristics. In the second way, the characteristics of statistic parameters of distributions of grain size from known recent depositional environments are considered and attempts are made to determine empirically the discriminant functions between them.

One of the pioneers of the study of cumulative frequency curves was Doeglas (1946). He found that grain sizes follow the arithmetic probability function, and that their distributions represent a mixture of two or more populations that are the consequence of various mechanisms of transport. Inman (1949) distinguished three basic types of transport: rolling, sliding and saltation on the bottom, and suspension. He also contributed some thoughts on the graphic parameters of grain size distribution: mean grain size, sorting (standard deviation) and skewness. Sindowski (1957) con-

tinued Doeglas's work, but he utilized the log-probability diagrams for representing the cumulative frequency curves, and he empirically subdivided them into groups that belong to sediments of various depositional environments: aeolic, limnic, estuarine, littoral and shelf environment. Moss (1962, 1963) believed that the grain size distribution consists of normally distributed subpopulations that are transported by rolling-sliding, saltation and in suspension. The individual subpopulations have their mean size and sorting. Later Visher (1965) studied the dependence of grain size distribution on the sedimentary structures in fluviatile deposits and the various depositional processes in diverse depositional environments (Visher, 1969).

Based on these concepts an attempt was made to determine the individual genetic populations from the cumulative frequency curves. All three populations of grain sizes, transported by either rolling and sliding (Ro), saltation (Sa) and in suspension (Su), could be determined in the examined samples. Their presence is shown in table 1. In the same table the position of the inflection point between the saltation and suspension populations is presented. This point is estimated according to the maximum grain size in suspension (ΦSu) and the amount of grains that were transported as a bedload (BL %), by rolling or sliding and saltation.

The basic cumulative frequency distribution curves are shown in figure 1.

The presence of rolling and sliding populations could be established only in 5.26 % of the 209 analyzed samples. When present, their amount varied from 1.5 to 16.0 % with an average of 5.9 %. The minimum size of the mentioned subpopulation is 0.75 Φ (0.6 mm) to 0.2 Φ (0.87 mm), with the mean of 0.43 Φ (0.74 mm).

The population of saltation grains was established in 99.04 % of the examined samples. This population occurs as a unique population in 40.8 %, whereas it is divided in the remaining 58.2 % into two subpopulations (Fig. 1b). Their intersection, the inflection point between the two subpopulations of saltation grains, is above the line of unique saltation population in 46.2 % of the cases, and it is marked by a 2 in table 1. This means that the saltation population is positively skewed in 46.2 % of the cases, and contains more smaller grains with respect to their expected amount in a symmetrical normal distribution. In 12 % of samples, this intersection between the two subpopulations occurs below the line that represents the unique saltation population, and is marked by a -2 in table 1. This suggests a negatively skewed saltation population, which contains more larger grains with respect to their expected amount. This indicates a certain hydrodynamic separation even within the population of saltation grains itself, which was already noticed already by Visher (1965, 1969).

The distribution of grain size of the analyzed samples showing that the grains transported as bedload by rolling, sliding and saltation in the thin layer in the bottom, represents no less than 89.2 % of all grains.

The population of suspended grains was established in 52.15 % examined of the samples, and of these only two samples, or 0.05 %, contain only this population of grains. The average amount of suspended population is 10.8 %. The amount of suspension population is 18.65 % on average, taking into account only the samples containing it. The maximum grain size in the suspension population is 2 Φ (0.25 mm) to 4.50 Φ (0.04 mm), and on average 2.90 Φ (0.15 mm), with standard deviation of 0.51 Φ (0.05 mm).

With respect to comparisons of presented data (Tab. 1) with those of Visher (1969, 1104, Tab.1), the analyzed distribution of grain sizes are interpreted as a product of fluvial sedimentary environment. The detailed hydrodynamic interpretations, as made on the basis of grain size distribution by Middleton (1976), Breyer

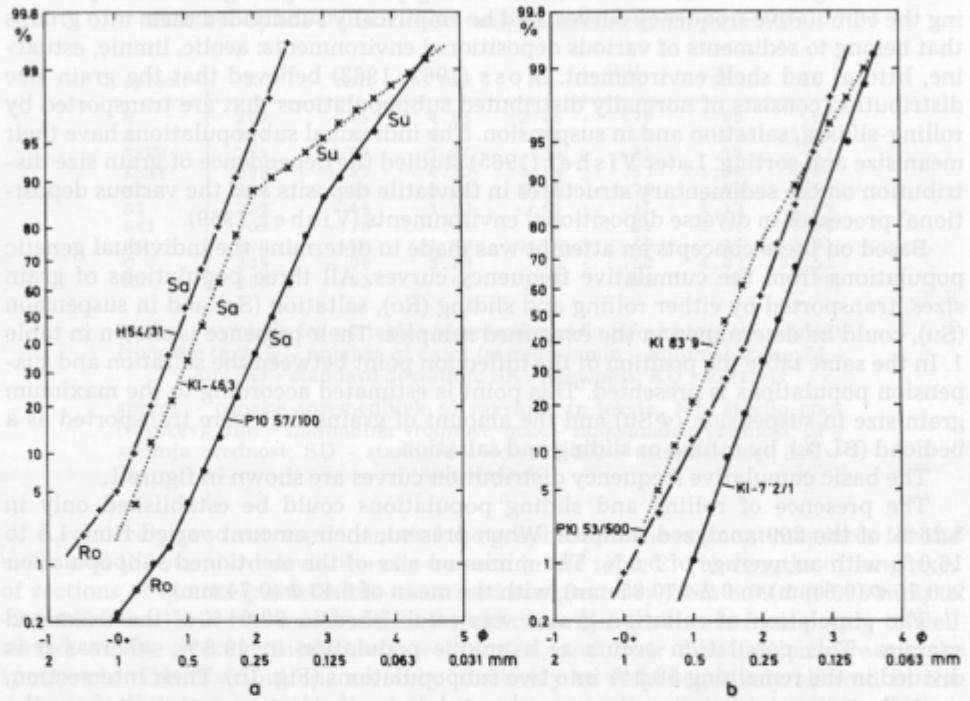


Fig. 1. Basic groups of cumulative grain size distribution curves for the analyzed samples with genetic interpretation: a) Ro -rolling-sliding, Sa – saltation, and Su – suspension populations of grains; b) cumulative distribution curve represented by a single saltation population (Kl-7.2/1) or by two subpopulations that form a positively skewed (Kl-83.9) and a negatively skewed (P10 53/500) saltation population

Sl. 1. Osnovne skupine kumulativnih porazdelitvenih krivulj velikosti zrn analiziranih vzorcev z genetsko interpretacijo: a) Ro – populacija kotalečih – drsečih, Sa – poskakujočih, Su – suspendiranih zrn; b) kumulativna porazdelitvena krivulja, predstavljena z eno populacijo (Kl-7,2/1) ali dvema podpopulacijama, ki sestavljata pozitivno asimetrično (Kl-83,9) in negativno asimetrično (P10 53/500) populacijo poskakujočih zrn

(1979) and others, are beyond the frame of the present study. Only that Middleton (1976) determined the average shear velocity of the transporting medium on the basis of the interruption (position of inflection point) between the populations of grain sizes that are transported by rolling and sliding, and the population of grain sizes in intermittent suspension that coincides with the lower part of the population of saltation grains shall be mentioned.

In study of dynamics during the transport and sedimentation, Passega (1957, 1964) utilized the ratios between the largest grains at 1 % on the cumulative curve (C) and the median (Md) in metric units, of a larger number of homogenous, but structurally diverse samples. The importance of maximum size that should reflect the maximum power of the current, was also recognized by other researchers.

Passega (1957, 1964) distinguished two modes of transport: rolling and suspension. He further subdivided the suspension into the graded and homogenous suspen-

sion at the bottom, and the pelagic suspension. The Passega's (1957, 1964) diagram in which the data of analyzed samples were plotted, shows that the prevailing part of the material was transported in form of the graded bottom suspension that could correspond to the saltation population (Moss, 1962, 1963; Visher, 1969).

Besides the hydrodynamic interpretation of the cumulative frequency distribution function and its importance for the hydrodynamic of the depositional environment the graphic and the moment statistical parameters were also considered.

The factor analysis (Skaberne & Smolej, 1981) indicated that the mean grain size and the skewness are interrelated. They are loading the first factor with the highest loadings by skewness. The second factor is defined by the standard deviation and the kurtosis, with the highest loadings by the standard deviation. The scatterplots of independent variables of the graphic mean grain size (MZ) versus the inclusive graphic standard deviation (SI) that separate the aeolic and the fluvial sediments (Friedman, 1961), the beach and the fluvial sediments (Friedman, 1967); the shore bars and the fluvial sediments (Moiola & Weiser, 1986) were therefore tested. According to the discriminant function of Moiola and Weiser (1968) all the analyzed samples were attributed to the fluvial deposits, whereas the solution on the ground of Friedman's diagrams (1961, 1967) is not significant.

A better resolution between the beach and the fluvial deposits provide Friedman's diagrams of the inclusive graphic standard deviation (SI) versus the inclusive graphic skewness (SKI) (Fig. 2a) (Friedman, 1967) by which 85.6 % of studied samples were attributed to the fluvial deposits. An even better resolution was given by the bivariate diagram of the moment derived standard deviation (S) versus the mean cubic deviation (MCD) (Fig. 2b), (Friedman, 1967), in which no less than 95.7 % of analyzed samples plot in the field of fluvial deposits.

An interesting diagram for defining the depositional environments on the basis of granulometric parameters of the median (MD) versus the arithmetic quartile deviation (QDa) in metric units was proposed by Buller and Mc Manus (1972). The diagram discriminates between the "quietwater", fluvial, eolic and beach deposits (Fig. 3). In the envelope of the fluvial sediments plot no less than 97.6 % of the analyzed samples.

Conclusion

The grain size and its distribution are influenced by a multitude of factors which limits their application for the interpretation of the paleodepositional environment. In case of their use also other relevant criteria, such as the sedimentary structures, spatial succession of facies, fossils, other textural parameters, etc. must be taken into consideration.

In the analyzed samples the graphic and the moment derived estimates of the mean grain size and the standard deviation correspond relatively well in spite of open classes on both ends of the distribution curve, whereas the estimates for the skewness and the kurtosis correspond somewhat less well.

The distribution of lengths of the long axes of grain sections, as determined in thin sections, can serve in certain cases as a satisfactory approximation to distributions of sizes of real grains. Their representations on log-probability diagrams can be used for interpretation of the mode of transport. Most of the analyzed sandy fraction of the Val Gardena sandstones belongs to the saltation population. The suspension

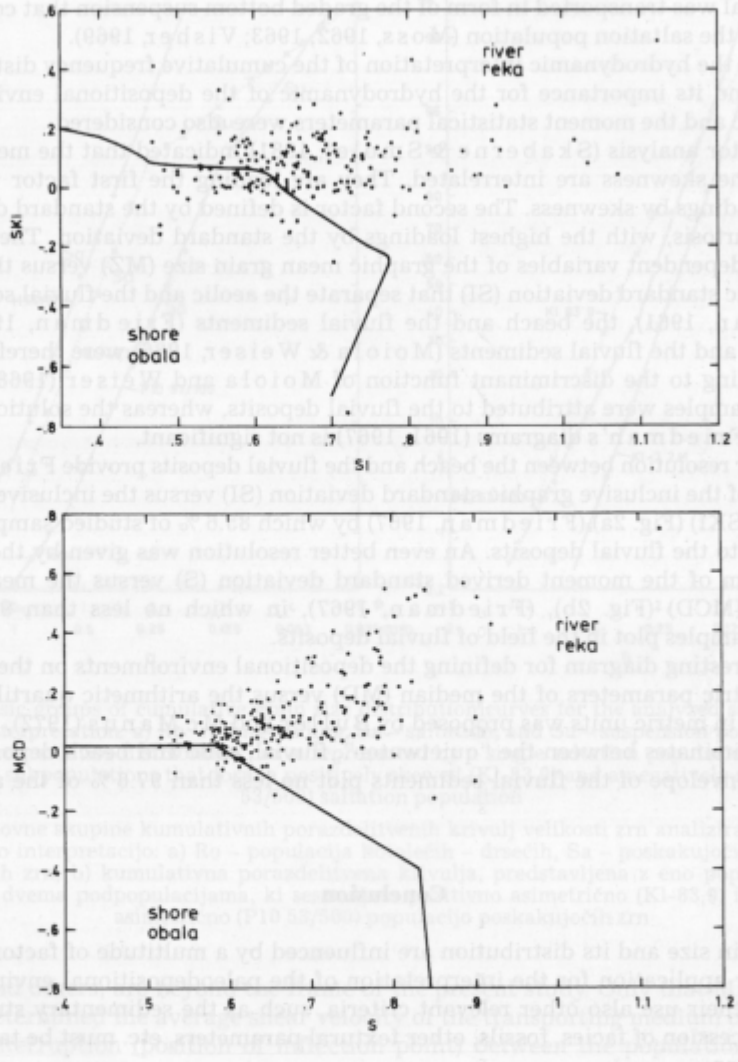


Fig. 2. Scatterplot for distinguishing between the fluvial and beach clastic sediments: a) plot of graphic standard deviation (SI) versus inclusive graphic skewness (SKI); b) plot of standard deviation (S) versus mean cubic deviation (MCD) (Friedman, 1967)

Sl. 2. Bivariatna diagrama za ločitev med rečnimi in obalnimi klastičnimi sedimenti: a) diagram med grafičnim standardnim odklonom (SI) in inkluzivno grafično asimetričnostjo (SKI); b) diagram med standardnim odklonom (S) in srednjim kubiranim odklonom (MSD) (Friedman, 1967)

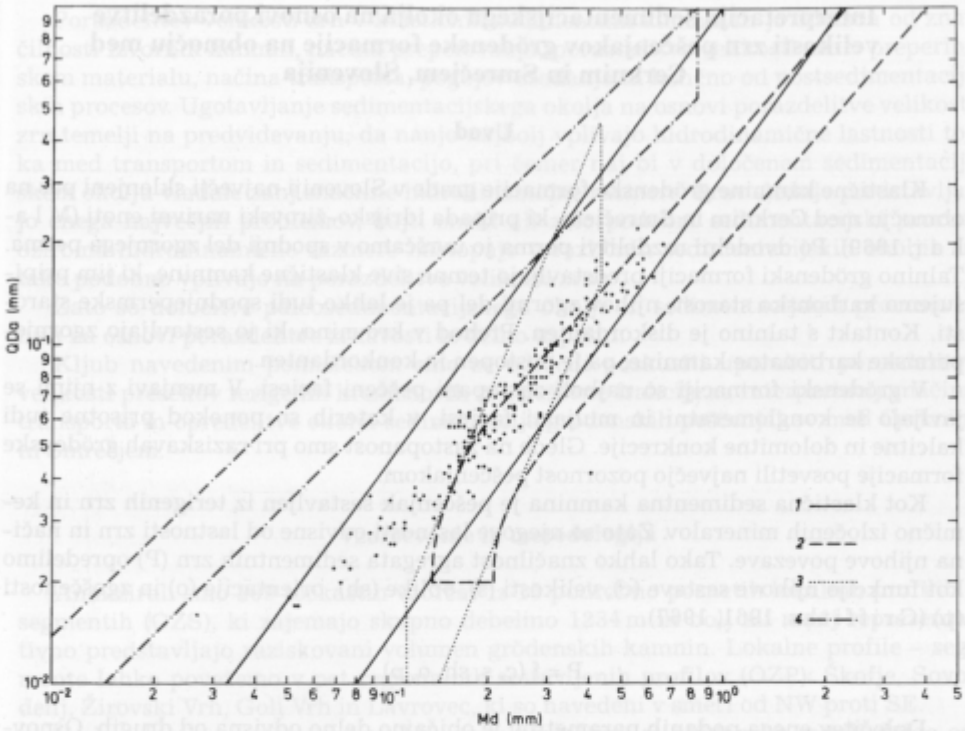


Fig. 3. Scatterplot of metric median (Md) versus quartile deviation (QDa) and their envelopes representing fluvial *(1)*, shore *(2)*, eolian *(3)* and quiet water *(4)* environments (Buller & McManus, 1972)

Sl. 3. Bivariantni diagram med metrično mediano (Md) in kvartilnim odklonom (QDa) s polji, ki opredeljujejo rečne *(1)*, obalne *(2)*, eolske *(3)* in mirnovodne *(4)* sedimente (Buller & McManus, 1972)

population is present in about one half of the analyzed samples, with the average amount of about 20 %. The rolling and sliding population was established only in 5 % of analyzed samples, with the mean amount of about 6 %.

On the basis of statistical parameters of the distribution of lengths of long axes of sections of quartz grains of the Val Gardena sandstones in the area between Cerkno and Sovodenj their depositional environment is interpreted as fluvial. This interpretation is also confirmed by other criteria such as: sedimentary structures, vertical succession of lithofacies and their lateral correlation, etc. (Skaberne, 1995).

Acknowledgements

I would like to thank colleagues J. Čar and B. Ogorelec for their valuable comments on the manuscript as well as S. Pirc for translating it. I would also like to extend my thanks to M. Karer for the drawings.

Interpretacija sedimentacijskega okolja na osnovi porazdelitve velikosti zrn peščenjakov grödenske formacije na območju med Cerknim in Smrečjem, Slovenija

Uvod

Klastične kamnine grödenske formacije grade v Sloveniji največji sklenjeni pas na območju med Cerknim in Smrečjem, ki pripada idrijsko-žirovski narivni enoti (M l a k a r, 1969). Po dvodelni razdelitvi perma jo uvrščamo v spodnji del zgornjega perma. Talnino grödenski formaciji predstavljajo temno sive klastične kamnine, ki jim pripisujemo karbonsko starost, njihov zgornji del pa je lahko tudi spodnjepermske starosti. Kontakt s talnino je diskordanten. Prehod v krovnino, ki jo sestavljajo zgornjepermske karbonatne kamnine, pa je postopen in konkordanten.

V grödenski formaciji so najbolj zastopani peščeni faciesi. V menjavi z njimi se javljajo še konglomeratni in muljasti faciesi, v katerih so ponekod prisotne tudi kalcitne in dolomitne konkrecije. Glede na zastopanost smo pri raziskavah grödenske formacije posvetili največjo pozornost peščenjakom.

Kot klastična sedimentna kamnina je peščenjak sestavljen iz terigenih zrn in kemično izločenih mineralov. Zato so njegove lastnosti odvisne od lastnosti zrn in načina njihove povezave. Tako lahko značilnost agregata sedimentnih zrn (P) opredelimo kot funkcijo njihove sestave (c), velikosti (s), oblike (sh), orientacije (o) in zgoščenosti (p) (G r i f f i t h s, 1961, 1967).

$$P = f\,(c, s, sh, o, p)$$

Določitev enega podanih parametrov je običajno delno odvisna od drugih. Osnovne lastnosti trdno vezanih kamnin, ki se ne dajo dezintegrirati na posamezna zrna brez vpliva na njihovo prvotno velikost in obliko, lahko določamo le v zbruskih. V tem primeru se navedenim pridruži še ena spremenljivka, to je smer preseka prek agregata zrn kamnine.

V nadaljevanju se bomo od navedenih lastnosti omejili na velikost oziroma porazdelitev velikosti terigenih zrn v obravnavanih kamninah.

Velikost zrn peskov in peščenjakov, ki se dajo dezintegrirati na posamezna zrna, običajno določamo s sejanjem. Pri dezintegraciji pa uničimo povezave med zrni oziroma njihov zlog, ki ga opredeljujemo z orientacijo (o) in zgoščenostjo (p) zrn. Tako je določitev velikosti zrn (P_s) odvisna le še od sestave (c), velikosti (s) in oblike (sh) zrn.

$$P_s = f\,(c, s, sh)$$

Zaradi pomembnosti velikosti zrn oziroma njihove porazdelitve v peščenjakih tako iz tehničnega kakor iz genetskega vidika so različni avtorji (F r i e d m a n, 1958, 1962; A d a m s, 1977; H a r r e l l & E r i k s s o n, 1979; J o h n s o n, 1994) skušali določiti korekcijske faktorje za spremembo v zbruskih določene velikosti presekov zrn v velikosti zrn, opredeljenih s sejalno metodo. Pri tem se srečujemo s problemi definicije velikosti, ki je odvisna od uporabljene metode (A l l e n, 1968) in določitvijo "prave" velikosti v zbruskih, ki predstavlja tudi matematični problem. Analiza omenjenih problemov presega naš okvir in jih je v novejšem času obravnaval J o h n s o n (1994).

V sedimentni petrologiji se že od nekdaj prizadevajo uporabiti zrnavost sedimenta za določitev okolja njihovega nastanka.

Porazdelitev velikosti zrn v klastičnih sedimentnih kamninah je odvisna od značilnosti izvornih kamnin, načina preperevanja, porazdelitve velikosti zrn v preperinskem materialu, načina transporta, pogojev usedanja in končno od postsedimentacijskih procesov. Ugotavljanje sedimentacijskega okolja na osnovi porazdelitve velikosti zrn temelji na predvidevanju, da nanjo najbolj vplivajo hidrodinamične lastnosti toka med transportom in sedimentacijo, pri čemer naj bi v določenem sedimentacijskem okolju vladale zanj značilne hidrodinamične razmere. Prav slednje predstavljajo enega največjih problemov, kajti enaki ali zelo podobni sedimentacijski procesi oziroma hidrodinamične razmere nastopajo v različnih sedimentacijskih okoljih in tako podobno vplivajo na porazdelitve velikosti zrn.

Zato so določitve paleosedimentacijskega okolja in sedimentacijskih procesov v njih na osnovi porazdelitve zrnavosti le delno uspešni.

Kljub navedenim pomislekom smo se odločili poskusiti uporabiti porazdelitve velikosti presekov terigenih kremenovih zrn peščene frakcije za interpretacijo načina transporta in opredelitve okolja sedimentacije grödenskih peščenjakov med Cerknim in Smrečjem.

Vzorčevanje in metodologija

Analizirali smo 209 točkastih vzorcev iz 18 podrobno posnetih lokalnih profilih – segmentih (OZS), ki zajemajo skupno debelino 1234 m in bolj ali manj reprezentativno predstavljajo raziskovani volumen grödenskih kamnin. Lokalne profile – segmente lahko povežemo v pet regionalnih sestavljenih profilov (OZP): Škofje, Sovodenj, Žirovski Vrh, Goli Vrh in Lavrovec, ki so navedeni v smeri od NW proti SE.

V zbruskih smo pri povečavi 150× z mikrometrskim okularjem merili dolge osi 200 kremenovih zrn. Kremenova zrna so bila slučajno določena s točkovnim števcem. Z izborom ene vrste terigenih, kremenovih zrn smo zmanjšali vpliv sestave na določanje velikosti. V sestavi grödenskih peščenjakov so kremenova zrna tudi najbolj zastopana, saj predstavljajo poprečno 63 % populacije vseh terigenih zrn. Dolžine presekov smo razdelili do velikosti 5 Φ (0.03 mm) na razrede, široke 1/4 Φ, nato pa na razrede 1/2 Φ do najmanjše merjene velikosti 7 Φ (0.008 mm). Na osnovi teh podatkov smo izračunali relativne in kumulativne frekvence, ki so služile za nadaljnjo analizo.

Rezultati

Na osnovi kumulativnih relativnih frekvenc smo izrisali kumulativne porazdelitvene krivulje dolgih osi presekov kremenovih zrn s Φ skalo na abcisi in z verjetnostno skalo na ordinati. Iz kumulativne porazdelitvene krivulje smo odčitali vrednosti za izračun grafičnih statističnih parametrov (Folk & Ward, 1957): grafično srednjo vrednost velikosti (MZ), inkluzivni grafični standardni odklon (SI), inkluzivno grafično asimetričnost (SKI) in grafično sploščenost (KG). Poleg tega smo podali velikosti v mm pri 1 % (C) in mediano (MD) ter izračunali kvartilni odklon (QDa) (Buller & Mc Manus, 1972). Kljub težavam, ki izhajajo iz delno odprtih razredov v območju največjih in najmanjših zrn, na kar opozarja Folk (1966), smo poleg grafičnih statističnih parametrov iz podatkov relativnih frekvenc v razredih 1/4 Φ z momentnim računom izračunali statistične parametre: povprečno velikost (M), standardni odklon (S), asimetričnost (SKEW), sploščenost (KURT), preprosto mero asimetričnosti

(ALFA) in srednji kubirani odklon (MCD) (Friedman, 1967). Navedeni parametri so za posamezne analizirane vzorce zbrani v tabeli 1, opisne statistike granulometričnih statističnih parametrov pa podajamo v tabeli 2.

Iz tabele 2 je razvidno, da se grafične in momentne vrednosti za srednjo vrednost in standardni odklon sorazmerno dobro ujemajo. Velikost dolgih osi presekov kremenovih zrn se v raziskanih vzorcih spreminja od 6,0 Φ (0,015 mm) do -2,4 Φ (5,3 mm) in znaša povprečno 2,16 Φ (0,22 mm). Zrna so slabo do dobro, poprečno srednje dobro sortirana, medtem ko so njihove porazdelitve večinoma simetrične. V ekstremih so porazdelitve zelo pozitivno do zelo negativno asimetrične. Če pogledamo sploščenost, vidimo, da so krivulje večidel normalne (mezokurtične), zasledimo pa tudi zelo sploščene ali zelo ošiljene krivulje. Navedeni opisni izrazi se nanašajo na kvantitativne meje, ki jih podajata Folk in Ward (1957). V splošnem lahko rečemo, da so porazdelitve velikosti zrn v raziskanih vzorcih relativno normalne s povprečno velikostjo 2,16 Φ (0,22 mm) in povprečnim standardnim odklonom 0,68 Φ (0,094 mm).

Razprava

Analize porazdelitve velikosti zrn in njene interpretacije se lahko lotimo na dva načina. V enem upoštevamo kumulativno krivuljo porazdelitve velikosti zrn kot celoto in jo skušamo interpretirati na osnovi hidrodinamičnih značilnosti. V drugem primeru pa obravnavamo značilnosti statističnih parametrov porazdelitev velikosti zrn iz znanih, recentnih sedimentacijskih okolij in skušamo med njimi empirično ugotoviti diskriminantne funkcije.

Eden izmed pionirjev preučevanja oblike kumulativnih krivulj je bil Doeglas (1946). Ugotovil je, da velikosti zrn slede aritmetični verjetnostni funkciji in da njihove porazdelitve predstavljajo mešanico dveh ali več populacij, ki so posledice različnih mehanizmov transporta. Inman (1949) je v transportu prepoznal tri osnovne tipe: kotaljenje ali drsenje in poskakovanje po dnu ter suspenzijo. Poleg tega je podal nekaj misli o grafičnih parametrih porazdelitve velikosti zrn: srednja velikost, sortiranost (standardni odklon) in asimetričnost. Sindowski (1957) je nadaljeval delo Doeglasa, vendar je uporabljal log-verjetnostne diagrame prikazovanja kumulativnih krivulj in jih glede na obliko empirično razdelil v skupine, ki pripadajo sedimentom različnih sedimentacijskih okolij: eolskemu, limničnemu, estuarijskemu, obalnemu in šelfnemu okolju. Moss (1962, 1963) je ugotovil, da je porazdelitev velikosti zrn sestavljena iz normalno porazdeljenih podpopulacij, ki se premikajo s kotaljenjem in drsenjem, poskakovanjem in v suspenziji. Posamezne podpopulacije imajo svojo povprečno velikost in sortiranost. Kasneje je Visher (1965) v rečnih sedimentih preučeval odvisnost porazdelitve velikosti zrn od sedimentnih tekstur in različnih sedimentacijskih procesov v raznolikih sedimentacijskih okoljih (Visher, 1969).

Na osnovi teh spoznanj smo skušali v kumulativnih krivuljah opredeliti posamezne genetske populacije. V raziskanih vzorcih smo lahko določili vse tri populacije velikosti zrn, ki so se premikala s kotaljenjem in drsenjem (Ro), poskakovanjem (Sa) in v suspenziji (Su). Njihova prisotnost je prikazana v tabeli 1. Poleg tega smo v isti tabeli podali položaj prevojne točke med poskakujočo suspenzijsko populacijo. Ta točka je določena z ocenjeno maksimalno velikostjo zrn v suspenziji (Φ Su) in odstotkom, količino zrn, ki so se transportirala po dnu z mehanizmi talnega transporta (BL %), s kotaljenjem, drsenjem in poskakovanjem.

Osnovne oblike kumulativnih porazdelitvenih krivulj so prikazane na sliki 1.

Izmed 209 raziskanih vzorcev smo ugotovili le v 5,26 % prisotnost kotaleče in drseče populacije. Ob njeni prisotnosti se njena količina spreminja od 1,5 do 16,0 % in znaša povprečno 5,9 %. Minimalna velikost v omenjeni podpopulaciji je 0,75 Φ (0,6 mm) do 0,2 Φ (0,87 mm), povprečno 0,43 Φ (0,74 mm).

Populacijo poskakujočih zrn smo zasledili v 99,04 % raziskanih vzorcih. Ta populacija sestavlja enotno populacijo v 40,8 %, medtem ko se v preostalih 58,2 % razdeli v dve podpopulaciji (sl. 1 b). Presečišče, prevojna točka med obema podpopulacijama poskakujočih zrn je v 46,2 % primerih nad premico enotne podpopulacije v tabeli 1 označeno z 2. To pomeni, da je poskakujoča populacija zrn v 46,2 % primerih pozitivno asimetrična, oziroma vsebuje več manjših zrn v primerjavi z njihovo pričakovano količino. V 12 % vzorcev je to presečišče med podpopulacijama pod premico, ki predstavlja enotno populacijo poskakujočih zrn v tabeli 1 označena z 2, kar kaže na negativno asimetrično populacijo poskakujočih zrn, oziroma vsebuje več večjih zrn v primerjavi z njihovo pričakovano količino. To kaže na določeno hidrodinamično separacijo tudi v sami populaciji poskakujočih zrn, na kar je opozoril že Visher (1965, 1969).

Če pogledamo porazdelitve velikosti zrn v raziskanih vzorcih, vidimo, da predstavljata populaciji zrn, ki se premikajo s talnim transportom, s kotaljenjem, drsenjem in poskakovanjem v tanki plasti po dnu kar 89,2 % vseh zrn.

Populacija suspenzijskih zrn je bila ugotovljena v 52,15 % raziskanih vzorcev, od tega vsebujeta dva vzorca ali 0,04 % le to populacijo zrn. Povprečna količina suspenzijske populacije znaša 10,8 %. V primeru, da analiziramo le vzorce, ki so vsebovali suspenzijsko populacijo zrn, znaša njena količina povprečno 18,52 %. Maksimalna velikost v suspenzijski populaciji je 2 Φ (0,25 mm) do 4,50 Φ (0,04 mm), povprečno 2,90 Φ (0,15 mm) s standardnim odklonom 0,51 Φ (0,05 mm).

Glede na primerjavo prikazanih podatkov (Tab. 1) z Visherjevimi (1969, 1104, Tab. 1) interpretiramo analizirane porazdelitve velikosti zrn kot produkt rečnega sedimentacijskega okolja. Podrobnejše hidrodinamične interpretacije, kakor so jih na osnovi porazdelitev velikosti zrn izvajali Middleton (1976), Viard in Breyer (1979) in drugi, pa presegajo naš okvir interpretacije. Kljub temu naj omenimo, da je Middleton (1976) na osnovi prekinitve (položaja prevojne točke) med populacijama velikosti zrn, ki se transportirajo s kotaljenjem in drsenjem, in populacijo zrn v prekinjeni suspenziji (intermitted suspension), ki sovpada s spodnjim delom populacije poskakujočih zrn, določil povprečno strižno hitrost transportnega medija.

Pri preučevanju dinamike med transportom in sedimentacijo je Passega (1957, 1964) uporabil razmerja med največjimi zrni pri 1 % na kumulativni krivulji (C) in mediano (Md) v metrskih enotah strukturno raznolikih vzorcev. Pomembnost maksimalne velikosti, ki naj bi odražala največjo moč toka, so prepoznali tudi drugi raziskovalci.

Passega (1957, 1964) je ločil dva načina transporta: kotaljenje in suspenzijo. Suspenzijo je nadalje delil na graduirano in homogeno suspenzijo ob dnu in na pelagično suspenzijo. Na osnovi posameznih načinov transporta je opredelil obalne, rečne in turbiditne tokove in pelagično suspenzijo. Iz Passegovega diagrama (1957, 1964), v katerega smo vnesli podatke analiziranih vzorcev, je razvidno, da se je pretežni del materiala transportiral v obliki graduirane talne suspenzije (graded bottom suspension), kar bi odgovarjalo populaciji poskakujočih zrn (saltation population) (Moss, 1962, 1963; Visher, 1969).

Poleg hidrodinamične interpretacije kumulativne porazdelitvene krivulje in njeno uvrstitev v hidrodinamično sedimentacijsko okolje smo preučevali tudi grafične in momentne statistične parametre.

S faktorsko analizo (Skaberne & Smolej, 1981) smo ugotovili, da sta povprečna velikost in asimetričnost med seboj odvisni in sta vezani na prvi faktor, ki je obremenjen predvsem z asimetričnostjo. Drugi faktor opredeljujeta standardni odklon in sploščenost, pri čemer ga prvi najbolj obremenjuje. Zato smo pregledali le bivariantne diagrame z neodvisnimi spremenljivkami med grafično povprečno velikostjo (MZ) in inkluzivnim grafičnim standardnim odklonom (SI), ki ločuje eolske sipine in rečne sedimente (Friedman, 1961), obalne in rečne sedimente (Friedman, 1967); obalne (obrežne) sipine in rečne sedimente (Moiola & Weiser, 1968). Diskriminantne funkcije Moiola in Weiserja (1968) opredele vse raziskane vzorce kot rečne sedimente, medtem ko določitev na osnovi Friedmanovih diagramov (1961, 1967) ni značilna.

Boljšo ločljivost med obalnimi in rečnimi sedimenti kažeta Friedmanova diagrama med inkluzivnim grafičnim standardnim odklonom (SI) in inkluzivno grafično asimetričnostjo (SKI) (sl. 2a) (Friedman, 1967), v katerem je 85,6 % raziskanih vzorcev opredeljenih kakor rečni sedimenti. Še boljšo ločitev kaže bivariantni diagram med momentno določenim standardnim odklonom (S) in srednjim kubiranim odklonom (MCD) (sl. 2b), (Friedman, 1967), v katerem je kar 95,7 % raziskanih vzorcev v polju rečnih sedimentov.

Zanimiv diagram za opredeljevanje sedimentacijskih okolij na osnovi granulometričnih parametrov med mediano (MD) in aritmetičnim kvartilnim odklonom (QDa) sta podala Buller in Mc Manus (1972). Ta ločuje "mirnovodne", rečne, eolske in obalne sedimente (sl. 3). V polje rečnih sedimentov pade kar 97,6 % raziskanih vzorcev.

Sklepi

Na velikost zrn oziroma njihovo porazdelitev vpliva mnogo dejavnikov, zato je njihova uporaba pri interpretaciji paleosedimentacijskega okolja omejena. Ob njihovi uporabi v te namene pa moramo upoštevati še vse druge relevantne kriterije, npr. sedimentne teksture, prostorsko sosledje faciesov, fosile, druge strukturne parametre itd.

V analiziranih vzorcih se grafični in momentno izračunani podatki srednje velikosti in standardnega odklona, kljub odprtim razredom na obeh konceh porazdelitvene krivulje, relativno dobro ujemajo, medtem ko so razlike pri asimetričnosti in sploščenosti nekoliko večje.

Porazdelitve velikosti presekov zrn, določenih v zbruskih, so lahko v nekih primerih zadovoljiv približek porazdelitvam pravih velikosti zrn. Njihovi prikazi na log – verjetnostih diagramih lahko služijo za interpretacijo načina transporta. Večina raziskane peščene frakcije grödenskih peščenjakov pripada poskakujoči populaciji. Suspenzijska populacija je prisotna v približno polovici analiziranih vzorcev s povprečno količino približno 20 %. Kotaleča in drseča populacija pa je bila ugotovljena le v 5 % analiziranih vzorcev, s povprečno količino približno 6 %.

Na osnovi statističnih parametrov porazdelitev velikosti presekov kremenovih zrn peščenjakov grödenske formacije med Cerknim in Smrečjem interpretiramo okolje njihovega nastanka kot rečno. Tako interpretacijo potrjujejo tudi drugi kriteriji v podrobno posnetih profilih: sedimentne teksture, vertikalno zaporedje litofaciesov in njihova lateralna korelacija itd. (Skaberne, 1995).

Zahvala

Zahvaljujem se kolegom J. Čarju in B. Ogorelcu za koristne pripombe k rokopisu in S. Pircu, ki ga je prevedel. Poleg tega se zahvaljujem M. Karer za risbe.

References

Adams, J. 1977: Sieve size statistics from grain measurement. – J. Geol., *85*, 209-227, Chicago.

Allen, T. 1968: Particle size measurements. Chapman and Hall, 248 pp., London.

Buller, A.T. & Mc Manus, J. 1972: Simple metric sedimentary statistics used to recognise different environments. – Sedimentology, *18*, 1-21, Amsterdam.

Doeglas, D.J. 1946: Interpretation of the results of mechanical analyses. – Jour. Sed. Petrology, *16*, 19-40, Tulsa.

Folk, R.L. 1966: A review of grain-size parameters. – Sedimentology, *6*, 73-93, Amsterdam.

Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. – Jour. Sed. Petrology, *27*, 3-26, Tulsa.

Friedman, G.M. 1958: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. – J. Geol., *66*, 394-416, Chicago.

Friedman, G.M. 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. – Jour. Sed. Petrology, *31*, 514-529, Tulsa.

Friedman, G.M. 1962: Comparison of moment measures for sieving and thin-section data for sedimentary petrological studies. – Jour. Sed. Petrology, *32*, 15-25, Tulsa.

Friedman, G.M. 1967: By name processes and distribution of beach and river sands. – Jour. Sed. Petrology, *37*, 327-354, Tulsa.

Griffiths, J.G. 1961: Measurement of the properties of sediments. – J. Geol., *69*, 487-498, Chicago.

Griffiths, J.G. 1967: Scientific Method in Analysis of Sediments. McGraw-Hill, 508 pp., New York.

Harrell, J.A. & Eriksson, K.A. 1979: Empirical conversion equation for thin-section and sieve derived size distribution parameters. – Jour. Sed. Petrology, *49*, 273-280, Tulsa.

Inman, D.L. 1949: Sorting of sediments in the light of fluid mechanic. – Jour. Sed. Petrology, *19*, 51-70, Tulsa.

Johnson, R.M. 1994: Thin section grain size analysis revisited. – Sedimentology, *41*, 985-999, Oxford.

Middleton, G.V. 1976: Hydraulic interpretation of sand size distributions. – J. Geol., *84*, 405-426, Chicago.

Mlakar, I. 1969: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. – Geologija, *12*, 5-72, Ljubljana.

Moiola, R.J. & Weiser, D. 1968: Textural parameters: an evaluation. – Jour. Sed. Petrology, *26*, 45-53, Tulsa.

Moss, A.J. 1962: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I. – Am. J. Sci., *260*, 337-373, New Haven.

Moss, A.J. 1963: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. – Am. J. Sci., *261*, 297-342, New Haven.

Passega, R. 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. *41*, 1952-1984, Tulsa.

Passega, R. 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. – Jour. Sed. Petrology, *34*, 830-847, Tulsa.

Sindowski, K. H. 1957: Die synoptischen Methoden des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationräume. – Geol. Jb., *73*, 235-275, Hannover.

Skaberne, D. 1995: Sedimentacijski in postsedimentacijski razvoj grödenske formacije med Cerknim in Žirovskim vrhom (Sedimentary and postsedimentary evolution of the Val Gardena Formation between Cerkno and Žirovski vrh), I. del, 500 pp., II. del, 192 pp. + 46 prilog, dr. disertacija, Univerza v Ljubljani, Ljubljana.

Skaberne, D. & Smolej, V. 1981: Analysis of depositional environment of the Val Gardena sandstones. – Proc. 3rd. Eur. Symp. Stereol., Stereol. Yugosl. 3, Suppl. 1., 629-636, Ljubljana.

Viard, J.P. & Breyer, J.A. 1979: Description and hydraulic interpretation of grain size cumulative curves from the Platte River System. – Sedimentology, *26*, 427-439, Oxford.

Visher, G.S. 1965: Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits. – In: Middelton, G.V. (ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., *12*, 116-132, Tulsa.

Visher, G.S. 1969: Grain size distribution and deposition processes. – Jour. Sed. Petrology, *39*, 1074-1106, Tulsa.

GEOLOGIJA *39*, 215–237 (1996), Ljubljana

Potencialnost karbonatnih kamnin za nastanek ogljikovodikov v zahodni Sloveniji

Carbonate rocks of west Slovenia as potential sources for hydrocarbons

Bojan Ogorelec[1], *Bogdan Jurkovšek*[1], *Drago Šatara*[2], *Gertrud Barić*[3], *Bogomir Jelen*[1] & *+Borislav Kapović*[4]

[1] Geološki zavod Ljubljana, Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko, Dimičeva 14, 1009 Ljubljana, Slovenija
[2] Gračansko borje 9, 10000 Zagreb, Hrvaška
[3] INA-Naftaplin, Služba za laboratorijska istraživanja, Lovinčičeva 1, 10000 Zagreb, Hrvaška
[4] INA-Projekt, Savska 88a, 10000 Zagreb, Hrvaška

Ključne besede: karbonatne kamnine, ogljikovodiki, mezozoik, Slovenija

Key-words: carbonate rocks, hydrocarbons, Mesozoic, Slovenia

Kratka vsebina

Raziskave zajemajo okolje nastanka in litološke značilnosti ter geokemične in optično-mikroskopske analize organske snovi 196 vzorcev apnencev in dolomitov iz zahodnega dela slovenskih Dinaridov. Dobljeni rezultati so zazdaj orientacijski. Analiziranih je bilo 14 potencialnih formacij različnih starosti, od zgornjega perma do paleocena. Triasne in jurske kamnine vsebujejo v povprečju 0,2 % C_{org} in niso potencialne za nastanek nafte in plina. Več C_{org} vsebujejo zgornjepermski in karnijski apnenci, neugodna v njih pa je sestava kerogena, ker je ta pretežno terestričnega izvora. Med deloma potencialne matične kamnine lahko izločimo spodnjekredne črne apnence lagunskega faciesa s Trnovega pri Novi Gorici. Črni ploščasti in laminirani Komenski in Tomajski apnenec ter plasti Liburnijske formacije kažejo sicer mejne vsebnosti C_{org}, imajo pa neugodno sestavo kerogena.

Abstract

The research comprises depositional evironment and lithological characteristics as well as geochemical and optical analyses of 196 limestone and dolomite samples from Upper Permian to Paleocene age from the western part of Slovenian Dinarides. The obtained results of 14 investigated formations are orientational. Triassic and Jurassic rocks contain 0.2 % C_{org} in average and are not potential source rocks for hydrocarbons. The Upper Permian and Carnian beds contain more C_{org}, but vitrinite constituent of terrestrial origin is unfavorable for the kero-

Soavtorji se bomo vedno spominjali našega prijatelja in kolega Bore, ki je preminil pred koncem redakcije tega dela.

gene composition. The black Lower Cretaceous limestone of lagoonal facies from Trnovo near Nova Gorica can be considered as partial potential source rock for hydrocarbons. Black platy and laminated Komen and Tomaj limestone and rocks of the Liburnian Formation indicate a moderate content of C_{org} but have unfavorable composition of kerogene.

Uvod

Raziskave nafte in plina so bile v Sloveniji v zadnjih desetletjih osredotočene v večjem delu na Mursko depresijo, ki pripada zahodnemu delu obsežnega Panonskega bazena. Tak koncept raziskav so narekovala odkritja nafte in plina med drugo svetovno vojno v okolici Lendave. Leta 1943 je bilo odkrito naftno-plinsko polje Petišovci, takoj za njim pa še polji Dolina in Filovci. Črpanje plina iz globljih slojev petišovske strukture poteka še danes, medtem ko so zaloge iz Doline in Filovec izčrpane.

V slovenskem delu Dinaridov so naftno-geološke raziskave potekale bistveno manj intenzivno. V petdesetih in šestdesetih letih so bili v Slovenskem Primorju in na Krasu z geofizikalnimi metodami ugotovljeni nekateri strukturni elementi, ki bi lahko predstavljali pasti za ogljikovodike. S površinskimi raziskavami in s stratimetrijskim snemanjem profilov so bile kasneje raziskane mezozojske karbonatne formacije, predvsem njihove biostratigrafske in facialne značilnosti. Izvrtana ni bila nobena naftna raziskovalna vrtina. Najbližje globoke vrtine so tako v Istri pri Rovinju (Ro-1, 4.135 m; Kranjec, 1981) in na italijanskem ozemlju – Amanda 1 v Beneški depresiji (7.305 m, najgloblja "off shore" vrtina v Mediteranu), nadalje vrtina Cesarolo-1 pri izlivu Timava (4.332 m; Cati et al., 1989a, 1989b) in 1.400 metrov globoka vrtina SPAN-1 pri Čedadu (Sartorio et al., 1987). V sklepni fazi raziskav je tudi prek 7000 m globoka vrtina Cargnacco pri Udinah. Vse naštete vrtine so bile v naftnem pogledu sicer negativne, posredovale pa so obilico zelo pomembnih stratigrafsko-litoloških in tektonskih podatkov. Rovinjska vrtina in vrtina Amanda sta prevrtali celotno mezozojsko karbonatno skladovnico Istrske platforme in sta končali v permskih karbonatno-klastičnih plasteh.

