

GEOLOGIJA

50/1 – 2007



ISSN 0016-7789
ISSN 1854-620X

GEOLOGIJA

50/1 – 2007



GEOLOGIJA	LETNIK 2007	KNJIGA 50/1	Str. 1-228	Ljubljana 2007
------------------	--------------------	--------------------	-------------------	---------------------------

GEOLOGIJA

Izdajatelj: Geološki zavod Slovenije, zanj direktor Marko KOMAC
Publisher: Geological Survey of Slovenia, represented by Director Marko KOMAC

Financirata Javna agencija za raziskovalno dejavnost Republike Slovenije in Geološki zavod Slovenije

Financed by the Slovenian Research Agency and the Geological Survey of Slovenia

Vsebina številke 50/1 je bila sprejeta na seji Uredniškega odbora, dne 1. 6. 2007.
Manuscripts of the Volume 50/1 accepted by Editorial Board on June 1, 2007.

Glavni in odgovorni urednik – Editor-in-Chief: Bojan OGORELEC

Uredniški in recenzijski odbor – Scientific Advisory Board:

Giovanni Battista CARULLI, Trieste
Katica DROBNE, Ljubljana
Matija DROVENIK, Ljubljana
Jadran FAGANELI, Piran
János HAAS, Budapest
Bogdan JURKOVŠEK, Ljubljana
Roman KOCH, Erlangen
Harald LOBITZER, Wien
German MÜLLER, Heidelberg

Rinaldo NICOLICH, Trieste
Simon PIRC, Ljubljana
Mario PLENIČAR, Ljubljana
Danilo RAVNIK, Ljubljana
Mihael RIBIČIČ, Ljubljana
Marko ŠPARICA, Zagreb
Josip TIŠLJAR, Zagreb
Dragica TURNŠEK, Ljubljana
Miran VESELIČ, Ljubljana

Tehnična urednica – Technical Editor: Bernarda BOLE

Naslov – Adress: GEOLOGIJA
Geološki zavod Slovenije – Geological Survey of Slovenia

Dimičeva ul. 14, 1000 Ljubljana, Slovenia

Tel.: +386 (01) 2809-700 Fax: +386 (01) 2809-753

Za mnenja in podatke v posameznih sestavkih so odgovorni avtorji.
The authors themselves are liable for the contents of the papers.

Naklada: 600 izvodov. Printed in 600 copies.

Price: US \$ 30, 25 EUR

Tisk – Printed by: Tiskarna Formatisk d.o.o.

Priprava tiska: Studio Luksuria

Copyright © 2007 – GEOLOGIJA

Baze, v katerih je Geologija indeksirana / Indexation bases of Geologija: GeoRef, Chemical Abstracts, PASCAL, Zoological Record

NASLOVNICA / COVER

Slika na naslovni strani: Rekonstrukcija zgornjekarbonske pokrajine na osnovi najdb fosilnih rastlin, izkopanih na Grajskem hribu v Ljubljani in drugod v Posavskem hribovju (avtorica Barbara Jurkovšek).

Cover page: Reconstruction of Upper Carboniferous landscape based on fossils collected in Ljubljana Castle Hill and elsewhere in the Sava Folds (by Barbara Jurkovšek).

VSEBINA – CONTENTS

<i>Ogorelec, B.</i>	
V spomin Karlu Gradu	5
<i>Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B.</i>	
Zgornjekarbonska flora Grajskega hriba v Ljubljani	9
Late Carboniferous flora of Castle Hill in Ljubljana (Slovenia)	14
† <i>Buser, S., Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B.</i>	
Triasni konodonti Slovenskega bazena	19
Triassic conodonts of the Slovenian Basin	24
<i>Placer, L.</i>	
Kraški rob	29
Geološki prerez vzdolž AC Kozina – Koper	
Kraški rob (landscape term)	41
Geologic section along the motorway Kozina – Koper (Capodistria)	
<i>Gosar, A.</i>	
Monitoring of micro-deformations along Idrija and Raša faults in W Slovenia	45
Opazovanje mikro-deformacij ob Idrijskem in Raškem prelomu v zahodni Sloveniji	
<i>Jež, J.</i>	
Vzroki in mehanizem zemeljskega plazjenja na Rebrnicah v Vipavski dolini	55
Reasons and mechanism for soil sliding processes in the Rebrnice area, Vipava valley, SW Slovenia	60
<i>Gosar, A.</i>	
Raziskave vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal in ranljivost objektov z mikrotremorji	65
Study of the effects of local geological structure on seismic ground motion and building vulnerability with microtremors	
<i>Oštir, K. & Komac, M.</i>	
PSInSAR and DInSAR methodology comparison and their applicability in the field of surface deformations – A case of NW Slovenia	77
Primerjava uporabe metodologije PSInSAR in DInSAR za opazovanje premikov površja – primer SZ dela Slovenije	
<i>Komac, M. & Bavec, M.</i>	
Opazovanje vertikalne komponente recentnih premikov v Julijskih Alpah s PSInSAR metodo	97
Application of PSInSAR for observing the vertical component of the recent surface displacements in Julian Alps	