Skoraj nobenih podatkov pa doslej nismo imeli o vsebnosti organske snovi v karbonatnih kamninah in o njihovi potencialni matičnosti. Več podatkov imamo le o njihovih facialnih razvojih v slovenskem delu Dinaridov (Pleničar & Premru, 1975; Pleničar & Pavlovec, 1984). Vse predmene o možnosti karbonatnih kamnin za formiranje in migracijo ogljikovodikov so temeljile na opisnih podatkih, kot so "bituminozni apnenci ali dolomiti", "duh po bitumnu", "pojavi organske snovi" in podobno.

Glede na slabo poznavanje naftno-geoloških parametrov mezozojskih kamnin v zahodnih Dinaridih je bilo s srednjeročnim *Programom naftnih raziskav v Sloveniji za obdobje 1986–1990* predvideno, da dodatno raziščemo tudi njihove potencialne matične lastnosti. V ta namen smo v obdobju 1986–88 raziskali 196 vzorcev apnencev, dolomitov in skrilavcev različnih starosti od zgornjega perma do paleocena. Predmet teh raziskav in objave so predvsem delež organske snovi v kamninah, okolje njihovega nastanka, litologija in diagenetske značilnosti ter sestava bitumna. Dobljeni analitski rezultati zaenkrat predstavljajo le prepotrebne osnovne podatke za programiranje nadaljnjih, dražjih raziskav, kot so geofizikalne meritve in morebitne globoke raziskovalne vrtine.

Predstavljeni podatki so rezultat skupnih raziskav Inštituta za geologijo, geotehniko in geofiziko iz Ljubljane, INA-Projekta Zagreb in Geokemijskega laboratorija

INA-Naftaplin. Terenske in regionalne raziskave so izvajali B. Ogorelec, B. Jurkovšek, B. Kapović in D. Šatara, geokemične analize in njihovo interpretacijo G. Barić, mikroskopijo organske snovi B. Jelen, kompilacijo podatkov pa B. Ogorelec.

Raziskave sta financirala Nafta Lendava in RSS (Raziskovalna skupnost Slovenije), današnje Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije.

Predmet raziskav

Potencialnost paleozojskih in mezozojskih karbonatnih kamnin smo raziskovali v zahodnem delu slovenskih Dinaridov, predvsem na Krasu, Trnovskem gozdu, v širši okolici Idrije in v Polhograjskem hribovju (sl. 1). V tem prostoru smo lahko zajeli kamnine od zgornjega perma do paleocena. Pri načrtovanju raziskav smo med potencialne matične kamnine uvrstili zgornjepermske apnence in dolomite, karnijske in spodnjekredne apnence ter zgornjekredne tankoploščaste in laminirane apnence Tržaško-komenske planote. Delno smo prištevali sem še jurske in kredne plasti Slovenskega jarka. Omenjene kamnine smo za nastanek ogljikovodikov izločili kot zanimive zaradi njihove temne barve in mikrofaciesa. Temno barvo apnencev in dolomitov pogojujeta razpršena organska snov in pirit, po katerih sklepamo na redukcijske razmere med njihovo sedimentacijo in kasnejše diageneze. Vse naštete plasti so se odlagale v zelo mirnem okolju, večidel v lagunah in zaprtem delu šelfa, nekatere pa v globljem okolju.

Vzorce za geokemične analize smo izbrali iz serije štiridesetih stratigrafskih profilov in večjih golic. Sami profili niso predmet objave, litologija in facies kamnin ter vsebnost organskega ogljika pa so shematsko prikazane na sliki 2.

Vsi raziskani vzorci so bili pregledani z bituminološko-luminiscentno metodo in analizirani na vsebnost organskega ogljika. Na izbranih vzorcih so bile napravljene še piroliza organske snovi (38 vzorcev), sestava bitumna, kromatografske analize nasičenih ogljikovodikov in mikroskopska analiza kerogena.

Splošno o matičnih kamninah

Matične kamnine za nastanek ogljikovodikov so tiste, v katerih se organska snov tako rastlinskega kakor živalskega porekla zaradi anaerobnih pogojev v sedimentu ohrani skozi geološka obdobja. Kazalec vsebnosti organske snovi v kamnini je količina organskega ogljika (C_{org}). Z vidika naftne potencialnosti karbonatnih kamnin so zanimive tiste, ki vsebujejo nad 1 % C_{org}. Kamnine, ki vsebujejo 0,3–1 % C_{org}, sodijo v obrobno skupino (mejne vrednosti), kamnine z manj kot 0,3 % C_{org} pa po kriterijih Robertsonovega geokemičnega laboratorija za naftno matičnost niso perspektivne. Vendar sama vsebnost organske snovi ni zadostna za oceno naftne potencialnosti neke kamnine. Poznati moramo namreč še sestavo organske snovi, njeno poreklo in druge parametre, med njimi tudi termalno evolucijo sedimentacijskega bazena, v katerem je kamnina nastajala.

Organsko snov v sedimentu sestavljata *bitumen* – frakcija, ki je topna v organskih topilih- in *kerogen*, netopni del organske snovi s strukturo polimerov. Glede na to, da sestavljajo kerogen velike molekule, ga težko analiziramo. To je danes možno s pirolizo (segrevanjem v inertni atmosferi), kjer ta razpada v nižje enote, katere nato lahko ločimo s plinsko in masno kromatografijo.



Sl. 1.Položaj in starost vzorcev, odvzetih za geokemične raziskave

Fig. 1.Locations and age of geochemical samples

Zgornji perm – Upper Permian:
1 Vojskarska planota – Rejc, 2 Idrija (rudnik -Hg mine), 3 Masore, 4 Javorjev Dol, 5 Žažar

Trias – Triassic:

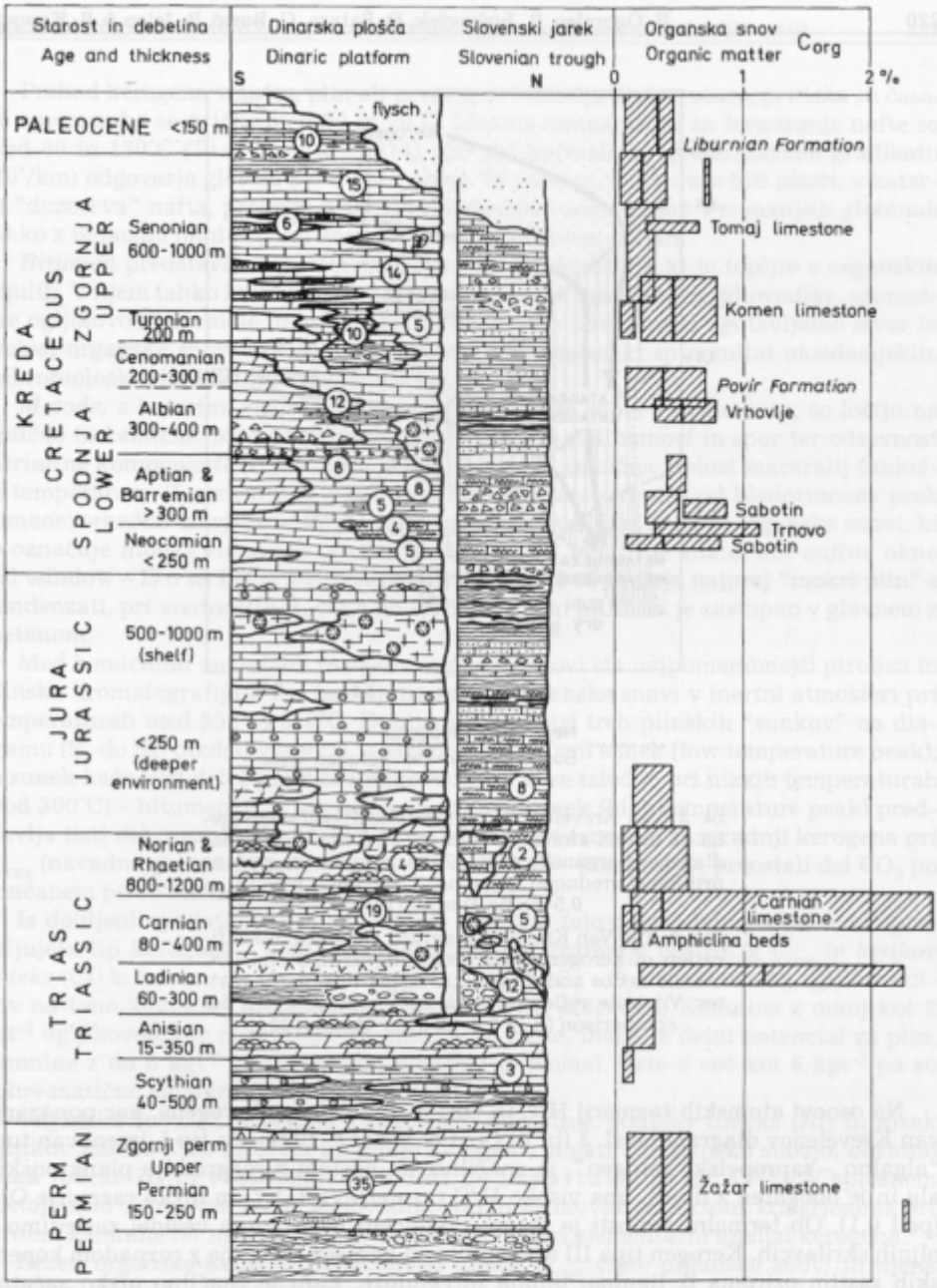
Skitij – Scythian: 6 Želin – Cerkno, 7 Jagrše; *Anizij – Anisian:* 8 Cerkno – Baba, 9 Polhov Gradec – Sevnik; *Ladinij – Ladinian*: 10 Oblakov vrh; *Karnij – Carnian:* 11 Zgornja Trebuša, 12, Hudajužna, 13 Borovnica, 14 Drenov Grič; *Norij in retij – Norian & Rhaetian:* 15 Čepovan, 16 Zakojca

Jura – Jurassic: (globljevodni razvoj – deep water environment)
17 Hudajužna, 18 Porezen

Kreda – Cretaceous:

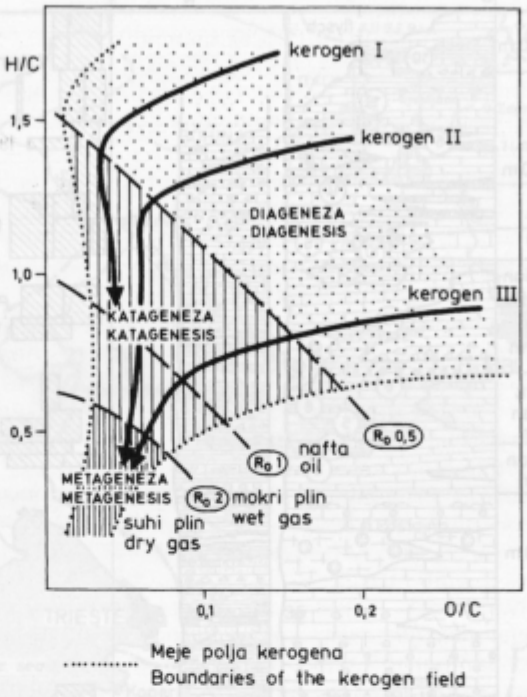
Hauterivij – Hauterivian: 19 Trnovo; *Barremij-aptij – Barremian-Aptian:* 20 Voglarji, 21 Sabotin, 22 Golac, 23 Markovščina; *Albij-cenomanij – Albian- Cenomanian:* 24 Povir, 25 Divača, 26 Vrhovlje-Kreplje; *Turonij-santonij – Turonian-Santonian:* 27 Sežana; *Komenski apnenec* (cenomanij – turonij) – *Komen limestone* (Cenomanian – Turonian): 28 Komen-Škrbina, 29 Tomačevica; *Senonij – Senonian* (Sežanska formacija – Sežana formation): 30 Sežana, 31 Divača; *Tomajski apnenec – Tomaj limestone* (zgornji senonij – Upper Senonian): 32 Dutovlje, 33 Križ

Kreda-Paleocen (Liburnijska formacija) – **Cretaceous-Paleocene** (Liburnian Formation):
34 Senadole, 35 Štorje, 36 Vremski Britof, 37 Kozina, 38 Hrušica, 39 Sečovlje



Sl. 2. Shematski litološki stolpec z raziskanimi formacijami in glavnimi geokemičnimi značilnostmi karbonatnih kamnin (delež C_{org}, indeks vitrinitne odsevnosti...). Številke v krogih pomenijo število raziskanih vzorcev posamezne formacije

Fig. 2. Shematic lithologic column with investigated formations and main geochemical characteristics of carbonate rocks (C_{org} content, vitrinite reflection index ...). Numbers in circles are indicating number of investigated samples of the formation



Sl. 3. Van Krevelenov diagram klasifikacije kerogena na osnovi atomskih razmerij H/C in O/C ter faze diageneze organske snovi. Za primerjavo so podane približne vrednosti odsevnosti vitrinita v % (R_o = 0,5–2); po Tissotu (1984)

Fig. 3. The Van Krevelen diagram. Chemical classification of kerogen types according to H/C and O/C atomic ratios and diagenetic stages of organic matter. Vitrinite reflexion data in % are presented for comparison (R_o = 0.5–2); after Tissot (1984)

Na osnovi atomskih razmerij H/C in O/C ločimo tri tipe kerogena, kar ponazarja van Krevelenov diagram na sl. 3 (iz Tissot & Welte, 1984). Za tip I, imenovan tudi "algalno – sapropelski kerogen", je značilno, da nastaja z razgradnjo planktonskih alg in je obogaten z lipidi. Ima visoko H/C razmerje (1,3–1,7) in nizko razmerje O/C (pod 0,1). Ob termalni zrelosti je glavni producent nafte in ga večidel zasledimo v oljnih skrilavcih. Kerogen tipa III ali "huminski kerogen" nastaja z razpadom kopenskih rastlin oziroma iz lignina, tanina in celuloze. Zanj je značilno nizko začetno razmerje H/C in visoko razmerje O/C. Pri njegovi maturaciji nastanejo plinasti ogljikovodiki ("gas prone"). Podobno organsko sestavo kot kerogen III imajo tudi nekatere vrste premoga. Kerogen II je mešanica med tipoma I in III in je značilen za morsko okolje. Nastaja z razpadom fito- in zooplanktona in drugih morskih organizmov ali terigenih lipidov v redukcijskem okolju. Je najpogostnejši tip kerogena za nastanek nafte.

Prehod kerogena v nafto, plin ali premog je funkcija temperature, pritiska in časa. Ta sprememba se prične med 50 in 70°C. Idealne temperature za formiranje nafte so med 80 in 130°C (Tissot et al., 1974), kar pri normalnem geotermičnem gradientu (30°/km) odgovarja globini 3 – 4.000 metrov. To pomeni, da morajo biti plasti, v katerih "dozoreva" nafta, prekrite z debelo skladovnico sedimentov. Pri manjših globinah lahko z biokemičnimi procesi nastane le plin, predvsem metan.

Bitumen predstavlja tisti del organske snovi v kamnini, ki je topljiv v organskih topilih. V njem lahko ločimo štiri osnovne sestavine – nasičene ogljikovodike, aromatske ogljikovodike, smole in asfaltene. Z analizo teh komponent ugotavljamo izvor in zrelost organske snovi in tiste diagenetske spremembe, ki so rezultat oksidacijskih, mikrobioloških in drugih degradacijskih procesov.

Metode, s katerimi raziskujemo zrelost organske snovi v sedimentu, se ločijo na *optične* in *kemične*. Med prve sodita meritev barve palinomorf in spor ter odsevnost vitrinitne komponente (R_o). Znano je namreč, da je kemična zrelost maceralij funkcija temperature. Z zrelostjo se spreminja barva organske snovi od bledorumene prek rumene, oranžne do rjave in črne. Nafta nastaja v tisti fazi zrelosti organske snovi, ki jo označuje indeks vitrinitne odsevnosti R_o = 0,5–1,3 % in je znana kot *naftno okno* (oil window – D o w, 1977). Pri vrednostih R_o 0,8–2,0 % nastaja najprej "mokri plin" s kondenzati, pri vrednostih R_o = 1,0 do 3,0 % pa "suhi plin", ki je zastopan v glavnem z metanom.

Med kemičnimi metodami raziskav organske snovi sta najpomembnejši piroliza in plinska kromatografija. Prva temelji na sežigu organske snovi v inertni atmosferi pri temperaturah med 250 in 550°C. Dobljeni parametri treh plinskih "sunkov" na diagramu (S_1 do S_3) predstavljajo: S_1 – nizkotemperaturni sunek (low temperature peak); ta sunek kaže tisti delež prostih ogljikovodikov, ki se izločijo pri nizkih temperaturah (pod 300°C) – bitumen; S_2 – visokotemperaturni sunek (high temperature peak) predstavlja tisti del organskih sestavin, ki se izločijo pri termični razgradnji kerogena pri T_{max} (navadno pri temperaturah med 400 in 500°C) – kerogen; S_3 preostali del CO_2 po končanem pirolitskem postopku.

Iz dobljenih podatkov pirolize dobimo tudi dva zelo pomembna podatka, ki opredeljujeta tip kerogena – *vodikov indeks* (HI) kot razmerje mg HC/g C_{org} in *kisikov indeks* (CI) kot razmerje med mg CO_2/g C_{org}. Vsota $S_1 + S_2$, izražena s kg ogljikovodikov na tono kamnine, predstavlja *genetski naftni potencial*. Kamnine z manj kot 2 kgt^{-1} ogljikovodikov niso matične kamnine za nafto, imajo le delni potencial za plin, kamnine z do 6 kgt^{-1} imajo zmeren genetski potencial, tiste z več kot 6 kgt^{-1} pa so dobre matične kamnine (Tissot & Welte, 1984).

Organska snov, ki je bogata s sapropeli, ima visok vodikov indeks (HI) in nizek ogljikov indeks (OI), medtem ko imajo kerogeni, bogati s huminsko snovjo, obratno nizek indeks HI in visok ogljikov indeks OI (Espitalié et al., 1977). V splošnem obstaja zelo dobra korelacija med vodikovim in kisikovim indeksom, izmerjenima pri pirolizi kamnine ter med H/C in O/C razmerjema pri elementarni analizi kerogena.

Rezen organsko-kemičnih značilnosti (delež C_{org}, vrste organske snovi in njene termične zrelosti) je za prepoznavanje potencialnih kamnin za nastanek ogljikovodikov pomembno tudi poznavanje ugodnih faciesov in njihovih sedimentacijskih okolij (Demaison & Moore, 1980; Moorkens, 1991).

Ugodne faciese za nastanek ogljikovodikov v veliki meri sestavljajo sedimenti nizkoenergijskih okolij (low energy depositis); povečini so laminirani in brez znakov bioturbacije. Taki tipi kamnin so laporji, glinovci, mikritni karbonati in kombinacije le-teh, v splošnem pelitni sedimenti. Njihova temna ali črna barva, ki je največkrat

posledica razpršene organske snovi in pigmenta avtigenega pirita, kaže na redukcijske razmere v sedimentacijskem bazenu. Obstajajo pa tudi primeri, kjer je pirit nastal v fazi kasne diageneze, potem ko je prisotna organska snov že oksidirala in je bila degradirana. Delež pirita je pogosto proporcionalen s količino organske snovi. V sedimetnih, bogatih z organsko snovjo, so večkrat prisotni tudi fosfatni minerali (kažejo na prisotnost hranilnih snovi za mikroorganizme v času sedimentacije), povišane v njih pa so tudi vsebnosti nekaterih elementov, kot so U, Cu, Mo in Ni (npr. permski bakrovi skrilavci v severni Nemčiji – "Kupferschiefer").

Dobra kazalca aerobnih in anaerobnih procesov v sedimentacijskem okolju sta tudi paleontološka in palinološka vsebina. V anoksičnem okolju so namreč bentoški fosili odsotni, palinološka združba pa je indikator morskih ali terestričnih rastlin oziroma spor.

Eden od kazalcev višje vsebnosti organske snovi v sedimentu je tudi njegova višja radioaktivnost; vzrok temu je, da organska snov veže radioaktivne delce iz morske vode. Zato kažejo sedimenti, bogati z organsko snovjo, visok "gama-ray log" in višjo upornost kakor druge kamnine (to razlagamo z višjo upornostjo organske snovi).

Rezultati raziskav

Zgornji perm

Zgornjepermske apnence in dolomite smo raziskali v treh sklenjenih profilih v širši okolici Idrije in Žirov: na Vojskarski planoti (profil Rejc), pri Masorah in v Javorjevem Dolu pri Sovodnju (sl. 1). Skupno smo analizirali 35 vzorcev. Vojskarska planota predstavlja namreč tisto tektonsko enoto, kjer v zahodni Sloveniji zgornjepermske plasti izdanjajo najbolj južno. Planota je del Idrijsko-trnovskega pokrova in je narinjen na kredne apnence in paleogenski fliš Vipavske doline.

V obdobju zgornjega perma je pripadalo raziskano območje zahodne Slovenije prostranemu plitvemu šelfu, ki se je razprostiral od severne Italije (Bosellini & Hardie, 1973) proti Madžarski in je potekal tudi prek Slovenije (Slovenska plošča; Buser, 1989). Črni apnenci in dolomiti leže nad srednjepermskimi klastiti (grödenski peščenjaki) ter navzgor prehajajo zvezno v skitsko karbonatno-klastično zaporedje. Apnenec se je odlagal v zaprtem šelfu lagunskega značaja (Grad & Ogorelec, 1980; Buser et al., 1986). Lokalno se javljajo tudi plasti satastega dolomita in sadre, ki nakazujejo občasne evaporitne pogoje sedimentacije. Dolomit je večji del nastal med zgodnjo diagenezo s kapilarno koncentracijo Mg^{++} ionov v litoralnem nadplimskem okolju. Po favni, mikrofaciesu in makroskopskih teksturah sklepamo na zelo podoben razvoj zgornjepermskih kamnin Idrijsko-žirovskega ozemlja z enako starimi karbonatnimi plastmi v Liki (Kochansky – Devidé, 1965, 1979; Sremac, 1991).

Analize 35 vzorcev kažejo, da je vsebnost organske snovi v zgornjepermskih apnencih in dolomitih, kljub njihovi temni do črni barvi in ponekod vonju po bitumnu, precej skromna (sl. 2). Večina vzorcev vsebuje malo organske snovi, od 0,08 do 0,62 % C_{org}, v povprečju okrog 0,3 % C_{org}. Le nekaj vzorcev kaže mejne vrednosti z okrog 0,5 % organske snovi. Med apnenci in dolomiti ne opazujemo razlike glede vsebnosti organske snovi.

Iz profila Masore ob Idrijci so bili od 22 vzorcev izločeni za pirolitsko analizo štirje (tabela 1). Glede na podatek $S_2 = 0$ vzorci nimajo naftnega potenciala. Vsebnost bitumna v teh vzorcih je zelo nizka in ne preseže 870 ppm. Kemična analiza enega od

apnencev (SP – 93/14) iz srednjega dela formacije je pokazala, da vsebuje bitumen 39 % alkanov, 10 % aromatov, 18 % smol in 33 % asfaltenov. Kromatografska analiza istega vzorca kaže, da v bitumnu prevladujejo ogljikovodiki s sestavo C_{15} do C_{37}, z izrazito prevlado C_{24} in C_{25}, vsi molekularni parametri kažejo na terestrično poreklo organske snovi.

Da bi ugotovili vpliv površinskega preperevanja in izluževanja organske snovi, smo raziskali tri sveže vzorce črnega dolomita iz polja Ljubevč znotraj idrijskega rudišča. Vsebnost organske snovi v preiskanih treh vzorcih zelo niha. Dva vzorca vsebujeta 0,43 in 0,32 % C_{org}, kar je enak vrstni red kakor različki iste formacije na površini, bistveno več organske snovi (2,34 % C_{org}) pa vsebuje vzorec skrilavega dolomita.

Optične analize kerogena vzorcev z Vojskarske planote in iz Masor kažejo, da v sestavi kerogena močno prevladujejo maceralije vitrinitne skupine (80–95 %), kar kaže na neugoden organski facies za nastanek ogljikovodikov. Po raziskavi razgradnje ligninsko-huminskih delcev v vzorcih in po kromatografskih analizah bitumna lahko sklepamo, da večji del granulozne organske snovi izvira iz kopenskih rastlin. Le v vzorcih iz Javorjevega Dola se javlja tudi kortikularno tkivo alg. Stopnja termične spremembe organske snovi je visoka (R_o = 2,32 %) in predstavlja začetno fazo metageneze.

Rezultati geokemičnih in optičnih analiz zgornjepermskih plasti idrijskega prostora kažejo, da ti apnenci in dolomiti zaradi relativno nizkih vsebnosti C_{org} in sestave kerogena praktično niso potencialne matične kamnine, minimalna pa je tudi prisotnost sekundarnih ogljikovodikov.

Trias

Skitske plasti so v osrednji in zahodni Sloveniji razvite delno klastično in delno karbonatno. V spodnjem delu zaporedja se zrnati dolomiti z detritičnim kremenom in sljudo menjavajo s peščenjaki in tanjšimi plastmi ter lečami oolitnega apnenca. Kamnine kažejo na plitvo oksidacijsko sredino z visoko energijo vode (Grad & Ogorelec, 1980), konodonti pa na vpliv pelagiala (Kolar – Jurkovšek, 1990). V zgornjem delu zaporedja se javlja do 60 m debela skladovnica temnega mikritnega apnenca lagunskega faciesa z znaki občasne litoralne sedimentacije. Iz tega apnenca smo v Jagrščah in Želinu pri Cerknem orientacijsko raziskali le tri vzorce. Apnenec vsebuje od 0,05 do 0,11 % C_{org}, kar je občutno prenizko, da bi spodnjetriasni apnenec zazdaj lahko uvrstili v potencialne matične kamnine. Temna barva kamnine je posledica piritnega pigmenta in ne organske snovi.

Anizične plasti so v osrednji Sloveniji razvite precej enotno, večidel kot tanko do srednjeplastovit dolomit, tu in tam pa tudi kot apnenec. Dolomit je po strukturi mikriten do drobnozrnat sparit. Teksturne oblike, kot so izsušitvene pore, laminit in stromatolit, kažejo na njegovo sedimentacijo v plitvem litoralnem okolju (Grad & Ogorelec, 1980). Dolomitizacija je pretežno zgodnjediagenetskega značaja. Debelina anizičnih plasti se na raziskanem ozemlju giblje med 120 in 250 metri.

Geokemično smo raziskali le šest vzorcev. V profilu Baba nad Cerknim se med dolomitom javlja nekaj deset metrov debel paket ploščastega in skrilavega biomikritnega apnenca temno sive barve. Ta se je odlagal v plitvih lagunah znotraj prostranega karbonatnega šelfa. Vsebnost organske snovi v raziskanih vzorcih dolomita in apnenca se giblje med 0,08 in 0,30 % C_{org}, kar zazdaj ni dovolj za njihovo naftno potencialnost.

Ladinijske plasti: Ob koncu anizičnega obdobja je dotedaj enotna Slovenska karbonatna plošča razpadla. Prišlo je do nastanka Dinarske karbonatne plošče na jugu, Julijske plošče na severu in vmesnega Slovenskega bazena, ki se vleče od Tolmina čez osrednjo Slovenijo proti Zagrebu (Buser, 1989). Aktivno tektoniko so spremljali izlivi predornin in njihovi tufi, ki se javljajo med apnenci.

Iz širše okolice Idrije in Cerknega smo na več lokalnostih (Jagršče, Oblakov vrh, Špik) raziskali 12 vzorcev temnega ploščastega apnenca. Stratigrafsko se apnenec javlja med ladinskimi tufi in zrnatim dolomitom cordevolske starosti. Ploščast apnenec je po strukturi laminiran mikrit s pelagično mikrofavno (radiolariji, konodonti, foraminifere). Odlagal se je v nekoliko globljem okolju. Pigment organske snovi in pirit kažeta na redukcijske razmere v sedimentacijskem okolju.

Vsebnost organske snovi v preiskanih vzorcih je v mejah med 0,19 in 2,76 % C_{org}, s povprečjem okrog 1,2 %. Večina vzorcev kaže povišano vsebnost organske snovi, vendar pirolitska analiza ni potrdila matičnih lastnosti apnenca za nastanek nafte. Visoke vrednosti S_3 pikov na diagramih pirolitske analize so vezane na povišano vsebnost kisika v kerogenu, višje koncentracije kisika pa običajno vsebuje terestrični, celulozno-ligninski tip organske snovi. Na povečani dotok organske snovi s kopnega med sedimentacijo sklepamo tudi po maceralnih analizah kerogena, saj vsebujejo vzorci 75–80 % vitrinitne komponente. Zrelostna stopnja kamnine, določena na osnovi refleksije vitrinita (R_o = 2,76–3,02 %) kaže na visoko metagenetsko fazo spremembe organske snovi, ki se že približuje metamorfni coni.

Geokemične analize črnega ladinijskega apnenca z idrijskega prostora torej kažejo, da ta ni potencialna matična kamnina za ogljikovodike, kljub relativno visoki vsebnosti C_{org}. Organska snov predstavlja le ostanek terestrične komponente, s katero je bil apnenenc bogat med njegovo sedimentacijo.

V karnijskem obdobju se je sedimentacija nadaljevala na celotnem slovenskem ozemlju. Znotraj Dinarske platforme se je v priobrežnih lagunah odlagal biomikritni apnenec, ki je bil lokalno tudi dolomitiziran (npr. Trebuša na Vojskarski planoti, Borovnica). Apnenec je značilno črne barve in ima rahel vonj po bitumnu. Iz profilov pri Borovnici, Drenovem Griču, Orlah in Trebuši smo raziskali 19 vzorcev. Vsebnost organske snovi se v vzorcih giblje med 0,14 in 2,51 % s poprečjem okrog 0,35 % C_{org}, kar je na spodnji meji potencialne matičnosti kamnine. Apnenec ima nizek delež topljive bitumenske komponente (pod 200 ppm), iz plinsko-kromatografskih analiz nekaterih vzorcev pa ugotavljamo degradacijo ogljikovodikov. Organska snov je večidel terestričnega izvora. To se med drugim dopolnjuje tudi s tanjšimi polami premoga pri Orlah in Drenovem griču, ki se javljajo med apnencem (Buser, 1974; Pleničar, 1970). Le manjši del bitumna je morsko-lipidnega izvora.

Črni lapornati apnenci iz Drenovega griča so bili raziskani s pirolitsko analizo, kerogen pa mikroskopsko zaradi odsevnosti vitrinita. Vsi trije vzorci imajo zelo visoko odsevnost (R_o = 2,2 do 3,2 %), kar kaže na doseženo metagenetsko stopnjo (cona suhega plina) in na zmanjšano možnost generiranja ogljikovodikov. Maceralije sestavljajo vitrinit, vitrodetrinit in mikrinit. Organska snov nima sposobnosti fluorescence. Vodikov indeks (HI) v istih vzorcih je zelo nizek (6 do 28) in potrjuje visoko termično spremembo organske snovi.

Vzorec črnega biomikritnega apnenca iz Trebuše vsebuje nizek delež bitumna (136 ppm), iz njegove plinsko-kromatografske analize pa lahko ugotovimo degradacijo ogljikovodikov. Ta se kaže v povišanem deležu n-alkanov v območju višjih ogljikovodikov (C_{18} do C_{28}), medtem ko je izoalkanov le 12 %.

V nekoliko globljem okolju, v Slovenskem jarku so se v karnijskem obdobju odla-

gali temni apnenci in skrilavci (amfiklinske plasti). Te smo orientacijsko raziskali s petimi vzorci s Porezna in Hudajužne. V karbonatnem paketu amfiklinskih plasti se črn mikritni apnenec menjava s kalkarenitom, z laporjem in sem in tja s tufskim peščenjakom (Buser & Ogorelec, 1987). Raziskani vzorci vsebujejo od 0,07 do 0,32 % organskega ogljika, kar je prenizko, da bi apnenec uvrstili med potencialno matičnega za nastanek ogljikovodikov.

Več organske snovi vsebuje karnijski mikritni dolomit iz okolice Jagršč pri Idriji. Raziskani vzorec vsebuje 0,61 % C_{org}, kar je mejna vrednost za potencialne matične kamnine. Vodikov indeks, izražen kot razmerje med HC/C_{org} pa je nizek (22) in kaže na to, da dolomit nima lastnosti matične kamnine.

Norijsko-retijske plasti so v zahodni Sloveniji razvite kot glavni dolomit (Hauptdolomit, Main dolomite) in njegov lateralni različek dachsteinski apnenec, na prostoru Slovenskega jarka pa kot baški dolomit. Vse tri formacije so glede na svetlo barvo kamnine in na njeno strukturo za nafto nezanimive ali zelo malo zanimive. Zato smo orientacijsko raziskali le štiri različke temnejšega pasovitega dolomita s stromatolitno teksturo ter dva različka temnega in drobnozrnatega dolomita baškega razvoja. Glavni dolomit je nastajal v obrežnih in zaprtih delih šelfa (Ogorelec & Rothe, 1992), kjer so se menjavali pod-, nad- in medplimski pogoji sedimentacije, medtem ko je baški dolomit nastal s kasnodiagenetsko dolomitizacijo ploščastega apnenca z rožencem v globljem okolju.

Vsebnost C_{org} v raziskanih vzorcih se giblje med 0,06 in 0,61 % s poprečjem 0,15 %, kar je prenizko, da bi glavni dolomit uvrstili med potencialne matične kamnine za nastanek ogljikovodikov. Na meji matičnosti je le en vzorec stromatolitnega dolomita iz Čepovana, ki vsebuje 0,61 % C_{org}. Seveda pa je splošna trditev, da je glavni dolomit za nastanek nafte nezanimiva formacija, samo na podlagi štirih raziskanih vzorcev preuranjena. Podatki imajo strogo orientacijski pomen.

Jura

Apnenci Dinarske karbonatne platforme so se v zahodni Sloveniji skoz vse jursko obdobje odlagali na plitvem, pretežno odprtem karbonatnem šelfu (Buser, 1979; Orehek & Ogorelec, 1980). Za liasno in doggersko zaporedje je značilna več sto metrov debela skladovnica svetlega oolitnega in biosparitnega apnenca, v spodnjem malmu pa so bili na območju Trnovskega gozda obsežni koralni grebeni (Turnšek, 1966; Turnšek et al., 1981). Glede na strukturne tipe in facialne značilnosti jurski apnenec Dinarske platforme ne uvrščamo med potencialne matične kamnine. Zato jih v tej fazi raziskav geokemično tudi nismo raziskali.

Kot potencialno matično kamnino jurskega obdobja smo izločili le okrog 150 metrov debel paket črnih apnencev in karbonatnih skrilavcev iz Slovenskega jarka. Iz profilov na Poreznu, pri Zalem Logu in pri Hudajužni smo zato orientacijsko raziskali osem vzorcev lapornih apnencev in glinovcev. Po strukturi je apnenec mikriten in pogosto vsebuje bogato favno radiolarijev in krinoidnih ploščic. Po faciesu kamnine sklepamo, da so se ti apnenci in glinovci odlagali v globljem in mirnem okolju, kjer so bili redukcijski pogoji. Glinovec vsebuje od 0,16 do 0,27 % C_{org}, apnenec pa od 0,32 do 0,48 % C_{org}, kar ga uvršča na spodnjo mejo matičnosti. Domnevamo lahko, da sta bila v sedimentacijskem okolju zmanjšana biološka aktivnost in prekinjen dotok terigenega materiala, kar se odraža v nizkem deležu C_{org}. Zelo nizka je v apnencu vsebnost bitumna. Ta se giblje med 100 in 200 ppm, zato teh kamnin zazdaj nismo raziskali z večjim številom vzorcev.

Kreda

Pri načrtovanju naftno geoloških raziskav karbonatnih kamnin Slovenskega Primorja in zahodne Slovenije, smo se najbolj obetavnih rezultatov nadejali pri krednih plasteh, predvsem pri spodnjekrednih temnosivih apnencih in dolomitih ter pri Komenskem in Tomajskem apnencu cenomanijske do senonijske starosti. Zato smo iz krednega zaporedja geokemično raziskali skupaj 102 vzorca apnenca in dolomita (sl. 2).

Polovica raziskanih vzorcev krednih apnencev in dolomitov je spodnjekredne starosti. Odvzeli smo jih na 20 lokalitetah.

Hauterivijske starosti sta okrog 15 metrov debeli paket temnega ploščastega apnenca na Sabotinu in 40 metrov debeli paket črnega ploščastega apnenca z rožencem, ki izdanja ob cesti pri cerkvi v vasi Trnovo na Trnovskem gozdu. Po strukturi je apnenec na Sabotinu biomikrit in biopelmikrit; odlagal se je v zaprtem šelfu z lagunami. Delež organske snovi v petih raziskanih vzorcih se giblje med 0,15 in 0,87 % s srednjo vrednostjo petih vzorcev 0,36 % C_{org}.

Več organske snovi vsebuje apnenec pri Trnovem. Za štiri raziskane vzorce imamo vrednosti C_{org} med 0,42 in 1,08 %. Pirolitske analize kažejo, da ima ta apnenec genetski potencial v mejah od 3,88 do 4,13 mg HC/g kamnine, kar pomeni, da ga uvrščamo med matične kamnine z nizko sposobnostjo generiranja ogljikovodikov. Kerogen je označen kot tip II (mešani sapropelsko-huminski tip) s povečano količino lipidov morskega izvora, zrelost organske snovi, ocenjena na osnovi T_{max} 426 in 427°C pri pirolizi pa je nizka. Glede na relativno visoke vrednosti C_{org} smo pri vzorcih iz Trnovega pričakovali precej višji genetski potencial. Predvidevamo lahko, da je bil delež kerogena zmanjšan pri oksidacijskih procesih, kar je povzročilo zmanjšanje naftne generacijske sposobnosti apnenca. Delež bitumna v dveh raziskanih vzorcih je visok in se giblje med 1770 in 2010 ppm. V njegovi komponentni sestavi prevladujejo asfalteni (40–53 %) nad smolami (18–24 %), delež ogljikovodikov pa je nizek in znaša le 30–36 %. Plinsko-kromatografska analiza je pokazala, da pripada v bitumnu 92 % n-alkanom, izoalkanov pa je 7 %. Razen algnih lipidov sestavljajo organsko snov tudi mikroorganizmi (bakterije). Razmerje pristana in fitana (Pr/Ph) je nižje od 1 (0,35 in 0,52), kar kaže na anoksične razmere med sedimentacijo apnenca. Raziskani bitumen je sekundarnega izvora, v začetnem zrelem stadiju spremembe, njegova komponentna sestava pa kaže neke degradacijske značilnosti, kar je razumljivo glede na površinske vzorce.

Barremijsko-aptijske starosti je pet vzorcev iz okrog 10 metrov debelega paketa temnih dolomitiziranih apnencev z lističasto krojitvijo pri Voglarjih na Trnovskem gozdu in osem vzorcev iz okrog 25 metrov debelega zaporedja ploščastega črnega biomikritnega apnenca s tankimi polami laporja na Sabotinu. Vzorci iz Voglarjev vsebujejo 0,29 do 0,54 % C_{org}, ki je terestričnega izvora (ligninsko-huminski detritus z vključki vitrinita).

Za vzorce s Sabotina, ki vsebujejo 0,61 do 0,85 % C_{org}, je značilen zelo nizek naftni potencial. Ta je pogojen z neugodnim, terigenim poreklom organske snovi. Ogljikovi indeksi raziskanih vzorcev so v mejah 171–246 mg HC/g C_{org} in kažejo, da je apnenec dosegel zrelo katagenetsko fazo organske spremembe.

Apnenec vrhnjega dela barremijsko-albijskega zaporedja smo raziskali z dvema profiloma pri Markovščini in Golcu pri Obrovu. Osem vzorcev temnega in ponekod ploščastega biomikritnega apnenca vsebuje 0,42 do 0,56 % organske snovi. Bitumen iz profila pri Markovščini je bil raziskan tudi s komponentno in kromatografsko

analizo. Ekstrakt bitumna kaže povečano vsebnost smolnih (43 %) in asfaltenskih (22 %) komponent. Plinsko-kromatografska analiza je pokazala povečani delež n-alkanov (66 %) in dominacijo ogljikovodikov v molekularnem območju C_{19}–C_{25}. Prisotni bitumen je sekundarnega, migracijskega porekla, komponentna sestava pa kaže na njegovo kasnejšo spremembo.

Temni apnenci, dolomiti in dolomitne breče *albijsko-cenomanijske* starosti sestavljajo na Tržaško-komenski planoti več sto metrov debelo Povirsko formacijo (Jurkovšek et al., 1996). Iz spodnjega dela formacije smo pri Povirju raziskali sivi zrnati dolomit, ki ima duh po bitumnu, dva vzorca pa sta iz temno sivega miliolidnega apnenca Povirske formacije. Dolomit je nastal s kasnodiagenetsko dolomitizacijo in vsebuje 0,17 do 0,76 % C_{org}. Organska snov je koncentrirana v medzrnskih porah in domnevamo, da je produkt migracije ogljikovodikov med kasnejšo diageneze. Apnenec iz istega paketa, odvzet pri Divači, ima občutno manj organske snovi (0,08 in 0,28 %).

Raziskave temno sivega in črnega laminiranega in stromatolitnega apnenca in ploščastega miliolidnega apnenca, odvzetega ob železniški progi pred predorom med Dutovljami in Vrhovljami, je z organsko snovjo bogatejši. Osem raziskanih vzorcev iz te lokalitete vsebuje med 0,35 in 0,78 % C_{org}, kar je glede vsebnosti organskih snovi na spodnji meji matičnosti za karbonate. Tudi v teh plasteh je neugodna sestava kerogena, saj prevladuje kerogen terestričnega izvora (tip III) z zelo nizkim genetskim potencialom (0,62 mg HC/g kamnine).

V *zgornjem cenomaniju in turoniju* se je na Dinarski karbonatni plošči zahodne Slovenije odlagal večidel debeloplastoviti do masivni rudistni apnenec (rudistne lupine so premeščene), na Tržaško-komenski planoti znan kot Repenska formacija (Jurkovšek et al., 1996). Rudistni apnenec lokalno nadomešča sivi plastoviti in mikritni apnenec s pelagičnimi fosili, ki kažejo na vpliv cenomanijsko-turonijske pelagične epizode. Pet vzorcev, odvzetih severno od Sežane, kaže, da ta mikritni apnenec nima nobenega naftnega potenciala, saj vsebuje le 0,02 do 0,15 % organske snovi.

Z evstatičnim dvigom morske gladine v cenomaniju in turoniju (Haq et al., 1987) je prišlo ponekod na Dinarski karbonatni platformi do nastanka lagun z anoksičnimi razmerami, v katerih so se odlagali črni ploščasti in laminirani apnenci z rožencem, ki so v literaturi poznani kot Komenski apnenci, komenski skrilavec ali celo ribji skrilavec (Buser, 1973; Ogorelec et al., 1987; Jurkovšek et al., 1996; Šribar, 1995). Marsikje na Krasu te plasti vsebujejo dobro ohranjene karbonizirane ribje skelete in številne fosile pelagičnih organizmov. V zadnjem času pogosto omenjajo prav cenomanijsko-turonijski nivo Komenskega apnenca med dokazi za drugi oceanski anoksični dogodek (Jenkyns, 1991; Jurkovšek et al., 1996; Ogorelec et al., 1996; Kolar - Jurkovšek et al., 1996). Zato smo se ugodnih naftno-geoloških rezulatov o organski snovi v karbonatnih kamninah na Krasu nadejali prav pri temno sivih ploščastih in laminiranih apnencih z gomolji roženca. Večidel, okrog 100 metrov debeli paket Komenskega apnenca je razvit v okolici Komna, manjše oziroma tanjše leče podobnega apnenca pa se na južnem delu Tržaško-komenske planote pojavljajo še v spodnjem senoniju (sl. 2), vendar slednjih ne moremo povezati s prej omenjenimi dogodki.

Kljub ugodnemu faciesu in drugim litološkim parametrom pa vsebuje Komenski apnenec iz različnih nivojev relativno malo organske snovi. V desetih preiskanih vzorcih se delež C_{org} giblje med 0,38 in 0,83 %; le v enem vzorcu dosega vsebnost C_{org} 1,74 %, kar sicer nakazuje srednje dobro matičnost. Optične raziskave kažejo, da v

apnencu prevladuje organska snov terestričnega izvora (ligninsko-huminski tip), kar kamnini precej znižuje njeno sposobnost za nastanek ogljikovodikov.

Podobne organsko-kemične parametre, kakor jih ima Komenski apnenec, kaže tudi črni ploščasti apnenec z rožencem, ki je santonijsko-campanijske starosti in se javlja znotraj Lipiške formacije (sl. 2). Poimenovan je kot Tomajski apnenec (Jurkovšek et al., 1996) in izdanja v več tanjših horizontih in lečah na jugovzhodnem delu Tržaško-komenske planote. Raziskali smo ga v železniškem useku pri Dutovljah. Šest raziskanih vzorcev vsebuje 0,32 do 0,73 % C_{org} s srednjo vrednostjo 0,48 %, kar Tomajski apnenec uvršča na spodnjo mejo naftne potencialnosti. V primerjavi s Komenskim apnencem vsebujejo raziskani vzorci Tomajskega apnenca več organske snovi vodnega porekla (alginita), kar je za naftno matičnost kamnine vsekakor ugodnejše.

Apnenec *spodnjesenonijske* starosti (coniacij-santonij) pripada plastovitemu sivemu biomikritnemu apnencu z redkimi rudistnimi biostromami (Sežanska formacija – Jurkovšek et al., 1996). Lokalno se v tem apnencu pojavljajo vrhnji vložki oziroma paketi črnega Komenskega apnenca, opisanega prej. S 14 vzorci smo apnenec Sežanske formacije raziskali v profilih okrog Sežane in pri Divači.

Raziskani vzorci kažejo zanemarljivo vsebnost organske snovi, kar jih ne uvršča v potencialne matične kamnine za nafto in plin. Njihov delež C_{org} se giblje med 0,04 in 0,29%. Optične analize kerogena kažejo, da je organska snov terestičnega izvora.

Prehodne plasti na meji kreda/paleocen

Prehodne plasti med zgornjo kredo in paleocenom, imenovane tudi Liburnijska formacija (Stache, 1889; Pavlovec, 1963; Jurkovšek et al., 1996), smo raziskali orientacijsko s profili pri Vremskem Britofu, Kozini, Štorjah in Senadolah. Debelina te formacije je na prostoru Tržaško-komenske planote zelo spremenljiva in doseže debelino med 100 in 400 metri. V spodnjem delu formacije, ki je še maastrichtijske starosti, se menjavajo temni biomikritni apnenci s plastmi svetlejšega biosparita z giroplevrami. Večidel Liburnijske formacije pa gradi temnosiv do črn, večkrat nekoliko lapornat biomikritni apnenec. Ta se je odlagal na plitvem zaprtem šelfu in v lagunah. Emerzijske breče, izsušitvene pore in stromatolitne plasti, ki so najpogostnejše prav na meji med kredo in terciarjem, kažejo na občasne litoralne razmere in cementacijo v vadoznem okolju. Pogostne so tudi inkrustacije karbonatnega sedimenta s *Paroniporo* sp. v vadoznem okolju (Drobne et al., 1988; Jurkovšek et al., 1996; Ogorelec et al., 1995). Med favno prevladujejo miliolide, haraceje, laginofore ter skeletne in neskeletne alge.

Vsebnost organske snovi v 25 raziskanih vzorcih iz Liburnijske formacije je nižja od spodnje meje za matičnost kamnine. Delež C_{org} se giblje med 0,02 in 0,43 % s poprečjem 0,23 % C_{org}. Izjema je le vzorec karbonatnega laminita tik pod plastjo z rapidioninami v Vremskem Britofu, ki vsebuje 0,74 % $C_{org.}$. Kljub povišani vsebnosti organske snovi v tem vzorcu pa je pirolitska analiza pokazala, da laminit nima sposobnosti za generiranje ogljikovodikov. Vsebnost termovaporiziranega ogljikovodika je nizka in kaže na skromno vsebnost bitumna (205 ppm). Mikroskopska analiza kerogena kaže, da tega v enaki meri sestavljata terestrična in amorfna snov, medtem ko je liptinidne komponente le okrog 5 %. Liptinidi kažejo jasno rumeno fluorescenco, medtem ko amorfna komponenta zelo slabo ali celo ne fluorescira. Na podlagi teh analiz lahko sklenemo, da je amorfna snov alohtonega izvora oziroma je rezultat

spremembe terestrične organske snovi. Na pretežno terestrični izvor organske snovi v apnencih Liburnijske formacije nam kažejo tudi tanjše plasti premoga, ki se pojavljajo pri Vremskem Britofu, Lipici, Rodiku in Sečovljah.

Razprava in sklepi

Raziskave so zajele blizu dvesto vzorcev različnih apnencev, dolomitov in karbonatnih skrilavcev iz zahodne Slovenije. Stratigrafsko je zastopano celotno zaporedje od zgornjega perma prek posameznih triasnih formacij do jurskih in krednih plasti. Težišče raziskanega ozemlja je bilo Slovensko Primorje, kjer smo analizirali karbonate šelfnega razvoja, manjši del raziskav pa je zajel tudi globljevodne sedimente Slovenskega jarka. Te smo raziskovali v širši okolici Cerknega.

Dobljeni rezultati o naftni potencialnosti raziskanih kamnin so, kar moramo poudariti, še vedno zelo orientacijski, saj je bil naš namen v tej fazi le, da analiziramo čimveč potencialnih formacij za generiranje ogljikovodikov. V ta namen smo zazdaj raziskali 14 formacij. Podatki predstavljajo le manjši korak naprej glede na dosedanje poznavanje tovrstne problematike. Zavedati se moramo, da vse navidez bituminozne kamnine niso matične za nafto in plin. Ugotavljanje naftne potencialnosti kamnin je namreč zelo kompleksno, odvisno od številnih geokemičnih in drugih sedimentoloških parametrov. Osnovna pogoja za nastanek nafte sta predvsem pravi facies kamnine in stopnja zrelosti organske snovi, iz katere se ob ugodnih fizikalno-kemičnih razmerah ta lahko generira, migrira in akumulira v razne pasti.

Podrobnejši podatki oziroma rezultati organsko-kemičnih, mikroskopskih in facialnih analiz so podani za vsako geološko obdobje in formacijo že med tekstom. Zato tu prikazujemo le osnovne sklepe:

– Zgornjepermski apnenec in dolomit šelfnega razvoja idrijskega prostora (Žažarska formacija) sta bila raziskana s 35 vzorci. Kljub temni barvi je vsebnost C_{org} v njih dokaj skromna (0,08 do 0,62 %), kemične in optične analize bitumna pa kažejo, da ima organska snov pretežno terestrični izvor in visoko termično spremembo (R_o = 2,3 %), ki predstavja že začetno fazo metageneze.

– Triasne plasti so bile raziskane z 51 vzorci. V povprečju vsebujejo okrog 0,2 % C_{org}. Izjemi sta le črni ladinijski apnenec iz okolice Jagrš (0,2 do 2,7 % C_{org}, poprečno 1,2 %) in karnijske plasti (jul in tuval) iz okolice Drenovega griča in Trebuše (0,14 do 2,51 % C_{org}, poprečno 0,35 %). Vsi ti apnenci imajo tudi neugodno sestavo organske snovi, saj imajo skromen delež bitumna (pod 200 ppm), organska snov pa je tudi tu pretežno terestričnega izvora. Zato triasni karbonati zazdaj za naftno potencialnost niso posebno zanimivi.

– Glede na to, da se je jurski apnenec odlagal na dobro prezračeni, plitvi Dinarski karbonatni plošči, le-tega že po faciesu nismo predvideli kot potencialnega za ogljikovodike. Zato ga tudi nismo raziskali s kemičnimi in optičnimi metodami. Iz spodnjejurskega odbdobja smo raziskali le 8 vzorcev črnega apnenca in karbonatnega skrilavca iz Slovenskega jarka. Rezultati so skromni (0,3 do 0,48 % C_{org} in nizek delež bitumna – pod 200 ppm).

– Največjo pozornost pri raziskavah smo namenili spodnjekrednim temnim apnencem in dolomitom ter zgornjekrednima Komenskemu in Tomajskemu apnencu na Tržaško-komenski planoti. Kredne plasti smo raziskali z 92 vzorci. Kot delno potencialno matično kamnino smo zazdaj izdvojili črni ploščasti apnenec hauterivijske starosti iz Trnovega pri Novi Gorici, ki ima 0,42 do 1,08 % C_{org} in genetski naftni

potencial 3,88 do 4,13 mg HC/g kamnine. Organsko snov v pretežni meri sestavlja alginit.

– Manj obetavni so zazdaj rezultati analize organske snovi Komenskega in Tomajskega apnenca. Kljub temu, da oba kažeta ugoden facies (črni karbonatni laminiti lagunskega razvoja) in nad 0,5 % C_{org} v povprečju, pa je v njih neugodna sestava organske snovi, saj prevladuje terestrična komponenta. Tomajski apnenec vsebuje v primerjavi s Komenskim apnencem vseeno nekoliko več alginita, kar je za naftno potencialnost ugodnejše.

– Apnenec Liburnijske formacije na prehodu zgornje krede in paleocena smo raziskali s 25 vzorci. Kljub navidez ugodnemu faciesu kamnine in njegovi temni barvi je vsebnost organske snovi v apnencu zelo nizka (povprečno 0,23 % C_{org}), skromna pa je tudi vsebnost bitumna (pod 200 ppm). Kerogen v enaki meri sestavljata terestrična in amorfna snov.

Matičnost karbonatnih kamnin zahodne Slovenije je podoben geološki problem, kakršnega srečujemo na severozahodnem delu Jadransko-dinarske karbonatne platforme, saj je bila jugozahodna Slovenija v celotnem mezozojskem obdobju njen sestavni del. S to poblematiko so se na območju Dinaridov intenzivno ukvarjali že Ogulinec (1952), Gjetvaj in sodelavci (1986), Košćec (1972), Grandić (1974), kasneje pa Šebečić (1979, 1980, 1982, 1984, 1988), Šebečić in Ercegovac (1983), Barićeva (1971, 1988), Barićeva in sodelavci (1987, 1991), Cota in Barićeva (1997) in drugi.

Med potencialne matične kamnine se v Dinaridih najpogosteje, glede na facies, uvrščajo zgornjekredni oziroma turonijski laminirani apnenci (Jelaska, 1973; Jerinić et al., 1974), zgornjepermski lagunski apnenci in drobnozrnati apnenci šelfnih korit (lemeški razvoj – Grandić, 1974), glede na kemične analize organske snovi pa zgornjekredni apnenci (raziskovalna vrtina na Braču – Jacob et al., 1983) in paleogenski apnenci (raziskave pri Sinju). Gjetvaj in sodelavci (1986) iščejo matične kamnine glede na tektoniko in debelino evaporitnega kompleksa v večjih globinah, in sicer v karbonskih, permskih, srednje- in zgornjetriasnih, zgornjejurskih in zgornjekrednih plasteh. Šebečić (1988) je precej skeptičen za generiranje in akumulacijo nafte v Zunanjih Dinaridih. To utemeljuje s tankimi paketi kerogenih sedimentov mezozojske starosti, ki ne predstavljajo posebno velik naftni potencial, in z debelimi evaporitnimi kompleksi, ki so v povprečju debeli od enega do dva tisoč metrov, največ pa do 3.800 metrov (vrtina Nin-1; Kranjec, 1981). Generiranje nafte v Dinaridih je po Šebečiću (1988) poseben problem tudi zaradi nizkih geotermičnih gradientov v karbonatnih formacijah, kjer ti znašajo le 1-1.7°C/100 m (Horvat et al., 1987). Zato naj bi bile matične kamnine zelo globoko, problem pa naj bi bile tudi večje akumulacije kerogena tipa I in II.

Pojavi matičnih kamnin so ugotovljeni na raznih delih Jadranske karbonatne platforme (Barić, 1971, 1988; Barić et al., 1987, 1991; Cota & Barić, 1977). Kot dobre matične kamnine so izločeni karbonatni paketi spodnje in zgornjekredne starosti iz bazena Dugega otoka. Organska snov je v teh kamninah pretežno morskega izvora in je v nezrelem do zrelem stadiju termičnih sprememb. V nekaterih vrtinah kažejo znake matičnih kamnin za nastanek ogljikovodikov tudi jurski in triasni sedimenti, čeprav imajo te kamnine zaradi svoje litološke heterogenosti zmanjšan naftni potencial. V zadnjem obdobju se naftno-geološke raziskave Dinarsko-Jadranskega prostora intenzivirajo, predvsem z dodatnimi seizmičnimi meritvami, laboratorijskimi analizami in reinterpretacijami starejših podatkov.

Za slovenski prostor so pomembni podatki globoke vrtine Ro-1 pri Rovinju. Zanjo

je značilno, da je brez sledov ogljikovodikov, čeprav ima ugodno lego na temenu antiklinale istrskega paraavtohtona in je brez evaporitov (Kranjec, 1981).

Razen Jadransko-Dinarske karbonatne plošče so zaradi primerjav slovenskega prostora zanimive tudi naftno-geološke ugotovitve prostora severne Italije (Mattavelli & Novelli, 1990; Pieri & Mattavelli, 1986; Dainelli & Pieri, 1986). Kot matične kamnine za nafto in plin omenjeni navajajo avtorji zgornjepermski Belerofonski apnenec, predvsem pa retijsko-liasne karbonatne skrilavce Južnih Alp, ki so se odlagali v prostranih evksinskih bazenih (formacija Riva di Solto) in laporne apnence na meji spodnje in zgornje krede. Evksinski bazeni so iz obdobja retija znani tudi iz formacije Glavnega dolomita v Severnih Alpah (Zankl, 1971; Fruth & Scherreiks, 1984). Nafta naj bi po termalni zrelosti nato migrirala v sosednje mezozojske karbonatne kolektorje, vlažni plin in kondenzati pa so v Padski nižini migrirali v terciarne klastične kolektorje (Mattavelli et al., 1983). V vzhodnem delu Padske nižine je na globini pod 3000 metri produktivno naftno polje Cavone, kjer so kolektorske kamnine spodnjekredne apnenčeve in dolomitne breče, kakršne poznamo pri nas na Krasu znotraj Brske in Povirske formacije (Jurkovšek et al., 1996).

Če se po kratki razpravi in primerjavi nekaterih naftno-geoloških podatkov iz Jadransko-Dinarske karbonatne plošče ter bližnjega prostora severne Italije in Južnih Alp vrnemo v slovenski prostor, lahko štejemo med delno potencialne matične kamnine za nastanek ogljikovodikov v zahodni Sloveniji le tanjše pakete spodnjekrednega temnega apnenca. Precej manj so zazdaj ugodni podatki zgornjepermskih in zgornjekrednih apnencev in dolomitov, medtem ko so jurske in triasne karbonatne kamnine raziskanega prostora za nafto nezanimive.

Zahvala

Avtorji se za strokovno recenzijo in koristne nasvete k tej razpravi prisrčno zahvaljujemo akad. prof. dr. Mariu Pleničarju in uredniku revije prof. dr. Stanku Buserju. Finančno sta raziskave omogočila Nafta Lendava in Ministrstvo za znanost in tehnologijo Republike Slovenije prek raziskovalnih projektov. Vsem naša iskrena hvala.

Carbonate rocks of west Slovenia as potential sources for hydrocarbons

Introduction

During the past few decades, the oil and gas exploration in Slovenia has been focused on the Neogene strata in the Mura depression located in western part of the Pannonian basin. In this area some minor oil and gas fields were found.

Geological exploration of the Slovenian part of the Dinarides was much slower mainly due to several km thick complex of the Jurassic and Cretaceous beds. Since untill present almost no data on organic matter contents in carbonate rocks were available and their potential as source rocks was fairly unknown, a research programme based on a team of Slovenian and Croatian geologists was formed. For the research purposes about 200 samples of limestones, dolomites and shales of different ages ranging from the Upper Permian to Paleogene were investigated. The studied strata are located in the SW part of Slovenia (fig. 1).

According to facies, colour and other lithologic characteristics of potential rocks the Upper Permian limestone and dolomite, Carnian beds and Cretaceous laminated and platy dark colored limestone from the Triest-Komen plateau (figs. 1 and 2) have been chosen for studies. All studied samples were investigated by the bituminous luminiscence and the C_{org} contents was determined. On 38 chosen samples the pyrolysis of organic matter and composition of bitumen have been performed as well the optical analysis of kerogen.

Results

The *Upper Permian limestones* and dolomites have been studied on 35 samples from the Idrija and Žiri region (fig. 1). Their depositional environment was restricted shelf of lagoonal character. The dolomite is mainly of early diagenetic origin (Grad & Ogorelec, 1980; Buser et al., 1986). The analyses indicate that the C_{org} content is relatively low in spite of their dark color and local bituminous odour. The majority of samples contain from 0.08 to 0.62 % of C_{org} and up to 870 ppm of bituminous matter. Optical analysis of kerogen indicates strong predominance of macerals of the vitrinite group. The distribution of C_{15}–C_{37} hydrocarbons with strong predominance of C_{24} indicates terrestrial origin of organic matter. Due to low C_{org} content and kerogen composition, the Upper Permian rocks are not considered potential source rocks for hydrocarbons.

Scythian beds are developed in part clastically and in part as carbonates on the territory of Slovenia. In the uppermost part of the sequence an up to 60 m thick package of dark coloured limestone of lagoonal facies occurs. Three samples of the mentioned limestone were analysed; the C_{org} contents were up to 0.11 %.

Anisian beds were investigated with 6 samples from the profile Babe at Cerkno. The beds are developed as bedded dolomite of lagoonal and intertidal environment. Locally, the dolomite is replaced by a dark biomicritic limestone. The studied samples contain from 0.08–0.30 % of C_{org}, and therefore can not be regarded as potential source rocks for hydrocarbons.

Ladinian beds are diversely developed in west Slovenia due to collapse of the Slovenian platform and the formation of two separated carbonate platforms – Dinar-

ic and Julian, and the Slovenian trough located in-between (Buser, 1989). Carbonate rocks encountered in the trough are accompanied by shales and extrusive rocks.

From the Idria area, 12 samples of dark platy limestone were analysed. According to their structure they belong to micrites with pelagic fauna. The organic matter contents of the investigated samples range from 0.10 to 2.76 % and the average value is of about 1.2 % C_{org}. In spite of favourable C_{org} data, the pyrolysis analyses (high S_3 values) and the composition of macerals (high percentage of the vitrinite matter) the kerogen is of unfavourable composition. The organic matter is only a remain of terrestrial components the limestone was enriched with during sedimentation processes.

Carnian beds were deposited on a carbonate platform as well as in deeper environment of the Slovenian trough. From Drenov grič and surroundings of Trebuša (figs. 1 and 2) 19 samples of dark biomicritic limestone of lagoonal facies were studied. The C_{org} contents of these samples range from 0.14 to 2.51 %, being 0.35 % in average. The limestone is low in soluble bituminous matter (up to 200 ppm), and the organic matter is mainly of terrestrial origin. Very high reflection index (Ro = 2.2 –3.2 %) indicates the attained degree of metagenesis.

In somewhat deeper environment of the Slovenian trough dark limestones and shales (Amphyelina beds) were deposited during the Carnian time. Five investigated samples of this facies type contain 0.07 to 0.32 % of C_{org}, which makes it too low for the limestone to be regarded as potential rock for the hydrocarbons.

Norian-Rhaetian beds of west Slovenia are developed as the Main dolomite and its lateral equivalent the Dachstein limestone, and on the territory of the Slovenian trough as coarse grained Bača dolomite with chert lenses. All above mentioned formations are not very promissing for oil exploration due to their light colour and lithology. We have analysed only four samples of the darker stromatolitic dolomite formed in the restricted littoral parts of the carbonate platform (Ogorelec & Rothe, 1993). The C_{org} content in the studied samples ranges from 0.06 to 0.61 %, being 0.15 % on the average, which is too low for the rocks to be regarded as potential oil source rocks.

During the *Jurassic* the limestones of the Dinaric platform were deposited on shallow, mainly open carbonate platform (Buser, 1979; Orehek & Ogorelec, 1980). The Liassic and Dogger successions are characterised by several hundreds metres thick sequence of oolitic and biosparitic limestone. During the Lower Malm, a huge coral reef developed on the territory of Trnovski gozd (Turnšek, 1966; Turnšek et al., 1981). According to the structural types and facial characteristics, the Jurassic limestones of the Dinaric platform can not be regarded as potential source rocks. For this reason they were not geochemically examined during this stage of studies.

As a potential source rock of the Jurassic age black platy limestones and carbonaceous shales from a 150 metres thick package occurring in the Slovenian trough were analysed. These beds contain between 0.16 and 0.48 % of C_{org} (8 investigated samples), similarly low is also the content of bitumen (100–200 ppm).

The most favourable data were expected from *Cretaceous limestones and dolomites*. For this reason 102 rock samples were analysed.

Based on the data obtained, four samples of dark-coloured platy biomicritic limestone of Hauterivian age are very promising. The limestone outcrops in a 40 metres thick sequence in Trnovo near Nova Gorica. The C_{org} content ranges from 0.42 to 1.08 % in the treated samples. The pyrolysis study indicates the rock production index ranges from 3.88 to 4.13 mg HC/g rock ranging them among source rocks with low potential for hydrocarbon generation. Kerogen is a mixture of sapropelic-humine type with increased amounts of lipids of marine origin.

The samples of the *Barremian – Aptian age* from the Komen plateau comprise from 0.29 to 0.78 % of C_{org}, the average being of approx. 0.5 %. According to their structure they belong to dark-colored, commonly platy and locally dolomitised biomicritic limestones. Their depositional environment was restricted shelf of lagoonal character with local and episodical littoral conditions. The samples have unfavourable composition of organic matter as it is chiefly of terrestrial origin with low production index (under 1 mg HC/g rock). The organic matter is concentrated in intercrystalline pore spaces in dolomite of Povirje formation, and we suppose that it is a result of hydrocarbon migration during the late diagenesis.

During the *Upper Cenomanian and Turonian* the majority of thickly bedded to massive rudist limestone was deposited. On the Trieste-Komen plateau, this limestone is known as the Repen Formation (Jurkovšek et al., 1996). With eustatic rise of the sea level locally lagoons with anoxic conditions existed on the platform. These lagoons were the depositional environment of black-coloured and laminated limestones with chert nodules known in the literature as the Komen limestone (Buser, 1973; Ogorelec et al., 1987; Jurkovšek et al., 1996). Beside the benthic fossils numerous pelagic organisms – calcispheres mainly are present indicating episodical interconnections of lagoons with the open sea. They are the only evidence for the second oceanic anoxic event (OAE II - Jenkyns, 1991). In spite of unfavourable facies and other lithologic characteristics the Komen limestone contains relatively small amounts of organic matter. In 10 of the investigated samples, the contents of C_{org} ranges from 0.38 to 0.83 %, and only in one of the samples it amounts to 1.74 % of C_{org}. However, the results of optical investigations are unfavourable due to terrestrial origin of organic matter in this limestone.

Similar parameters based on organic chemistry and facies as obtained for the Komen limestone are also encountered in the black-coloured and platy Tomaj limestone with chert nodules of the *Santonian-Campanian age* (Jurkovšek et al., 1996). Six of the investigated samples contain from 0.32 to 0.73 % of C_{org}, what ranks the Tomaj limestone to the lowermost range of hydrocarbon potential source rocks. In comparison with the Komen limestone it contains more organic matter of marine origin.

Transitional beds encountered on the *Cretaceous/Tertiary boundary* known also as Liburnian formation (Stache, 1889; Pavlovec, 1963; Jurkovšek et al. 1996) were studied in several profiles. On the territory of Karst, the formation attains between 100 and 400 metres of thickness. In the lower part of the formation alternation of dark-coloured biomicritic limestone and light-coloured limestone with gyropleuras and rudists is prevailing. The majority of the formation is of Danian age and consists of dark to black marly limestone. It was deposited in a restricted shelf environment with lagoons. The organic matter contents in 25 studied samples from the Liburnian formation indicates that this limestone is not potential oil source rock. The contents of C_{org} ranges from 0.08 to 0.43 %. Kerogen is composed of equal parts of terrestrial and amorphous matter.

The obtained results for the hydrocarbon genetic potential of the investigated Upper Permian and Mesozic carbonate rocks of west Slovenia must still be considered only informationally. The analyses encompassed 14 formations each of them being represented with only few samples collected from the surface. Therefore, the obtained data can serve as guideline for future studies of potential oil and gas source rocks in Slovenia.

Literatura

Barić, G. 1971: Sadržaj i tipovi bitumoida u nekim dinaridskim bušotinama i u bušotini Jadran-1. – Nafta, *22/4–5*, 322–334, Zagreb.

Barić, G. 1988: Rezultati geokemijskih ispitivanja stijena Dinarsko-jadranskog područja i rubnih dijelova Panonskog bazena. – Nafta, *39/9*, 527–535, Zagreb.

Barić, G., Maričić, M. & Radić, J. 1987: Geochemical characterisation of organic facies in the Dugi Otok Basin, the Adriatic Sea (yugolavia). – Advances in Organic Geochemistry, *13*, 1/3 (1988), 343–349, Amsterdam.

Barić, G. & Tari–Kovačić, V. 1991: Geochemical prospecting of the Adriatic carbonate platform. – 2nd Int. Symp. Adriatic Carbonate Platform, Zadar 1991, Abstract, 29 p. Zagreb.

Bosellini, A. & Hardie, L. A. 1973: Depositional theme of a marginal marine evaporite. – Sedimentology, *20*, 5–27, Blackpool.

Buser, S. 1973: Tolmač lista Gorica, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Zvezni geol. zavod, 50 p. Beograd .

Buser, S. 1974: Tolmač lista Ribnica, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geol. zavod, 60 p. Beograd.

Buser, S. 1979: Jurassic Beds in Slovenia. – 16th Europ. Micropaleont. Colloq., 27–36, Ljubljana.

Buser, S. 1989: Development of the Dinaric and the Julian carbonate platforms and of the intermediate Slovenian basin (NW Yugoslavia). – Mem. Soc. Geol. Ital., *40* (1987), 313–320, Roma.

Buser, S., Grad, K., Ogorelec, B., Ramovš, A. & Šribar, L. 1986: Stratigraphical, paleontological and sedimentological characteristics of Upper Permian beds in Slovenia, NW Yugoslavia. – Mem. Soc. Geol. Ital., *34*, 195–210, Roma.

Buser, S. & Ogorelec, B. 1987: Carnian Amphiclina beds – Hudajužna. – Int. symp. Evolution Karstic carbonate platforms. Guidebook, 13–18, Trieste.

Cati, A., Fichera, R. & Cappelli, V. 1989 a: Northeastern Italy. Integrated processing of geophysical and geological data. – Mem. Soc. Geol. Ital., *34*, 273–288, Roma.

Cati, A., Sartorio, D. & Venturini, S. 1989 b: Carbonate platforms in the subsurface of the Northern Adriatic area. – Mem. Soc. Geol. Ital, *34*, 295–308, Roma.

Cota, L. & Barić, G. 1997: Petroleum potential of the Adriatic offshore, Croatia. – 18th Int. Meet. Organic Geochemistry, Maastricht 1977 (in press).

Dainelli, L. & Pieri, M. 1986: The evolution of petroleum exploration in Italy. – Mem. Soc. Geol. Ital., *31*, 243–254, Roma.

Demaison, G.J. & Moore, G.T. 1980: Anoxic environments and oil source bed genesis. – AAPG Bull., *64/8*, 1179–1209, Tulsa.

Dow, W.G. 1977: Kerogene studies and geological inerpretations. – Jour. Geochem. Explor., 7, 79–99, Amsterdam.

Drobne, K., Ogorelec, B., Pleničar, M., Zucchi–Stolfa, M.L. & Turnšek, D. 1988: Maastrichtian, Danian and Thanetian Beds in Dolenja vas (NW Dinarides, Yugoslavia). Microfacies, Foraminifers, Rudists and Corals. – Razprave 4. razr. SAZU, *29*, 147–224, Ljubljana.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J. & Boutefeu, A. 1977: Méthode rapide de caracterisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. – Rev. Inst. Fr. Pétrol., *32*, 23–42, Paris.

Fruth, I. & Scherreiks, R. 1984: Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rundschau, *73/1*, 305–319, Stuttgart.

Gjetvaj, I., Martinec, R., Vlašić, B. & Batušić, V. 1986: Problematika i perspektive na istražnim područjima INA-Naftaplina. – Nafta, *37/7–8*, 343–352, Zagreb.

Grad, K. & Ogorelec, B. 1980: Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju. – Geologija, *23/2*, 189–220, Ljubljana.

Grandić, S., 1974: Neke naftnogeološke karakteristike naslaga. – 1. godišnji znanstveni skup Sekcije za primjenu geologije, geofizike in geokemije, Opatija, 5–14, Zagreb.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1987: Chronology of fluctuating Sea Levels since the Triassic. – Science, *235*, 1156–1167, Washington.

Horvat, K., Vlašić, B., Putniković, A. & Frank, G. 1987: Pregled rezultata i pravci budućih istražnih radova INA-Naftaplina. – Nafta, *38/11–12*, 613–616, Zagreb.

Jacob, H., Jenko, K. & Spaić, V. 1983: O disperznim, čvrstim do polučvrstim, prirodnim naftnim bitumenima Jadranskog obalnog područja (vanjski Dinaridi) Jugoslavije. – Nafta, *34*, 693-, Zagreb.

Jelaska, V. 1973: Paleogeografska i naftnogeološka razmatranja zapadnog dijela karbonatnog šelfa Dinarida. – Geol. vjesnik, *25*, 57–64, Zagreb.

Jenkyns, H. C. 1991: Impact of Cretaceous Sea Level Rise and Anoxic Events on the Mesozoic Carbonate Platform of Yugoslavia. – AAPG Bull., *75/6*, 1007–1017, Tulsa.

Jerinić, G., Jelaska, V. & Alajbeg, A. 1974: Upper Cretaceous Organic-Rich Laminated Limestones of the Ariatic Carbonate Platform, Island of Hvar, Croatia. – AAPG Bull., *78/8*, 1313–1321, Tulsa.

Jurkovšek, B., Toman, M., Ogorelec, B., Šribar, L., Drobne, K., Poljak, M. & Šribar, Lj. 1996: Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-komenske planote 1:50.000 – Kredne in palogeonske karbonatne kamnine. – Geološki zavod Ljubljana, 143 p, Ljubljana.

Kochansky – Devidé, V. 1965: Karbonske i permske fuzulinidne foraminifere Velebita i Like. Srednji i gornji perm. – Acta geol., *5*, 101–137, Zagreb.

Kochansky – Devidé, V. 1979: Brušane, Velebit Mt. – Permian Excursion D. – 16th Europ. Micropaleontol. Colloq., 163–170, Ljubljana.

Kolar – Jurkovšek, T. 1990: Smithian (Lower Triassic) conodonts from Slovenia, NW Yugoslavia. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 9, 536–546, Stuttgart.

Kolar – Jurkovšek, T., Jurkovšek, B. & Summesberger, H. 1996: Reflection of the two pelagic episodes in the macrofossil association of the Komen and Tomaj Limestones of the Trieste-Komen plateau, Slovenia. – In: Drobne, K., Goričan, Š. & Kotnik, B. (eds.) – The role of impact processes in the geological and biological evolution of the planet Earth. – Int. workshop Postojna'96, 41–43, Ljubljana.

Košćec, B. 1972: Površinske pojave ogljikovodika u zoni Vanjskih Dinarida i na morskom dnu sjevernog Jadrana. – Simpozij o istraživanju ležišta nafte i plina na Jadranu i u zoni Vanjskih Dinarida, 148–155, Zagreb.

Kranjec, V. 1981: Neke značajke naftoplinonosnosti naslaga i moguća daljnja nalazišta ugljikovodika u predjelima Vanjskih Dinarida i jadranskog podmorja. – Pomorski zbornik, *19*, 385–412, Rijeka.

Mattavelli, L. & Novelli, L. 1990: Geochemistry and habitat of the oils in Italy. – AAPG Bull., *74/10*, 1623–1639, Tulsa.

Mattavelli, L., Ricchiuts, T. Grignani, D. & Schoell, M. 1983: Geochemistry and Habitat of Natural Gases in Po Basin, Northern Italy. – AAPG Bull., *67/12*, 2239–2254, Tulsa.

Moorkens, T. L. 1991: Depositional environments of organic-rich sediments and the recognition of the different types of source rocks. – Zbl. Geol. Paläont., I/*8*, 1973–1089, Stuttgart.

Muftić, M. & Behlilović, S. 1968: Bituminozne stijene Hercegovine. – Geološki glasnik, *12*, 231–259, Sarajevo.

Ogorelec, B., Orehek, S., Buser, S. & Pleničar, M. 1987: Komen Beds – Skopo at Dutovlje. – Int. Symp. Evol. Karstic Carb. Platforms, Guidebook, 61–66, Trieste.

Ogorelec, B. & Rothe, P. 1992: Mikrofazies, Diagenese und Geochemie des Dachsteinkalkes und Hauptdolomits in Süd-West-Slowenien. – Geologija, *35*, 81–181, Ljubljana.

Ogorelec, B., Dolenec, T., Cucchi, F., Giacomich, R., Drobne, K. & Pugliese, N. 1995: Sedimentological and Geochemical Characteristics of Carbonate Rocks from the K/T Boundary to Lower Eocene in the Karst Area (NW Adriatic Platform). – 1. Hrv. geol. kongres, Opatija, Zbornik radova *2*, 415–421, Zagreb.

Ogorelec, B., Jurkovšek, B. & Šribar, L. 1996: Škrbina (Komen limestone) – the first pelagic episode (Cenomanian – Turonian transgression). In: Drobne, K., Goričan, Š. & Kotnik, B. (eds.) – The role of impact processes in the geological and biological evolution of the planet Earth. – Int. workshop Postojna '96, 183–188, Ljubljana.

Orehek, S. & Ogorelec, B. 1980: Korelacija mikrofacijalnih in geokemičnih značilnosti jurskih in krednih kamenin južne karbonatne platforme Slovenije. – Zav. geol. i geof. istraž., Vestnik, *A 38/39*, 171–185, Beograd.

Ogulinec, J. 1952: Problematika naftne geologije u Jugoslaviji. – Nafta, *2*, 37–42, Zagreb.

Pavlovec, R. 1963: Stratigrafski razvoj starejšega paleogena v južnozahodni Sloveniji. – Razprave 4. razr. SAZU, 7, 421–556, Ljubljana.

Pieri, M. & Mattavelli, L. 1986: Geological Framework of Italian Petroleum Resources. AAPG Bull., *70/2*, 103–130, Tulsa.

Pleničar, M. 1970: Tolmač lista Postojna, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geol. zavod, 62 p., Beograd.

Pleničar, M. & Pavlovec, R. 1984: Facialni razvoji nekaterih mezozojskih in kenozojskih kamnin Slovenije. – Nafta, *35/1*, 5–10, Zagreb.

Pleničar, M. & Premru, U. 1975: Facijelne karakteristike sjeverozapadnih Dinarida. – 2. skup. Znanst. savjeta za naftu, JAZU, 47–54, Zagreb.

Sartorio, D., Tunis, G. & Venturini, S. 1987: Nuovi contributi per l'interpretazione geologica e paleogeografica delle Prealpi Giulie (Friuli orientale): il pozzo SPAN 1. – Riv. It. Paleont. Strat., *93/2*, 181–200, Milano.

Sremac, J. 1991: Zona Neoschwagerina craticulifera u Srednjem Velebitu. – Geologija, *34*, 7–55, Ljubljana.

Stache, G. 1889: Die Liburnische Stufe und deren Grenz-horizonte. – Abh. k. k. geol.

Reichanst., *13/1*, 1–170, Wien.

Šebečić, B. 1979: Bituminozne pojave Dinarida. – Nafta, *30/2*, 55–62, Zagreb.

Šebečić, B. 1980: Problemi migracije i akumulacije ugljikovodika i naftno-geološke osobine karbonatnih naslaga Dinarida (Hipotetski trendovi migracije ugljikovodika). – Nafta, *31/2*, 59–71, Zagreb.

Šebečić, B. 1982: O naftnomatičnom potencijalu i pokušaju njegove procjene iz kemijskih analiza bituminoznih stijena vanjskih Dinarida. – Nafta, *33/10*, 537–544, Zagreb.

Šebečić, B. 1984: Bituminozne pojave Vinišća kod Trogira. – Geol. vjesnik, *37*, 175–196, Zagreb.

Šebečić, B. 1988: O problematiki otkrivanja matičnih stijena u nas. – Nafta, *39/10*, 547–559, Zagreb.

Šebečić, B. & Ercegovac, M. 1983: Prilog poznavanju stupnja zrelosti kerogena nekih bituminoznih karbonatnih naslaga vanjskih Dinarida. – Nafta, *34/4–5*, 183–188, Zagreb.

Šribar, L. 1995: Evolucija gornjokredne Jadransko-dinarske karbonatne platforme u jugozapadnoj Sloveniji. – Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, 89 p.

Tissot, B. P. 1984: Recent Advances in Petroleum Geochemistry Applied to Hydrocarbon Exploration. – AAPG Bull., *68/5*, 545–563, Tulsa.

Tissot, B.P., Durand, B., Espitalié, J. & Combaz, A. 1974: Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. – AAPG Bull., *58/3*, 499–506, Tulsa.

Tissot, B.P. & Welte, F. C. 1984: Petroleum Formation and Occurrence. – Springer Verl., 669 p, Berlin.

Turnšek, D. 1966: Zgornjejurska hidrozojska favna iz južne Slovenije. – Razprave 4. razr. SAZU, *9*, 335–428, Ljubljana.

Turnšek, D., Buser, S. & Ogorelec, B. 1981: An Upper Jurassic Reef Complex from Slovenia, Yugoslavia. – SEPM Spec. Publ., *30*, 361–369, Tulsa.

Zankl, H. 1971: Upper Triassic Carbonate Facis in the Northern Limestone Alps. – In: Müller, G. (ed.) – Sedimentology of parts of Central Europe. – 7th Int. Sedim. Congr. Heidelberg, Guidebook, 147–186, Frankfurt/M.

GEOLOGIJA *39*, 239–281 (1996), Ljubljana

Rezente tektonische Aktivität des Krško-Einbruchstales (Slowenien)

Recentna tektonska aktivnost Krške udorine

Uroš Premru

Geologische Anstalt Ljubljana
Institut für Geologie, Geotechnik und Geophysik
Dimičeva ul. 14, SI-1000 Ljubljana, Slowenien

Schlüsselworte: rezente Tektonik; vertikale Bodenbewegungen (slip rate), Flusslaufverlegungen; aktive Störungszonen; Korrelation der geologischen, seismischen, seismotektonischen, arhäologischen, historischen und geomorphologischen Daten; Dauern der letzten neotektonischen Phase

Ključne besede: recentna tektonika; hitrosti vertikalnih premikov; spreminjanje rečnih tokov; aktivne prelomne cone; korelacija geoloških, seizmoloških, seizmotektonskih, arheoloških, zgodovinskih in geomorfoloških podatkov; trajanje zadnje neotektonske faze

Zusammenfassung

Die Arbeit umfasst die Korrelation von geologischen, seismologischen, archäologischen und geomorphologischen Daten im Gebiet der rezenten tektonischen Aktivität. Als ein Beispiel dafür wurde der Erdbeben-aktive Krško-Einbruchstal in Südost-Slowenien genommen. Es werden die morphotektonischen Merkmalen von aktiven Störungen und Beispiele von Flussbett-Verlegungen im Quartär und Holozän, sowie auch in der geschichtlichen Zeit abgehandelt. Die archäologischen Daten über die Katastrophen in dem mittelalterlichen Markt Gutenwerth wurden mit den Daten über die geschichtlichen Erdbeben und den seismischen Wirkungsfähigkeiten kompariert. Es wurden die rezenten vertikalen Bodenbewegungen in verschiedenen Gebieten des Krško-Einbruchstales und aus verschiedenen Zeitabschnitten ausgerechnet. Mit einer Regressionsfunktion wurde die Abhängigkeit der vertikalen Bodenbewegungen von der Zeit bewiesen. Aus der Regressionsfunktion wurden die Schlussfolgerungen über den Anfang der letzten neotektonischen Phase abgeleitet und es wurden die Möglichkeiten für Voraussagen der Dauer und der Höhepunkt-Zeit mit den möglichen grössten Magnituden der Erdbeben bei gleichzeitiger Vergrösserung der vertikalen Bodenbewegungen. Aus den Daten über die Höhen von Schotterterrassen und den festgestellten vertikalen Bodenbewegungen werden die zeitlichen Veränderungen des Sava-Flusslaufes wegen der tektonischen Bewegungen in der geschichtlichen Zeit angegeben. Damit aber wird ein quantitativer Beweis abgeleitet, dass für die Flussbett-Verlegungen die tektonischen Bewegungen an den Störungen die Ursache sind.

Kratka vsebina

Prispevek obravnava korelacijo geoloških, seizmoloških, arheoloških in geomorfoloških podatkov pri recentni tektonski aktivnosti. Kot primer je obdelana potresno aktivna Krška udorina v jugovzhodni Sloveniji. Obravnavani so morfotektonski kazalci aktivnih prelomov, primeri prestavitve rečnih strug v kvartarju in holocenu kakor tudi v zgodovinskem obdobju. Arheološki podatki o katastrofah v srednjeveškem trgu Gutenwerth so komparirani s podatki o zgodovinskih potresih in o seizmični zmogljivosti. Izračunane so hitrosti recentnih vertikalnih premikov (slip rate) z različnih delov Krške udorine in iz različnih časovnih obdobij. Z regresijsko funkcijo je dokazana odvisnost hitrosti vertikalnih premikov od časa. Iz regresijske funkcije so izpeljani sklepi o začetku zadnje neotektonske faze in podane možnosti za napovedovanje njenega trajanja in časa njenega vrha z največjimi možnimi magnitudami potresov ob istočasnem povečanju hitrosti vertikalnih premikov. Iz podatkov o višinah prodnih teras in o ugotovljenih hitrosti vertikalnih premikov je prikazano časovno spreminjanje rečnega toka Save zaradi tektonskih premikov v zgodovinskem obdobju. S tem pa je izpeljan tudi kvantitativni dokaz, da so vzroki za prestavitve rečne struge tektonski v premikih ob prelomih.

Einleitung

Bei der Korrelation von geologischen, seismotektonischen, seismologischen und archäologischen Daten in tektonisch aktiven Erdbeben-Gebieten bestehen gewisse Schwierigkeiten. Diese interdisziplinäre Synthesen meiden sowohl die Archäologen als auch die Geologen. Die bisherigen spärlichen Analysen haben gezeigt, dass viele Siedlungen in der geschichtlichen Zeit wegen natürlicher Katastrophen verfallen sind. Die Archäologen erklären die Katastrophen als menschliche Tätigkeiten, die Geologen und Geomorphologen aber untersuchen die geologischen Prozesse, Relief-Veränderungen und die Flussbett-Verlegungen in der geschichtlichen Zeit nicht im solchen Masse, wie es diese interessante Thematik verdient. Besonders wertvoll sind die archäologischen Daten mit einer genaueren Datierung der Kultur-Horizonte. Aber nur für seltene archäologische Fundstellen findet man entsprechende Daten über die Sedimentation oberhalb den Kultur-Schichten, die Sedimentmächtigkeit und andere Daten, aus welchen man auf die tektonischen Geschehnisse in der menschlichen Geschichte schliessen könnte.

Als ein Beispiel für die Synthese von geologischen, seismotektonischen, seismologischen, sowie von geschichtlichen und archäologischen Daten haben wir das neotektonische Krško-Einbruchstal in Südost-Slowenien ausgewählt, in welchem zahlreiche archäologische Fundstellen von der Urgeschichte bis zum Ende des Mittelalters bekannt sind. Gerade einige archäologische Daten aus den Fundstellen ermöglichen uns eine gute Korrelation der geologischen, geomorphologischen und seismologischen Daten. Am Beispiel des Krško-Einbruchstales ist es möglich eine Korrelation zu zeigen, welche auch mit Ausrechnungen gestützt ist.

Kurzbeschreibung des geologischen Aufbaues und der Tektogenese des Krško-Einbruchstales

Nach den bisherigen Daten wird die Entstehung des Krško-Einbruchstales in das obere Pliozän gestellt. Der Krško-Einbruchstal ist eine echte intramontane Senkung, welche in mehreren neotektonischen Phasen an der Berührung der Südalpen, der Dinariden und des Pannonischen Beckens in der Zone des mesozoischen Bündels der

Zagreb-Transform-Störung und zu der paralleler Störungen ausgebildet wurde. Die Gerstaltung des Krško-Einbruchstales ist noch nicht beendet, worauf die rezenten tektonischen Prozesse hinweisen.

Der Krško-Einbruchstal ist von plioquartären und holozänen See-, Moor- und Fluss-Sedimenten gefüllt. Die Grundlage dieser Sedimente bilden die Tertiär-Schichten, welche am Rand der Senkung zutage treten (Abb. 1). Die tertiäre Sedimentation hatte mit dem Helvet-Konglomerat, -Sand und -Ton angefangen und wurde mit dem tortonischen Konglomerat, Lithotamnien- und Mergelkalk, dem Mergelsandstein und dem Mergel fortgesetzt. Die Sarmat-Schichten bestehen aus Tonmergel, Mergelkalk, Sandstein und Schotter. Die Meot-Schichten bestehen aus Kalkmergel und untergeordnet aus Sand, Sandstein, Schotter und Konglomerat. Die Unterpliozän-Schichte bestehen aus Mergel, Ton, Alevrith, untergeordnet aus Sand und Konglomerat. Die Helvet- und Torton-Schichten sind in einem Flachmeer ent-

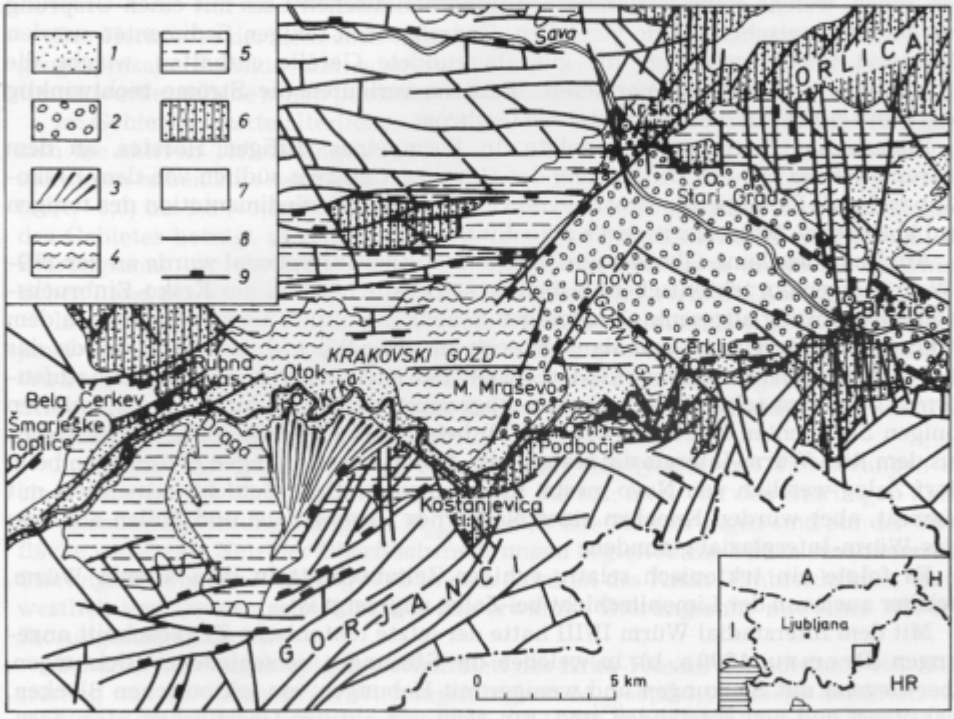


Abb. 1. Geologische Skizze des Krško-Einbruchstales

1- Alluvium allgemein (Holozän); *2*- Schotter (Holozän); *3*- Schwemmkegel von Šentjernej (Holozän); *4*- Quartär-Tone (Würm); *5*- plioquartäre Sedimente; *6*- Miozän-Sedimente; *7*- mesozoische Schichten; *8*- neotektonische Störung; *9*- neotektonische Störung mit abgesenktem Flügel

Sl. 1. Geološka skica Krške udorine

1- aluvij v splošnem (holocen); *2*- prod (holocen); *3*- šentjernejski vršaj (holocen); *4*- kvartarne gline (würm); *5*- pliokvartarni sedimenti; *6*- miocenski sedimenti; *7*- mezozojske plasti; *8*- neotektonski prelom; *9*- neotektonski prelom s spuščenim krilom

standen, die Sarmat-, Meot- und Unterpliozän-Schichten aber wurden in einem brackischen Becken abgelagert. Die beschriebenen Schichten bilden die Krško-Synklinale mit der Achsenrichtung SW-NO, welche nordöstlich von der Linie Krško-Brežice verhältnismässig gut erhalten ist, südwestlich davon aber von den neotektonischen Störungen schon deformiert ist (Šikić et al., 1972, 1978; Pleničar et al., 1976; Pleničar & Premru, 1977).