<i>Rižnar, I., Koler, B. & Bavec, M.</i>	
Recentna aktivnost regionalnih geoloških struktur v zahodni Sloveniji	111
Recent activity of the regional geologic structures in western Slovenia	120
<i>Fifer Bizjak, K. & Zupančič, A.</i>	
Rheological investigation for the landslide Slano Blato near Ajdovščina (Slovenia)	121
Reološke raziskave za plaz Slano Blato pri Ajdovščini	
<i>Šajn, R. & Gosar, M.</i>	
Onesnaženost tal v okolici Litije kot posledica rudarskih in metalurških dejavnosti ter naravnih danosti	131
Soil pollution in surroundings of Litija as a reflection of mining, metallurgy and natural conditions	
<i>Gosar, M.</i>	
Porazdelitev slednih prvin v treh kraških talnih profilih v Sloveniji	147
Trace element distribution in three karst soils profiles from Slovenia	
<i>Kanduč, T. & Ogrinc, N.</i>	
Hydrogeochemical characteristics of the River Sava watershed in Slovenia	157
Hidrogeokemične značilnosti porečja reke Save v Sloveniji	
<i>Ogrinc, N., Faganeli, J., Ogorelec, B. & Čermelj, B.</i>	
The origin of organic matter in Holocene sediments in the Bay of Koper	179
(Gulf of Trieste, northern Adriatic Sea)	
Izvor organske snovi v holocenskem sedimentu Koprškega zaliva	
<i>Macuh, B. & Žlender, B.</i>	
Vpliv mehanskih lastnosti kamnine na odboj kamnitega kosa	189
The impact of mechanical properties of rock to the collision of rock piece	
<i>Burger, A. & Šolar, S.V.</i>	
Klasifikacija in količina rudarskih odpadkov nekovinskih kopov v Sloveniji	197
Mining Waste Classification and Quantity of Non-Metal Mines in Slovenia	
Polemika	
<i>Kralj, P.</i>	
Pripombe k članku »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji« avtorja A. Lapanja, (Geologija 49/2, 2006)	205
Comments to the paper »Origin and chemical composition of thermal and thermomineral waters in Slovenia«, by A. Lapanje (Geologija 49/2, 2006)	
<i>Lapanje, A.</i>	
Nekaj pojasnil k pripombam dr. Polone Kralj na članek »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji«, (Geologija 49/2, 2006)	215
Poročila	
<i>Brenčič, M.</i>	
Kongres Evropskega geoznanstvenega združenja na Dunaju (15. – 20. april 2007)	221
Nove knjige	
<i>Pavšič, J. (ur.): Geološki terminološki slovar</i>	223
Navodila avtorjem	225
Instructions to authors	226

V spomin Karlu Gradu



Devetega marca 2007 smo se na domžalskem pokopališču poslovili od našega dolgoletnega sodelavca in kolega, enega od pionirjev sodobne slovenske geologije, Karla Grada, dipl. inženirja geologije. Težka bolezen je prekinila njegovo življenjsko pot in bogato ustvarjalno delo, ki ga je posvetil raziskovanju domače grude, le nekaj mesecev pred svojim 80. rojstnim dnevom.

Karel se je rodil leta 1927 v Polju pri Ljubljani, kjer je tudi preživljal svojo mladost. Brezskrbna šolska leta mu je pretrgala druga svetovna vojna. Želja po spoznavanju narave ga je privedla na Prirodoslovno-matematično fakulteto ljubljanske Univerze, kjer se je odločil za študij geologije. Pripadal je eni prvih povojnih generacij šolanih geologov in montanistov, katere je takrat mlada država močno potrebovala, saj so bile potrebe po rudah in premogu zelo velike.

Na Geološki zavod je Karel prišel po diplomu, spomladi leta 1953, kjer se je takoj priključil maloštevilnim terenskimi geologom. Najprej je raziskoval širše Kozjansko

ter rudišča svinca in cinka na Bohorju, kasneje pa v okolici Litije in Loga pod Mangartom.

S pričetkom izdelave Osnovne geološke karta SFRJ v merilu 1 : 100.000 se je posvetil predvsem kamninam permske starosti, ki so v Sloveniji uranonske. Njegovo dobro poznavanje razvoja teh plasti, ki se vlečejo na obsežnem prostoru od Dolomitov v Severni Italiji preko Posavskih gub v osrednji Sloveniji do Velebita, je bilo izredno pomembno v začetni fazi raziskav uranove mineralizacije ter je bistveno prispevalo k odkritju rudišča na Žirovskem vrhu. Tudi kasneje je intenzivno sodeloval pri geoloških raziskavah grōdenske formacije na območju uranovega rudišča in samega rudnika, predvsem pri interpretaciji raziskovalnih vrtin.

Rezultate sledenja uranovega orudenja na Žirovskem vrhu ter bakra v okolici Cerknega je uspešno vključil v regionalno delo na enem geološko najbolj zapletenih listov Osnovne geološke karte v Sloveniji – na list Kranj, kjer je te raziskave vodil ter bil avtor karte in tolmača. Kot kartirajoči geolog je sodeloval še na številnih drugih listih OGK 1 : 100.000: Postojni, Ribnici, Trstu, Goričkem, Celju, Ilirski Bistrici in Novem mestu.

Za prispevek k izdelavi Osnovne geološke karte SFRJ je Karel leta 1989 prejel posebno državno priznanje. Velik izziv mu je bila v osemdesetih letih tudi Geološka karta Slovenije v merilu 1 : 200.000, pri kateri je intenzivno sodeloval v njenih začetnih fazah.

V okviru svojega terenskega dela je eno sezono raziskoval kompleks metamorfni kamnin na območju Velikega Kleka v sosednji Avstriji, kjer je odkril manjšo uransko mineralizacijo, na kar je bil še posebno ponosen. Za ta dosežek je dobil od avstrijskih kolegov geologov priznanje. Eno sezono je sodeloval tudi pri regionalnem geološkem kartiranju osrednje Turčije.

Vestnost, natančnost in odgovornost do svojega dela je Karla vodila k vedno težjim in odgovornejšim nalogam. Tako je leta 1974 prevzel vodenje Oddelka za laboratorijske raziskave ter bil med svetovalci direktorja za področje regionalne geologije. V tem času je na zavodu vpeljal ali bil pobudnik za uvedbo več novih raziskovalnih metod, kot so konodontne

in palinološke analize, rentgenska difrakcija mineralov in kamnin, študij mikrofaciesa, geo-kemične in druge metode. Dobro se je zavedal, da lahko marsikatere regionalne geološke in tektonske probleme rešimo le s temeljitim poznavanjem litološke sestave kamnin in njihove stratigrafije. V istem obdobju se je z velikim navdušenjem posvečal tudi raznim katastrom in zbirkam geoloških podatkov, posebej katastru vrtin, zbirki kamnin, dokumentaciji analiziranih vzorcev ter zbirki raznovrstnih geoloških kart. Vsi ti podatki in zbrano gradivo predstavljajo zameetek današnjega informacijskega sistema na Geološkem zavodu Slovenije. Svoje raziskovalne izsledke je pogosto objavljaval v strokovnih revijah, žal pa je precej neobjavljenih podatkov ostalo še v predalih, saj mu vedno nove naloge in zadolžitve niso omogočale toliko znanstvenega angažiranja. Bil je tudi dolgoletni član uredniškega odbora revije *Geologija*, kot član organizacijskega odbora pa je sodeloval pri 8. Jugoslovanskem geološkem kongresu na Bledu leta 1974 ter pri mednarodnem kongresu o alpskih rudiščih, prav tako na Bledu leta 1971, na katerem je nastopil z odmevnim referatom o grödenskih sedimentnih kamninah v Sloveniji.

Zadnjih osem let pred upokojitvijo leta 1989, je Karel vodil tudi številno skupino, ki je raziskovala nova nahajališča premoga v Sloveniji, predvsem v Prekmurju in v Krški kotlini, ter spremljala geološke razmere v več takrat še aktivnih premogovnikih (Zasavje, Senovo, Kanižarica, Globoko).