Die Bildung des Krško-Einbruchstales hatte mit dem neotektonischen Störungssystem W-O im oberen Pliozän angefangen. Das Gebiet wurde stufenförmig zu einem Graben abgesenkt, in welchem Tone mit Gehängeschutt und Geröllen von unlöslichen nichtkarbonatischen Gesteinen, überwiegend Hornstein aus den Trias- und Kreide-Schichten, abgelagert wurden. Auf der Anhöhe Gornji Gaj hatte A. Šercelj in dem Ton die Pollen aus dem ältesten Pleistozän bestimmt, welche wahrscheinlich noch in das Oberpliozän reichen (Pleničar & Premru, 1977). In dem Ton und Lehm findet man Zwischenlagen von marmorierten Tonen und sandigen Tonen, welche einen festländischen unkarbonatischen Löss mit einen Ursprung aus der Pannonischen Ebene vorstellen. Zwischen den tonigen Sedimenten werden Tone und Lehme gefunden, die gut abgerundete Gerölle enthalten, welche die Paläoströme von Flüssen markieren. Meistens verlaufen die Ströme rechtwinklig vom Rand zum Grund des tektonischen Grabens.

Ebenso im Oberen Pliozän folgte, in Form eines stufigen Horstes, an dem Störungssystem NO-SW die Hebung des Gorjanci-Gebirges südlich von dem Krško-Einbruchstal. Es folgte die Erosion von Gorjanci und die Sedimentation des tonigen und klastischen Materials in den Krško-Einbruchstal.

Am Ende des Günz-Glazials und im Günz-Mindel-Interglazial wurde an den NO-SW-Störungen ein tektonischer Graben im südwestlichen Teil des Krško-Einbruchstales stufenförmig abgesenkt. Die tonigen Schichten wurden umsedimentiert. In dem Mindel-Riss-Interglazial und danach noch im Riss-Würm-Interglazial wurde das W-O-Störungssystem wieder aktiviert, wobei der Krško-Einbruchstal wieder stufenförmig zu einem tektonischen Graben abgesenkt wurde. In den umsedimentierten tonigen Sedimenten hatte Šercelj (1970) beim Dorf Podbočje einen Pollen-Inhalt aus dem Riss-Würm-Interglazial festgestellt. In den älteren tonigen Sedimenten beim Dorf Zalog westlich von Novo mesto, unter einer sandigen Schicht, zementiert mit Limonit, aber wurden Knochen eines Nashornes Dicerorhinus und Pollen aus dem Riss-Würm-Interglazial gefunden.

Es folgte ein tektonisch relativ ruhiger Zeitabschnitt in dem älteren Würm, welcher auch von der Limonitschicht bei Zalog angezeigt ist.

Mit dem Interstadial Würm II/III hatte der letzte tektonische Zeitabschnitt angefangen (Premru, 1990 a, b), in welchen die Störungen verschiedener Richtungen, überwiegend mit Senkungen und weniger mit Hebungen von tektonischen Blöcken, reaktiviert und neu entstanden sind. Ein Netz von aktiven Oberflächen-Störungen, welche aktive Störungszonen bilden, ist entstanden. Das Relief wurde wiederholt umgestaltet. In dem Nordostteil des Einbruchstales wurde, wahrscheinlich im Würm, der Sava-Schotter abgelagert, welcher heute in den Resten der höchsten Schotterterrasse mit Konglomerateinlagerungen erhalten ist. Der Schotter und das Konglomerat sind überwiegend aus Karbonatgeröllen zusammengesetzt. In dem Mittelteil des Einbruchstales wurden tonige Moor-Sedimente mit einer eolischen Komponente abgelagert. In den tonigen Sedimenten von Krakovski gozd hatte Šercelj (nicht veröffentlichte Daten) eine Pollen-Gesellschaft bestimmt, welche auf das Riss-Würm-Interglazial oder wahrscheinlicher auf das jüngste Würm-Interstadial deutet.

Im Holozän hatte der Sava-Fluss den grössten Teil der Würm-Schotterablagerungen erodiert und neue abgelagert. Der Krka-Fluss, dessen ursprünglicher Strom von den Schotterablagerungen in dem tektonischen Graben zwischen den Dörfern Malo Mraševo und Drnovo markiert ist, hatte wegen der tektonischen Verschiebungen im Südteil des Einbruchstales ein epigenetisches Flussbett eingeschnitten, in dem der Fluss noch heute fliesst (Premru, 1976, 1990b; Pleničar & Premru, 1977). Die Umgestaltung des Reliefs wurde in der geschichtlichen Zeit fortgesetzt. Darüber sprechen uns mittelbar die archäologischen und geschichtlichen Quellen, die alten Landkarten und eine alte Graphik, sowie die frischen morphotektonischen Merkmale der aktiven Oberflächen-Störungen und -Klüften, welche mit den seismotektonischen und archäologischen Daten kompariert werden können und derer gegenseitiger Zusammenhang mit Ausrechnungen bewiesen werden kann.

Erdbeben-Herkünfte (seismic sources)

Die Herkünfte der Erdbeben haben wir als aktive Tiefstörungen definiert, deren geographische Position und seismische Wirkungsfähigkeit nach der Methode bestimmt wurde, welche schon publiziert ist (Premru, 1990a).

Im Gebiet des mittelalterlichen Marktes Gutenwerth (slowenisch = Otok) befinden sich die aktiven Tiefstörungen nördlich von dem Markt (Abb. 3). Die aktiven Tiefstörungen haben eine seismische Wirkungsfähigkeit (seismic capability) M_{cap} von 4,8 (+0,4, -0,0) bis 5,6 (+0,1, -0,2) nach Richter. Die grösste seismische Wirkungsfähigkeit des Gebietes beträgt also M_{cap}=5,7. Bei Gutenwerth befindet sich ein Segment der Störungszone, welche in der Richtung WSW-NON von Novo mesto am nordwestlichen Rand des Krško-Einbruchstales zum Orlica-Berg verläuft (Abb. 2).

Im Gebiet des oberen Laufes der Bächer Pendirjevka und Beli potok in dem Gorjanci-Gebirge befinden sich in der Tiefe aktive Störungen mit einer seismischen Wirkungsfähigkeit M_{cap} von 4,8 bis 5,6. Das erwähnte Störungssegment gehört zu der Störungszone, welche von dem epigenetischen Bett des Krka-Flusses in der Richtung gegen SW nach Gorjanci verläuft (Abb. 2).

Im Gebiet des Drnovo-Dorfes befindet sich ein System von Tiefstörungen mit einer seismischen Wirkungsfähigkeit von 5,0 bis 6,2; zwei von den Störungen haben die seismische Wirkungsfähigkeit M_{cap}=6,0±0,2. Die Tiefstörungen sind auf der Oberfläche von einem Netz der Oberflächenstörungen begleitet. Sie bilden zusammen eine Störungszone in der Richtung W-O in dem Nordteil des Krško-Einbruchstales. Nordwestlich von Drnovo schneidet sich die erwähnte Störungszone mit einer NW-SO-Störungszone (Abb. 2).

Unter dem heutigen epigenetischen Bett des Krka-Flusses befindet sich eine Tiefstörung mit der seismischen Wirkungsfähigkeit M_{cap}=6,0±0,1, welche dem Netz von Tief- und Oberflächen-Störungen auf der Südseite des Krško-Einbruchstales zugehört. Die Störungszone verläuft gegen Osten bis nach Brežice, wo in der Tiefe wieder eine Störung mit einer Wirkungsfähigkeit M_{cap}=6,0±0,1 erscheint. In der Störungszone befinden sich auch Störungen mit Wirkungsfähigkeiten von 5,0 bis 5,9 (Abb. 2).

Die erwähnten *aktiven Störungszonen mit den aktivsten Segmenten betrachten wir als die Erdbeben-Herkrünfte, welche auf den tektonischen Zustand und die Relief-Veränderungen einwirken. Die Veränderungen aber geschehen nicht nur mit den Bewegungen wegen der Erdbeben (seismische Bewegungen), sondern auch als Folge von ständigen gleitenden Bewegungen (creeping) an den aktiven Störungen (aseismische Bewegungen).*

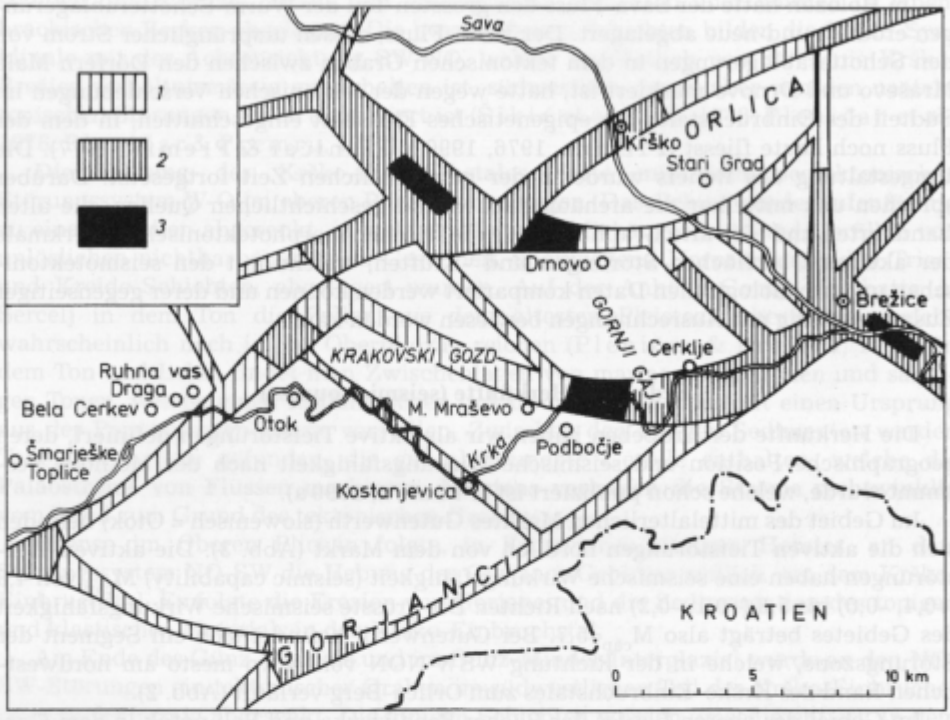


Abb. 2. Bedeutendere aktive Störungszonen im Krško-Einbruchstal mit den seismisch aktivsten Segmenten

1- aktive Störungszone mit seismischer Wirkungsfähigkeit $M_{cap} \leq 5,0$; *2*- Segment mit seismischer Wirkungsfähigkeit $5,0 \leq M_{cap} \leq 5,9$; *3*- Segment mit seismischer Wirkungsfähigkeit $6,0 \leq M_{cap} \leq 6,2$

Sl. 2. Pomembnejše aktivne prelomne cone v Krški udorini s seizmično najaktivnejšimi segmenti

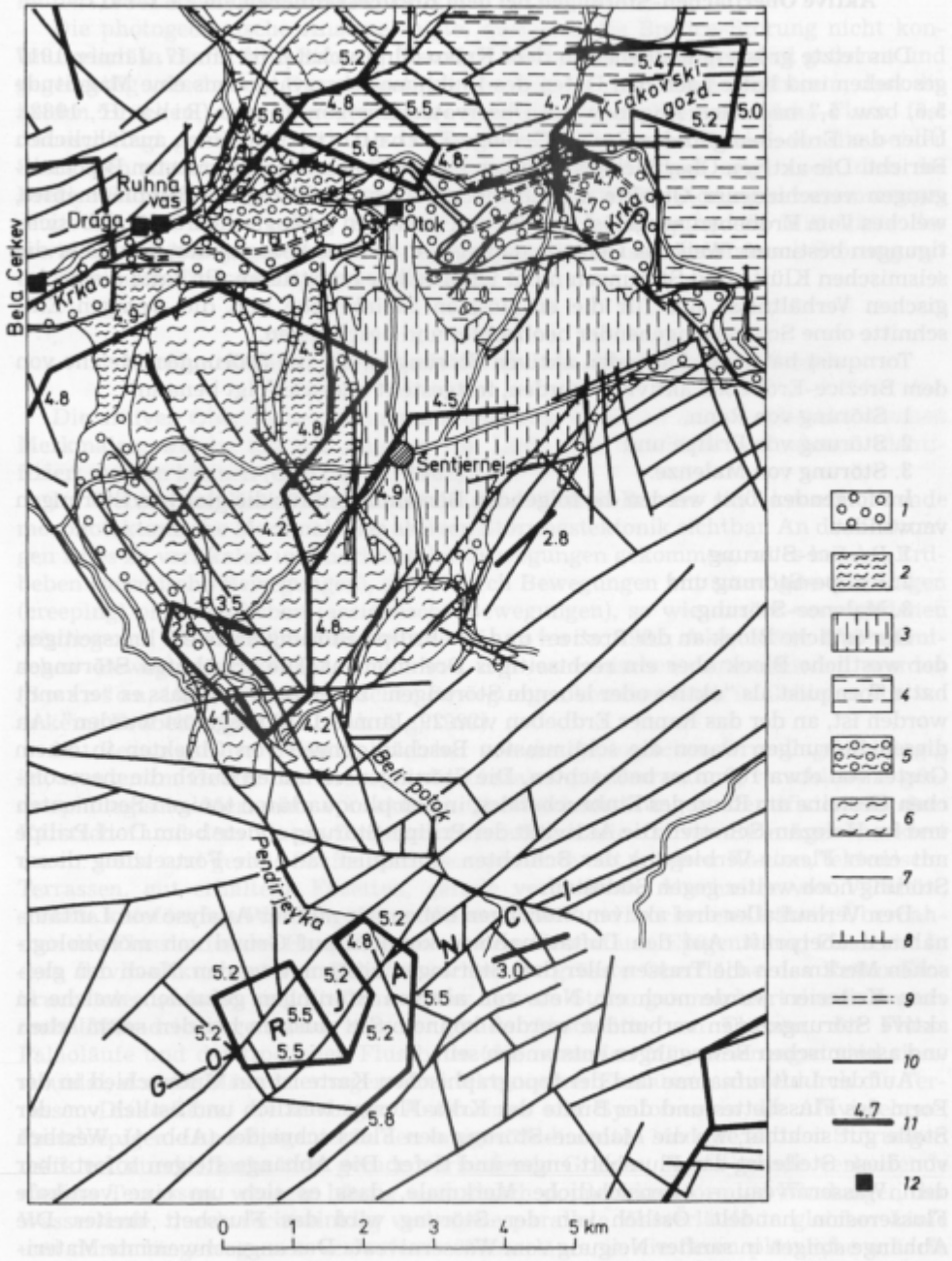
1- aktivna prelomna cona s seizmično zmogljivostjo $M_{cap} \leq 5,0$; *2*- segment s seizmično zmogljivostjo $5,0 \leq M_{cap} \leq 5,9$; *3*- segment s seizmično zmogljivostjo $6,0 \leq M_{cap} \leq 6,2$

Abb. 3. Geologische Skizze der weiteren Umgebung der archäologischen Fundstellen am Krka-Fluss

1- alluviale Sedimente (Holozän); *2*- tonige Sedimente (Holozän); *3*- Schwemmkegel von Šentjernej (Holozän); *4*- sandig-tonige Sedimente von Krakovski gozd (Würm); *5*- toniger Schotter (Pleistozän ?); *6*- Lehm und Ton, örtlich mit Zwischenlagen von tonigen Sand, Schotter und Gehängeschutt (Plioquartär); *7*- geologische Grenze; *8*- Flussterrasse; *9*- altes Flussbett; *10*- aktive Oberflächenstörung; *11*- aktive Tiefstörung mit Angabe von Mittelwerten der seismischen Wirkungsfähigkeit (M_{cap}); *12*- archäologische Fundstellen

Sl. 3. Geološka skica širše okolice arheoloških najdišč ob Krki

1- aluvialni sedimenti (holocen), *2*- glinasti sedimenti (holocen), *3*- šentjernejski vršaj (holocen), *4*- peščeno-glinasti sedimenti Krakovskega gozda (würm), *5*- glinasti prod (pleistocen ?), *6*- ilovica in glina, ponekod z vložki glinastega peska, proda in grušča (pliokvartar), *7*- geološka meja, *8*- rečna terasa, *9*- stare rečne struge, *10*- aktivni površinski prelom, *11*- aktivni globinski prelom z navedbo srednje vrednosti seizmične zmogljivosti (M_{cap}), *12*- arheološka najdišča


Bela Cerkev
Ruhna vas
Drága
Krka
Otok
Krakovski gozd
Krka
Šentjernej
Beli potok
Pendirjeyka
5.2
4.8
5.5
4.7
5.6
5.4
5.0
4.9
4.5
2.8
4.2
3.5
4.1
3.0
5.8
R
J
A
N
C
I
G
O
0 1 2 3 4 5 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Aktive Oberflächen-Störungen bei dem Brežice-Erdbeben am 29. 1. 1917

Das letzte grössere Erdbeben in dem Krško-Einbruchstal ist am 17. Jänner 1917 geschehen und hatte nach den Daten des Ljubljana-Observatoriums eine Magnitude 5,6, bzw. 5,7 nach den Angaben des Observatoriums von Zagreb (Ribarič, 1982). Über das Erdbeben gab der Grazer Geologe Tornquist (1918) einen ausführlichen Bericht. Die aktiven Oberflächenstörungen hatte er nach den schlimmsten Beschädigungen verschiedener Objekte auf Grund der Gegenrichtung des Drehmomentes, welches vom Erdbeben ausgelöst wurde, und nach den geologischen Geländebesichtigungen bestimmt. Weil das Gelände damals von Schnee bedeckt war, konnte er die seismischen Klüfte und Störungen nicht unmittelbar registrieren. Er hatte die geologischen Verhältnisse nur für die entblössten Steinbrüche und die wenigen Einschnitte ohne Schnee eingehender beobachtet und beschrieben.

Tornquist hatte die folgenden aktiven Störungen, d.i. die Störungen, welche von dem Brežice-Erdbeben aktiviert wurden, festgestellt und wie folgt benannt:

1. Störung von Rann,
2. Störung von Prilipe und
3. Störung von Malenze.

Im folgenden Text werden die folgenden Benennungen für die gleichen Störungen verwendet:

1. Brežice-Störung,
2. Prilipe-Störung und
3. Malence-Störung.

Der östliche Block an der Brežice- und der Prilipe-Störung hatte ein linksseitiges, der westliche Block aber ein rechtseitiges Drehmoment. Die erwähnten Störungen hatte Tornquist als "aktive oder lebende Störungen" bezeichnet und dass es "erkannt worden ist, an der das Ranner Erdbeben vom 29. Jänner 1917 ausgelöst wurden". An diesen Störungen waren die schlimmsten Beschädigungen von Objekten in einem Gürtel von etwa 100 m zu beobachten. Die Störungen verlaufen durch die mesozoischen Gesteine am Rand des Einbruchstales, in den plioquartären tonigen Sedimenten und im Holozän-Schotter. Die Aktivität der Prilipe-Störung endete beim Dorf Prilipe mit einer Flexur-Verbiegung der Schichten. Tornquist fand die Fortsetzung dieser Störung noch weiter gegen Südosten.

Den Verlauf aller drei aktiven Störungen haben wir mit der Analyse von Luftaufnahmen überprüft. Auf den Luftaufnahmen konnten auf Grund von morphologischen Merkmalen die Trassen aller drei Störungen bestimmt werden. Nach den gleichen Kriterien wurde noch ein Netz von aktiven Störungen gefunden, welche in aktive Störungszonen verbunden werden können. Sie mussten bei den seismischen und aseismischen Bewegungen entstanden sein.

Auf der Luftaufnahme und der topographischen Karte ist ein Unterschied in der Form des Flussbettes und der Breite des Krka-Flusses westlich und östlich von der Stelle gut sichtbar, wo die Malence-Störung den Fluss schneidet (Abb. 4). Westlich von diese Stelle ist das Flussbett enger und tiefer. Die Abhänge steigen sofort über dem Wasserniveau – offensichtliche Merkmale, dass es sich um eine vertikale Flusserosion handelt. Östlich von der Störung wird das Flussbett breiter. Die Abhänge steigen in sanfter Neigung vom Wasserniveau. Das angeschwemmte Material bildet kleinere Flussinseln. Es ist offensichtlich, dass der Fluss hier das Material anschwemmt. Das Gebiet westlich von der Störung, wo der Fluss erodiert, zeigt eine klare tektonische Hebung, das Gebiet östlich von der Störung, wo der Fluss akku-

muliert, aber eine tektonische Senkung.

Die photogeologische Analyse zeigte, dass sich die Brežice-Störung nicht kontinuierlich in die Prilipe-Störung fortsetzt. Die beiden Störungen sind getrennt und gegenseitig verschoben. Das stimmt mit der Angabe von Tornquist überein, dass die beiden Brücken, eine über den Sava- und die andere über den Krka-Fluss, fast unbeschädigt geblieben sind. Die beiden Brücken liegen im Gebiet, wo die beiden Störungen unterbrochen sind. Die photogeologische Analyse zeigt auch, dass die Brežice-Störung aus einen System von N-S- und NW-SO-Störungen zusammengesetzt ist. Die Trasse beider Störungen zeigt nach Tornquist die Mittellinie des erwähnten Störungssystemes (Abb. 4), wogegen die Trasse der Malence-Störung mit der Tornquist-Trasse völlig übereinstimmt.

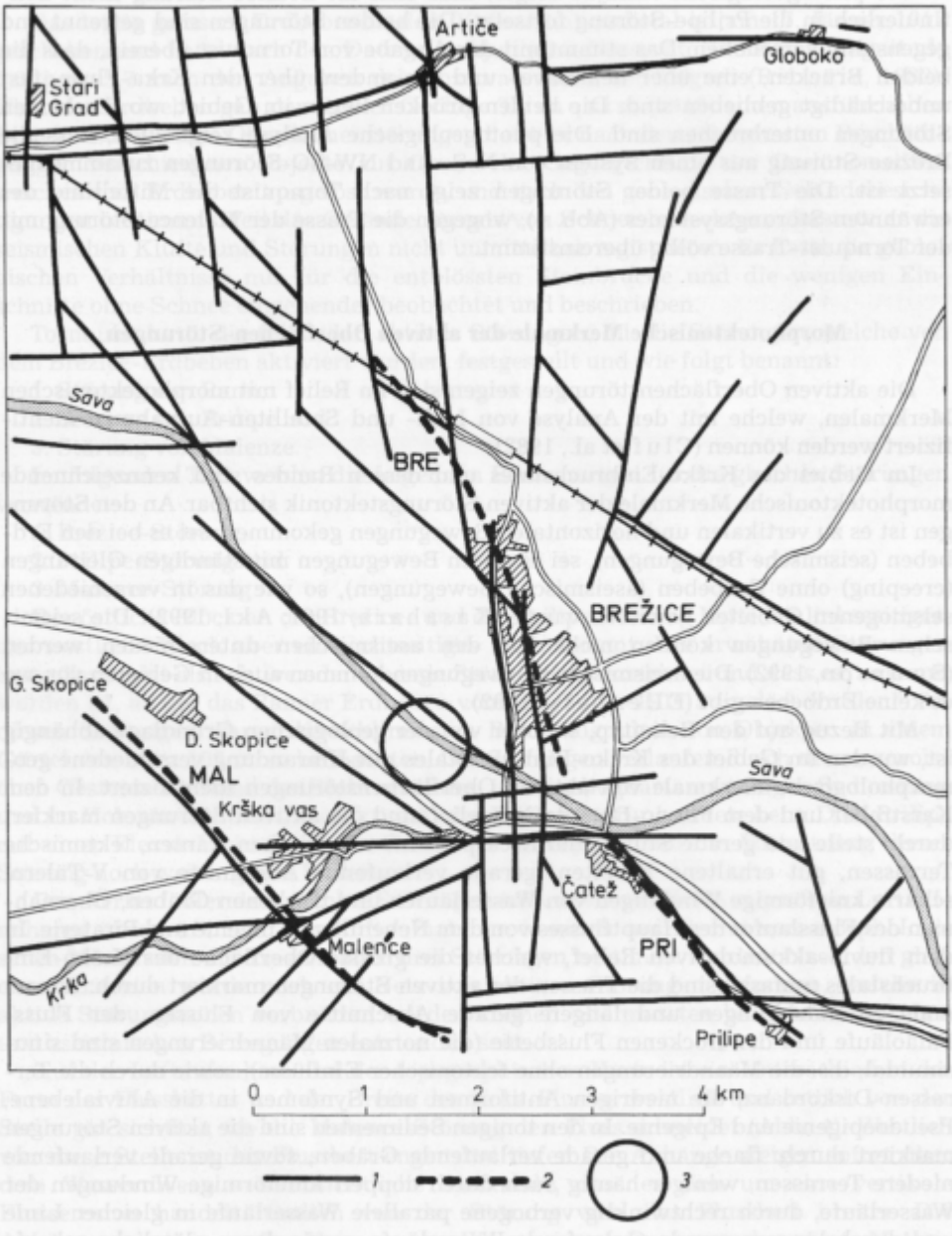
Morphotektonische Merkmale der aktiven Oberflächen-Störungen

Die aktiven Oberflächenstörungen zeigen sich im Relief mit morphotektonischen Merkmalen, welche mit der Analyse von Luft- und Satelliten-Aufnahmen identifiziert werden können (Cluf et al., 1982).

Im Gebiet des Krško-Einbruchstales und dessen Randes sind kennzeichnende morphotektonische Merkmale der aktiven Störungstektonik sichtbar. An den Störungen ist es zu vertikalen und horizontalen Bewegungen gekommen, sei es bei den Erdbeben (seismische Bewegungen), sei es durch Bewegungen mit ständigen Gleitungen (creeping) ohne Erdbeben (aseismische Bewegungen), so wie das in verschiedenen seismogenen Gebieten bewiesen wurde (Kasahara, 1981; Aki, 1992). Die seismischen Bewegungen können nicht von den aseismischen unterschieden werden (Swanson, 1992). Die aseismischen Bewegungen kommen auch in Gebieten vor, wo es keine Erdbeben gibt (Ellenberg, 1992).

Mit Bezug auf den Relieftyp, welcher von der geologischen Grundlage abhängig ist, wurden im Gebiet des Krško-Einbruchstales mit Umrandung verschiedene geomorphologische Merkmale von aktiven Oberflächenstörungen identifiziert. In dem Karstrelief und dem Fluvio-Denudationsrelief sind die aktiven Störungen markiert durch: steile und gerade Stufen und Escarpemente mit frischen Kanten, tektonische Terrassen, gut erhaltene Facetten, gerade verlaufende Abschnitte von V-Tälern, scharfe knieförmige Windungen von Wasserläufen und trockenen Gräben, Übernahmen des Flusslaufes des Hauptflusses von dem Nebenfluss, Epigenie und Piraterie. In dem fluvio-akkumulativen Relief, welches die grösste Oberfläche des Krško-Einbruchstales umfasst, sind die Trassen der aktiven Störungen markiert durch: unnormale Mäandrierungen und längere gerade Abschnitte von Flüssen, der Fluss-Paläoläufe und der trockenen Flussbette (die normalen Mäandrierungen sind sinusinuidal, d.s. die Mäandrierungen ohne tektonischer Einflüsse), sowie durch die Terrassen-Diskordanz, die niedrigen Antiformen und Synfomen in die Aluvialebene, Pseudoepigenie und Epigenie. In den tonigen Sedimenten sind die aktiven Störungen markiert durch: flache und gerade verlaufende Gräben, sowie gerade verlaufende niedere Terrassen, weniger häufig auch durch doppelt knieförmige Windungen der Wasserläufe, durch rechtwinklig verbogene parallele Wasserläufe in gleicher Linie und durch längere gerade verlaufende Wasserläufe, sowie deren plötzliche scharfe Biegungen. Eine aktive Störung kann auch durch Reihen von Mäandren alter Flussläufe markiert sein, welche in einer gleichen Linie abbiegen.

Gerade Abschnitte, gewöhnlich Escarpemente, an der Grenze des fluvio-akkumu-


Artiče
Globoko
Stari Grad
Sava
BRE
BREŽICE
G. Skopice
D. Skopice
MAL
Krška vas
Sava
Čatež
PRI
Malence
Krka
Prilipe
0 1 2 3 4 km
1
2
3

lativen Reliefs des Einbruchstales mit der Umrandung, sind ebenso gute geomorphologische Merkmale der rezenten tektonischen Aktivität.

Verlegungen des Sava-Flusslaufes

Die Flussströme in aluvialen Ebenen sind sehr empfindliche Merkmale der rezenten tektonischen Aktivität. Relativ abgesenkte oder gehobene Teile einer Ebene können schon bei einer verhältnismässig kleiner Bewegung verursachen: Verlegungen von Flussbetten, unnormale Mäandrierungen, plötzliche knieförmige Veränderungen der Flussströme, Anstauungen und Überflutungen, sowie lange gerade Abschnitte der Flussläufe. Die Vielzahl solcher Veränderungen zeigt uns die rezente tektonische Aktivität an. Alle diese Veränderungen können auf den Luftaufnahmen mit der Photointerpretation, in den syngenetischen Sedimenten aber mit geologischen Methoden, die jüngsten aber auf Grund der archäologischen Daten, der alten topographischen Karten und der alten Abbildungen identifiziert werden. An bestimmten Beispielen, wo eine Kombination mehrerer Methoden möglich ist, müssen die Daten miteinander übereinstimmen.

Die rezente Störungsaktivität, welche solche Veränderungen verursacht hatte, ist auf aseismische und seismische Bewegungen gebunden. Die beiden Bewegungsarten können mit den modernen genauen geodätischen Messungen überprüft werden. Für die seismischen Bewegungen an Störungen aus der geschichtlichen Zeit ist eine Korrelation mit den seismischen Parametern notwendig, welche aus den geschichtlichen Erdbeben und den Seismogrammen ausgerechnet wurden.

Beispiele von Verlegungen der Flussläufe wegen der tektonischen Aktivitäten sind auch in dem Krško-Einbruchstal evident. Zwischen Krško und dem Dorf Drnovo ist noch heute ein trockenes Sava-Flussbett sichtbar, welches von Krško gegen Süden und vor Drnovo mit einem Mäander gegen Nordosten abbiegt. Bei Drnovo sind *Überreste eines römischen Flusshafens Neviodunum aus dem 1. bis 4. Jahrh. nach Chr. erhalten* (SAZU, 1975). Das trockene Flussbett ist in der Natur und auf dem Luftbild gut sichtbar. Der Abhang der alten Schotterterrasse ist von 5 bis 6 m hoch.

Die Ausgrabungen von Neviodunum, das an der römischen Strasse Emona (Ljubljana) – Siscia (Sisak) gelegen war, haben gezeigt, dass die Siedlung schon in der Laten-Zeit (10. Jahrh. vor Chr.) bestanden hatte. Die Funde aus der Bronze-Zeit (SAZU, 1975; Valič, 1994) zeigen, dass die Siedlung noch älter ist (14. Jahrh. vor Chr.) (Valič, 1994). Die römischen Quellen benennen die Siedlung als das keltische Opidum Neviodunum, welche sich nach der römischen Besatzung zu dem Munizipium Flavium Latobicorum Neviodunum entwickelt hatte.

Auf Grund der archäologischen Daten wird geschlossen, dass zwischen dem

Abb. 4. Aktive Oberflächenstörungen im Gebiet von Brežice

1- aktive Oberflächenstörungen bestimmt nach den morphotektonischen Kriterien, teils mit geologischer Kartierung; *2*- aktive Oberflächenstörungen bei dem Erdbeben vom 29. 1. 1917 nach Tornquist (1918): BRE- Brežice-(Rann-) Störung; PRI- Prilipe-Störung; MAL- Malence-(Malenze-)Störung; *3*- Epizentrum des Erdbebens vom 29. 1. 1917 nach Tornqiust (1918)

Sl. 4. Površinski aktivni prelomi na področju Brežic

1- površinski aktivni prelomi določeni po morfotektonskih kriterijih, delno tudi z geološkim kartiranjem; *2*- površinski aktivni prelomi pri potresu 29. 1. 1917 po Tornquistu (1918): BRE- Brežiški prelom; PRI- Prilipski prelom; MAL- Malenški prelom; *3*- epicenter potresa 29. 1. 1917 po Tornquistu (1918)

älteren Holozän und der Bronze-Zeit das Gebiet zwischen Krško und Drnovo abgesenkt wurde, was eine Veränderung des Sava-Flusslaufes verursacht hatte. Am Ende des 19. Jahrhunderts und am Anfang des 20. Jahrh., als das künstliche Flussbett noch nicht ausgegraben wurde, floss der Sava-Fluss etwa 4 km weiter östlich (Abb. 5).

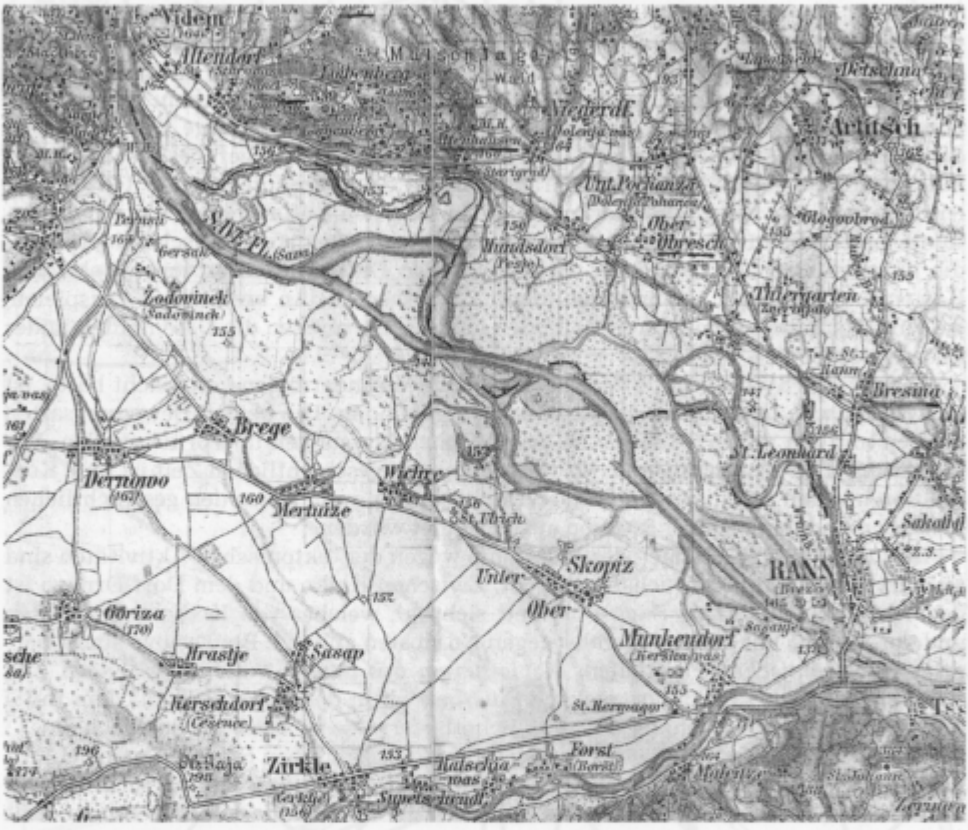


Abb. 5. Topographische Karte aus dem Jahr 1909

Sl. 5. Topografska karta iz leta 1909

Aus den Daten über die Grösse der vertikalen Bewegung (H) und des Zeitabschnittes, in welchem diese Bewegung entstanden ist (t), kann die Geschwindigkeit der vertikalen Bodenbewegungen ausgerechnet werden, nach der Formel:

$$S = H/t \quad (1)$$

Bei der Absenkung um etwa 5 bis 6 m, worauf die Höhe der erhaltenen alten Terrasse bei Drnovo hinweist, beträgt im Zeitabschnitt zwischen dem Anfang von Holozän (vor 10.000 Jahren, bzw. etwa 8.000 Jahre vor Chr.) und der mittleren Bronze-Zeit (14. Jahrh. vor Chr.) die vertikale Bodenbewegung von 0,000697 bis 0,000909 m/Jahr. Für die Ausrechnung der vertikalen Bodenbewegung wurden die Daten aus der Tabelle 1 berücksichtigt.

Tabelle 1. Vertikale Bodenbewegungen bei Drnovo im Zeitabschnit zwischen dem Anfang des Holozän und der Bronze-Zeit

Tabela 1. Hitrosti vertikalnih premikov pri Drnovem med začetkom holocena in bronasto dobo

Zeitabschnitt	t (Jahre)	H (m)	S (m/Jahr)
8.000–1.400 Jahre vor Chr.	6.600	5	$7{,}57\times10^{-4}$
		6	$9{,}09\times10^{-4}$
10.000–1.400 Jahre vor Chr.	8.600	5	$7{,}57\times10^{-4}$
		6	$6{,}97\times10^{-4}$

t- Zeit; H- vertikale Bewegung; S- vertikale Bodenbewegung (slip rate)

Eine Ausscheidung des Anteiles der vertikalen tektonischen Verschiebung von dem Anteil der Erosion in der Terrassenhöhe (H) ist nicht notwendig, weil der Unterschied der S-Werte minimal ist und ist im Bereich der Fehler, welche bei der Bestimmung des Zeitabschnittes (t) und der Terrassenhöhe (H) entstehen.

Im Gebiet östlich des Flusslaufes vor der Bronze-Zeit und dem jüngsten natürlichen Flusslauf sind mehrere alte Flussbetten und Mäandren erhalten. Das östlichst liegende alte Sava-Flussbett verläuft von Krško zuerst in der Richtung gegen SO, dann aber gegen O in der Länge von etwa 6 km, wonach es bei Stari Grad rechtwinklig gegen Süden abbiegt. Auch dieses Mäander ist tektonisch bedingt und musste nach der römischen Zeit entstanden sein. Aus alten Karten ist ersichtlich, dass der Sava-Fluss hier im 17. Jahrh. (Abb. 5) geflossen hatte. Die Terrasse ist etwa 1,5 m hoch; das bedeutet etwa 1,5 m Absenkung in dem Zeitabschnitt von 1.400 Jahren. Die vertikale Bodenbewegung, ausgerechnet nach der Formel (1) beträgt:

$$S = 1{,}07 \times 10^{-3}\text{m/Jahr}$$

Die alten Betten und Mäandren des Sava-Flusses sind auf den Luftbildern gut sichtbar. Bei Drnovo befinden sich in der Tiefe aktive Störungen mit einer seismischen Wirkungsfähigkeit M_{cap}=6,0±0,2 (Abb. 2). Die tektonischen Verschiebungen können überwiegend den seismischen, untergeordnet den aseismischen Bewegungen zugeschrieben werden.

Von Bedeutung ist auch *das Kupferstichbild von Brežice (deutsch: Rann, im 17. Jahrh.: Rhain) aus der Vischer'schen Topographiae ducatus Stiriae aus dem Jahr 1689* (Vischer, 1689). Auf dem Abbildung 6 ist klar zu ersehen, dass der Sava-Fluss damals unter der Terrasse geflossen hatte, auf welcher die Stadt Brežice liegt. Auch auf dem Luftbild ist das alte Flussbett gut sichtbar. Das letzte natürliche Flussbett des Sava-Flusses fliesst etwa 0,5 km weiter gegen Westen. Vor dem Jahr 1689 musste der Sava-Fluss, wegen der relativen Absenkung des Gebietes unter der Brežice-Terrasse an einer N-S-Störung, aus der ursprünglichen Richtung NW-SO in die Richtung W-O, und dann an einer Störung noch in die Richtung N-S umschwenken. Die morphotektonischen Merkmale zeigen eindeutig auf eine Störung. Dieses Gebiet ist nach der Lage des Epizentrums des Brežice-Erdbebens aus dem Jahr 1917 bekannt. In der Tiefe befinden sich aktive Störungen mit einer seismischen Wirkungsfähigkeit M_{cap}=6,0±0,1 (Abb. 2 und 4).

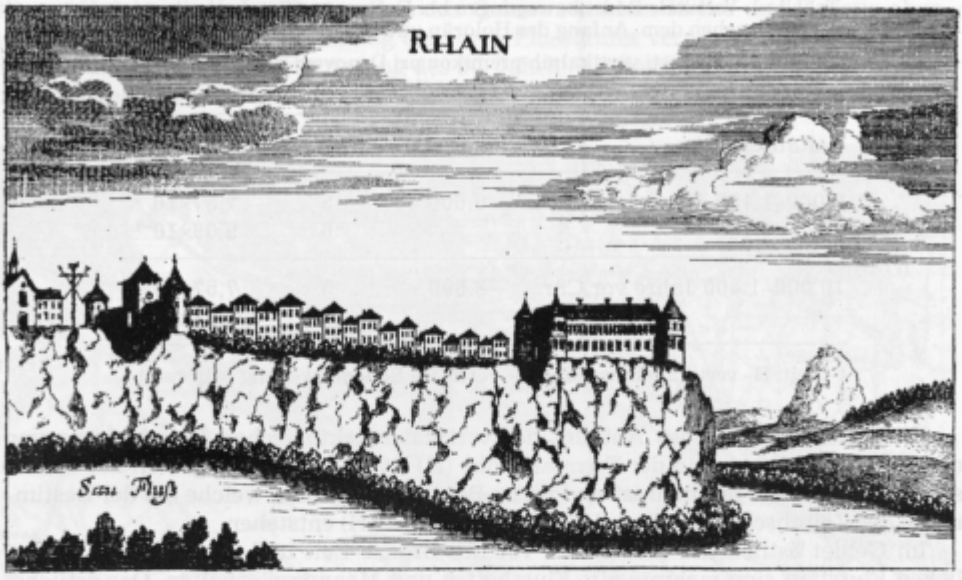


Abb. 6. Bild von Brežice (deutsch: Rann, im 17. Jahrh.: Rhain) nach Vischer aus dem Jahr 1689
Sl. 6. Vischerjeva slika Brežic (nemško Rhain v 17. st.) iz leta 1689

Beweise über die Verlegungen des Sava-Flusslaufes haben wir auch auf den topographischen Karten aus der Zeit der Österreichischen bzw. Österreichisch-Ungarischen Monarchie (Abb. 5 und 7). Aus den Karten ist ersichtlich, dass der Sava-Fluss sein Flussbett in dem weiteren Gebiet der holozänen Schotterablagerungen des Feldes von Krško und Brežice mehrfach verlagert hatte. Alle Flussbetten, welche auf den alten topographischen Karten dargestellt sind, wurden auf den Luftbilden identifiziert. Die Analyse von Luftbildern zeigt ein vollständigeres Bild über alle Phasen dieser Flussverlegungen. Die Daten aus den alten topographischen Karten können für die Datierung dieser Verlegungen dienen.

Die grossen Flusstrom-Verlegungen des Sava-Flusses sind also in der geschichtlichen Zeit entstanden und zeigen indirekt auf eine lebhafte tektonische Aktivität zwischen Krško und Brežice.

Verlegungen des Krka-Flusslaufes

Für die Verlegungen des Krka-Flusslaufes in der geschichtlichen Zeit bestehen geologische, geomorphologische und archäologische Beweise.

Zwischen den Dörfern Malo Mraševo und Drnovo verläuft ein etwa 1 km breiter Gürtel von Schotterablagerungen, welche auf einen tektonischen Graben zwischen zwei Störungen in der Richtung NO-SW gebunden sind (Abb. 1). Die Schotterablagerungen liegen auf den tonig-sandigen See- und Moor-Sedimenten des Gebietes von Krakovski gozd, welche nach den Analysendaten von Šercelj (unveröffentlichte Daten) in dem Riss-Würm-Interglazial oder wahrscheinlicher in dem jüngsten



Abb. 7. Josephinische Militärlandesaufnahme aus der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts
Sl. 7. Jožefinska vojaška karta iz 2. polovice 18. stoletja

Würm-Stadial entstanden sind. Die Schotterablagerungen, welche auf diesen Tonen liegen, haben also ein Post-Würm- d.h. ein Holozän-Alter. Dass diese Sedimente gleich alt als die Sava-Schotterablagerungen sind, bestätigen auch die häufigen Deltaschichten und der Verlauf der alten Schotterstromlinien (Abb. 11), welche auf die Luftbildern gut ersichtlich sind. Auch die sedimentologischen Analysen zeigen auf Unterschiede des Kornaufbaues und der Geröllzusammensetzung der beiden Schotter (Pleničar & Premru, 1977).

Die sedimentologischen Schotter-Analysen, das häufige Vorkommen von Deltaschichten an der Grenze beider Schotter, sowie die Analyse von neotektonischen Störungsystemen haben gezeigt, dass der Schotter zwischen Malo Mraševo und Drnovo wahrscheinlich einem alten fossilen Lauf des Krka-Flusses, weniger wahrscheinlich des Sava-Flusses zugehört, wegen des evidenten Unterschiedes in der Zusammensetzung und der Korngrösse, sowie der Abrundung der Gerölle. Ausserdem stellt der heutige Lauf des Krka-Flusses zwischen Malo Mraševo und Cerklje am Südrand des Krško-Einbruchstales eine Epigenie vor, der fossile Flusslauf aber stellt den ursprünglichen Lauf vor der Entstehung der Epigenie vor. Dass der heutige epigenetische Lauf des Krka-Flusses jünger ist, beweisen auch die Thermalquellen an den Störungen, welche eine Störungszone bilden, in welcher sich der Krka-Fluss die neue Flussrinne durchbrochen hatte.

Ohne Rücksicht, ob zu dem Sava- oder dem Krka-Fluss der Schotter zwischen

Malo Mraševo und Drnovo gehört, zeigt das Übergiessen des Flusses auf eine starke tektonische Aktivität in der Post-Würm-, bzw. der Holozän-Zeit; das aber ist der Zeitabschnitt der jüngsten Neotektonik, bzw. der aktiven Tektonik.

Auf Grund von recht zahlreichen archäologischen Funden an dem neuen epigenetischen Flussbett des Krka-Flusses (SAZU, 1975) kann geschlossen werden, dass der Krka-Fluss durch die heutige Rinne schon in der Halstatt-Zeit, d.i. etwa im 9. Jahrh. vor Chr. geflossen hatte. An dem alten Krka-Flussbett wurden keine Siedlungen aus der geschichtlichen Zeit gefunden, was die Feststellung verstärkt, dass das epigenetische Bett des Krka-Flusses vor dem 9. Jahrh. vor Chr. entstanden ist.

Auf Grund der bekannten Höhenunterschiede in dem tektonischen Graben und seinen Flügeln zwischen Malo Mraševo und Drnovo, sowie der Daten über die Mächtigkeit der Schotter-Aufschüttung und des Zeitabschnittes als der Graben entstanden ist, könnte man die vertikalen Bodenbewegungen ausrechnen. Der vertikale Unterschied zwischen den Blöcken auf beiden Seiten der Störung beträgt etwa 0,4 m; die Mächtigkeit der Schotterschüttung aber ist nicht bekannt. Der tektonische Graben ist im Zeitraum zwischen dem Anfang von Holozän (vor 10.000 Jahren) und dem Anfang der Urnen-Gräber-Zeit (12. Jahrh. vor Chr.) entstanden. Wegen der unbekannten Schottermächtigkeit ist es nicht möglich die vertikalen Bodenbewegung auszurechnen.

Das epigenetische Bett des Krka-Flusses ist in der Halstatt-Zeit (900 Jahre vor Chr.) entstanden. Die vertikale Bewegung zeigt uns die 4 m hohe Terrasse an. Aus diesen Angaben ausgerechnete vertikale Bodenbewegung beträgt:

$$S = 1{,}3\times10^{-3}\text{m/Jahr.}$$

Auf Grund der seismotektonischen Analyse kann geschlossen werden, dass sich in dem Gebiet des fossilen Krka-Flussbettes und im Gebiet der Epigenie aktive Tiefstörungen befinden, welche zu seismotektonischen Gebieten mit höchster seismischer Wirkungsfähigkeit gehören, mit einer grösst möglichen Magnitude M_{cap}=6,0±0,1, bzw. M_{cap}=6,0±0,2 in dem Krško-Einbruchstal.

Über die Verlegung des Krka-Flussbettes zwischen den Dörfern Bela Cerkev und Ruhna vas stehen ebenso archäologische Daten zur Verfügung. Von den Archäologen wurden die Reste eines römischen Hafens, einer Brücke und einer römischen Strasse ausgegraben. *Westlich von Bela Cerkev wurden Quadersteine und Steintreppen gefunden*, für welche der Archäologe V. Šribar meint, dass sie *Überreste eines Flusshafens aus der römischen Zeit vorstellen* (Abb. 3). Der Boden aus der Römerzeit befindet sich 2,5 m unter der heutigen Oberfläche. Aus den Angaben über das Alter (2. Jahrh. bis heute) und der Schichtenmächtigkeit, welche ungefähr der Mächtigkeit der Absenkung des Gebietes entspricht, können die vertikalen Bodenbewegungen ausgerechnet werden:

$$S = 1{,}3\times10^{-3}\text{m/Jahr.}$$

Bei Bela Cerkev befinden sich auch Überreste einer römischen Brücke aus dem 2. Jahrh. nach Chr. Heute fliesst der Krka-Fluss etwa 180 m weiter südlicher. Die beiden archäologischen Objekte, die Überreste der Brücke und des Hafens, wurden auf den damaligen Flussufern errichtet, worauf die Flussedimentation von Sand und Feinschluff hinweist. Das Pflaster des römischen Hafens liegt in der Tiefe bis 1 m unter der heutigen Oberfläche (SAZU, 1975; Šribar & Stare, 1977).

Die Verlegung des Krka-Flusses bei Bela Cerkev wird mit einer tektonischen Aktivität nach der Römerzeit erklärt. Auf den Luftbildern können im Gebiet von Bela Cerkev aktive Oberflächenstörungen identifiziert werden, welche von Escarpementen und tektonischen Terrassen im Raum zwischen der fluvio-akkumulativen Ebene und den Tertiärgesteinen der Umrandung des Krško-Einbruchstales markiert sind. Der gerade Abschnitt des Krka-Flusses, parallel zu den Störungen in der Tertiär-Umrandung, ist tektonisch bedingt. Mit Bezug auf die archäologischen Daten erfolgte die tektonische Aktivität nach dem 2. Jahrh. nach Chr.

Bei dem Dorf Draga *fanden die Archäologen unter 1 m mächtigen Sedimenten zwei Niveaus einer römischen Strasse, mit einer älteren und jüngeren Überschüttung aus der Hälfte des 2. Jahrh. nach Chr.* Das untere Strassenniveau gehört zu der Magistralstrasse von Antonius Pius und Septimus Severus, das obere Niveau aber der Strasse von Septimus Severus, welche Emona (Ljubljana) mit Siscia (Sisak) verbunden hatten. Beide Strassenniveaus sind von 1 m mächtigen Sedimenten überschüttet, welche in zwei plötztlichen katastrophalen Erdrutschen, wahrscheinlich im 2. und 3. Jahrh. entstanden sind. Das Material entspringt von den Abhängen das Hügelgebietes von Vinji vrh. Auf den Abhängen oberhalb der römischen Strasse wurden Gräber mit ungleich mächtigen Deckschichten gefunden. Das bedeutet, dass das Material, welches von den Abhängen des Vinji vrh in die Ebene versetzt wurde und die Römer-Strasse verschüttet hatte, aus diesem Gebiet herkommt. Diese Abhänge sind noch heute von Erdrutschen gekennzeichnet. Auch die Verlagerung des Krka-Flussbettes gegen Süden wegen der Aufschüttung mit diesem Material ist damit dokumentiert (Šribar & Stare, 1977).

Auch *beim Dorf Ruhna vas wurden zwei übereinander liegende Niveaus der gleichen römischen Strasse* ausgegraben. Zwischen den beiden Niveaus liegen 0,8 bis 1 m mächtige Sedimente. Obgleich die beiden Fundstellen bei Draga und Ruhna vas einander sehr nahe sind und die Fundstelle bei Draga einige Meter tiefer liegt, aber sind die Lehmschichten fast gleich mächtig (Šribar & Stare, 1977). Der Unterschied der geographischen Höhen des gleichen archäologischen Profils mit zwei Strassenniveaus bei Draga und Ruhna vas ist nach der Meinung der Archäologen nicht von einer Strassensteile verursacht. Der Höhenunterschied der verschobenen Strassenniveaus beweist starke plötzliche vertikale tektonische Bewegungen, welche bei einen Erdbeben nach der Römerzeit entstanden sind, in dem Zeitabschnitt als die Strasse nicht mehr erneuert wurde. Die Archäologen geben aber leider nicht an, wie gross der Höhenunterschied der Niveaus ist. Das wären wertvolle Daten für eine Ausrechnung der vertikalen Bewegungen an der Störung.

Die plötzlichen Abrutschungen von grossen Massen der Tertiärsedimente von Vinji vrh in einer Länge von etwa 3 km zwischen Bela Cerkev und Ruhna vas zeigen, dass die Hauptursache für diese Erscheinung eine Erdbebenaktivität und nicht nur der Regen gewesen sein musste.

Die Gebiete von Bela Cerkev, Draga und Ruhna vas liegen im Einflussbereich der selben Tiefstörungen mit der seismischen Wirkungsfähigkeit M_{cap} bis 5,7 als der mittelalterliche Markt Gutenwerth.

Katastrophen im Gebiet der archäologischen Fundstelle des mittelalterlichen Marktes Gutenwerth

Die archäologischen Ausgrabungen (Šribar & Stare, 1977) im Gebiet von Gutenwerth ergaben zahlreiche Daten über die Veränderungen des Krka-Flusslaufes und die Veränderungen der Reliefkonfiguration in der Antike und in der mittelalterlichen Zeit.

Der slowenische Name für die Siedlung Gutenwerth war Otok (=Insel), weil sie auf einer Insel in der Mitte des Krka-Flusses gelegen war. Der Name des umliegendes Brachlandes ist noch heute erhalten geblieben, obgleich die mittelalterliche Siedlung schon Ende des 15. Jahrhunderts verfallen ist und das Gebiet nicht mehr auf einer Insel liegt.

Nach den geschichtlichen Angaben (Enciklopedija Slovenije, 1994) wird die Siedlung nach den schriflichen Quellen als das Forum Gutenwerte erstmals im Jahr 1251 erwähnt. Der Markt hatte sich in dem 12. Jahrh. stärker entwickelt. Im 13. Jahrh. ist der Markt eines von den Verwaltunszentren der Besitze des Freisinger Klosters aus Bayern in dem Herzogtum Krain geworden, mit eigener Verwaltung und einem eigenen Richter. In dem Markt war auch eine Geldschmiede und ein Pfarresitz. Den Entwicklungshöhepunkt hatte der Markt im 14. Jahrh. erreicht als er ein regional bedeutendes Handelszentrum geworden ist, mit entwickelten Eisenhütten, Töpfereien, Pelzereien, Frachtfuhrwesen, Schiffrachtwesen, Fischerei und der Landwirtschaft. Der Markt wurde angeblich im Jahr 1473 von den Türken niedergebrannt.

In den Jahren 1967 bis 1984 wurden die archäologischen Ausgrabungen durchgeführt, welche auch interessante Daten über die Katastrophen im Gebiet von Gutenwerth, über die Reliefentwicklung und die Veränderungen des Krka-Flusslaufes von der römischen Zeit bis heute ergeben haben.

Nach den Angaben der archäologischen Ausgrabungen hatte in der Römerzeit der Krka-Fluss in Form von Mäandren von der heutigen Mündung des Baches Šentjernejski potok am Dorf Drama vorbei und weiter in der Richtung des Baches Mihovica geflossen. Im Gebiet von Gutenwerth hatte sich der rechtsseitige Lauf des Krka-Flusses nicht verändert (Abb. 8). Der linksseitige Flusslauf aber erlebte in der römischen und der mittelalterlichen Zeit mehrere Veränderungen. An dem linken Flussufer verbreiten sich drei bis vier Mal nacheinander Flussterrassen gegen Norden und gegen Westen. Das Flussbett war von 50 bis 80 m breit (Šribar & Stare, 1977). Im weiteren Gebiet von Otok sind noch heute Überreste von alten Flussbetten und Mäandren erhalten, welche man im Gelände, auf den topographischen Spezialkarten und auf den Luftbildern beobachten kann.

Im Mittelalter hatte sich der Krka-Fluss ein neues Strombett gegen Norden durchbrochen und das alte Mäander verlassen, welches in der Zeit des spätmittelalterlichen Marktes Gutenwerth als ein Flusshafen gedient hatte (Abb. 8). An der Stelle, wo der römische Flusshafen gewesen ist, das aber ist mehr östlich von dem Mittelalter-Hafen, ist eine Bodenfläche aus der Römerzeit in der Tiefe von 1,10 m erhalten. Zwischen der römischen und mittelalterlichen Bodenfläche aus dem 11. Jahrh. liegen 0,65 m mächtige Fluss-Ablagerungen.

Über die *Katastrophen im Gebiet des Gutenwerth-Marktes im Mittelalter* wurde festgestellt, dass am Übergang vom 11. zum 12. Jahrh. die hölzerne Siedlung abgebrannt wurde, worauf die Schicht eines braunrötlichen verbrannten Lehmes hinweist, und danach in einer einmaligen Katastrophe überflutet wurde. Der Überflutungslehm ist etwa 15 cm mächtig. Vom 11. Jahrh. bis zum Ende des Bestehens von

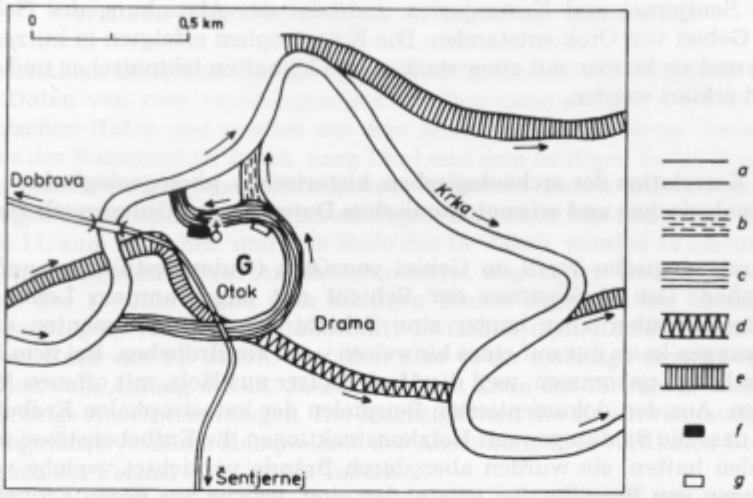


Abb. 8. Weiteres Gebiet des mittelalterlichen Marktes Gutenwerth

a- heutiges Bett des Krka-Flusses; *b*- Flussbett im Mittelalter; *c*- Flussbett in der Römer-Zeit; *d*- Flussbett in der Römer-Zeit (?); *e*- ältere Flussbetten; *f*- Flusshafen in der Römer-Zeit; *g*- Flusshafen im Mittelalter; **G**- Gebiet des mittelalterlichen Gutenwerth-Marktes

Sl. 8. Širše področje srednjeveškega trga Gutenwerth

a- današnja struga reke Krke; *b*- srednjeveška struga; *c*- rimskodobna struga; *d*- rimskodobna (?) struga; *e*- starejše struge; *f*- rimsko rečno pristanišče; *g*- srednjeveško rečno pristanišče; **G**- področje srednjeveškega trga Gutenwerth

Gutenwerth im 15. Jahrh. wurden drei oder vier Bau-Horizonte und 30 cm mächtige Anschwemmungen festgestellt. Vom Ende des 15. Jahrh. bis heute sind 70 bis 80 cm mächtige Anschwemmungen entstanden. Mindestens zwei katastrophale Überflutungen am Übergang vom 11. zum 12. Jahrh. und zwei Überflutungen im 15. Jahrh. wurden nachgewiesen (Šribar & Stare, 1977) (Abb. 9).

Das Gebiet von Otok war auch dem periodischen Einfluss des Šentjernej-Schwemmkegels ausgesetzt, mit einer Aufschwemmung von Dolomit-Schutt mit Lehm vermengt (Abb. 3 und 9). Der Šentjernej-Schwemmkegel bekam das Quellenmaterial aus den oberen Lauf der Bächer Pendirjevka und Beli potok in dem Gorjanci-Gebirge, das ein ausgesprochen tektonisches Relief aufweist, welches von aktiven Störungen bedingt ist. Deren Erdbebenaktivität hatte eine erhöhte Aufschüttung des Gehängeschuttes bis zum Ende des Schwemmkegels bei Otok verursacht. Die Aufschüttung bei Otok ist aus dem archäologischen Profil zwischen dem 2. und 10. Jahrh., dem 11. und 12. Jahrh. und im 15. Jahrh. ersichtlich, d.i. in den Zeitabschnitten der erhöhten Erdbebenaktivität. Es kann geschlossen werden, dass in diesen Zeitabschnitten die *Erdbeben im Flussgebiet der Bächer Pendirjevka und Beli potok in Gorjanci* erfolgt sind.

Die photogeologische Analyse von Luftbildern des weiteren Gebietes von Otok hat ein unnormales Mäandrieren des Krka-Flusses und eine mehrfache Verlegung des Flusslaufes gezeigt. Das ist wegen der Hebung des tektonischen Blockes flussabwärts

zwischen Šentjernej und Kostanjevica und/oder der Absenkung des Gebietes im weiteren Gebiet von Otok entstanden. Die Katastrophen erfolgten in kurzen Zeitabschnitten und sie können mit einer starken und lebhaften tektonischen und Erdbebenaktivität erklärt werden.

Korrelation der archäologischen, historischen, photogeologischen, seismologischen und seismotektonischen Daten für das Gutenwerth-Gebiet

Das archäologische Profil im Gebiet von Otok (Gutenwerth) zeigt auf mehrere Katastrophen. Das Vorkommen der Schicht mit angebranntem Lehm und mit Ascheresten, darüber aber immer eine Schicht von Lehmsedimenten aus Überschwemmungen kann nur auf eines hinweisen – auf ein Erdbeben. Bei dem Erdbeben ist es zum Brand gekommen, weil die Markthäuser aus Holz, mit offenen Mauerherden, waren. Aus den dokumentierten Beispielen der katastrophalen Erdbeben ist es bekannt, dass die Siedlungen mit Holzkonstruktionen die Erdbebenstösse relativ gut überstanden hatten, sie wurden aber durch Brände vernichtet, welche wegen der Zerstörungen von Brandherden entstanden sind, welche aus gegen Erdbeben nicht widerstandsfähigen Maurermaterialien gebaut waren. Bei dem Haupterdbeben und bei den nachfolgenden Erdbebenstössen ist es zu Absenkungen des Gebietes und zu Ablagerungen von Flussedimenten gekommen. Die Mächtigkeit der Überschwemmungssedimente gibt uns eine grobe Angabe über die Grösse der vertikalen Bodenbewegung während des Erdbebens. Die Überschwemmungen konnten nicht wegen der Travertin-Bildungen entstanden sein, welche den Krka-Fluss verstauen könnten, weil die Archäologen ausgesprochen angeben, dass es im Gebiet von Gutenwerth kein Travertin gibt (Šribar & Stare, 1977).

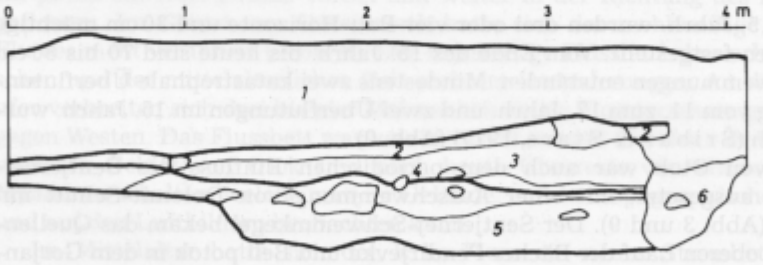


Abb. 9. Archäologisches Profil in Guthenwerth (nach Šribar & Stare, 1977)

1- brauner Subhumus, örtlich Bruchsteine und Keramik-Reste; *2*- kleinförmiger Schutt mit sandigem Humus; *3*- dunkelgrauer Subhumus, vermischt mit Bruchsteinen, Keramik-Fragmenten und Asche; *4*- bräunlich rote angebrannte Lehmschicht, darunter Brennspuren; *5*- gelbbrauner Lehm, vermischt mit Bruchsteinen; *6*- gelbbraune Schicht von Humus, vermischt mit einem gelben Ton, Bruchsteinen und Ziegel-Stückchen

Sl. 9. Arheološki profil v Gutenwerthu (po Šribar & Stare, 1977)

1- rjavi subhumus, tu in tam lomljenci in ostanki keramike; *2*- drobni grušč s peščenim humusom; *3*- temnosivi subhumus, pomešan z lomljenci, koščki keramike in pepelom; *4*- rjavordeča ožgana ilovnata plast, pod njo sled žganine; *5*- rumenorjava ilovica, pomešana z lomljenci; *6*- rumenorjava plast subhumusa, pomešana z rumenkasto glino, lomljenci in koščki opeke

Vertikale Bodenbewegungen im Gebiet von Gutenwerth

Die vertikalen Bodenbewegungen (slip rate) im Gebiet von Gutenwerth können aus den Daten von zwei archäologischen Profilen ausgerechnet werden, eines aus dem römischen Hafen und zweites aus dem Mittelteil der Siedlung. Zwischen dem Boden aus der Römerzeit (2. Jahrh. nach Chr.) und dem heutigen Boden liegen 1,10 m mächtige Anschwemmungen. Zwischen dem Römerzeit-Boden und dem aus dem 15. Jahrh. liegen 0,2 m mächtige Anschwemungen. Zwischen den Böden aus dem Übergang vom 11. zum 12. Jahrh. und vom Ende des 15. Jahrh. wurden 15 cm und noch 30 cm, das sind insgesamt 45 cm Anschwemmungen, abgelagert. Zwischen dem Boden vom Ende des 15. Jahrh. und dem heutigen Boden liegen 70 bis 80 cm mächtige Anschwemmungen. Auf den Zeitabschnitt zwischen dem Römer-Boden und dem Boden vom Ende des 11. Jahrh. entfallen also 65 cm mächtige Anschwemmungen. Auf die Zeit vom Anfang des 12. Jahrh. und dem Ende des 15. Jahrh. aber entfallen 45 cm mächtige Anschwemmungen. Die Mächtigkeiten der Anschwemmungen zeigen uns die ungefähre vertikale Komponente der Absenkung. Die vertikalen Bodenbewegungen nach der Formel (1) zeigt die Tabelle 2.

Tabelle 2. Vertikale Bodenbewegungen im Gebiet von Gutenwerth zwischen der Römer-Zeit und dem 15. Jahrhundert

Tabela 2. Hitrosti vertikalnih premikov na področju Gutenwertha med rimsko dobo in 15. stoletjem

Römer-Hafen:			
Zeitabschnitt	t (Jahre)	H (m)	S (m/Jahr.)
Anf. 2. Jahrh.–Ende 15. Jahrh.	1.300	0,20	$1{,}5\times10^{-4}$
Mittelgebiet von Gutenwerth:			
Anf. 12. Jahrh. –Ende 15. Jahrh.	400	0,45	$1{,}2\times10^{-3}$
Ende 15. Jahrh.–20. Jahrh.	500	0,7 0,8	$1{,}4\times10^{-3}$ $1{,}6\times10^{-3}$

t- Zeit; H- vertikale Bewegung; S- vertikale Bodenbewegung (slip rate)

Eine sichtbare Abweichung der vertikalen Bodenbewegungen zeigt sich im Gebiet des Römer-Hafens, wo der Wert ungewöhnlich niedrig ist. Die niedrigen Werte werden mit der Erosion erklärt, welche im Zeitabschnitt der grössten Erdbebenaktivität tätig war. Der römische Hafen lag am Ufer des alten Bettes des Krka-Flusses. Die Fluss-Erosion, verursacht von der Hebung des Gebietes, hatte die Terrassen eingeschnitten, welche von den Archäologen festgestellt wurden (Šribar & Stare, 1977). Auf Grund der Ausrechnungen zeigt sich, dass von 1,36 bis 1,88 m der Anschwemmungen erodiert wurden, das aber bedeutet die folgenden vertikalen Bodenbewegungen:

$$S = 1{,}4\times10^{-3}, \text{ bzw. } S = 1{,}0\times10^{-3} \text{ m/Jahr.}$$

Die Erosion ist entstanden entweder wegen der Hebungen in dem Gebiet von Gutenwerth oder der Senkungen des gehobenen Blockes zwischen Gutenwerth und Kostanjevica, oder aber wegen der kombinierten Tätigkeit beider tektonischen Blöcke. Wie immer schon, *aus den archäologischen Daten ist zu ersehen, dass bestimmte Gebiete des Krško-Einbruchstales gehoben und abgesenkt worden sind.* Die senkenden Bodenbewegungen im Gebiet von Gutenwerth betragen von $1{,}2\times10^{-3}$ bis $1{,}6\times10^{-3}$ m/Jahr, die hebenden Bodenbewegungen aber von $1{,}0\times10^{-3}$ bis $1{,}4\times10^{-3}$ m/Jahr. Die durchschnittliche senkende Bodenbewegung ist etwas grösser als die hebende Bodenbewegung. Weil aber die Senkungen auch länger gedauert hatten als die Hebungen, wurde das Gutenwerth-Gebiet im allgemeinen abgesenkt, worauf auch die archäologischen Ausgrabungen hinweisen.

Korrelation der geschichtlichen Erdbeben und der archäologisch festgestellten Katastrophen

Die archäologischen Daten über die Erdbeben in dem Gebiet von Gutenwerth können mit den geschichtlichen Erdbebendaten korreliert werden.

Aus dem Erdbeben-Katalog für Slowenien (Ribarič, 1982) kann ersehen werden, dass am Ende des 11. Jahrh. und am Anfang des 12. Jahrh. im Gebiet von Krain zwei Erdbeben geschehen sind. Im Jahr 1081 ist ein Brontid mit einer Magnitude 5,2, im Jahr 1118 aber ein Erdbeben mit unbekannter Magnitude bekannt. Beide Erdbeben wurden in Ljubljana wahrgenommen. Das Erdbeben aus dem Jahr 1081 reflektiert sich in dem archäologischen Profil mit der Brandschicht und der Überschwemmungschicht darüber, das Erdbeben im Jahr 1118 aber ist mit der Schicht eines dunkelgrauen Subhumus, vermengt mit Keramikstücken und Asche gekennzeichnet.

Im 15. Jahrh. wurden in Krain geschichtliche Erdbeben im Jahr 1431 und 1449 mit einer unbekannten Magnituden, sowie im Jahr 1491 mit einer Bezeichnung starkes Erdbeben verzeichnet. Von den Erdbeben im 15. Jahrh. müssen wir zwei berücksichtigen, weil aus diesem Zeitabschnitt zwei Bauhorizonte, d.i. zwei katastrophale Zerstörungen und Überflutungen von Gutenwerth bekannt sind.

In dem archäologischen Profil von Gutenwerth haben wir also zusammen vier Bauhorizonte, die auf vier mögliche Erdbeben hinweisen, am wahrscheinlichsten aus dem Jahr 1081 und 1118, sowie zwei von den Erdbeben aus den Jahren 1431, 1449 und 1491. Die archäologischen Daten stimmen mit den Angaben aus dem Erdbeben-Katalog überein.

Korrelation von Erdbeben und der historischen Daten

Beim Vergleich passen die geschichtlichen Daten über den Aufschwung und Untergang von Gutenwerth mit den Erdbebendaten im groben gut zusammen. Eine kräftigere Entwicklung des Marktes geschah im 12. Jahrh. und im 13. Jahrh. als er ein Verwaltungszentrum wurde, von der Mitte des 13. Jahrh. weiter aber auch eine Selbsverwaltung und einen eigenen Richter hatte. Den Höhepunkt erreichte der Markt im 14. Jahrh. als er ein regional bedeutendes Handwerks-, Verkehrs- und Handels-Zentrum geworden ist. Der Aufschwung des Marktes ist also in der Zwischenzeit, ohne stärkeren Erdbeben, geschehen.

Im Gebiet der mittelalterlichen Siedlung Gutenwerth waren am Anfang des 12.

Jahrh. zwei Erdbeben mit einer Magnitude 5,2. Die Einwohner hatten die Siedlung wieder neu aufgebaut. Nach den geschichtlichen Daten begann deren Aufschwung mit dem Höhepunkt im 14. Jahrh. Am Ende des 15. Jahrh. folgten sich im Zeitabschnitt von 18 bis 60 Jahren die zwei stärksten Erdbeben mit einer Magnitude 5,7. Die beiden Erdbeben sind wahrscheinlich die Ursache, dass die Siedlung nicht mehr neu aufgebaut wurde.

Alles zeigt darauf, dass den Untergang des Marktes am Ende des 15. Jahrh. nicht die Türken-Einfälle, wie es die Geschichtler annehmen, sondern zwei starke nachfolgende Erdbeben verursacht hatten. Im Gebiet des Herzogtums Krain und Steiermark ist kein Beispiel bekannt, wo die Einwohner nach der Vernichtung eines Marktes oder einer Stadt wegen der Türken-Einfälle diese nicht mehr wieder aufgebaut hätten. Die Vermutung ist wahrscheinlicher, dass Gutenwerth wegen der Furcht vor neuen Erdbeben und Überflutungen nicht neu aufgebaut wurde.

Korrelation der vertikalen Bewegungen und der Erdbeben-Magnituden

Die empirische Funktionsbeziehung zwischen der Magnitude und der grössten vertikalen Bewegung an einer Oberflächenstörung wird mit der Linearregression gewonnen. Die Funktionsbeziehung in allgemeiner Form lautet:

$$M = a + b \, log \, U_m \qquad (2)$$

M bedeutet Magnitude, $\mathbf{U_m}$ die grösste vertikale Bewegung, **a** und **b** aber sind Koeffiziente.

Von Bonilla und Bucknam (1970, in der Arbeit von Bowman & Gerson, 1968) wurden die Koeffiziente **a** und **b** auf Grund von Daten aus aller Welt wie folgt bestimmt:
$6{,}836 \leq a \leq 7{,}166 \quad 0{,}065 \leq b \leq 1{,}818$ (Bonilla & Bucknam, 1970; Slemmons, 1977)

Bei der Berechnung der grössten möglichen vertikalen Bewegungen (U_m) aus der Magnitude (M) ist es notwendig die obige Gleichung in die folgende Form umzubilden:

$$U_m = 10Exp(M/b - a/b) \qquad (3)$$

Für die Berechnung der möglichen vertikalen Bewegungen wurden die grössten und kleinsten Werte der Koeffiziente **a** und **b** übernommen, um die Extremwerte U_m zu bekommen:

$$a_{max}=7{,}166,\ b_{max}=1{,}818,\ a_{min}=6{,}836,\ b_{min}=0{,}065$$

Mit dem Einsetzen von Kombinationen der Koeffiziente in die Gleichung (3) bekommt man die folgenden möglichen Gleichungen:

$$U_{m1} = 10Exp(M/0{,}065 - 110{,}246) \qquad (4)$$
$$U_{m2} = 10E\ xp(M/0{,}065 - 105{,}169) \qquad (5)$$
$$U_{m3} = 10Exp(M/1{,}818 - 3{,}941) \qquad (6)$$
$$U_{m4} = 10Exp(M/1{,}818 - 3{,}760) \qquad (7)$$

Von Prochazkova (1983) wird für die relative Bewegung an einer Störung die folgende Beziehung angegeben:

$$log\ U = -1{,}74 + 0{,}62M \text{ für } 4{,}5 \geq M \geq 7{,}4 \text{ und } 0{,}38 \geq deltao \geq 9{,}9 \quad (8)$$

$$log\ U = -2{,}48 + 0{,}65M \text{ für } 4{,}5 \geq M \geq 7 \text{ und } 0{,}01 \geq deltao \geq 0{,}4, \quad (9)$$

wobei ***delta***σ den Spannungsabfall (strain drop) bedeutet. Die Bewegungswerte werden in Millimeter ausgerechnet.

Mit der Umformung der Gleichungen (8) und (9) bekommt man:

$$U_{m5} = 10Exp(0{,}62M - 1{,}74) \quad (10)$$

$$U_{m6} = 10Exp(0{,}65M - 2{,}48) \quad (11)$$

Die Daten über den Spannungsabfall (*deltao*) aus dem Gebiet des Krško-Einbruchstales sind nicht bekannt, deshalb müssen die beiden Formeln (10) und (11) berücksichtigt werden.

Die ausgerechneten Werte der grössten vertikalen Bewegungen an den aktiven Oberflächenstörungen in Abhängigkeit von der Magnitude zeigt nach verschiedenen Formeln die Tabelle 3.

Tabelle 3. Vertikale Bewegungen bei verschiedenen Magnituden der Erdbeben nach verschiedenen Formeln

Tabela 3. Vertikalni premiki pri različnih magnitudah potresov po različnih formulah

M_{cap}	(4) U_{m1} (m)	(5) U_{m2} (m)	(6) U_{m3} (m)	(7) U_{m4} (m)	(10) U_{m6} (m)	(11) U_{m5} (m)
4,0	1,960E-49	2,341E-44	0,018	0,027	–	–
4,1	6,775E-48	8,089E-43	0,020	0,031	–	–
4,2	2,340E-43	2,795E-41	0,023	0,035	–	–
4,3	8,088E-45	9,657E-40	0,026	0,040	–	–
4,4	2,794E-43	3,336E-38	0,030	0,045	–	–
4,5	9,655E-42	1,152E-36	0,034	0,051	0,011	0,002
4,6	3,336E-40	3,983E-35	0,038	0,058	0,012	0,003
4,7	1,152E-38	1,376E-33	0,044	0,066	0,014	0,003
4,8	3,982E-37	4,755E-32	0,050	0,075	0,017	0,004
4,9	1,375E-35	1,642E-30	0,056	0,086	0,019	0,005
5,0	4,754E-35	5,676E-29	0,064	0,097	0,022	0,005
5,1	1,642E-32	1,961E-27	0,073	0,110	0,026	0,006
5,2	5,675E-31	6,776E-26	0,083	0,125	0,030	0,007
5,3	1,960E-29	2,341E-24	0,094	0,142	0,035	0,009
5,4	6,775E-28	8,089E-23	0,106	0,162	0,040	0,010
5,5	2,340E-26	2,795E-21	0,121	0,184	0,046	0,012
5,6	8,088E-25	9,657E-20	0,137	0,209	0,053	0,014
5,7	2,794E-23	3,336E-18	0,156	0,237	0,062	0,016
5,8	9,655E-22	1,152E-16	0,171	0,269	0,071	0,019
5,9	3,336E-20	3,983E-15	0,201	0,305	0,082	0,022
6,0	1,152E-18	1,379E-13	0,228	0,347	0,095	0,026
6,1	3,982E-17	4,755E-12	0,259	0,393	0,110	0,030
6,2	1,375E-15	1,642E-10	0,294	0,447	0,127	0,035

Aus der Tabelle 3 ist ersichtlich, dass ein breites Spektrum der Werte $\mathbf{U_m}$ bei einer gleichen Magnitude möglich ist. Die Gültigkeit der einen von den sechs möglichen Formeln kann aus den bestehenden Daten über die Magnitude der Erdbeben und aus den archäologischen Daten über die Mächtigkeit der Anschwemmungen nach jeden Erdbeben bestimmt werden.

In dem Gebiet von Gutenwerth ist nach den archäologischen Daten von der Oberfläche vom Ende des 11. Jahrh. und dem Anfang des 12. Jahrh. die Mächtigkeit von 15 cm der Anschwemmungen bekannt. Das bedeutet ungefähr 15 cm Absenkung bei zwei nachfolgenden Erdbeben. In dieser Zeit sind nach den seismologischen Daten zwei stärkere Erdbeben geschehen: im Jahr 1081 mit der Magnitude 5,2±0,3 und im Jahr 1118 mit einer unbekannten Magnitude. Nach den archäologischen Angaben hatten die zwei Erdbeben vom Ende des 11. und vom Anfang des 12. Jahrh. wegen der Absenkung des Gebietes 15 cm mächtige Anschwemmungen verursacht. Auf jedes der Erdbeben sind 7,5 cm mächtige Anschwemmungen, bzw. 7,5 cm Absenkung bezogen. Die 7,5 cm der Absenkung bei der Magnitude 5,2 entsprechen in der Tabelle 3 Formel (6) dem Wert 8,3 cm der Absenkung, welche bei gleicher Magnitude ausgerechnet wurde. Der Unterschied der Absenkungen nach den archäologischen Daten und der Ausrechnung ist minimal und ist im Rahmen der Fehler, welche bei der Bestimmung der Mächtigkeit der Anschwemmungen, bzw. der angenommenen adequaten Absenkung des Gebietes, den Fehlern bei der Magnitude-Ausrechnung und der richtig angenommenen Formel enthalten sind.

Auf dem Boden aus dem 15. Jahrh. liegen 30 cm mächtige Anschwemmungen. Aus diesem Zeitabschnitt sind zwei Bauhorizonte bekannt, was den zwei geschichtlichen Erdbeben mit unbestimmter Lokalität in Krain und mit unbekannter Magnitude entspricht; eines von den beiden ist als ein starkes Erdbeben bezeichnet. Auf jedes Erdbeben entfallen 15 cm mächtige Anschwemungen, was eine Absenkung des Gebietes um 15 cm bedeutet. Nach der Formel (6) aber ist die Absenkung von 15,6 cm bei einer Magnitude 5,7 entstanden. Diese Magnitude ist der grössten seismischen Wirkungsfähigkeit der aktiven Tiefenstörung im Gebiet von Gutenwerth gleich.

Aus Vergleichen der Daten kann geschlossen werden, dass für das Gutenwerth-Gebiet die Formel (6) gültig ist; wahrscheinlich aber geltet sie auch für das gesamte Gebiet des Krško-Einbruchstales.

Rezente Senkungen bei Kostanjevica

7,5 km südöstlich von Gutenwerth liegt dem Krka-Fluss abwärts der Markt Kostanjevica, welcher im Mittelalter entstanden ist. Die Ähnlichkeit mit Gutenwerth besteht darin, dass auch Kostanjevica auf einer Insel in der Mitte der Krka-Flusses liegt. Weiter von Kostanjevica biegt der Krka-Fluss in die Richtung gegen Nordosten um. Die heutige Insel ist mit einem Mäander entstanden (Abb. 1). Auf dem Luftbild sind trockene ältere Mäandre sichtbar. Zu dem starken Mäandrieren in einem verhältnismässig kleinem Raum ist es wegen eines an Störungen abgesenkten Gebietes und infolge dessen einer Anstauung des Krka-Flusses gekommen. Eine Bohrung aus dem Jahr 1992 zeigte eine ungewöhnliche Mächtigkeit von 38 m der Ablagerungen von Ton, Sandton, Sand, Ton mit Schutt und mit Torflinsen in einem engen Alluvialtal südlich von Kostanjevica, schon am Rand des Gebietes mit der grössten Absenkung (mündliche Daten von Dipl.-Ing. Franc Drobne).

Die Sedimente zeigen auf eine Moor- und See-Sedimentation, mit einen Schuttzu-

fluss aus dem Gorjanci-Gebirge. Beim Kostanjevica-Kloster südlich des Mittelalter-Kernes von Kostanjevica hatte im Jahr 1938 Brodar (1955) vier Sonden bis zur Tiefe von 3 m ausgegraben. In den Sedimenten hatte Šercelj (1963) nach den Pollen ein Würm-Alter bestimmt. Im unteren Teil der Sonde wurden Knochenreste der Gattung Mammonteus und anderer Säugetiere und zwei Artefakte, wahrscheinlich aus der Moustérien-Zeit ausgegraben (SAZU, 1975). Im Jahr 1834 wurde bei Kostanjevica in der Tiefe von 4,74 m ein vorhistorisches Boot gefunden, wonach auf eine Pfahlbaukultur geschlossen wird (SAZU, 1975; Grafenauer, 1979). Sie wird als gleichzeitig mit der bekannten Pfahlbaukultur im Moor von Ljubljansko Barje angesehen, welche zwischen dem Ende des Eneolitikums und den Anfang der Bronzezeit bestanden hatte, d.i. zwischen den Jahren 1700 und 900 vor Chr. Auf der Kostanjevica-Insel wurde in der Tiefe von 60 bis 70 cm eine alte Bodenfläche, wahrscheinlich aus dem 15. Jahrh. gefunden (Šribar & Stare, 1977).

Aus diesen Daten können die ungefähren vertikalen Bodenbewegungen in dem Senkungsgebiet von Kostanjevica ausgerechnet werden. Aus dem Fund der Mustérien-Artefakten (vor 65.000 bis 75.000 Jahren) in der Tiefe von etwa 3 m, des urgeschichtlichen Bootes aus dem Zeitabschnutt von 1.700 bis 900 Jahren vor Chr. in der Tiefe 4,74 m, sowie der Bodenfläche aus dem 15. Jahrh. in der Tiefe 0,6 bis 0,7 m ergeben sich die vertikalen senkenden Bodenbewegungen, welche aus der Tabelle 4 ersichtlich sind.

Ein Vergleich der vertikalen senkenden Bodenbewegungen im Gutenwerth-Gebiet und bei Kostanjevica in dem jüngeren Zeitabschnitt zeigt, dass die Werte ziemlich gut übereinstimmen. Freilich muss man eine gewisse Ungenauigkeit der Daten berücksichtigen. Beide Gebiete befinden sich in der gleichen aktiven Oberflächenstörungszone, welche am Südrand des Krško-Einbruchstales an der Grenze mit dem Gorjanci-Horst verläuft (Abb. 2).

Tabelle 4. Vertikale Bodenbewegungen bei Kostanjevica in dem ältern und dem jüngeren Zeitabschnitt

Tabela 4. Hitrosti vertikalnih premikov pri Kostanjevici v starejšem in mlajšem obdobju

Älterer Zeitabschnitt:

Zeitabschnitt	t (Jahre)	H (m)	S (m/Jahr)
Vor 65.000 Jahren–20. Jhrh.	67.000	3	$4{,}4\times10^{-5}$
Vor 70.000 Jahren–20. Jhrh.	72.000	3	$4{,}1\times10^{-5}$
Vor 75.000 Jahren–20. Jhrh.	77.000	3	$3{,}9\times10^{-5}$
Jüngerer Zeitabschnitt:			
1700 vor Chr.–20. Jahrh.	3.700	4,74	$1{,}2\times10^{-3}$
15. Jhrh.–20. Jhrh.	500	0,60	$1{,}2\times10^{-3}$
		0,70	$1{,}4\times10^{-3}$

t- Zeit; H- vertikale Bewegung; S- vertikale Bodenbewegung (slip rate)

Vertikale Bodenbewegungen als Funktion der Zeit auf Grund von archäologischen und geologischen Daten im Gebiet des Krško-Einbruchstales

Die vertikalen Bodenbewegungen in Abhängigkeit von der Zeit zeigen eine deutliche mathematische Korrelation, welche graphisch dargestellt ist (Abb. 10). Auf das semilogarithmisches Koordinatennetz sind die logarithmischen Werte der vertikalen Bodenbewegungen (S) und die absolute Zeit (T) aufgetragen. Für die vertikalen Bodenbewegungen wurden die bisher angeführten Daten aus verschiedenen Gebieten des Krško-Einbruchstales berücksichtigt: das Gebiet von Drnovo und Stari Grad, der epigenetische Lauf des Krka-Flusses, die Senkungen und Hebungen von Gutenwerth, sowie das Senkungsgebiet von Kostanjevica aus dem jüngeren Zeitabschnitt. Am wertvollsten sind die Daten, welche sich auf einen kürzesten Zeitabschnitt beziehen. Nur die Daten wurden berücksichtig, welche sich auf die letzte, rezente neotektonische Phase (seismotektonischen Zeitabschnitt) beziehen.

Ausser der angeführten Daten wurden noch die vertikalen Bodenbewegungen im Gebiet der See-Moor-Sedimente von Krakovski gozd, der höchsten Schotter-Konglomerat-Terrasse südwestlich von Krško und bei Cerklje, sowie der höchsten Schotterterrasse in den Feldern von Krško und Brežiško polje ausgerechnet.

Im Gebiet von Krakovski gozd befinden sich 2,5 m mächtige tonige Moor- und See-Sedimente, welche nach den Pollenanalysen (Šercelj, nicht veröffentlichte Daten) ein Würm-Alter haben, welche wahrscheinlich in das jüngere Würm-Interstadial (vor 25.000 bis vor 15.000 Jahren) gehören.

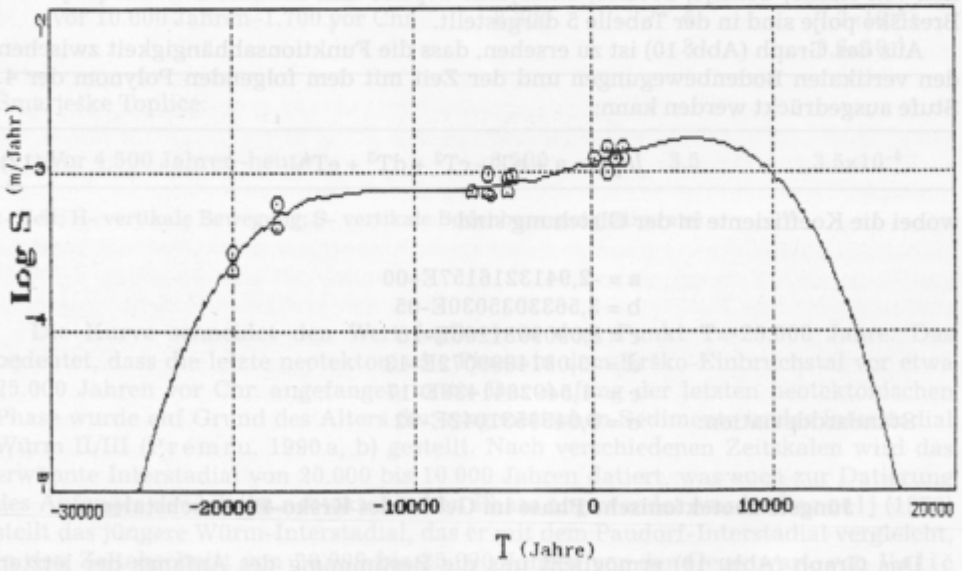


Abb. 10. Graph der Funktion-Beziehung zwischen den vertikalen Bodenbewegungen (S) und der absoluten Zeit (T)

Sl. 10. Graf funkcijskega odnosa med hitrostmi vertikalnih premikov (S) in absolutnim časom (T)

Die höchste Schotter-Konglomerat-Terrasse südwestlich von Krško ist 5 m hoch. Für die Bestimmung der Senkung ist auch die Mächtigkeit der tiefer liegenden Schotter-Terrasse von 6 m von Bedeutung. Die Summe beider Werte ergibt die gesamte Mächtigkeit der Schotter-Konglomerat-Terrasse, welche etwa 11 m beträgt. Die Terrasse ist ein Teil der umfassenden Akkumulation, welche wahrscheinlich in dem Würm-Glazial (vor 25.000 bis vor 10.000 Jahren) entstanden ist.

Ein gleiches Alter hat der Überrest der Schotterablagerung in der 2 m hohen höchsten Schotter-Konglomerat-Terrasse bei Cerklje. Die Schottermächtigkeit der tieferen Terrasse beträgt etwa 6 m. Die gesamte Mächtigkeit der Würmablagerungen beträgt also etwa 8 m.

In der Tongrube bei Brežice zeigt ein 3,5 m mächtiges Profil von tonigen Sedimenten nach den Pollenanalysen (Šercelj, 1970) auf eine Temperatur-Oszillation in der Jung-Würm-Zeit (vor 15.000 bis vor 15.000 Jahren).

Mit einer Bohrung bei Šmarješke Toplice wurde eine 6 m mächtige Tonschicht durchfahren, für welche nach den Pollen (Šercelj, 1970) ein Boreal-Alter angenommen wird. Es ist aber wahrscheinlicher, dass die Schicht ein Subboreal-Alter hat, welches die Zeit von 4.500 Jahren vor Chr. bis heute umfasst.

Die höchste Schotter-Terrasse der Felder Krško polje und Brežiško polje ist von 6 bis 8 m mächtig. Sie ist entstanden durch die Schotter-Akkumulation während der Senkung, für welche der Zeitabschnitt vom Anfang Holozän (vor 10.000 Jahren) bis zur Bronzezeit (1.700 vor Chr.) angenommen wird. Die Bronzezeit wird als Zeitgrenze deshalb angenommen, weil auf der Terrasse die ältesten archäologischen Gegenstände aus der Bronzezeit gefunden worden sind (SAZU, 1975).

Die vertikalen Bodenbewegungen für die Gebiete von Krakovski gozd, südwestlich von Krško, Cerklje, Brežice, Šmarješke Toplice und der Felder Krško polje und Brežiško polje sind in der Tabelle 5 dargestellt.

Aus das Graph (Abb. 10) ist zu ersehen, dass die Funktionsabhängigkeit zwischen den vertikalen Bodenbewegungen und der Zeit mit dem folgenden Polynom der 4. Stufe ausgedrückt werden kann:

$$\log S = a + bT + cT^2 + dT^3 + eT^4, \qquad (12)$$

wobei die Koeffiziente in der Gleichung sind:

a = -2,9413216157E+00
b = 3,5633035030E-05
c = 3,0909981298E-10
d = -3,0814899072E-13
e = -1,5492841438E-17
Standarddeviation: σ = 5,0439531042E-02

Jüngste neotektonische Phase im Gebiet des Krško-Einbruchstales

Das Graph (Abb. 10) ermöglicht uns die Bestimmung des Anfangs der letzten neotektonischen Phase. Als die Grenze des tektonischen Ruhestandes wurde der folgende Wert angenommen:

$\log S = -5$; das ergibt $S = 1 \times 10^{-5} = 0{,}00001$m/Jahr = 0,01mm/Jahr.

Tabelle 5. Vertikale Bodenbewegungen aus verschiedenen Gebieten des Krško- Einbruchstales zwischen der Würm-Eiszeit und der Gegenwart

Tabela 5. Hitrosti vertikalnih premikov na različnih področjih Krške udorine med würmom in današnjim časom

Zeitabschnitt	t (Jahre)	H (m)	S (m/Jahr)
Krakovski gozd:			
Vor 25.000–vor 15.000 Jahren	10.000	2,5	$2{,}5\times10^{-4}$
Südwestlich von Krško:			
Vor 25.000–vor 10.000 Jahren	15.000	11	$6{,}2\times10^{-4}$
Cerklje:			
Vor 25.000–vor 10.000 Jahren	15.000	8	$4{,}5\times10^{-4}$
Brežice:			
Vor 25.000–vor 15.000 Jahren	10.000	3,5	$3{,}5\times10^{-4}$
Krško polje und Brežiško polje:			
Vor 10.000 Jahren–1.700 vor Chr.	8.300	6 8	$7{,}3\times10^{-4}$ $9{,}6\times10^{-4}$
Šmarješke Toplice:			
Vor 4.500 Jahren–heute	6.500	3,5	$3{,}5\times10^{-4}$

t- Zeit; H- vertikale Bewegung; S- vertikale Bodenbewegung (slip rate)

Die Kurve schneidet den Wert *log*S=-5 in dem Punkt T=-25.000 Jahre. Das bedeutet, dass die letzte neotektonische Phase in dem Krško-Einbruchstal vor etwa 25.000 Jahren vor Chr. angefangen hatte. Der Anfang der letzten neotektonischen Phase wurde auf Grund des Alters der syngenetischen Sedimente in das Interstadial Würm II/III (Premru, 1990 a, b) gestellt. Nach verschiedenen Zeitskalen wird das erwähnte Interstadial von 20.000 bis 10.000 Jahren datiert, was auch zur Datierung des Anfanges der letzten neotektonischen Phase angewendet wurde. Šercelj (1970) stellt das jüngere Würm-Interstadial, das er mit dem Paudorf-Interstadial vergleicht, in den Zeitabschnitt von 28.000 bis 25.000 Jahren vor der Gegenwart, von Valič (1994) aber wird es in das Jahr 25.000 vor Chr. gestellt. Der aus dem Graph ermittelte Anfang der letzten neotektonischen Phase steht mit der Datierung von Šercelj und Valič, sowie mit dem geologisch bestimmten Alter Interstadial Würm II/III in Übereinstimmung.

Der auf dem Graph (Abb. 10) ermittelte Anfang der letzten neotektonischen Phase passt gut zusammen mit der geologisch bestimmten Zeit und bestätigt, trotzt relativ kleiner Anzahl von Daten, die Richtigkeit der aufgestellten mathematischen Korrelation der vertikalen Bodenbewegungen in Abhängigkeit von der Zeit.

Es stellt sich die Frage, ob diese Korrelation auch für andere seismogene Gebiete gültig ist und nicht nur für das Krško-Einbruchstal. Nach den bisherigen noch nicht endgültig bearbeiteten Daten geltet ein ähnliches Funktionsverhältnis auch für das Gebiet des Einbruchstales von Ljubljansko Barje im mittleren Slowenien. Diese Ähnlichkeiten erfordern, dass in Zukunft die geologischen und archäologischen Daten auch aus anderen seismogenen Gebieten zu bearbeiten sind.

Aus dem Graph (Abb. 10) kann gefolgert werden:

1. Die letzte neotektonische Phase hatte etwa 25.000 Jahre vor Chr. begonnen und wird 42.000 Jahre andauern und etwa um das Jahr 17.000 beendet sein.

2. Die vertikalen Bodenbewegungen (slip rate) sind mit den grössten Erdbeben-Magnituden in einer Funktionsabhängigkeit.

3. Von der Mitte des 2. Jahrh. weiter steigerte sich die Magnitude der stärksten Erdbeben von 5,2 bis 5,7 nach Richter. Mit dem Ansteigen der grössten Magnitude erhöhten sich auch die vertikalen Bodenbewegungen von $1{,}0\times10^{-3}$ bis $1{,}6\times10^{-3}$ m/Jahr.

4. Im Gebiet des Krško-Einbruchstales sind die grössten möglichen Magnituden mit der seismischen Wirkungsfähigkeit der aktiven Tiefstörungen bestimmt. Die höchst möglichen Magnituden betragen von 6,1 bis 6,2. Im Bezug auf die festgestellte Regel, dass die Magnituden mit der Zunahme der vertikalen Bodenbewegungen grösser werden, können die grössten Magnituden bei den grössten vertikalen Bodenbewegungen erwartet werden. Diese aber werden zwischen den Jahren 5.000 und 6.000 bei den vertikalen Bodenbewegungen von $1{,}7\times10^{-3}$ bis $2{,}2\times10^{-3}$ m/Jahr erreicht sein.

5. Die grösste mögliche Magnitude zwischen 6,1 und 6,2 hatte sich noch nicht ereignet.

6. Zwischen dem 2. Jahrh. und der heutigen Zeit, sowie weiter bis zum Jahr 5.500 werden die vertikalen Bodenbewegungen von $1{,}0\times10^{-3}$ bis zu dem erwarteten $1{,}7\times10^{-3}$, bzw. $2{,}2\times10^{-3}$ m/Jahr leicht ansteigen.

Vieleicht sind die Vorhersagen über die Dauer und das Ende der letzten neotektonischen Phase und das Erreichen des tektonischen Höhepunktes im Bezug auf die Anzahl der Daten etwas kühn, aber sie können als der Anfang von derartigen Untersuchungen angesehen werden. Das Beispiel des Krško-Einbruchstales zeigt, dass die vertikalen Bodenbewegungen mit 80% Wahrscheinlichkeit eine Funktion der Zeit sind und dass eine Funktionsbeziehung zwischen den vertikalen Bodenbewegungen und den Magnituden der grössten Erdbeben besteht.

Stromverlegungen des Sava-Flusses wegen der tektonischen Bewegungen

Die Verlegungen des Sava-Flusslaufes im Krško-Einbruchstal, welche als zahlreiche verlassene Fluss-Mäandren und -Terrassen im Gelände und auf den Luftbildern (Abb. 11) und den alten topographischen Karten (Abb. 5 und 7) sichtbar sind, konnten aus hydrodynamischen Ursachen oder wegen der tektonischen Bewegungen entstanden sein. Durch die Bestimmungen der vertikalen Bodenbewegungen, der Grösse der vertikalen Bewegungen und der zeitlichen Abfolge der Sava-Flussbettverlegungen ist es möglich, mit Ausrechnungen den Zeitbaschnitt der Entstehung eines neuen Flussbettes zu bestimmen, ausgehend von der Formel (1):

$$T = H/S, \quad (13)$$

woraus sich die zeitliche Rekonstruktion des Verlaufes des Sava-Flussbettes in der geschichtlichen Zeit ergibt (Abb. 12).

Als die zeitlichen Festpunkte dienen die archäologischen und kartographischen Daten. Vier Zeit-Festpunkte stehen uns zur Verfügung. Auf Grund der archäologischen Daten über die Aktivität des römischen Flusshafens aus dem 2. Jahrh. ist der damalige Sava-Flusslauf zwischen Krško und Drnovo bekannt. Nach der alten Topographischen Karte Blatt Rann und Samobor 1:75.000, gedruckt im Jahr 1909, bekommen wir Informationen über den Sava-Flusslauf zwischen dem Ende des 19. und dem Anfang des 20. Jahrh. (Abb. 5). Aus der gleichen Karte stammt auch die Information über den Flusslauf aus dem 17. Jahrh. Dieser Flusslauf ist mit der Ländergrenze zwischen Krain und Steiermark bezeichnet. Diesen Flusslauf aus dem 17. Jahrh. bestätigt auch die alte Bildgraphik der Stadt Brežice aus dem Jahr 1689 von Vischer, auf welcher ersichtlich ist, dass der Sava-Fluss damals unter der Terrasse, auf welcher die Stadt steht, geflossen hatte (Abb. 6). Der Verlauf des Sava-Flusslaufes in der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts ist auf der Josephinischen Militärlandeskarte, Sektion 220 Rann (Abb. 7) dargestellt.

Für die Ausrechnung der vertikalen Bodenbewegungen genügte für den längeren Zeitabschnitt die angenommene Angabe über die vertikale Bewegung unter der Voraussetzung, dass die Terrassenhöhe ungefähr gleich der vertikalen Bewegung ist. Bei der Ausrechnung der Verlegung eines Flusslaufes auf Grund von Terrassenhöhen aber ist es bei kürzeren Zeitabschnitten notwendig den Anteil der Erosion vom Anteil der vertikalen Bewegung zu unterscheiden. Die Daten dafür wurden im Gebiet von Žabjek südlich von Krško gewonnen. Aus der neuzeitigen topographischen Karte im Masstab 1:25.000 ist ersichtlich, dass das Žabjek-Gebiet und weiter gegen Westen um etwa 0,2 m gehoben worden ist. Das zeigt der Unterschied zwischen den geodätischen Punkten 163,8 und 164,0 m ü.M. auf der gleichen Terrassenebene, welche aus dem Holozän-Schotter besteht. Auf die Hebung zeigt auch die unnormale Neigung der Ebene um 0,25‰ gegen NON, was vollkommen entgegen der Normalneigung der Schotterebene ist. Es handelt sich um eine Hebung um etwa 0,2 m. Diese Hebung hatte verursacht, dass der Sava-Durchfluss in dem alten Mäander aus der Römerzeit nicht mehr möglich war. Der Sava-Fluss hatte sich ein neues Strombett mit einem neuen Mäander nördlich von dem gehobenen Gebiet durchbrochen und eine 1 m hohe Terrasse eingeschnitten. Scharf knieförmige Flussbögen zeigen auf den Bestand einer Störung.

Für die nachfolgenden Ausrechnungen ist die Feststellung bedeutsam, dass für eine 1 m hohe Terrasse eine Hebung des Gebietes um 0,2 m, d.i. 20% der Terrassenhöhe notwendig war. Die übrigen 80% der Terrassenhöhe entfallen wahrscheinlich auf den Anteil der Erosion, welche wegen der Einsenkung des Bereichs flussabwärts von dem Betrachtungsgebiet entstanden ist.

Mit der Analyse von Terrassen, welche mit Hilfe von Luftaufnahmen identifiziert wurden, und der Datierungsfestpunkte kann geschlossen werden, dass sich der Sava-Flusslauf in bestimmten Zeitabschnitten verändert hatte. Diese Zeitabschnitte können nach den bekannten Daten der vertikalen Bodenbewegungen (S) und der Höhe der Flussterrasse des neuen Flussbettes (V) ausgerechnet werden. Dabei muss die Feststellung berücksichtigt werden, dass V=20%H ist:

$$t = 0{,}20V/S \quad (14)$$

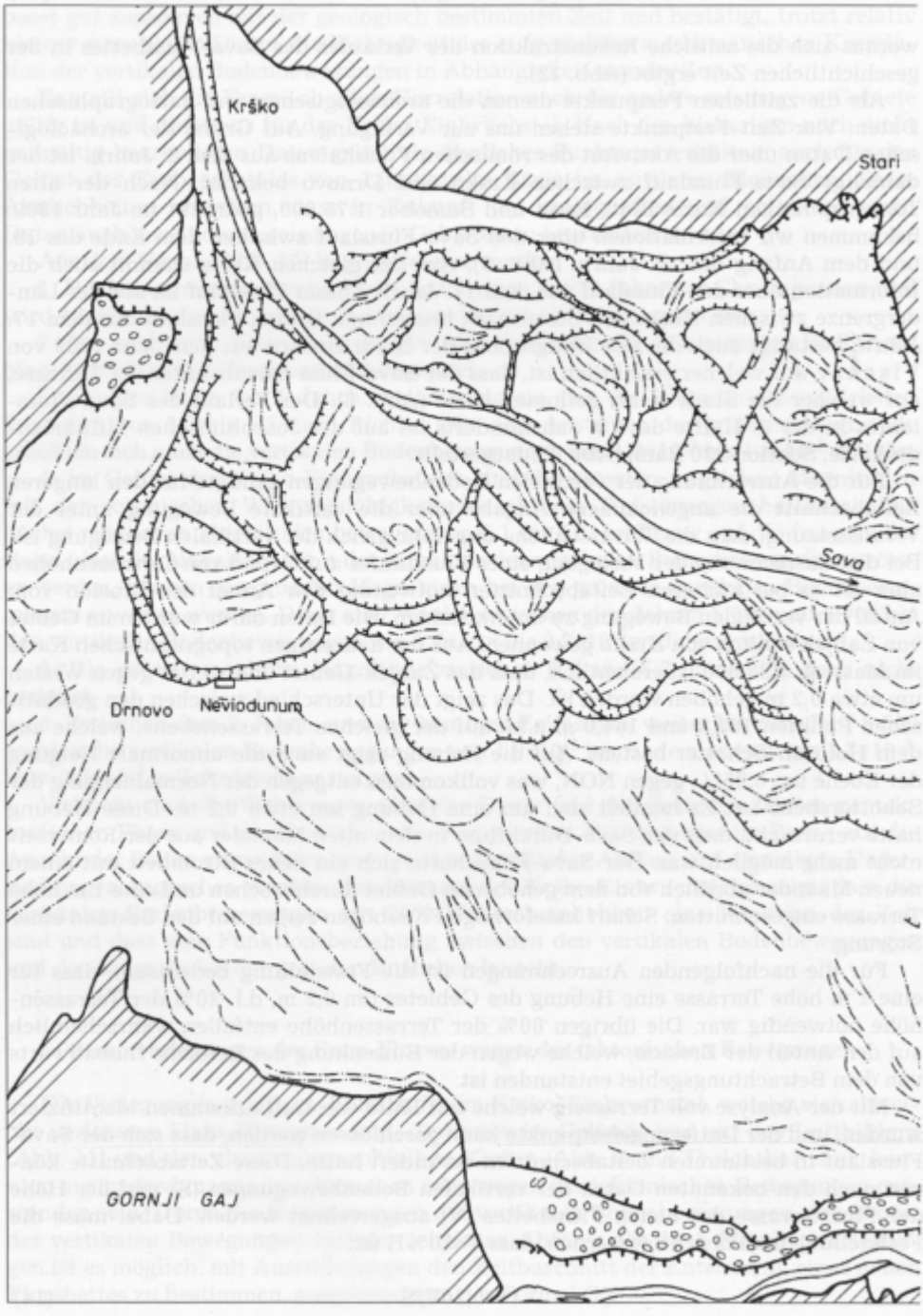

Krško
Stari
Sava
Drnovo
Neviodunum
GORNJI GAJ

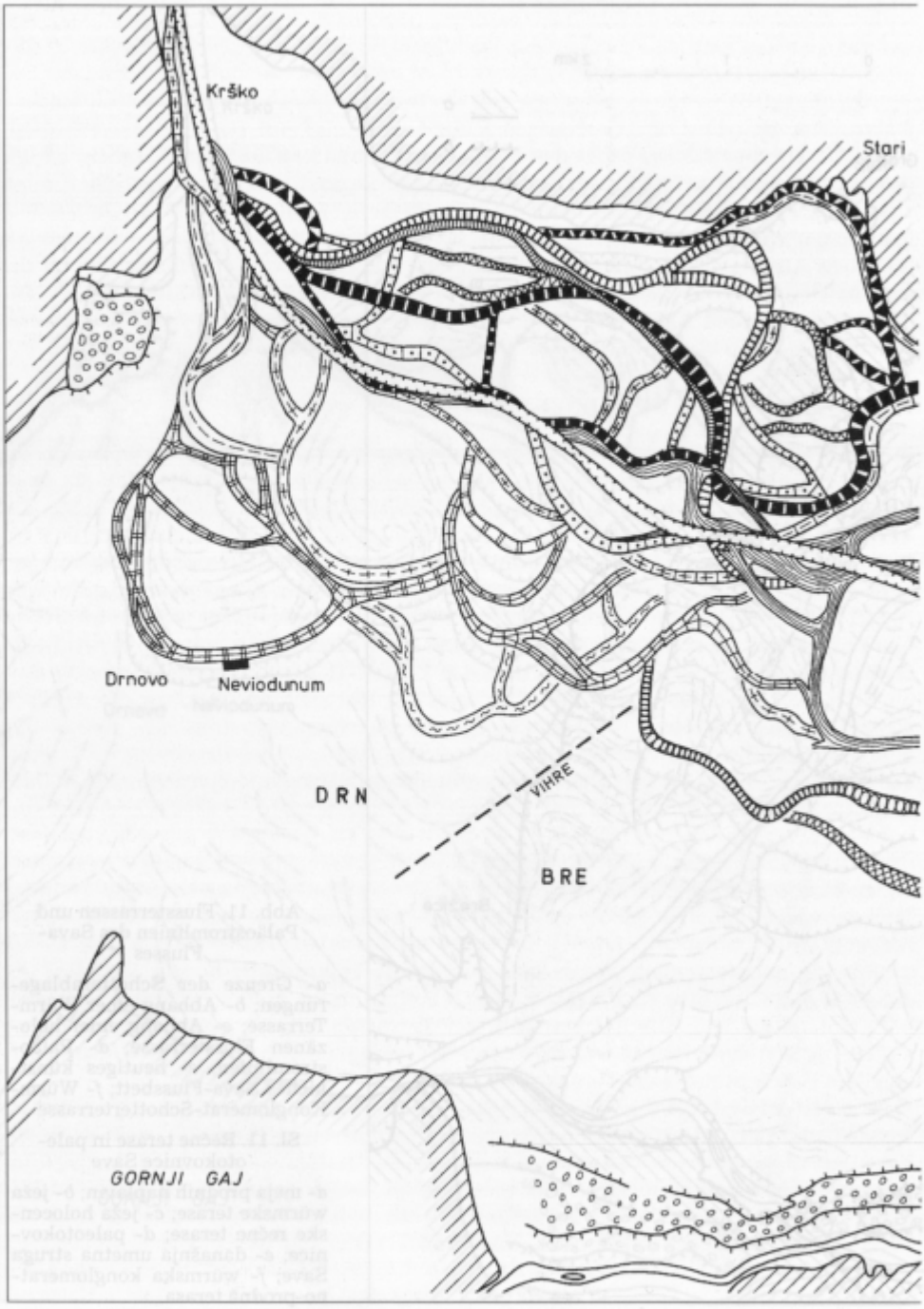


Abb. 11. Flussterrassen und Paläostromlinien des Sava-Flusses

a- Grenze der Schotterablagerungen; *b*- Abhang einer Würm-Terrasse; *c*- Abhang einer holozänen Flussterrasse; *d*- Paläostromlinien; *e*- heutiges künstkiches Sava-Flussbett; *f*- Würm-Konglomerat-Schotterterrasse

Sl. 11. Rečne terase in paleotokovnice Save

a- meja prodnih naplavin; *b*- ježa würmske terase; *c*- ježa holocenske rečne terase; *d*- paleotokovnice; *e*- današnja umetna struga Save; *f*- würmska konglomeratno-prodna terasa


Krško
Stari
Drnovo
Neviodunum
DRN
VIHRE
BRE
GORNJI GAJ

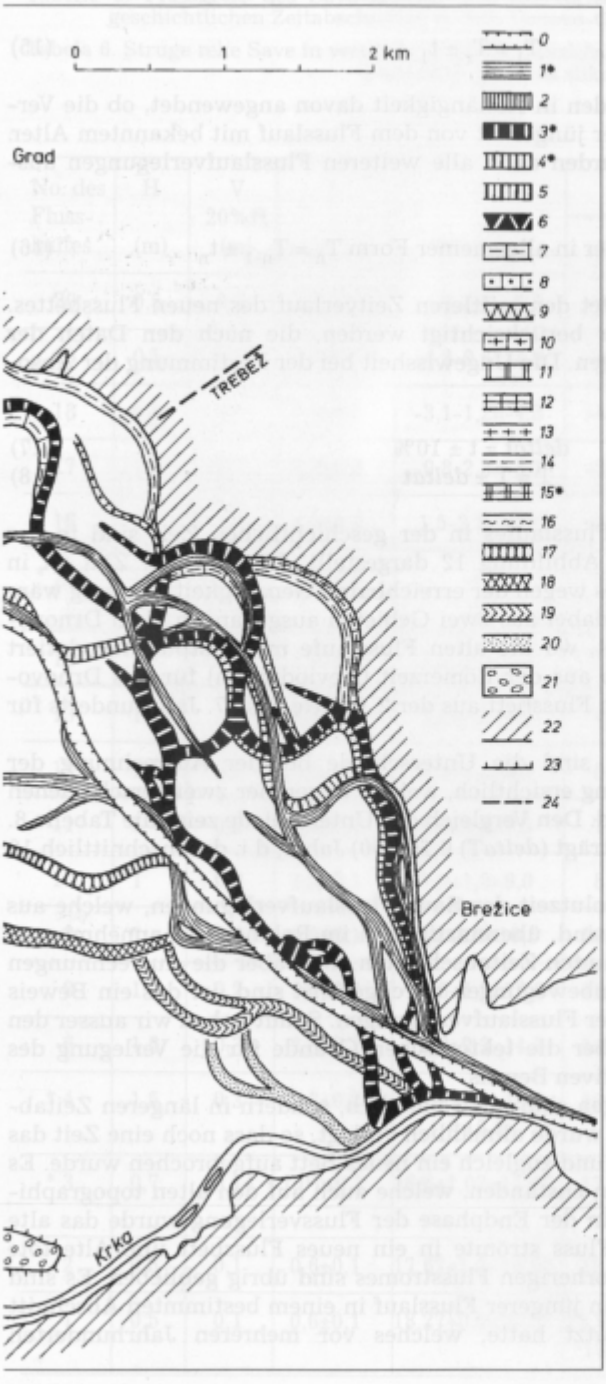


Abb. 12. Rekonstruktion des Ablaufes und der Verlegungen des Sava-Flussbettes in der geschichtlichen Zeit

0- heutiges künstlich errichtetes Sava-Flussbett; *1*- Flussbett vom Ende des 19. und Anfang des 20. Jhrh.; *2*- Flussbett aus der 1. Hälfte des 19. Jhrh.; *3*- Flussbett aus der 2. Hälfte des 18. Jhrh.; *4*- Flussbett aus der 2. Hälfte des 17. Jhrh.; *5*- Flussbett aus der 1. Hälfte des 16. Jhrh.; *6*- Flussbett aus der 1. Hälfte des 15. Jhrh.; *7*- Flussbett aus der 2. Hälfte des 14. Jhrh.; *8*- Flussbett vom Ende des 12. Jhrh. und Anfang des 13. Jhrh.; *9*- Flussbett Mitte des 11. Jhrh.; *10*- Flussbett vom Ende des 9. und Anfang des 10. Jhrh.; *11*- Flussbett Mitte des 8. Jhrh.; *12*- Flussbett vom Ende des 6. Jhrh. und Anfang des 7. Jhrh.; *13*- Flussbett Mitte des 5. Jhrh.; *14*- Flussbett vom Ende des 3. und Anfang des 4. Jhrh.; *15*- Flussbett zwischen dem 1. und dem 4. Jhrh.; *16*- Flussbett zwischen dem 2. Jhrh. vor Chr. und dem 1. Jhrh. vor Chr.; *17*- Flussbett zwischen der 2. Hälfte des 4. Jhrh. vor Chr. und Mitte des 3. Jhrh. vor Chr.; *18*- Flussbett aus der 2. Hälfte des 5. Jhrh. vor Chr.; *19*- Flussbett am Anfang des 5. Jhrh. vor Chr.; *20*- Flussbett Mitte des 6. Jhrh. vor Chr.; (siehe auch die Tabellen 6 und 7); *21*- Flussterrasse aus Würm; *22*- Grenze der Schotterablagerungen; *23*- Abhang einer Würm-Terrasse; *24*- Grenze der Gebiete von Drnovo (DRN) und von Brežice (BRE)

Sl. 12. Rekonstrukcija poteka in prestavitve rečne struge Save v zgodovinskem obdobju

0- današnja umetno napravljena struga Save; *1*- struga iz konca 19. in začetka 20. st.; *2*- struga iz 1. polovice 19. st.; *3*- struga iz 2. pol. 18. st.; *4*- struga iz 2. pol. 17. st.; *5*- struga iz 1. pol. 16. st.; *6*- struga iz 1. pol. 15. st.; *7*- struga iz 2. pol. 14. st.; *8*- struga iz konca 12. in zač. 13. st.; *9*- struga sredi 11. st.; *10*- struga iz konca 9. in zač. 10. st.; *11*- struga sredi 8. st.; *12*- struga iz konca 6. in zač. 7. st.; *13*- struga sredi 5. st.; *14*- struga iz konca 3. in zač. 4. st.; *15*- struga med 1. in 4. st.; *16*- struga med 2. st. pred Kr. in 1. st. pred Kr.; *17*- struga med 2. pol. 4. st. pred Kr. in sredino 3. st. pred Kr.; *18*- struga v 2. pol. 5. st. pred Kr.; *19*- struga v zač. 5. st. pred Kr.; *20*- struga sredi 6. st. pred Kr.; (glej tudi tabeli 6 in 7); *21*- würmska rečna terasa; *22*- meja prodnih naplavin; *23*- ježa würmske terase; *24*- meja med področjem Drnovega (DRN) in področjem Brežic (BRE)

Die absolute Zeit (T_1) wird mit Hilfe der Zeitfestpunkte (T_r) ausgerechnet:

$$\underline{T}_1 = T_r \pm t_1 \tag{15}$$

Die + oder – Vorzeichen werden in Abhängigkeit davon angewendet, ob die Verlegung des Flusslaufes älter oder jünger ist von dem Flusslauf mit bekanntem Alter. Nach dem gleichen Prinzip wurden auch alle weiteren Flusslaufverlegungen ausgerechnet:

$$\underline{T}_2 = \underline{T}_1 \pm t_2 \text{ oder in allgemeiner Form } \underline{T}_n = \underline{T}_{n-1} \pm t_n \tag{16}$$

Die absolute Zeit ($\underline{T}$) bedeutet den mittleren Zeitverlauf des neuen Flussbettes. Dabei müssen auch die Fehler berücksichtigt werden, die nach den Daten der Regressionsfunktion 20% betragen. Die Ungewissheit bei der Bestimmung der Absolutzeit beträgt:

$$\textit{delta}t = t \pm 10\% \tag{17}$$

$$T = \underline{T} \pm \textit{delta}t \tag{18}$$

Die Verlegungen des Sava-Flusslaufes in der geschichtlichen Zeit sind in der Tabelle 6 und 7, sowie in der Abbildung 12 dargestellt. Die absolute Zeit ist in Jahrhunderten angeführt, weil es wegen der erreichbaren Genauigkeit unsinnig wäre Jahre zu verwenden. Es wurde dabei aus zwei Gebieten ausgegangen, dem Drnovo-Gebiet und dem Brežice-Gebiet, wo die alten Flussläufe mit Festpunkten datiert sind: dem Flussbett bei Drnovo aus der Römerzeit (Neviodunum) für das Drnovo-Gebiet (Tabelle 6) und dem alten Flussbett aus der 2. Hälfte des 17. Jahrhunderts für das Brežice-Gebiet (Tabelle 7).

Aus den Tabellen 6 und 7 sind die Unterschiede bei der Ausrechnung der absoluten Zeit der Flussverlegung ersichtlich, welche wegen der zwei verschiedenen Ausgangspunkte entstanden sind. Den Vergleich der Unterschiede zeigt die Tabelle 8. Der durchschnittliche Fehler beträgt ($\textit{delta}\underline{T}$) 0,1(×100) Jahre, d.i. durchschnittlich 10 Jahre.

Die Ausrechnungen der Absolutzeit der Sava-Flusslaufverlegungen, welche aus der Tabelle 6 und 7 ersichtlich sind, übereinstimmen im Rahmen der annehmbaren Fehler (Tabelle 8) mit den bekannten Zeitabschnitten. Weil aber die Ausrechnungen auf Grund der vertikalen Bodenbewegungen durchgeführt sind, ist das ein Beweis für die tektonischen Ursachen der Flusslaufverlegungen. Somit haben wir ausser den morphologischen Merkmalen über die tektonischen Gründe für die Verlegung des Flusslaufes auch einen quantitativen Beweis.

Die Sava-Flusslaufverlegungen sind nicht plötzlich, sondern in längeren Zeitabschnitten entstanden. Der Fluss wurde allmählich verlegt, so dass noch eine Zeit das alte Flussbett verwendet wurde und zugleich ein neues Bett aufgebrochen wurde. Es sind grössere und kleinere Inseln enstanden, welche auch auf den alten topographischen Karten zu ersehen sind. In der Endphase der Flussverlegung wurde das alte Flussbett verlassen, der Sava-Fluss strömte in ein neues Flussbett um. Alte tote Flussbetten als Überreste des vorherigen Flusstromes sind übrig geblieben. Es sind auch Beispiele zu ersehen, wo ein jüngerer Flusslauf in einem bestimmten Abschnitt ein altes totes Flussbett benutzt hatte, welches vor mehreren Jahrhunderten enstanden ist.

Tabelle 6. Flussbette des Sava-Flusses und die vertikalen Bewegungen in verschiedenen geschichtlichen Zeitabschnitten in dem Drnovo-Gebiet (siehe auch die Abb. 12)

Tabela 6. Struge reke Save in vertikalni premiki v različnih zgodovinskih obdobjih na področju Drnovega (glej tudi sliko 12)

$S=1{,}3\times10^{-3}$ m/Jahr

No. des Fluss-laufes	H (m)	V 20%H (m)	t ×100 Jhr.	T ×100 Jahre	T ×100 Jahre	T Jahrhundert
20	0,5	0,1	0,6±0,1	-4,9-0,6=-5,5	-5,6 ÷ -5,4	Mitte. 6. Jhrh.v.Chr.
19	0,5	0,1	0,6±0,1	-4,3-0,6=-4,9	-5,0 ÷ -4,8	Anf. 5. Jhrh.v.Chr.
18	0,8	0,2	1,2±0,1	-3,1-1,2=-4,3	-4,4 ÷ -4,2	2. Hft.5. Jhrh.v.Chr.
17	1,5	0,3	2,3±0,2	-0,8-2,3=-3,1	-3,3 ÷ -2,5	2. Hft. 4.–Mtt. 3.Jhrh.v. C.
16	1,5	0,3	2,3±0,2	1,5-2,3=-0,8	-1,0 ÷ -0,6	2.–Mtt.1.Jhrh.v.Chr.
* 15	6	1,2	9,2±0,9	1,5 * 1,5	0,6 ÷ 2,4 * 0 ÷ 3	Mitte 1.–Mitte 3. Jhrh. * 1.-4. Jhrh.
14	1	0,2	1,5±0,1	1,5+1,5=3,0	2,9 ÷ 3,0	Ende 3.-Anf. 4. Jhrh.
13	1,5	0,3	0,3±0,2	3,0+1,5=4,5	4,3 ÷ 4,7	Mitte 5. Jhrh.
12	1	0,2	1,5±0,1	4,5+1,5=6,0	5,9 ÷ 6,1	Ende 6 –Anf. 7. Jhrh.
11	1	0,2	1,5±0,1	6,0+1,5=7,5	7,4 ÷ 7,6	Mitte. 8. Jhrh.
10	1	0,2	1,5±0,1	7,5+1,5=9,0	8,9 ÷ 9,1	Ende 9.–Anf. 10. Jhrh.
9	1	0,2	1,5±0,1	9,0+1,5=10,5	10,4 ÷ 10,6	Mitte 11. Jhrh.
8	1	0,2	1,5±0,1	10,5+1,5=12,0	11,9 ÷ 12,1	Ende 12.–Anf. 13. Jhrh.
6	1,5	0,3	2,3±0,2	12,0+2,3=14,3	14,1 ÷ 14,5	1. Hälfte 15. Jhrh.
* 4	1,5	0,3	2,3±0,2	14,3+2,3=16,6 * 16,8	16,4 ÷ 16,8	2. Hälfte 17. Jhrh. * Ende 17. Jhrh.
* 3	0,7	0,14	1,07±0,1	16,6+1,07=17,67	17,5 ÷ 17,7 *17,6 ÷ 17,8	* 2. Hälfte 18. Jhrh.
2	0,5	0,1	0,6±0,1	17,67+1,5=18,27	18,1 ÷ 18,3	1. Hälfte 19. Jhrh.
* 1	0,5	0,1	0,6±0,1	18,27+0,6=18,87	18,87 ÷ 18,97 *18,8 ÷ 19,0	Ende 19. Jhrh. * Ende 19.–Anf. 20. Jhrh.

Tabelle 7. Flussbette des Sava-Flusses und die vertikalen Bewegungen in verschiedenen geschichtlichen Zeitabschnitten in dem Brežice- Gebiet (siehe auch die Abb. 12)

Tabela 7. Struge reke Save in vertikalni premiki v različnih zgodovinskih obdobjih na področju Brežic (glej tudi sliko 12)

$S=1{,}3\times10^{-3}$ m/Jahr

No. des Fluss-laufes	H (m)	V 20%H (m)	t ×100 Jhr.	T ×100 Jahre	T ×100 Jahre	T Jahrhundert
14	7	1,4	10,7±2,1	13,8-10,7=3,1	1,0 ÷ 5,2	2.–6. Jhrh.
7	1	0,2	1,5±0,1	15,3-1,5=13,8	13,7 ÷ 13,9	2. Hälfte 14. Jhrh.
5	1	0,2	1,5±0,1	16,8-1,5=15,3	15,2 ÷ 15.4	1. Hälfte 16. Jhrh.
* 4	1,5	0,3	2,3±0,2	* 16,8	16,6 ÷ 17,0	* 2. Hälfte 17. Jhrh.
* 3	0,6	0,12	0,9±0,1	16,8+0,9=17,7	17,6 ÷ 17,8 * 17,6÷17,8	* 2. Hälfte 18. Jhrh.
* 1	0,7	0,14	1,07±0,1	17,7+1,07=18,77	18,7 ÷ 18,9 *18,8 ÷ 19,0	* Ende 19.–Anf.20.Jhrh.

V- Terrassenhöhe; H- vertikale Bewegung; S- vertikale Bodenbewegung; t- relativer Zeitabschnitt; T- mittlere absolute Zeit; T- Zeitabschnitt ausgedrückt in absoluter Zeit, mit Fehler-Berücksichtigung; * Zeit- und Raum-Festpunkt des Flusslaufes

Tabelle 8. Unterschiede in der Datierung der Zeitfestpunkte der Flussläufe nach den historischen Daten und nach der Ausrechnungen

Tabela 8. Razlike v datiranju repernih rečnih strug med zgodovinskimi podatki in izračuni

No. des Fluss-laufes	T (×100 Jahre)		*deltaT* (×100 Jahre)
	Tab. 6	Tab. 7	
1	18,7	18,7	0,0
2	17,7	17,6	0,1
4	16,6	16,8	0,2
15	3,0	3,1	0,1

Tektonische Aktivität zwischen Krško und Brežice in der geschichtlichen Zeit

Aus dem Netz der alten Sava-Flussläufe sind zwei Gebiete zu ersehen, welche sich nach dem Typ des Mäandrierens, der Dichte von alten Flussbetten und deren Richtungen unterscheiden (Abb. 12). Nordwestlich von der Linie Vihre – Trebež liegt das Gebiet von Drnovo, südöstlich aber das Brežice-Gebiet. Im Drnovo-Gebiet zeigen die alten Flussbetten auf die überwiegenden aktiven Oberflächen-Störungen in der Richtung NO-SW und W-O, das Gebiet von Brežice auf die aktiven Oberflächenstörungen überwiegend in der Richtung NW-SO und N-S. Beide Gebiete sind unter dem Einfluss der Segmente von zwei Störungszonen, eine bei Drnovo und die zweite bei Brežice, welche die grösste seismische Wirkungsfähigkeit haben (Abb. 2).

Als Masstab der tektonischen Aktivität wurden die Daten über die Grösse der vertikalen Bewegung (V) und die absolute Zeit (T) aus den Tabellen 6 und 7 berücksichtigt. Die graphische Darstellung zeigt die Abbildung 13. Die Grösse der vertikalen Bewegungen (V) bedeutet die seismischen Bewegungen, welche bei den Erdbeben entstanden sind, zusammen mit den aseismischen Bewegungen, entstanden mit den ständigen Gleitungen (creeping). Beide Bewegungsarten aber wurden als die tektonische Aktivität bezeichnet.

Aus dem Graph (Abb. 13) ist zu ersehen, dass die beiden Gebiete, von Drnovo und Brežice, mehr oder weniger unabhängig tätig sind. Eine gemeinsame Aktivität ist erst in dem 17. Jahr. ersichtlich. Das Drnovo-Gebiet zeigt im Zeitabschnitt zwischen dem 6. Jahrh. vor Chr. und dem Anfang des 20. Jahrh, die grösste tektonische Aktivität zwischen der zweiten Hälfte des 1. Jahrh. und der Mitte des 6. Jahrh. n. Chr. (V=1,4 m). Das ist auch in dem dichteren Netz der alten Flussbetten und Mäandren ausgeprägt (Abb. 12). Eine deutlich schwächere tektonische Aktivität zeigt das Ge-

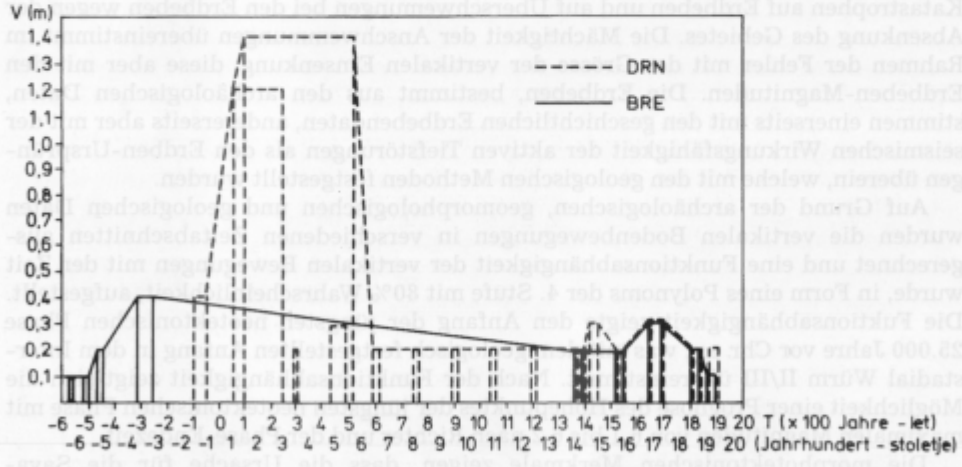


Abb. 13. Graph der tektonischen Aktivität zwischen Krško und Brežice

T- absolute Zeit; **V**- vertikale Bewegung; **DRN**- Gebiet von Drnovo; **BRE**- Gebiet von Brežice

Sl. 13. Graf tektonske aktivnosti med Krškim in Brežicami

T- absolutni čas; **V**- vertikalni premik; **DRN**- področje Drnovega; **BRE**- področje Brežic

biet von Drnovo in der ersten Hälfte des 15. Jahrh. (V=0,3 m) und wieder im 17. Jahrh. (V=0,3 m) mit einem weniger dichten und verzweigten Netz der alten Flussläufe.

Das Brežice-Gebiet war in dem historischen Zeitabschnitt tektonisch weniger aktiv als das Drnovo-Gebiet. Das Brežice-Gebiet erreichte in dem abgehandelten Zeitabschnitt zwei Höhepunkte: zwischen der zweiten Hälfte des 4. Jahrh. vor Chr. und der Mitte des 3. Jahrh. vor Chr. (V=0,4 m) und in dem 17. Jahrh. (V=0,3 m). Am Ende des 19. Jahrh. und am Anfang des 20. Jahrh. zeigt das Drnovo-Gebiet eine Tendenz des Anhaltens der Werte aus dem 19. Jahrh. (V=0,2 m), das Gebiet von Brežice aber zeigt eine abfallende Tendenz (V=0,1 m).

Die vorgestellten Ausführungen zeigen eine hohe Stufe der Korrelation zwischen den aktiven Tiefstörungen, den aktiven Oberflächen-Störungssystemen, den Flusslauf-Verlegungen und den vertikalen Bewegungen in der geschichtlichen Zeit.

Schlussfolgerungen

Der Krško-Einbruchstal, welcher sich in Südost-Slowenien befindet, ist eine intramontane tektonische Senkung, welche allmählich vom oberen Pliozän bis heute entstanden ist. Dessen Ausbildung ist noch nicht beendet, worüber die tektonischen Vorgänge und Erdbeben zeugen. Die rezente tektonische Aktivität ist in den morphotektonischen Merkmalen, in den unnormalen Flussverlegungen und in den archäologischen Fundstellen sichtbar.

Die Korrelation von geomorphologischen, archäologischen, geschichtlichen, seismotektonischen und seismologischen Daten, sowie deren Bearbeitung mit statistischen Methoden hat eine hohe Stufe der Wahrscheinlichkeit gezeigt. Im Gebiet der archäologischen Ausgrabungen des Mittelalter-Marktes Gutenwerth zeigen die Katastrophen auf Erdbeben und auf Überschwemungen bei den Erdbeben wegen der Absenkung des Gebietes. Die Mächtigkeit der Anschwemmungen übereinstimmt im Rahmen der Fehler mit der Grösse der vertikalen Einsenkung, diese aber mit den Erdbeben-Magnituden. Die Erdbeben, bestimmt aus den archäologischen Daten, stimmen einerseits mit den geschichtlichen Erdbebendaten, andererseits aber mit der seismischen Wirkungsfähigkeit der aktiven Tiefstörungen als den Erdben-Ursprüngen überein, welche mit den geologischen Methoden festgestellt wurden.

Auf Grund der archäologischen, geomorphologischen und geologischen Daten wurden die vertikalen Bodenbewegungen in verschiedenen Zeitabschnitten ausgerechnet und eine Funktionsabhängigkeit der vertikalen Bewegungen mit der Zeit wurde, in Form eines Polynoms der 4. Stufe mit 80% Wahrscheinlichkeit, aufgestellt. Die Fuktionsabhängigkeit zeigte den Anfang der jüngsten neotektonischen Phase 25.000 Jahre vor Chr. an, was mit dem geologisch festgestellten Anfang in dem Interstadial Würm II/III übereinstimmt. Nach der Funktionsabhängigkeit zeigt sich die Möglichkeit einer Prognose des Höhepunktes der jüngsten neotektonischen Phase mit maximalen Magnituden von 6,1 bis 6,2 nach Richter und der Phase-Endezeit.

Die morphotektonischen Merkmale zeigen, dass die Ursache für die Sava-Flussverlegungen in der alluvialen Schotterebene die seismischen und aseismischen Bewegungen an aktiven Oberflächen-Störungen sind. Ein quantitativer Beweis dafür wurde auf Grund der Höhen von Flussterrassen und der festgestellten vertikalen Bodenbewegungen abgeleitet. Für verschiedene alte Flussläufe, die noch heute in Form von Flussterrassen und trockenen Flussbetten erhalten sind, wurde die

Entstehungszeit ausgerechnet. Die erhaltenen Ergebnisse übereinstimmen mit den bekannten Flusslauf-Datierungen aus der Römerzeit (nach den archäologischen Angaben), aus dem 17. Jahrhundert (nach der alten topographischen Karte aus dem Jahr 1909 und der alten Bildgraphik aus dem Jahr 1689), aus der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts (nach der Josephinischen Militärlandeskarte aus Jahren 1763-1787) und dem Ende des 19. bis Anfang des 20. Jahrhunderts (nach der alten topographischen Karte aus dem Jahr 1909).

Alle bisherigen Ausführungen sprechen auch über die relativ schnellen Relief-Veränderungen wegen der Flusslaufverlegungen in der Alluvialebene des Krško-Einbruchstales – nicht nur in der geologischen, sondern auch in der menschlichen Geschichte. Solche Veränderungen und Katastrophen, deren Ursache die tektonischen und Erdbeben-Erscheinungen gewesen sind, hatten auch die Veränderungen der Zivilisation beeinflusst.

Danksagung

Der Verfasser ist Herrn Dr. Gerhard Schäffer von der Geologischen Bundesanstalt Wien und Prof. Dr. Stanko Buser von der Universität in Ljubljana für ihre Anregungen zur Ausarbeitung dieses Beitrags zum aufrichtigen Dank verpflichtet. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. S. Buser und Herrn Prof. Dr. Eduard Prelogović von der Universität in Zagreb für deren nützliche Rezensionbemerkungen. Der Verfasser dankt auch Herrn Dipl.-Ing. Janez Štern für die deutsche Übersetzung der Arbeit aus der slowenischen Sprache und Herrn Mag. Vladimir Žumer, Direktor des Archivs von Slowenien, für das Vermitteln der alten topographischen Karten.

Recentna tektonska aktivnost Krške udorine

Krška udorina v jugovzhodni Sloveniji je neotektonska udorina, ki nastaja postopoma vse od zgornjega pliocena do danes. Njeno oblikovanje še ni končano, kar pričajo tektonski in potresni pojavi. Recentna tektonska aktivnost je vidna v morfotektonskih pojavih, v nenormalnih pretočitvah rek in v arheoloških najdiščih.

Komparacija geomorfoloških, arheoloških, zgodovinskih, seizmotektonskih in seizmoloških podatkov in njihova obdelava s statističnimi metodami je pokazala visoko stopnjo verjetnosti. Arheološka izkopavanja srednjeveškega trga Gutenwerth kažejo ob potresih na katastrofe in poplavljanje zaradi ugrezanja ozemlja. Debelina naplavin se v okviru napak ujema z velikostjo vertikalnega ugrezanja, ta pa z magnitudami potresov. Potresi, ki so ugotovljeni iz arheoloških podatkov, se po eni strani ujemajo s podatki o zgodovinskih potresih, po drugi strani pa s seizmično zmogljivostjo aktivnih globinskih prelomov kot seizmičnih izvorov, ki so bili določeni po geoloških metodah.

Na podlagi arheoloških, geomorfoloških in geoloških podatkov je izračunana hitrost vertikalnih premikov v različnih časovnih obdobjih in postavljena funkcijska odvisnost vertikalnih premikov od časa v obliki polinoma 4. stopnje z 80-odstotno verjetnostjo. Funkcijska odvisnost je pokazala začetek najmlajše neotektonske faze 25.000 let pred Kr., kar se ujema z geološko določenim začetkom v interstadialu würm II/III. Funkcijska odvisnost nam nakazuje možnost prognoziranja vrhunca najmlajše neotektonske faze z maksimalnimi magnitudani 6,1 in 6,2 po Richterju in čas njenega konca.

Morfotektonski znaki kažejo, da so prestavitvam reke Save v aluvialni prodni ravnici vzrok seizmični in aseizmični premiki ob aktivnih površinskih prelomih. Kvantitativni dokaz za to smo ugotovili na podlagi višine rečnih teras in ugotovljene hitrosti vertikalnih premikov. Posameznim starim rečnim tokovom, ki so še danes ohranjeni v obliki rečnih teras in suhih strug, smo izračunali čas nastanka. Dobljeni rezultati se ujemajo z znanimi datacijami rečnih tokov iz rimskega obdobja (po arheoloških podatkih), iz 17. st. (po stari topografski karti iz leta 1909 in stari grafiki iz leta 1689), iz 2. polovice 18. st. (iz jožefinske vojaške karte iz let 1763–1787) in iz konca 19. do začetka 20. stol. (po stari topografski karti iz leta 1909).

Vsa dosedanja izvajanja tudi govore o relativno hitrih spremembah reliefa zaradi sprememb rečnega toka v aluvialni ravnici Krške udorine ne samo v geološki, ampak tudi v človeški zgodovini. Take spremembe in katastrofe, katerih vzrok so tektonski in potresni pojavi, so vplivale tudi na civilizacijske spremembe.

Schriftum

Aki, K. 1992: Hight-order interrelations between seismogenic structures and earthquake process. – Tectonophysics *211*, No. 1–4, 1–12. Elsevier, Amsterdam.

Bonilla, M. G. & Bucknam, R. C. 1970: Interim report on world wide historical surface faulting. Open File Rep. – U.S. Geol. Surv., Washington, D.C.

Bowman, D. & Gerson, R. 1968: Morphology of the Latest Quaternary surface faulting in the Gulf of Elat region, Eastern Sinai. – Tectonophysics *128*, 1/2, 97–119, Elsevier, Amsterdam.

Brodar, S. 1955: Kostanjevica ob Krki, paleolitska postaja na planem (Résumé: Kostanjevica sur Krka, station paléolithique en plein aire). – Razprave 4. razr. SAZU *3*, 433–462, Ljubljana.

Cluf, L. S., Hansen, W. C., Taylor, C. L., Weawer, K. D., Brogan, G. E., McClure, F. E., Idriss, I. M. & Bayney, J. A. 1982: Site evaluation in seismically active regions – an interdisciplinary team aproach. – Site selection considering tectonic and seismic data, Lecture 21.6.1, San Francisco.

Ellenberg, J. 1992: Recent fault tectonics and thier relations to the seismicity of East Germany. – Tectonophysics *202*, No. 2–4, 117–121, Elsevier, Amsterdam.

Enciklopedija Slovenije 1994: 8. Heft, S. 207. – Mladinska knjiga Ljubljana.

Grafenauer, B. (ed.), 1979: Zgodovina Slovencev. – Cankarjeva založba, Ljubljana.

Josephinische Landesaufnahme, Militarische Sektion Rann, 1:28.800, 1763–1787. Reprint aus Buch: Josephinische Landesaufnahme 1763–1787 für das Gebiet der Republik Slowenien – Karten. ZC SAZU und Arhiv Slovenije, Ljubljana 1969.

Kasahara, K. 1981: Earthquake mechanics. – Cambridge University Press.

Pleničar, M., Premru, U. & Herak, M. 1976: Osnovna geološka karta SFRJ, list Novo mesto, 1:100.000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pleničar, M. & Premru, U. 1977: Tolmač za list Novo mesto, (Abstract: Geology of the sheet Novo mesto), Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije (Abstract: Neotectonic Evolution of Eastern Slovenia). – Geologija *19*, 211–249, Ljubljana.

Premru, U. 1990 a: Seizmična zmogljivost aktivnih globinskih prelomov, nova metoda (Abstract: Seismic capability of the active deep faults – a new technique). – XII. kongr. na geol. na Jugosl., knj. 5, 114–162, Ohrid.

Premru, U. 1990 b: Uporabnost geomorfologije v tektoniki s pomočjo daljinske zaznave (Abstract: Application of geomorphology in tectonics by using remote sensing data). – 5. znanstveno posvetovanje geomorfologov Jugoslavije, Krško 1990, zbornik referatov, 173–180, Ljubljana.

Prochazkova, D. 1983: Relationship among the source parameters of earthquake in Europe. – Tectonophysics, *93*, 3/4, 307–311, Elsevier, Amsterdam.

Ribarič, V. 1982: Seizmičnost Slovenije, katalog potresov (792 n.e. – 1981). – Publikacije Seizmološkega zavoda SR Slovenije, Serija A, št. 1–1 Ljubljana. Seismicity of Slovenia, Catalogue of earthquakes (792 A.D. – 1981). – Publications of the Seismological Survey of the SR Slovenia, Series A, No. 1–1, Ljubljana.

SAZU, 1975: Arheološka najdišča Slovenije. – Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Inštitut za arheologijo, Državna založba Slovenije, Ljubljana.

Slemmons, D. B. 1977: State of the art for assesing earthquake hazards in the United States. Rep. 6: Faults and earthquake magnitude. – U.S. Army Corps Eng. Misc. Pap., S–73–1.

Spezialkarte Kfeld. Rann und Samobor, 1:75.000. – R. Lechner (Wilhelm Müller), k.u.k Hof- und Universitätsbuchhandlung in Wien, 1909.

Swanson, M. T. 1992: Fault structure, wear mechanics and rupture processes in Pseudotachylyte generation. – Tectonophysics, *204*, No. 3/4, 223–242, Elsevier, Amsterdam.

Šercelj, A. 1963: Razvoj würmske in holocenske gozdne vegetacije v Sloveniji (Zusammenfassung: Die Entwicklung der Würm- und der Holozän-Waldvegetation in Slowenien). – Razprave VII, SAZU razr. IV, 361–418, Ljubljana.

Šercelj, A. 1970: Würmska vegetacija in klima v Sloveniji (Zusammenfassung: Würmzeitliche Vegetation und Klima in Slowenien). – Razprave XIII, SAZU razr. IV, 209–249, Ljubljana.

Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1972: Tumač za list Zagreb (Abstract: Geology of the sheet Zagreb), Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Šikić, K., Basch, O. & Šimunić, A. 1978: Osnovne geološka karta SFRJ, list Zagreb. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Šribar, V. & Stare, V. 1977: Spremembe rečnega korita v srednjem toku Krke. – Krško skozi čas, 617–625, Krško.

Tornquist, A. 1918: Erdbeben von Rann an der Save vom 29. Jänner 1917. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge, Nr.52, Akad.d.Wiss. in Wien, Math.-naturwiss. Klasse, Wien.

Valič, A. 1994: Časovna in kulturna preglednica arheoloških najdišč Slovenije. – Gorenjski tisk, Kranj.

Vischer, G. M. 1689: Topographia ducatus Stiriae, Graz. Reproduzierte Ausgabe, Abbildung 91 und 92. – Cankarjeva založba, Ljubljana, 1971.

O premiku ob Savskem prelomu

Displacement along the Sava fault

Ladislav Placer
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Ključne besede: Periadriatski lineament, Savski prelom, Slovenija
Key-words: Periadriatic lineament, Sava fault, Slovenia

Kratka vsebina

Potrjena je domneva, da je Celjski prelom vzhodni podaljšek Savskega preloma, iz česar izvira hipotetična podmena, da so oligocenske plasti Radovljiške kotline, v kateri je andezitni tuf, odrezani in premaknjeni del oligocenskih plasti in enakega tufa iz Celjske kotline. Na podlagi tega je določen hipotetični premik ob Savskem prelomu 65–70 km. Savski prelom je najjužnejši od spremljajočih prelomov Periadriatskega lineamenta.

Abstract

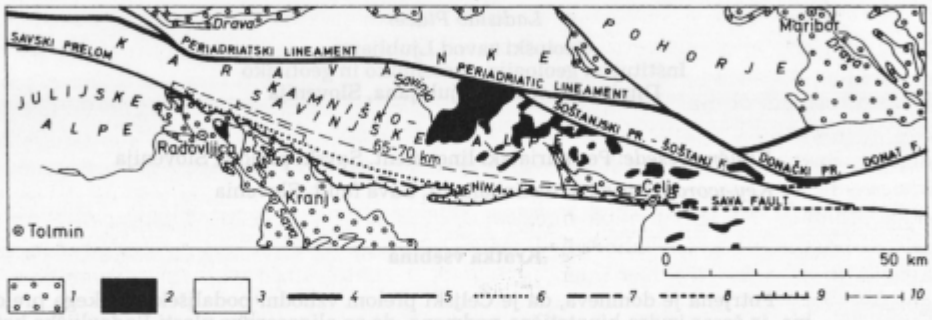
The presumption on the Celje fault being the eastern prolongation of Sava fault was confirmed. Therefrom arises the hypothesis that the Oligocene beds in the Radovljica basin in which andesitic tuff occure are a dislocated part of the are Oligocene marine clay and the corresponding tuff from the Celje basin. On this basis the displacement of 65–70 km along Sava fault was estirmated. The Sava fault is the southernmost fault of the Periadriatic lineament zone in the wider sense.

Savski prelom v Južnih Alpah je odkril Teller (1896), širše ga je pod tem imenom predstavil Kossmat (1913, 109–110). Potekal naj bi na meji med Karnijskimi Alpami, Karavankami in Kamniško-Savinjskimi Alpami na severu ter Julijskimi Alpami in Vzhodnimi Posavskimi gubami na jugu. V Zgornjesavski dolini naj bi bila prelomna ploskev strma, na vzhodu pa položna; ob njej naj bi bile Kamniško-Savinjske Alpe narinjene proti jugu na Vzhodne Posavske gube.

Savski prelom kot strm desnozmični prelom na celotni dolžini sta v skladu s tedanjimi spoznanji med prvimi obravnavala Hinterlechner – Ravnik in Pleničar (1967, 224) in na podlagi vzporejanja andezitnega tufa v oligocenski morski glini Radovljiške kotline z enakim tufom v Kamniško-Savinjskih Alpah sklepala na

premik ob njem do 25 km. Vendar iz njunega članka ni razvidno, do kod proti vzhodu naj bi segal Savski prelom. V tem smislu je zanimiva interpretacija Savskega preloma na karti strukturnega modela Italije (Bigi et al., 1990), kjer je kot vzhodni podaljšek Savskega preloma obravnavan Libojski ali Marijareški prelom (Buser, 1978, 1979) v Motniški sinklinali.

Podrobne raziskave zadnjih let v Posavskih gubah so pokazale, da je vzhodni podaljšek Savskega preloma t.i. Celjski prelom z listov Ljubljana (Premru, 1983a, 1983b) in Celje (Buser, 1978, 1979) na južnem obrobju Celjske kotline. To misel so uveljavili Kazmer s sodelavci (1996) in Fodor s sodelavci (1996, Sava-Celje fault). Po našem sega Savski prelom od Karnijskih Alp do stika s Šoštanjskim prelomom in še naprej proti vzhodu (sl. 1) in tvori pravzaprav najjužnejšega od spremljajočih prelomov Periadriatskega lineamenta.



Sl. 1. Potek Savskega preloma

1 Kvartar; *2* Oligocenski andezitni tuf; *3* Terciarne in starejše kamnine; *4* Periadriatski lineament; *5* Prelom; *6* Savski prelom prekrit z narivnimi grudami; *7* Savski prelom v narivni grudi; *8* Slabo viden Savski prelom na Osnovni geološki karti 1:100.000; *9* Narivna ploskev; *10* Območje Radovljiške in Celjske kotline z oligocenskimi plastmi znatne debeline

Fig. 1. Line of the Sava fault

1 Quaternary; *2* Oligocene andezite tuff; *3* Tertiary and older rocks; *4* Periadriatic lineament; *5* Fault; *6* Sava fault overlaied with thrust sheets; *7* Sava fault within the thrust sheet; *8* Poorly visible Sava fault in the Geological map 1:100.000; *9* Thrust plane; *10* Radovljica and Celje basin area with the Oligocene beds of considerable thicknes

Savski prelom je nastal kot desnozmični prelom, nato se je zaradi spremembe globalne geometrije, kar bomo obravnavali v posebni razpravi, spremenilo napetostno stanje. Trajektorije največje normalne napetosti so se tedaj postavile približno pravokotno na smer preloma in v tistih delih, kjer se ob njem stikajo kompetentne in nekompetentne kamnine, so se prve narinile na slednje. Tako so se Kamniško-Savinjske Alpe iz karbonatnih kamnin narinile na severovzhodni rob Radovljiške in Ljubljanske kotline ter na zahodni del Vzhodnih Posavskih gub. Nanje se je narinila tudi Menina planina. Omenjeno narivanje ni enotno, vendar narivne grude skoraj povsod prekrivajo glavno prelomno ploskev Savskega preloma. Tam, kjer je ta vidna, npr. na južnem robu Celjske kotline, pa je presekana z zmičnimi prelomi (Buser, 1978), kar tudi kaže na spremembo napetostnega stanja. Prelom med Kokro in Županjimi Njivami je segment Savskega preloma v narivni grudi. Narivanje Kamniško-Savinjskih

Alp prek Savskega preloma so opazili tudi avtorji strukturnega modela Italije. Povsem razumljivo je, da tega narivanja ne moremo enačiti s krovnimi narivi Kamniško-Savinjskih Alp.

Domnevna velikost desnozmičnega premika ob Savskem prelomu temelji na že omenjeni konstrukciji Hinterlechner-Ravnikove in Pleničarja, le da je mogoče z združitvijo prvotnega Savskega preloma in Celjskega preloma v enotni Savski prelom bolj logično razmišljati o tem vprašanju. Kazmer in sodelavci (1996) ugotavljajo premik 40 km, in sicer na podlagi razdalje med zahodnima robovoma Radovljiške kotline in Smrekovškega oligocenskega bazena, vendar se zdi sprejemljivo tudi vzporejanje oligocenskih plasti osrednjega dela Radovljiške in Celjske kotline, kjer so le-te v obeh primerih izjemno debele. Premik, konstruiran po tem načelu, znaša okoli 65–70 km (sl. 1). Vse tri variante (25, 40, 65–70 km) so hipotetične in jih je treba preveriti z nadrobnimi raziskavami.

Ob tej priliki je pomembno omeniti opazko Ampfererja (1917, 419), da so v eni od prelomnih ploskev prelomne cone Savskega preloma (terminologija v današnjem smislu) pri Mostah vidne vertikalne drse. Le-te bi lahko kazale na drugo fazo geneze Savskega preloma.

Desni premik ob Savskem prelomu se je moral zgoditi po oligocenski dobi, morda celo po miocenski, narivanje ob njem pa je povezano z neotektonsko aktivnostjo. Razlaga Savskega preloma v novem smislu se ujema z ugotovitvijo Jelena s sodelavci (1992) o razliki v razvoju terciarnih plasti v severnem in južnem krilu Celjskega preloma, ne potrjuje pa mnenja Buserja (1978, 1979), da poteka Savski prelom diagonalno prek Vzhodnih Posavskih gub, saj je premik ob prelomu mimo Zagorja ob Savi, ki ga Buser imenuje Savski, neznaten in ni v skladu s premikom v Zgornjesavski dolini.

Displacement along the Sava fault

The Sava fault in the Southern Alps was discovered by Teller (1896), and introduced under that name by Kossmat (1913, 109–110). Its position is supposed to be at the boundary between the Karnian Alps, Karavanke and Savinja Alps in the north, and the Julian Alps and Eastern Sava folds in the south. In the Upper Sava valley the fault plane is reportedly steep and in the east it is gentle. Along it the Savinja Alps were thrust southwards over the Eastern Sava folds.

The Sava fault was considered a steep dextral fault in its entire length accordingly with the concepts of those times among the first by Hinterlechner – Ravnik & Pleničar (1967, 224). Based on the comparison of the andesitic tuff in Oligocene marine clay of the Radovljica basin with similar tuff in the Savinja Alps they estimated the displacement along it to be at most 25 km. In their paper the eastward extension of the Sava fault is not clearly defined. Interesting from this aspect is the interpretation of the Sava fault in the map of the structural model of Italy (Bigi et al., 1990) on which the Liboje or Marija Reka fault in the Motnik syncline is considered as the eastern extension of the Sava fault (Buser, 1978, 1979).

Recent detailed investigations in the Sava folds have shown that the eastern extension of the Sava fault is the so-called Celje fault of the sheets of geological map 1:100.000 Ljubljana (Premru, 1983a, 1983b) and Celje (Buser, 1978, 1979) in the south borderland of the Celje basin. This concept was asserted by Kazmer et al. (1996) and Fodor et al. (1996, Sava-Celje fault). In this new sense the Sava fault

should extend from the Karnian Alps to the contact with the Šoštanj fault, and farther eastward (fig. 1), and it should represent actually the southernmost among the accompanying faults of the Periadriatic lineament.

The Sava fault was initially formed as a dextral, after which the tension state changed owing to a change of the global geometry. This should be discussed in a separate paper. The trajectories of the highest normal tension were then directed aproximately perpedicular to the fault direction. In those parts in which along the fault competent and incompetent rocks came in contact, the first were thrust over the latter. In this way the Savinja Alps that consist of the carbonate rocks were thrust over the northeast part of the Radovljica and Ljubljana basins and over the west part of the Eastern Sava folds. On the latter also Menina planina was overthrusted. The discussed thrusting was not uniform, but the thrusted units almost everywhere cover the main fault plane of the Sava fault. In places where it can be observed, as in the southern rim of the Celje basin, the fault plane is cut by strike-slip faults (Buser, 1978), which is also an illustration of the change of the tension state. The fault between Kokra and Županje Njive is a segment of the Sava fault in a thrust nappe. Of the existence of thrusting of the Savinja Alps over the Sava fault became aware also the authors of the structural model of Italy. It is entirely clear, however, that this thrusting cannot be equated with the nappes of the Savinja Alps.

The supposed size of the dextral displacement along the Sava fault is based on the mentioned construction of Hinterlechner-Ravnik and Pleničar. The combining of the original Sava fault and the Celje fault into a unique Sava fault made possible a more logical reasoning about this problem. Kazmer et al. (1996) report a displacement of 40 km, as based on the distance between the west rims of the Radovljica basin and the Smrekovec Oligocene basin. Acceptable appears also comparing of Oligocene beds of the central parts of the Radovljica and Celje basins, where they are in both circumstances of impressive thickness. The displacement as estimated according to this principle amounts to about 65–70 km (fig. 1). All three variants (25, 40, 65–70 km) are hypothetic, and their reality should be verified through detailed investigations.

Here the remark by Ampferer (1917, 419) should be mentioned on the existence of vertical striations in one of fault planes of the dislocation zone of the Sava fault (according to the present terminology). These grooves might be indications of the second stage of Sava fault evolution.

The right slip along the Sava fault must have occurred in the post-Oligocene, possibly even post-Miocene times, while the overthrusting along it might be associated with neotectonics. The interpretation of the Sava fault in the new sense is conforming with the statement of Jelen et al. (1992) on the difference of development of Tertiary beds between the north and south flanks of the Celje fault. This, however, does not confirm Buser's (1978, 1979) opinion on the trace of the Sava fault crossing diagonally the Eastern Sava folds, since the displacement along the fault at Zagorje ob Savi, named the Sava fault by Buser, is insignificant, and is not in accordance with the displacement that was established in the Upper Sava valley.

Literatura

Ampferer, O. 1917: Ueber die Saveterrassen in Oberkrain. – Jb. Geol. R.-A. *67*, 405–434, Wien.

Bigi, G., Consentino, D., Parotto, M., Sartori, R. & Scandone, P. 1990: Structural model of Italy, Sheet N 2, 1:500.000. Consiglio nazionale delle ricerche, Florence.

Buser, S. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ, List Celje, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1979: Tolmač lista Celje, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Fodor, L., Jelen, M., Marton, E., Skaberne, D., Čar, J. & Vrabec, M. 1996: Miocene tectonic evolution of the Periadriatic Zone and sourrounding area in Slovenia: repeated dextral transpression. PANCARDI Workskoph 1996. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. *41*, 101–148, 106, Wien.

Hinterlechner-Ravnik, A. & Pleničar, M. 1967: Smrekovški andezit in njegov tuf. – Geologija *10*, 219–237, Ljubljana.

Jelen, B., Aničić, B., Brezigar, A., Buser, S., Cimerman, F., Drobne, K., Monostori, M., Kedves, M., Pavšič, J. & Skaberne, D. 1992: Model of positional relationships for Upper Paleogene and Miocene strata in Slovenia. I.U.G.S. – S.O.G. Miocene Columbus Project, Portonovo (Ancona, Italy), 71–72, Abstracts.

Kazmer, M., Fodor, L., Jazsa, S., Jelen, B., Herlec, U. & Kuhlemann, J. 1996: Late Miocene palaeogeography of Slovenia and the Southern Alps: A palinspastic approach. 6. Symposium Tektonik – Stukturgeologie – Kristallingeologie, 212–214, Facultas, Salzburg.

Kossmat, F. 1913: Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Ges. *6*, 61–165, Wien.

Premru, U. 1983a: Osnovna geološka karta SFRJ, List Ljubljana, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1983b: Tolmač lista Ljubljana, Osnovna geološka karta SFRJ, 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Teler, F. 1896: Erläuterungen Zur geologishen Karte der östlichen Ausläufer der Kanischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Geol. R.-A., Wien.

GEOLOGIJA *39*, 289–302 (1996), Ljubljana

Pecin nariv ob Periadriatskem lineamentu

Peca thrust at the Periadriatic lineament

Ladislav Placer
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Key-words: Periadriatic lineament, eastern Karavanke Mountains, Slovenia
Ključne besede: Periadriatski lineament, vzhodne Karavanke, Slovenija

Kratka vsebina

Pri študiju strukturne geneze mežiških rudišč svinca in cinka v vzhodnih Karavankah severno od Periadriatskega lineamenta je bil odkrit obsežen nariv, ob katerem se je masiv Pece narinil v smeri približno proti vzhodu do severovzhodu na osrednji del mežiških rudišč. Narivanje je povzročilo sukanje strukturnih blokov (makrolitonov) v mežiških rudiščih proti vzhodu. Pecin nariv je mogoče hipotetično povezati z zmikanjem ob Periadriatskem lineamentu in je verjetno posledica efekta transpresije. Sukanje strukturnih blokov v rudiščih bi utegnilo biti, vsaj v določenem smislu, povezano s procesi epigeneze in oksidacije svinčevih in cinkovih rud.

Abstract

Studying structural genesis of the Mežica lead and zinc deposits situated in the eastern Karavanke Mountains, north of the Periadriatic lineament, we discovered a comprehensive thrust (Peca thrust sheet). The Peca massif was thrusted approksimately toward the east to northeast on to the central part of the Mežica deposits. This caused eastward rotation of the structural blocks (macrolithons) in the Mežica deposits. It can hypothetically be connected with strike slip along the Periadriatic lineament and is probably the result of the transpressive effect. The relation of the structural blocks in the deposits could be, at least in certain sense, connected with the epigenesis and oxidation of the lead and zinc ores.

Uvod

Ob vsestranski podpori geologov Geološke službe Rudnika svinca in cinka Mežica je bil leta 1996 v okviru raziskovalne naloge Strukturno-kinematske raziskave mežiških rudišč svinca in cinka pri projektu Paleontologija, stratigrafija in tektonika v Sloveniji, št. J1-7018-0215, kartiran del rudišča Luskačevo in zgornji del doline Tople. Tu so podane pomembnejše ugotovitve, ki pa so preliminarne, saj raziskava še ni končana.

V članku so uporabljeni stratigrafski, tektonski in drugi podatki iz objavljenih del o mežiških rudiščih (Štrucl, 1965, 1970, 1974, 1984), podatki Osnovne geološke karte SFRJ 1:100.000, list Ravne na Koroškem (Mioč & Žnidarčič, 1983; Mioč et al., 1983) in Geološke karte vzhodnega dela Karavank 1:25.000 (Bauer et al., 1981, 1983) ter podatki iz bogate dokumentacije Geološke službe rudnika svinca in cinka v Mežici. Obravnavane so predvsem strukturne razmere, zato je stratigrafija obdelana le toliko, kolikor je to potrebno za razumevanje vsebine. Dosledno je uporabljena formacijska terminologija, zaradi česar je bilo treba uvesti nov termin za "alpski školjkoviti apnenec" (alpiner Muschelkalk), za katerega je predlagan izraz Koprivenska formacija, saj so te plasti lepo razvite v Koprivni na slovenski in avstrijski strani. Ostaja pa odprto vprašanje primernega poimenovanja permoskitskih klastitov, ker bi ustrezno ime lažje izbrali avstrijski geologi. V tem članku je le začasno uporabljen termin "Permoskitska" formacija v narekovajih.

Zgradba ozemlja

Pri študiju strukturne geneze mežiških rudišč je bil pri kartiranju Tople in Pece odkrit obsežen nariv, poimenovan po Peci, ob katerem je le-ta narinjena na osrednji del mežiških rudišč. Geološke razmere širšega mežiškega območja so prikazane na sl. 1, kjer je razvidno, da gradijo obravnavano ozemlje tri strukturne enote s specifično notranjo zgradbo. To so: 1. enota iz magmatskih in visoko metamorforiziranih kamnin Železnokapelske magmatske cone, 2. enota iz formacij visoko-, srednje- in nizkometamorforiziranih kamnin, Štalenske in "Permoskitske" formacije ter terciarnih

Sl. 1. Tektonska skica širše okolice mežiških rudišč. Dopolnjeno po Štruclu (1984, sl. 17)

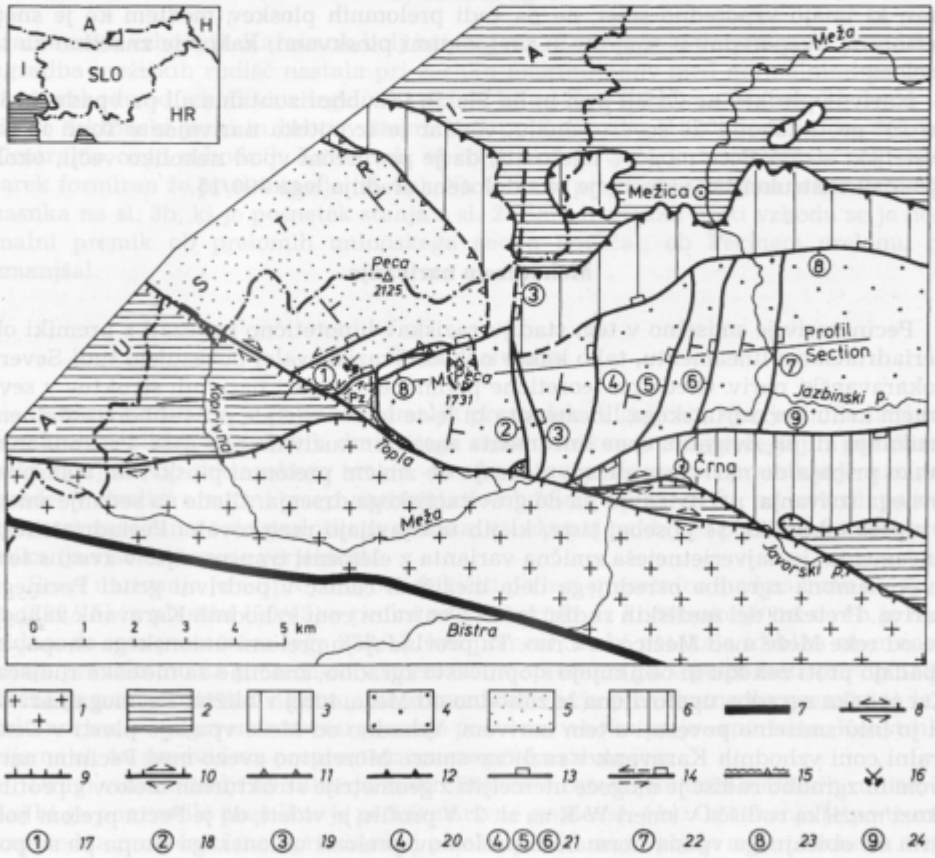
1 Območje pretežno kompetentnih kamnin. Železnokapelska magmatska cona. Prelomna cona Periadriatskega lineamenta; *2* Območje nekompetentnih kamnin. Štalenska in "Permoskitska" formacija ter terciarne kamnine; *3,4,5,6* Območje pretežno kompetentnih karbonatnih kamnin; *3* Cona severnokaravanškega nariva. Zgornji trias in jura; *4* Centralna cona. Območje mežiških rudišč, trias; *5* Centralna cona. Pecina narivna gruda, trias, (Pz – paleozoik); *6* Javorska cona. Permotrias, trias; *7* Glavna prelomna ploskev prelomne cone Periadriatskega lineamenta; *8* Reverzni prelom z elementi zmikanja. Mejni prelom prelomne cone Periadriatskega lineamenta; *9* Narivnica Velunjskega nariva; *10* Nariv z elementi zmikanja; *11* Narivnica Pecinega nariva; *12* Narivnica Severnokaravanškega nariva; *13* Normalni prelom; *14* Normalni prelom s poševnim premikom (poševni normalni prelom); *15* Izdanki skitskih plasti ob narivnici Pecinega nariva; *16* Rudnik v zapiranju v Topli; *17* Končnikov prelom; *18* Pecnikov prelom; *19* Pecin prelom; *20* Helenski prelom; *21* Snop unionskih prelomov; *22* Ladinkov prelom; *23* Godčev prelom; *24* Plešivški prelom

Fig. 1. Tectonic sketch-map of the Mežica deposits wider surrounding. Completed after Štrucl (1984, fig. 17)

1 Area with prevailing competent rocks. The Železna Kapla (Eisenkapel) magmatic zone. Fault zone of the Periadriatic lineament; *2* Area incompetent rocks. Formations of high, middle and low metamorphosed rocks, the Štalenska Gora (Magdalensberg) and the "Permo-Scythian" Formation and the Tertiary rocks; *3,4,5,6* Area with prevailing competent carbonate rocks; *3* The North Karavanke thrust zone, Upper Triassic; *4* The Central zone, area of the Mežica deposits, Triassic; *5* The Central zone, Peca thrust body, Triassic, (Pz – Palaeozoic); *6* The Javorje zone, Permo-Scyt, Triassic; *7* The main fault plane of the Periadriatic lineament fault zone; *8* Reverse fault with strike-slip elements; *9* Boundary of the Velunja thrust; *10* Thrust with strike-slip elements; *11* Boundary of the Peca thrust; *12* Boundary of the North Karavanke thrust; *13* Normal fault; *14* Normal fault with oblique movements (oblique normal fault); *15* Autcrops of the Scythian beds by the boundary of the Peca thrust; *16* Mine at closure in Topla; *17* Končnik fault; *18* Pecnik fault; *19* Peca fault; *20* Helena fault; *21* Group of the Union faults; *22* Ladinek fault; *23* Godec fault; *24* Plešivec fault

kamnin in 3. enota iz pretežno karbonatnih kamnin -od "Permoskitske" do Werfenske, Koprivenske, Wettersteinske, Carditske in Glavnodolomitne formacije in iz jurskih plasti. Te kamnine se po Štruclu (1970, 1984) razprostirajo v treh conah v smeri zahod-vzhod. Na severu je Cona severnokaravanškega nariva, sledi proti jugu Centralna cona in nato Javorska cona. Izstopa Centralna cona, ki je nad preostalima dvignjena ob dveh normalnih prelomih, Godčevem na severu in Plešivškim na jugu. V njej je pretežni del mežiških rudišč. Zahodni del Centralne cone je kot pecina narivna gruda narinjen na preostali del Centralne cone in na Cono severnokaravanškega nariva.

Tektonska skica na sl. 1 je narejena po Štruclovi shemi (1984, sl. 17), Velunjski nariv je povzet po Mioču in Žnidarčiču (1983, sl. 4) in Mioču s sodelavci (1983), na novo so interpretirane razmere v Topli, kjer je na podlagi detajlnega kartiranja in kinematske rekonstrukcije jezik paleozojskih plasti zahodno od Male Pece (Pz na sl. 1) interpretiran kot del pecine narivne grude in zaradi tega ni šrafiran kot druge paleozojske kamnine v Topli.



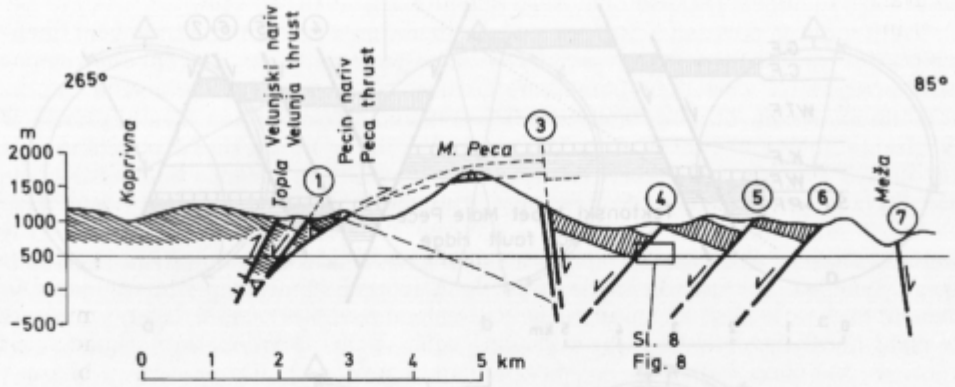
Narivna ploskev Pecinega nariva je lepo vidna na južnem pobočju Pece na Zajčji peči in na Plazih. Na Geološki karti vzhodnih Karavank (Bauer et al., 1981) je na severnem pobočju Pece skoraj na isti nadmorski višini izrazita prelomna ploskev, za katero je moč sklepati, da je zelo položna, saj skoraj povsem sledi izohipsam. Iz njenega poteka in po enotnem vpadu plasti v krovninskem bloku je mogoče sklepati, da gre verjetno za isto narivno ploskev, ki vpada položno proti zahodu do severozahodu.

Za ta članek je pomembna le notranja zgradba narivne in podrivne grude Pecinega nariva. V narivni grudi vpadajo plasti proti severovzhodu (povprečno 50/45) in se poševno naslanjajo na narivno ploskev od najstarejših spodnjetriasnih na jugozahodu do najmlajših zgornjetriasnih na severovzhodu in delajo enostavni poševni rez, ki je značilen za narivne strukture. Pomembnejši prelomi v tej grudi vpadajo proti severozahodu (povprečno 315/50) in imajo značilni navidezni levi premik. V podrivni grudi je vpad plasti v osrednjem delu mežiških rudišč rahlo odklonjen od vzhodne smeri proti jugovzhodu (povprečno 100/30), prevladujejo pa normalni prelomi približno v smeri N-S, ki vpadajo pretežno proti zahodu (povprečno 280/40); to so prelomi unionskega snopa in le nekateri, npr. Pecin prelom, proti vzhodu (povprečno 80/85). Vpad Pecinega preloma je bil izmerjen v Torčovljevem rovu. V dosedanjih delih so unionski prelomi obravnavani kot sistem prelomov, vendar je sistem skupina prelomov, ki imajo vzporedno smer, ne pa tudi prelomnih ploskev, medtem ko je snop definiran z vzporednimi smermi in prelomnimi ploskvami, kakor je značilno za te prelome.

Narivna ploskev na Zajčji peči in na Plazih je subhorizontalna ali pa vpada za 5° do 10° proti zahodu do severozahodu, vendar je iz poteka narivnice v Topli in na avstrijski strani Pece mogoče ugotoviti, da je povprečni vpad nekoliko večji, okoli 15°. Za konstrukcijske namene je bila določena srednja lega 290/15.

Mehanizem narivanja

Pecin nariv je smiselno v tem stadiju raziskav hipotetično povezati s premiki ob Periadriatskem lineamentu, tako kakor nekateri raziskovalci povezujejo tudi Severnokaravanški nariv. Glede na teoretične podmene o genezi narivnih struktur v severnem krilu Periadriatskega lineamenta bi le-te lahko nastale pri subhorizontalnem zmikanju ali pri dviganju cone lineamenta zaradi intruzivnih procesov. Pri zmikanju lahko prihaja do narivanja zaradi vlečenja ob zmični prelomni ploskvi ali transpresivnega izrivanja, pri dviganju pa do gravitacijskega drsenja. Glede na sedanje smeri v alpski tektoniki, še posebej tiste, ki jih uveljavljajo raziskovalci Periadriatskega lineamenta, je najverjetneješa zmična varianta z elementi transpresije. V zvezi s tem je pomembna zgradba osrednjega dela mežiških rudišč v podrivni grudi Pecinega nariva. Pretežni del mežiških rudišč leži v Centralni coni vzhodnih Karavank zahodno od reke Meže med Mežico in Črno. Tu prevladujejo prelomi unionskega snopa, ki vpadajo proti zahodu in oblikujejo stopničasto zgradbo, značilno za mežiška rudišča. Ker je taka zgradba ugotovljena le zahodno od Meže, torej v bližini Pecinega nariva, bi jo bilo smiselno povezati s tem narivom. Vzhodno od Meže vpadajo plasti v Centralni coni vzhodnih Karavank v različne smeri. Morebitno zvezo med Pecinim narivom in zgradbo rudišč je mogoče utemeljiti z geometrijo strukturnih blokov v profilu skozi mežiška rudišča v smeri W-E na sl. 2. V profilu je videti, da je Pecin prelom bolj strm od običajnega vpada normalnih prelomov, prelomi unionskega snopa pa so položnejši. Nenavadna je tudi enotna lega plasti, saj velja, da je ta v drugih delih Cen-



Sl. 2. Shematski profil mežiških rudišč. Dopolnjeno po Štruclu (1984, sl. 18).
Legenda na sliki 3

Fig. 2. Scheme section of Mežica deposits. Completed after Štrucl (1984, figure 18).
Symbols in fig. 3

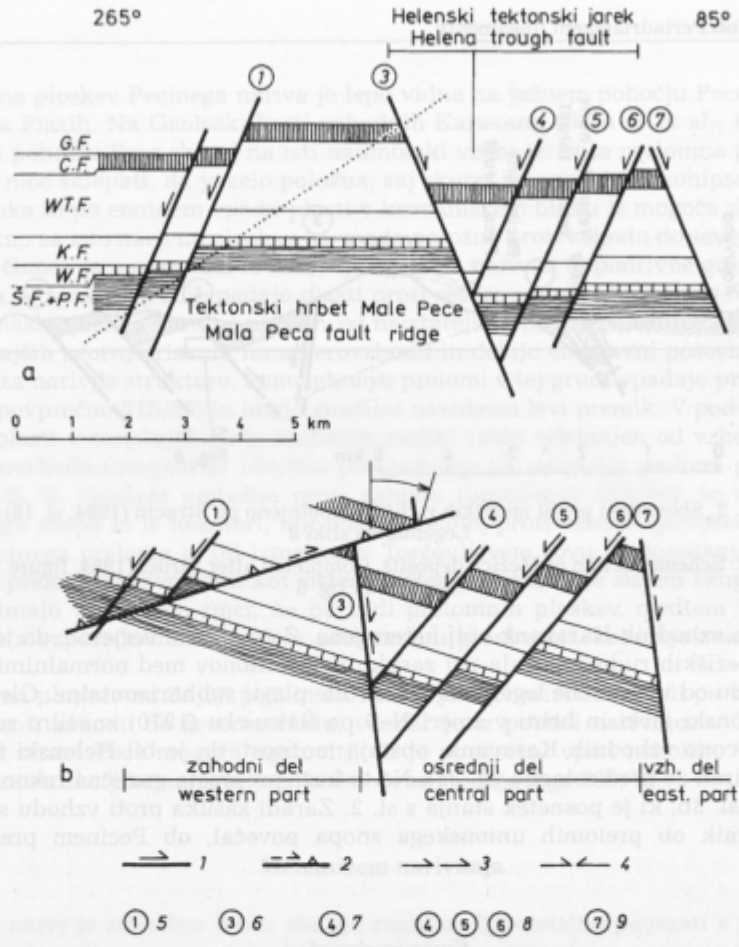
tralne cone vzhodnih Karavank bolj heterogena. Zato je zelo verjetno, da je sedanja zgradba mežiških rudišč nastala pri zasuku makrolitonov med normalnimi prelomi proti vzhodu od izhodiščne lege, v kateri so bile plasti subhorizontalne. Glede na to, da so tektonski jarki in hrbti v smeri N-S po Štruclu (1970) značilni za celotno Centralno cono vzhodnih Karavank, obstaja možnost, da je bil Helenski tektonski jarek formiran že pred rotacijo (sl. 3a). Na to kaže preprosta grafična rekonstrukcija zasuka na sl. 3b, ki je posnetek stanja s sl. 2. Zaradi zasuka proti vzhodu se je normalni premik ob prelomih unionskega snopa povečal, ob Pecinem prelomu pa zmanjšal.

Smer narivanja

O smeri narivanja je potreben temeljit premislek. V golicah, kjer je vidna narivna ploskev, ni nikjer tektonskih drs višjega reda, ploskev je na precejšnjih površinah celo zglajena do tektonskega zrcala, kar kaže na poligonalno premikanje narivne grude. V analizi o možni smeri narivanja so obdelani štirje vidiki, od katerih pa noben sam zase nima teže geološkega dokaza, vsi skupaj pa dajejo podatek o smeri premikanja visoke stopnje verjetnosti.

Smer narivanja je najprej mogoče določiti po legi presečnice med narivno ploskvijo (290/15) in plastmi (50/45) v pecini narivni grudi. Iz konstrukcije na sl. 4 a je razvidno, da ima presečnica lego 332/12, kar pomeni, da bi potekala idealna smer narivanja pravokotno na presečnico v smeri 62°, v splošnem pa v polju med 332° in 152°. Treba je pač upoštevati dejstvo, da je smer narivanja pravokotna na presečnico le v čelu nariva, v njegovem ramenu je nanjo poševna, v boku pa je vzporedna. Konstrukcija na sl. 4 a predvideva preproste razmere pred narivanjem.

Drugi vidik temelji na sukanju makrolitonov v osrednjem delu mežiških rudišč, ki naj bi ga povzročilo premikanje pecine narivne grude (sl. 4 b). Os sukanja je po teoriji vzporedna presečnici med prelomnimi ploskvami, ki razmejujejo makrolitone in mejo med kompetentnimi in nekompetentnimi kamninami, v primeru Mežice med triasni-



Sl. 3. Geneza stopničaste zgradbe mežiških rudišč

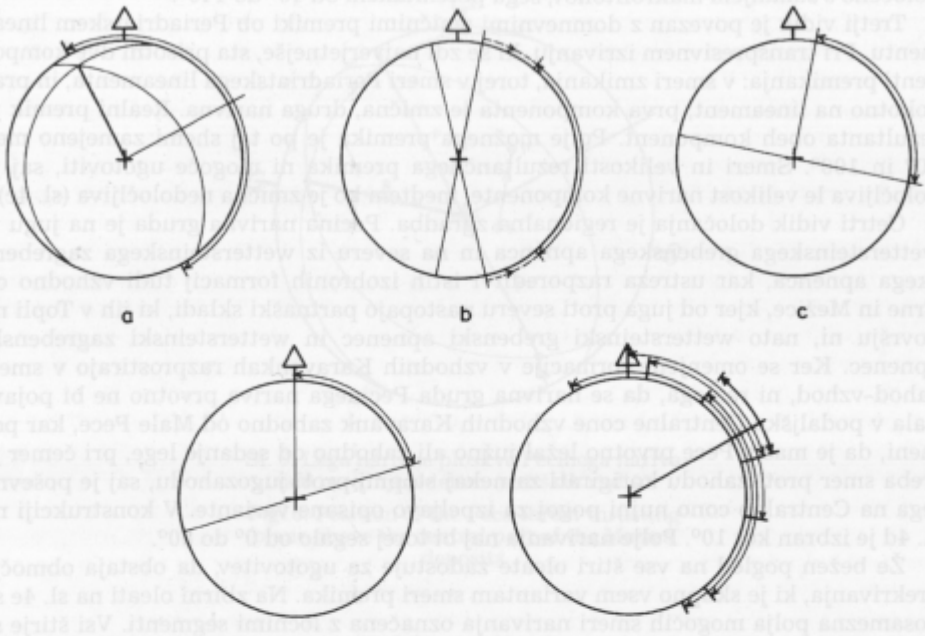
3a. Stanje pred nastankom Pecinega nariva
3b. Stanje po narivanju

G.F. Glavnodolomitna formacija; *C.F.* Carditska formacija; *WT.F.* Wettersteinska formacija; *K.F.* Koprivenska formacija (školjkoviti apnenec, alpiner Muschelkalk); *W.F.* Werfenska formacija; *Š.F.+P.F.* Štalenska in "Permoskitska" formacija; *1* Normalni prelom. Premik v profilni ravnini; *2* Pecin nariv. Premik izven profilne ravnine; *3* Premika pred sukanjem in zaradi sukanja sta enako usmerjena; *4* Premika pred sukanjem in zaradi sukanja sta usmerjena nasprotno; *5* Končnikov prelom; *6* Pecin prelom; *7* Helenski prelom; *8* Snop unionskih prelomov; *9* Ladinkov prelom

Fig. 3. Genesis of the step structure of the Mežica deposits

3a. Situation before Peca thrust origin
3b. Situation after thrusting

G.F. Main dolomite Formation; *C.F.* Cardita Formation; *WT.F.* Wetterstein Formation; *K.F.* Koprivna (Koprain) Formation (alpiner Muschelkalk); *W.F.* Werfen Formation; *Š.F.+P.F.* Štalenska Gora (Magdalensberg) and "Permo-Scythian" Formation; *1* Normal fault. Dislocation along section plane; *2* Peca thrust. Dislocation out of the section plane; *3* Dislocations before rotation and due to it are directed the same; *4* Dislocations before rotation and due to it are directed on the contrary; *5* Končnik fault; *6* Peca fault; *7* Helena fault; *8* Group of the Union faults; *9* Ladinek fault



Sl. 4. Smer premika pecine narivne grude

4a. Smer premika glede na presečnico med narivno ploskvijo in plastmi v narivni grudi
4b. Smer premika glede na lego rotirajočih makrolitonov v osrednjem delu mežiških rudišč
4c. Smer premika glede na učinek transpresije
4d. Smer premika glede na regionalne razmere
4e. Smer premika glede na kriterije na oleatah 4a, 4b, 4c,4d

Fig. 4. Direction of dislocation of the Peca thrust body

4a. Direction of movement according to transection line betwen the plane of thrusting and the beds within the thrusting body
4b. Direction of movement according to the position of rotating macrolithons in the central part of the Mežica deposits
4c. Direction of movement according to the transpression effect
4d. Direction of movement according to regional conditions
4e. Direction of movement according to the criterions on the 4a, 4b, 4c and 4d structural diagrams

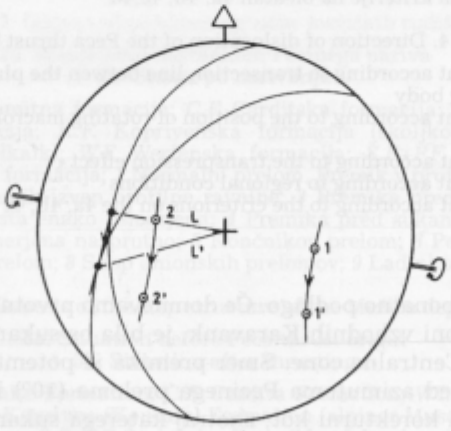
mi karbonati in nekarbonatno podlago. Če domnevamo prvotno subhorizontalno lego skladov v Centralni coni vzhodnih Karavank, je bila os sukanja orientirana v smeri normalnih prelomov Centralne cone. Smer premika je potemtakem zamejena z lego osi sukanja v polju med azimutoma Pecinega preloma (10°) in unionskih prelomov (170°), zmanjšanem za korekturni kot, znotraj katerega sukanje ni mogoče, saj premikanje v smeri blizu osi sukanja zaradi trenja v prelomnih ploskvah ne more povzročiti sukanja makrolitonov. Velikost korekturnega kota je določena po občutku (30°), saj ni na voljo ustreznih eksperimentalnih podatkov iz literature. Polje narivanja,

določeno s sukanjem makrolitonov, sega potemtakem od 40° do 140°.

Tretji vidik je povezan z domnevnimi zmičnimi premiki ob Periadriatskem lineamentu. Pri transpresivnem izrivanju, ki se zdi najverjetnejše, sta prisotni dve komponenti premikanja: v smeri zmikanja, torej v smeri Periadriatskega lineamenta, in pravokotno na lineament; prva komponenta je zmična, druga narivna. Realni premik je rezultanta obeh komponent. Polje možnega premika je po tej shemi zamejeno med 10° in 100°. Smeri in velikosti rezultančnega premika ni mogoče ugotoviti, saj je določljiva le velikost narivne komponente, medtem ko je zmična nedoločljiva (sl. 4c).

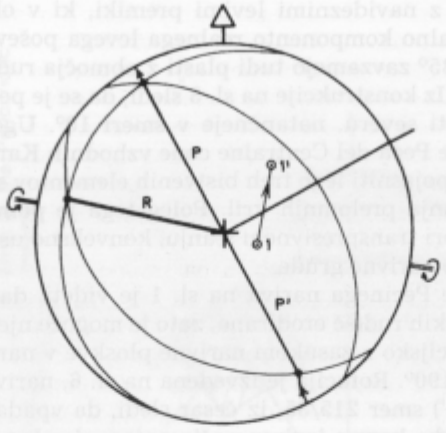
Četrti vidik določanja je regionalna zgradba. Pecina narivna gruda je na jugu iz wettersteinskega grebenskega apnenca in na severu iz wettersteinskega zagrebenskega apnenca, kar ustreza razporeditvi istih izohronih formacij tudi vzhodno od Črne in Mežice, kjer od juga proti severu nastopajo partnaški skladi, ki jih v Topli na površju ni, nato wettersteinski grebenski apnenec in wettersteinski zagrebenski apnenec. Ker se omenjene formacije v vzhodnih Karavankah razprostirajo v smeri zahod-vzhod, ni razloga, da se narivna gruda Pecinega nariva prvotno ne bi pojavljala v podaljšku Centralne cone vzhodnih Karavank zahodno od Male Pece, kar pomeni, da je masiv Pece prvotno ležal južno ali zahodno od sedanje lege, pri čemer je treba smer proti zahodu korigirati za nekaj stopinj proti jugozahodu, saj je poševna lega na Centralno cono nujni pogoj za izpeljavo opisane variante. V konstrukciji na sl. 4d je izbran kot 10°. Polje narivanja naj bi torej segalo od 0° do 80°.

Že bežen pogled na vse štiri oleate zadostuje za ugotovitev, da obstaja območje prekrivanja, ki je skupno vsem variantam smeri premika. Na zbirni oleati na sl. 4e so posamezna polja mogočih smeri narivanja označena z ločnimi segmenti. Vsi štirje se prekrivajo med 40° in 80°, na podlagi česar je mogoče sklepati, da se je masiv Pece premaknil proti severovzhodu do vzhodu-severovzhodu.



Sl. 5. Sukanje pecine narivne grude

Fig. 5. Rotation of the Peca thrust body



Sl. 6. Lega narivne ploskve Pecinega nariva nad osrednjim delom mežiških rudišč

Fig. 6. Position of the Peca thrust thrusting plane above the central part of the Mežica deposits

Dolžina narivanja

Dolžina narivanja je v tem trenutku težko določljiva, saj se je ne da ugotoviti brez analize premikov ob preostalih prelomih in narivih na območju Pecinega nariva.

Odnos med narivno in podrivno grudo

S stališča velike verjetnosti predlaganega kinematskega modela je zanimiva primerjava notranje zgradbe narivne in podrivne grude Pecinega nariva. Če je pecina narivna gruda del zahodnega dela Centralne cone vzhodnih Karavank, mora med Peco in osrednjim delom mežiških rudišč obstajati notranja strukturna vez, pri čemer pa je treba upoštevati dejstvo, da po sl. 3 pecina narivna gruda ni del osrednjega dela mežiških rudišč, temveč zahodnega podaljška tektonskega hrbta Male Pece in obsežnega pogreznjenega območja zahodno od tod, v katerem domnevamo normalne prelome, vzporedne unionskemu snopu. Do razlike v legi glavnih elementov strukture, plasti in prelomov, bi po preprosti presoji lahko prišlo na dva načina: ali zaradi sukanja okoli subvertikalne osi ali okoli neke subhorizontalne osi, pri čemer je mogoče njeno morebitno poševno lego v tem trenutku zanemariti, saj gre le za okvirno rešitev vprašanja. Prva varianta odpade že na pogled, saj se smeri prelomov iz podrivne grude pri tolikšnem zasuku, da je vpad plasti soglasen, ne ujemajo. Zanimiv pa je zasuk okoli subhorizontalne osi v smeri 280–100 (sl. 5), ki je bila določena konstrukcijsko. Pri zasuku 35° se normalni prelomi unionskega snopa (1) postavijo v smer SW-NE in vpadajo proti severozahodu (1'), lineacija po smeri vpada normalnih prelomov unionskega snopa (L) pa postane poševna (L'). To pomeni, da se severozahodno krilo ob tako zasukanem prelomu premakne poševno levo navzdol, kar ustreza prelomom v

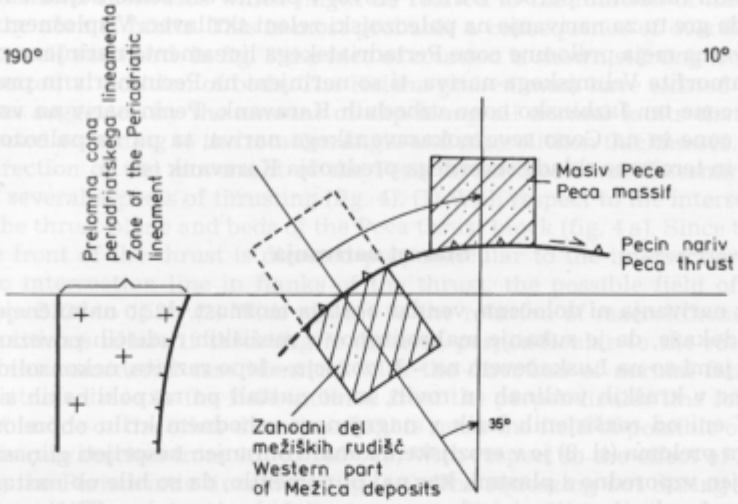
južnem pobočju Pece z navideznimi levimi premiki, ki v obravnavanem primeru predstavljajo horizontalno komponento realnega levega poševnega premika. Pri zasuku okoli iste osi za 35° zavzamejo tudi plasti z območja rudišč (2) srednjo lego leteh v masivu Pece (2'). Iz konstrukcije na sl. 5 sledi, da se je pecina narivna gruda pri narivanju nagnila proti severu, natančneje v smeri 10°. Ugotovitev je pomembna zato, ker potrjuje, da je Peca del Centralne cone vzhodnih Karavank, saj je mogoče z zasukom okoli ene osi pojasniti lego treh bistvenih elementov strukture: plasti, prelomov in smeri premikanja prelomnih kril. Poleg tega je pomembno, da so narivne ploskve, ki nastanejo pri transpresivnem stanju, konveksno usločene, kar že samo po sebi pojasnjuje rotacijo narivne grude.

Iz poteka narivnice Pecinega nariva na sl. 1 je videti, da je narivna gruda nad osrednjim delom mežiških rudišč erodirana, zato je mogoče njeno lego na tem območju določiti le konstrukcijsko z zasukom narivne ploskve v narivni grudi za 35° proti jugu oziroma v smeri 190°. Rotacija je izvedena na sl. 6, narivna ploskev na Peci (1) ima v zasukani legi (1') smer 215/35, iz česar sledi, da vpada nad osrednjim delom rudišča proti jugozahodu, kar na izviren način pojasnuje vlogo Kordeževega preloma v Topli (Štrucl, 1974, sl. 1) v vznožju zahodnega pobočja Male Pece. Na sl. 1 je ta prelom risan kot narivnica Pecinega nariva. Za tako interpretacijo je več razlogov; prvi je že omenjena sprememba smeri narivne ploskve, drugi je prikazan v profilu na sl. 3b, kjer so paleozojske plasti narinjene na Wettersteinsko formacijo, tretji pa so werfenski sljudni peščenjaki in sljudni laporji, ki se pojavljajo ob robu imenovane ploskve vse od Zajčjih peči do Florina, kjer je nad domačijo lepa golica werfenskega sljudnega laporja. Lego teh plasti pojasnjujeta profila na sl. 2 in sl. 3 b.

Na konstrukciji na sl. 6 je tudi natančneje določena os rotacije narivne grude Pecinega nariva, in sicer kot presečnica med izmerjeno in rotirano narivno ploskvijo (R). Orientirana je v smeri 285/15.

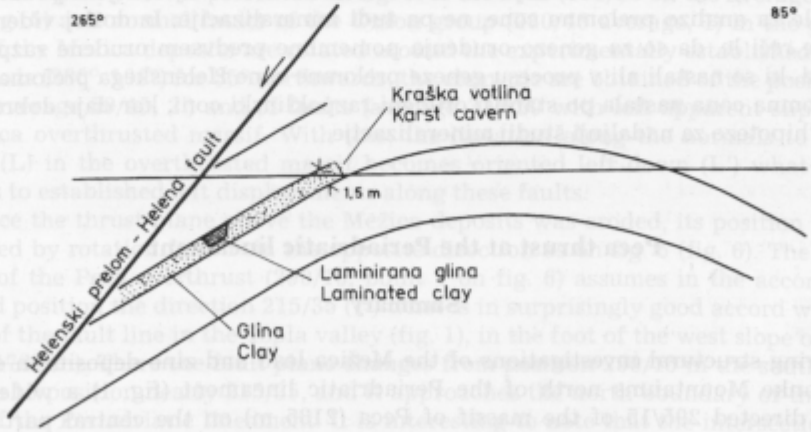
Če je Kordežev prelom narivna ploskev Pecinega nariva je treba pojasniti tudi prelom med Zajčjo pečjo in Končnikom, ki razmejuje paleozojske sklade od skladov Werfenske in Koprivenske formacije. Štrucl (1974, sl. 1) je ta prelom poimenoval Končnikov prelom. V odstavku o zgradbi Tople je bilo že omenjeno, da nastopajo v pecini narivni grudi prelomi, ki vpadajo položno proti severozahodu z levim premikom poševno navzdol (sl. 5). Končnikov prelom ustreza tem karakteristikam, le da je premik ob njem večji in oblikuje zahodno steno tektonskega hrbta Male Pece med imenovanim in Pecinim prelomom oziroma vzhodno steno pogreznjene strukture zahodno od tod (sl. 3 a). V tem kontekstu je treba razložiti tudi stik paleozojskih in werfenskih plasti od Končnika proti severozahodu čez Preval proti izviru Koprivne, ki ga je Štrucl štel h Končnikovemu prelomu, Mioč et al. (1983b) pa so ta stik obravnavali kot Pecin prelom in ga povlekli po dolini Tople navzdol do prelomne cone Periadriatskega lineamenta, ne da bi upoštevali dejstvo, da je s tem imenom že leta 1965 Štrucl poimenoval prelom v vzhodnem pobočju Pece. Po podatkih Geološke karte vzhodnih Karavank (Bauer et al., 1981) ta prelom ne sega čez greben Čermove glave v Koprivenski Peci na Avstrijskem, zato je verjetnejša razlaga, da gre za nariv paleozojskih metamorfitov na Centralno cono vzhodnih Karavank, ki ga je treba razlagati kot zahodni podaljšek Velunjskega nariva.

Razmerje med zahodnim delom mežiških rudišč (sl. 3) in masivom Pece ter sukanje narivne ploskve Pecinega nariva pojasnuje shematski profil na sl. 7. Sukanje pecine narivne grude je posledica konveksnega usločenja narivnih ploskev ob Periadriatskem lineamentu, kakor ta pojav razlagajo tudi drugi raziskovalci vzhodnih Karavank, npr. Kahler in Prey (1963). Ob tem je treba opozoriti na smer narivne



Sl. 7. Kinematska razlaga sukanja pecine narivne grude
Fig. 7. Kinematic explanation for rotation of the Peca thrust body

ploskve Pecinega nariva na sl. 6, po kateri bi se moral "Kordežev prelom" poševno naslanjati na severni rob prelomne cone Periadriatskega lineamenta, čemur razmere na terenu povsem ustrezajo. S tega zornega kota je zanimiv stik severnega roba prelomne cone Periadtriatskega lineamenta ali njene mejne prelomne ploskve pri Spodnjem Burjaku v Topli (Štrucl, 1974, sl. 4) z wettersteinskim apnencem Centralne cone. Tu je granodiorit ob položni narivni ploskvi narinjen na wettersteinski apne-



Sl. 8. Kraška votlina v obprelomni gubi wettersteinskega apnenca ob Helenskem normalnem prelomu na 7. obzorju rudišča Luskačevo
Fig. 8. Karst cavern in the fault fold in wetterstein limestone by the Helena normal fault at the 7th level of the Luskačevo deposit

nec. O enakih razmerah poroča Exner (1976) v profilu čez sedlo Šajda v Karnijskih Alpah, le da gre tu za narivanje na paleozojski zeleni skrilavec. V splošnem je na Mežiškem severna meja prelomne cone Periadriatskega lineamenta narinjena na paleozojske metamorfite Velunjskega nariva, ti so narinjeni na Pecin nariv in preostali del Centralne cone ter Jazbinsko cono vzhodnih Karavank, Pecin nariv na vzhodni del Centralne cone in na Cono severnokaravanškega nariva, ta pa na paleozojske, permoskitske in terciarne sklade severnega prednožja Karavank (sl. 1).

Starost narivanja

Starost narivanja ni določena, vendar obstaja možnost, da jo natančneje ugotovimo, če se dokaže, da je sukanje makrolitonov v mežiških rudiščih povezano z narivanjem. V jami so na Luskačevem na – 7. obzorju – lepo razvite, nekonsolidirane gline odložene v kraških votlinah in rovih, ki so nastali po razpoklinskih sistemih in lezikah. V eni od razširjenih lezik v nagnjenem vzhodnem krilu obprelomne gube Helenskega preloma (sl. 8) je v erozijskem kanalu ohranjen nesprijeti glinasti laminit, ki je nagnjen vzporedno s plastmi, kar naj bi pomenilo, da so bile ob nastanku laminirane gline in plasti wettersteinskega apnenca subhorizontalne. Kljub preprostemu sklepu pa je treba sedimente kraških votlin natančneje raziskati, saj so vpadi laminiranih glin v posameznih votlinah zelo različni. Ugotoviti je treba, kdaj imamo opravka z navzkrižno plastnatostjo in kdaj je nagnjenost resnično povezana z neotektonskimi procesi.

Sklep

Sklepno razmišljanje o genezi strukture mežiških rudišč velja smiselno povezati z genezo svinčeve in cinkove rude ob prelomih unionskega snopa. Štrucl (1984, 286) domneva, da je to orudenje nastajalo zaradi epigenetskih procesov od triasa do današnjih dni. Helenski prelom na Luskačevem je bil v okviru te raziskave kartiran le na 7. obzorju, kjer je ruda že odkopana, zaradi česar so do sedaj dobljeni podatki primerni le za analizo prelomne cone, ne pa tudi mineralizacije. Iz doslej videnega je mogoče reči le, da so za genezo orudenja pomembne predvsem orudene razpoke in prelomi, ki so nastali ali v procesu geneze prelomne cone Helenskega preloma ali pa je prelomna cona nastala po starejši orudeni razpoklinski coni, kar daje dobro izhodiščno hipotezo za nadaljnji študij mineralizacije.

Peca thrust at the Periadriatic lineament

Summary

During structural investigations of the Mežica lead and zinc deposits in eastern Karavanke Mountaiuns north of the Periadriatic lineament (fig. 1) a widespread thrust directed 295/15 of the massif of Peca (2135 m) on the central part of the deposits was restablished. The thrust plane is visible on the south and north slopes of Peca. In the section through the most characteristic part of the desposits in figure 2 appears the asymmetrical graben (Helena graben, fig. 3) with the Peca fault in the west and the group of sepwisely disposed Union faults in the east. The graben as a

whole is inclined eastwards which might be related to the rotation of macrolithons between the normal faults. This is most probable a consequence of overthrusting of the Peca massif eastward. In fig. 3 the idea of rotation is shown starting from the initial subhorizontal position of beds. The Helena graben must have existed before the rotation, as suggested by the amount of slip along all normal faults that is higher than expected according to the rotation angle and macrolithon thicknesses.

The direction of the movement of the Peca thrust block was determined on the ground of several aspects of thrusting (fig. 4). (1) With respect to the intersection line between the thrust plane and beds of the Peca thrust block (fig. 4 a). Since the thrusting in the front of the thrust is directed perpendicular to the intersection line, and parallel to intersection line in flanks of the thrust, the possible field of thrusting ranges from 332° to 152°. (2) With respect to the rotation of macrolithons (fig. 4 b). The macrolithons rotate if thrusting is directed perpendicular to the rotation axis that is in the considered case identical with the direction of normal faults, but it might be situated also in the field inclined from the perpendicular line for approximately 60° in one or the other direction. In this sense the field of possible overthrusting for this case reaches from 40° to 140°. (3) With respect to the effect of transpression along the Periadriatic lineament (fig. 4 c). The squeezing out during transpression consists of two components of displacement, the strike – slip component in the direction of the strike – slip fault, this is the Periadriatic lineament, and the thrust fault that is perpendicular to the lineament. The thrust field extends according to this concept from 10° to 100°. (4) With respect to the regional aspect (fig. 4 d). The Peca thrust block should have been situated originally according to its lithology in the west extension of the Mežica deposits, so that the thrust field is displaced for 0° to 80°. The direction of the real thrusting of the Peca massif must obey all four listed aspects. The field of superposition on fig. 4e is relatively narrow, between 40° and 80°.

If the Peca overthrust massif is the western extension of the Mežica deposits, then both massifs, the over- and the underthrusted one, should be of equal internal structure. The equality test is presented on fig. 5: If the beds (100/30 on the average, point 2 on fig. 5) and normal faults of the Union group (280/40 average, 1) in the central zone of the Mežica deposits are rotated around the experimentally established horizontal axis (280°–100°) for 35° northwards, the elements are obtained of the position of beds (average 50/45, 2') and of faults (average 315/50 with left apparent slip, 1') in the Peca overthrusted massif. With this, the lineation along the normals to Union faults (L) in the overthrusted massif becomes oriented left down (L') what corresponds to established left displacements along these faults.

Since the thrust plane above the Mežica deposits was eroded, its position can be obtained by rotation for 35° in the opposite direction as on fig. 5 (fig. 6). The thrust plane of the Peca overthrust (290/15, point 1 on fig. 6) assumes in the accordingly rotated position the direction 215/35 (1') what is in surprisingly good accord with the trace of the fault line in the Topla valley (fig. 1), in the foot of the west slope of Mala Peca (1731 m). There the fault plane changes from position 290/15 in the south slope of Peca to position nearly 215/35, and it approaches the north boundary of the fault zone of the Periadriatic lineament. It is interesting to note that the intersection line between beds and the thrust plane has the same position in the rotated as well as in the unrotated position (P, P'), and the axis of rotation R of the everthrust plane (285/15) is very close to the experimentally established axis (280°–100°) which means that the axis of real rotation most probably was situated in the overthrust plane.

The kinematic model of the cause of rotation is shown on fig. 7. Already the convex shaping of the thrust plane southwards around an axis of the parallel direction to the Periadriatic lineament (280°–100°) indicates overthrusting owing to the effects of transpression. The Peca massif as the original west extension of the Mežica deposits was overthrust northeast- to east-northeastwards (40° to 80°) on the North Karavanke overthrust. As seen from fig. 1, in the stepwise thrust structure of the eastern Karavanke the oldest is the North Karavanke overthrust, over which the Peca overthrust nappe was thrusted, over this the Velunja thrust, and over the latter the north border of the fault zone of the Periadriatic lineament.

The overthrusting processes took place in post-Miocene times. Interesting in this connection are circumstances on the 7th level of the Luskačevo deposit at the Helena normal fault. There in the flank of the peridislocational anticline occurs along a bedding plane a karst cavity filled with unconsolidated clay. In this clay an erosion channel with laminated clay is developed that is parallel to the roof of the cavity and the beds. It is easy to presume the laminated karstic sediment was deposited in subhorizontally lying beds. Therefore to the Helena fault the age of the unlithified clay could be ascribed. It must be taken in consideration, however, that these are signs of the last phases of displacements along this fault. The entire process of dynamics, or in other words, the rotation of microlithons in the deposit owing to the everthrustin of the Peca massif, most have certainly required a longer time interval.

Literatura

Bauer, F. K., Buckenberger, U., Schulze, R., Exner, Ch., Husen, D.v., Kupsch, F., Löschke, J., Rolser, J., Suette, G., Tessensohn, F. & Waltz, W. 1981: Geologische Karte der Karawanken 1:25.000, Ostteil, Blatt 2. Geol. Bundesan., Wien.

Bauer, F. K., Cerny, I., Exner, Ch., Holzer, H.-L., Husen, D.v., Löschke, J., Suette, G. & Tessensohn, F. 1983: Erläuterungen zur geologischen Karte der Karawanken 1:25.000, Ostteil. Geol. Bundesan., 86 pp., Wien.

Exner, Ch. 1976: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verh. Geol. B.A., 3–64, Wien.

Kahler, F. & Prey, S. 1963: Erläuterungen zur geologischen Karte des Nassfeld – Gartnerkofel Gebietes in dem Karnischen Alpen. – Geol. B.A., 115 pp., Wien.

Mioč, P. & Žnidarčič, M. 1983: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, Tolmač za list Ravne na Koroškem. Zvezni geol. zavod, 69 pp., Beograd.

Mioč, P., Žnidarčič, M. & Jerše, Z. 1983: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ravne na Koroškem. Zvezni geol. zavod, Beograd.

Štrucl, I. 1965: Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. – Zbornik "300 let mežiški rudniki", 115–139, Mežica.

Štrucl, I. 1970: Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. – Geologija *13*, 5–20, Ljubljana.

Štrucl, I. 1974: Nastanek karbonatnih kamnin in cinkovo-svinčeve rude v anizičnih plasteh Topole. – Geologija *17*, 299–397, Ljubljana.

Štrucl, I. 1984: Geološke, geokemične in mineraloške značilnosti rude in prikamnine svinčevo-cinkovih orudenj mežiškega rudišča. – Geologija 27, 215–327, Ljubljana.

Dokumentacija Geološke službe Rudnika svinca in cinka Mežica.

Geološka karta vzhodnih Karavank, 1:25.000, Geološka služba Rudnika Mežica. Manuskript. Podatki: Geološka služba Rudnika Mežica; Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko Ljubljana; Zavod za nuklearne surovine Beograd, Mežica 1982.

GEOLOGIJA *39*, 305–306 (1996), Ljubljana

Prispevki slovenskih geologov v časopisu Delo

Vsake toliko časa je v časopisu Delo priobčen prispevek katerega od mojih kolegov. Zelo verjetno je, da se nas bralec Dela v večini teh prispevkov zapomni najprej po načinu pisanja. Zelo verjetno tudi ugotovi, da ga v teh prispevkih pisci seznanjajo s kulturo komuniciranja med nami.

Ne zaradi še enega "dajanja lekcije", temveč v želji, da bi se izboljšalo naše komuniciranje, bom v tem svojem kratkem sestavku poskušal pred vse drugo postaviti pomen logike in kritičnega mišljenja v komuniciranju. Kolikor je potrebno in kolikor morem, bom vzel iz doseženega v znanosti uma. Jezik sestavka sem zavestno približal Miltonovemu modelu jezika.

Bistvena vprašanja v nastajajoči demokraciji in nič manj bistvena vprašanja za demokratično družbo so: kako presoditi izražanje in ravnanje drugih in sebe ter kaj je potrebno za racionalno prepričanje in racionalne odločitve. Podobna vprašanja že dolgo spremljajo človeka. Del znanosti uma so postala vprašanja že za Sokrata (Sokratovo vpraševanje).

V komuniciranju se zato hote ali nehote soočamo z zakoni logike. Potrebni so nam, ko beremo, poslušamo ali gledamo reklame, poslovneže, politike, sodelavce, znance in celo geologe, da nam ne "prodajajo" karkoli ali ko se hočemo izraziti sami. Zakoni logike pa imajo v Boolovi koncepciji (G. Boole, An investigation of the laws of thoughts) – ki je pripravila temelje sodobni logiki – opraviti s pravilnim delovanjem uma. Po Boolu je razmišljanje tihi dialog s samim seboj, ki se izrazi v jeziku. Ali se pri izražanju poleg komponent in dimenzij logike zavedamo še komponent in dimenzij razmišljanja in odločanja?

Teoretiki kritičnega mišljenja (npr. H. Siegel) kot ene od sodobnih metod razmišljanja, trdijo, da naše razmišljanje in odločanje večinoma nepravilno vodijo poteze posameznikovega uma, želje, motivi, interesi. Koncept kritičnega razmišljanja pa je racionalno, refleksivno, multilogično sklepanje, ki mora zadostiti epistemološkim zahtevam in intelektualnim standardom. Nasprotje poštenemu, resnicoljubnemu kritičnemu mišljenju predstavlja zoženo sebično, egocentrično ali etnocentrično kritično razmišljanje, ki ga je teorija označila z negativnim moralnim predznakom.

Ko si dovolim pisati o pomenu logike in kritičnega mišljenja v komuniciranju, mislim torej na znanstveno disciplino in znanstveno metodo ter izključujem sklepanje in kritičnost enostavnega razuma. Enostavni razum je namreč le nevidni kolaž podzavestnih, osebnostnih navad, izkušenj in vzgoje, pridobljenih od malih nog. Poznavanje razlike med enostavnim razumom in znanstvenim razmišljanjem tudi lajša prepoznavanje vloge iracionalnega (sem štejem domovinsko čustvo, izraženo po enostavnem razumu), prejuduciranja, naše ozkosti in pozunanjenosti, kakor ju je poimenoval Trstenjak (A. Trstenjak, Dvajseto stoletje in pogled čez) v komuniciranju in ravnanju.

Povrhu tega v zdaj že znameniti knjigi The fifth discipline P. M. Senge opredeli enostavni razum kot mentalne modele z izredno močjo omejevanja posameznika in okolja.

Logika in kritično mišljenje sta temeljni metodi obrambe pred nedemokratičnimi, necivilizacijskimi in drugimi zavestno ali nezavestno slabimi in škodljivimi nameni in ravnanjem. Opremljata nas z inštrumenti in občutljivostjo za zaznavo formalnih in neformalih komponent razmišljanja in jezika, neobhodnih za jasno, uspešno in pomenljivo komuniciranje, za pravilno demonstracijo naših pogledov, predvsem za demonstracijo objektivne resnice, za razločitev racionalnega od iracionalnega ter moralno in etično zdravega od nezdravega.

Prepričan sem, da bi najprej upoštevanje logike in kritičnega mišljenja izboljšalo komuniciranje med nami. Prineslo bi več intelektualnega občutka skromnosti, resnice, pravičnosti in tako tudi zaupanja. Zaupanje pa je v teoriji modernega managementa tako pomembno, da mu pripisujejo moč uspešnosti.

Bogomir Jelen

Navodila avtorjem

GEOLOGIJA objavlja originalne znanstvene razprave in strokovna poročila iz geoloških in sorodnih ved. Njen osnovni namen je seznanjati domačo in tujo strokovno javnost s sprotnimi stanji geološke nacionalne vede v Sloveniji in z dosežki tujih vrhunskih geologov v svetu. Rokopisi prispevkov naj praviloma ne bodo daljši od 50 tipkanih strani, v kar so vštete tudi slike, tabele in table. Le v izjemnih primerih (natisi habilitacijskih, doktorskih in magistrskih del) je možno ob predhodnem dogovoru z uredništvom tiskati tudi daljše prispevke.

GEOLOGIJA izhaja praviloma enkrat letno v obsegu 40 do 45 avtorskih pol. Če pa bo uredništvo kdaj dobilo več prispevkov, bo revija izšla dvakrat ali celo večkrat letno. Vse prispevke recenzirajo domači in tuji vrhunski strokovnjaki in so avtorji dolžni njihovo pisno mnenje upoštevati ter svoje prispevke po potrebi tudi dopolniti.

V želji, da bi z našimi izsledki v slovenski geološki vedi seznanjali čimširši krog strokovnjakov po svetu, bodo odslej vsi prispevki v GEOLOGIJI objavljeni pretežno v angleškem oziroma nemškem jeziku. Prispevke, ki obravnavajo snov slovenske geologije, morajo avtorji pripraviti vsaj v tretjini celotne vsebine za objavo v slovenskem jeziku kot povzetke. Za prevode poskrbijo avtorji prispevkov sami, uredništvo opravi le jezikovne popravke.

Prispevke je treba oddati uredništvu v dveh izvodih, napisani naj bodo praviloma s tiskalnikom (le izjemno s pisalnim strojem) in zapisani tudi na računalniški disketi. Rokopisi naj bodo napisani z dvojnim presledkom med vrsticami in s 3 cm širokim levim robom, vsak odstavek naj se začne z umikom v desno. Za vsakim ločilom mora biti presledek. Pisci prispevkov naj imena citiranih avtorjev med besedilom prispevka in pri naštevanju literature podčrtavajo črtkano, imena fosilov (rod in vrsto) pa valovito. Vse drugo bo uredilo uredništvo.

Naslovi prispevkov naj bodo kratki in naj ne presegajo 12 besed. Če je prispevek napisan v slovenskem jeziku, mora biti njegov naslov preveden tudi v angleški oziroma nemški jezik. Poleg avtorjevega polnega imena in priimka naj bo podano tudi njegovo mesto službovanja s polnim naslovom vred. Vsebine oziroma kazala pri normalno dolgih prispevkih ne objavljamo.

Na začetku vsakega prispevka je treba napisati kratko vsebino oziroma abstract, ki naj ne presega tisoč tiskovnih znakov. Pri slovensko napisanih prispevkih mora biti kratka vsebina napisana v slovenskem in angleškem oziroma nemškem jeziku.

V literaturi naj avtorji prispevkov praviloma upoštevajo le tiskane vire, rokopise naj navajajo v izjemnih in nujnih primerih z navedbo, kje so shranjeni. V seznamu literature navajajte samo v prispevku omenjena dela. Med besedilom prispevka citirajte samo avtorjev priimek brez inicialke njegovega imena (inicialko navajajte samo, če je več avtorjev z istim ali enakim priimkom), v oklepaju pa navajajte letnico izida navedenega dela in po potrebi tudi stran. Če navajate delo dveh avtorjev, izpišite med tekstom prispevka oba priimka (npr. Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), pri treh ali večih avtorjih pa napišite samo prvo ime in dodajte et al. z letnico (npr. Mlakar et al., 1992). Literaturo navajajte po abecednem redu.

Primer citirane revije:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Primer citirane knjige:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Črno-bele fotografije morajo biti izdelane na trdem belem gladkem papirju z visokim leskom. Le izjemno je možno objaviti tudi barvne slike, vendar samo po predhodnem dogovoru z uredništvom. Črtne risbe morajo avtorji oddati na prosojnem papirju ali na folijah. Risbe naj bodo izdelane izredno natančno. Zaradi enotnosti risb uredništvo pri večini prispevkov na svoj strošek poskrbi za njihovo ponovno prerisavo. Pri pripravi črtnih slik obvezno upoštevajte zrcalo revije 12,6 × 18 cm, zato pazite na velikost črk, znakov in debelino črt in imejte v mislih, da morajo biti ob morebitni pomanjšavi slik črke visoke najmanj 1 mm. Večjih formatov od omenjenega zrcala GEOLOGIJE ne tiskamo na zgib, je pa možno, da večje oziroma daljše slike natisnemo na dveh straneh (skupaj na levi in desni strani) z vmesnim »rezom« ali zgibom. Slike obeležite s številkami. V besedilu prispevka morate omeniti vsako sliko po številčnem vrstnem redu, uredništvo pa poskrbi, da bo natisnjena na odgovarjajočem mestu.

Tabele napišite s tiskalnikom ali pisalnim strojem tako, da jih je možno neposredno preslikati oziroma kliširati. Pri tem upoštevajte zrcalo revije in velikost črk ob morebitni pomanjšavi. Pri korekturah tabel ni možno več popravljati ali dopolnjevati.

Table pripravite v formatu zrcala naše revije, če jih je potrebno pomanjšati, podajte na njihovih slikah merilo ali ob že upoštevanem zmanjšanju navedite velikost predmetov v podnaslovu. Prostor na tablah čimbolj zapolnite in ne puščajte nepotrebnih praznin.

Podnaslove k slikam, tabelam in tablam, ki morajo biti pri dvojezičnih člankih tudi dvojezično napisani, avtorji priložijo na posebnih listih enega pod drugim. Zato teh podnaslovov ne pišete med besedilom prispevka. Številko slike in tabele napišite na levem praznem robu prispevka pri besedilu tam, kjer je le-ta omenjena. Podnaslovi naj bodo po možnosti čimkrajši.

Korekture odtisov opravijo avtorji prispevkov, ki lahko popravijo samo tiskovne napake. Krajši dodatki ali spremembe pri korekturah so možne samo na avtorjeve stroške. Če avtor v določenem roku korektur ne vrne, le-te opravi uredništvo na avtorjeve stroške.

Avtorji prejmejo 50 separatov brezplačno, za dodatno plačilo pa je moč naročiti še neomejeno število separatov. Uredništvo sprejema prispevke do vključno 30. junija v tekočem letu in se obveže, da bodo le-ti tiskani v treh mesecih. Avtorje prosimo, da prispevke pošiljajo na naslov uredništva.

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
1000 Ljubljana
Slovenija
Uredništvo

Instructions to authors

GEOLOGIJA issues authentic scientific papers as well as expert reports on the sphere of geological and related sciences, its main purpose being to appeal to the Slovene and foreign public and make it acquainted with the state of the national geologic science and the acquisitions of top experts in the geology domain of the world. The article scripts should not exceed the extent of 50 pages, figures, tables and plates included. Exceptions to this rule i.e. publication of longer articles (such as papers presenting higher university habilitation as well as master's degrees and doctor's theses) could be agreed upon on the basis of a preliminary arrangement made with the editorial board.

GEOLOGIJA appears normally once a year comprising 40 to 50 author's sheets. Should the editorial board receive more articles, the periodical will be issued twice a year or even more. All the articles are subdued to a professional revision by eminent Slovene and foreign experts, moreover the authors of the articles are bound to take into consideration their written account and even to complete their contributions eventually.

Aiming at a worldwide recognition of the latest discoveries in the field of Slovene geology bringing it thus closer to a larger circle of experts, we have envisaged a predominantly English and German version of the articles published from now on in the GEOLOGIJA review. The articles dealing with the issues on Slovene geology are supposed to have at least one third of the entire content published in Slovene in the form of an abstact. The translation is procured by authors themselves, the editorial board will secure the language corrections.

Two copies of articles are to be delivered to the editorial office, written on computer (only exceptionally on a typewriter) and recorded on computer diskette as well. Double spacing and three cm left margins should be used, paragraphs starting with indent, each punctuation mark must be followed by space. The names of authors quoted in the text and in the bibliography should be underlined by a broken line while the names of fossils (species and genus) by a sinuous line respectively. The rest will be seen to by the editorial board.

The title of the article should be rather short, not exceeding 12 words. In case of the article being written in Slovene language, there is a demand for the title being provided in English or German, as well. Besides the author's full name, his complete official address should be stated, too. The table of contents or the index following the articles of normal length are not published.

The article should be preceded by a brief summary or abstract not surpassing 1000 print signs. Articles written in the Slovene language should dispose of a short outline in Slovene, English and German respectively.

As to the bibliography, the authors should, as a rule, consider only printed sources, manuscripts being quoted exceptionally, when absolutely necessary, with the exact address of the manuscript depository. The bibliographic list should comprise only the works mentioned in the article. In the article text the mere surname of the author is to be quoted, i.e without the initials of his name (initials being quoted only in case of several authors by the same name), while the year of publication – if needed, even the page – is quoted in parentheses. In case of a two-author quotation, the two surnames are to be written out within the text of the article (for example: Jurkovšek & Ogorelec, 1991, 305), while in case of a three or several authors

quotation, write out only the first name and add et al., the date included (ex. g. Mlakar et al., 1992). The literature is to be quoted following an alphabetic order.

Example of review quotation:

Pleničar, M. 1993: Apricardia pachiniana Sirna from lower part of Liburnian beds at Divača (Triest-Komen Plateau). – Geologija, 35, 65–68, 1 fig., 1 pl., Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), Facies models. – Geol. Ass. Canada, 159–174, Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobshagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – Verh. Geol. B. A., 4, 583–593, Wien.

Example of book quotation:

Flügel, E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Black and white photographs are to be produced on hard white high glistening smooth paper. Coloured photographs will be published exceptionally only, according to a previous agreement with the editor. Line drawings are to be delivered on transparent paper or folio. Drawings must be carried out with extreme accuracy. For the sake of unity the editorial staff will, in most cases, provide and finance a redrawing of sketches. While preparing the sketches, pay attention to the review type face 12,6 × 18 cm, heed the size of letters, signs, and line boldness as well bear in mind the cases of figure diminishing where letters must preserve the size of 1 mm, at least. Greater formats than the above mentioned type face of GEOLOGIJA are not printed as folded additons; the boarding staff admits, nevertheless, of the possibility of having a larger and longer figure printed on two pages (left and right side together) with an intermediate »cut« or folding. The figure is to be provided with a number, numeric order of each figure is to be referred to throughout the text of the article, whilst the editor board will see to its being printed at where it belongs.

Tables should be made on a printer or typewriter to permit their immediate copying or clichéing, respectively. The review type face should not be neglected, either, as well as the letter size in case of diminishing.

The plates are to conform to the review type face; if a diminishing is needed, add a scale to their pictures or, in case of the diminishing having already been taken into account, the size of objects in the subtitles should be stated. The space on tables should be made a good use of, leaving no unnecessary blanks.

Subtitles to figures, tables and plates of bilingual articles are to be written in both languages as well, authors are asked to deliver them in a subsequent order on special sheets, that's why these subtitles do not figure in the text itself. The number of the figure and table is to be noted on the left margin of the wording where the mention is being made. Subtitles should be as brief as possible.

Proof-checkings are carried out by the authors of the articles themselves who are only to correct the misprints, however. Shorter additional remarks or changes while proofreading will be tolerated only at the expenses of the author himself. If the corrections are not returned in due time, the editor staff will effectuate proff-reading at the expenses of the author.

Authors will be sent 50 issues free, an additional payment entailing, however, an unlimited number of copies ordered. Articles shall have been entered by 30th June of the current year and the editorial board will commit itself to print them in a three months' time. The authors are requested to send the articles to the address of the editorial board. i.e.:

Geologija
Geološki zavod Ljubljana
Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko
Dimičeva ul. 14
1000 Ljubljana
Slovenija
Editorial board