Karel je bil v pravem pomenu vsestranski praktični geolog, ki je izredno uspešno združeval in prepletal temeljna geološka spoznanja s prakso. Razen pri geoloških kartah in raziskavah mineralnih surovin je pogosto sodeloval tudi pri hidrogeoloških projektih – pri raziskavah za predvideno vodno pregrado na Soči v Bovški kotlini, pri regionalnih raziskavah za mineralno vodo v Rogaški Slatini ter termalno vodo v Dolenjskih in Šmarjeških Toplicah in pri številnih drugih objektih.

Po upokojitvi nas je Karel na Geološkem zavodu pogosto obiskoval. Z zanimanjem je spremljal in se veselil naših dosežkov, ki so bili večkrat tudi rezultat njegovih idej. Svoje bogato strokovno znanje je nesebično razdajal kolegicam in kolegom, posebno še mlajšim generacijam. Zaradi tega in zaradi njegove skromnosti smo ga v kolektivu še posebno cenili.

Za celotno delo in velik prispevek k razvoju današnjega Geološkega zavoda Slovenije je bil leta 2005 imenovan za njegovega častnega člana.

V zadnjih letih se je Karel v naši sredini pojavljal vse bolj poredko. Nič ni tarnal in se pritoževal, slutili pa smo, da se je vanj prikradla zahrbtna bolezen, ki mu je počasi odvzemala moči. Z njemu lastno voljo in vdanostjo jo je tiho spremljal.

Geologija je bila Karlu poleg družine druga velika ljubezen, ki se ji je v celoti posvetil, o čemer pričajo tudi njegova številna strokovna in znanstvena dela. V spominu ga bomo ohranili kot odličnega poznavalca regionalne geologije slovenskega prostora, izrednega sodelavca ter kot iskrenega prijatelja.

Bojan Ogorelec

KAREL GRAD

pomembnejša bibliografija

Nosan, T. & Grad, K. 1955: Stratigrafske in tektonske razmere na južnem pobočju Bohorja. – *Geologija*, 3, 110–115.

Grad, K. 1960: Obvestilo o raziskavah krednih sedimentov v Posavskih gubah. – *Geologija*, 6, 313–315.

Grad, K. 1961: Geološke razmere v okolici Litije. – *Geologija*, 7, 107–112.

Grad, K. 1961: Geološke razmere med Rudnico in Savo. – *Geologija*, 7, 113–118.

Grad, K. 1961: O starosti fliša pri Kališah. – *Geologija*, 7, 261–264.

Grad, K. 1963: Raziskave grödenskih skladov v Sloveniji. Ljubljana. – Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, 66 str.

Grad, K. 1963: Študija splošnih regionalnih geoloških značilnosti s posebnim ozirom na slovenska potresna območja. Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, 109 str.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1963: Predhodni tolmač h Geološki karti Slovenije 1 : 200.000. – Arhiv GeoZS, 166 str.

Grad, K. 1967: *Geologija Kozjanskega*. – *Geogr. zb.*, 10, 5–16.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Postojna. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Grad, K. 1969: Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. – *Geologija*, 12, 91–105.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Kranj. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1976: Tolmač za list Kranj. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. – *Zv. geol. zavod*, 70 p., Beograd.

Protić, M., Radošević, S. & Grad, K. 1972: Terrigene Permablagerungen als uranföührende Sedimente in Slowenien. – *Geologija*, 15, 77–90.

Drovenik, F., Drovenik, M. & Grad, K. 1972: Kupferföührende Grödenener Schichten Sloweniens. – *Geologija*, 15, 95–107.

Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974: Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. – *Geologija*, 17, 426–476.

Drobne, K. & Grad, K. (ur.) 1974: 8. Jugoslovanski geološki kongres, Bled, 1.–5. oktober 1974, 3, geotektonika, geofizika. – Slov. geol. društvo, 206 str., Ljubljana.

Grad, K. 1976: Tolmač h Geološki karti Slovenije 1 : 200.000, 3. faza. – Arhiv GeoZS, 36 str.

Grad, K. 1977: Permski skladi Slovenije in njihov pomen za uran. – Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, 61 str.

Grad, K., Jelen, B., Ogorelec, B., Silvester, M. & Skaberne, D. 1977: Permski skladi Slovenije in njihov pomen za uran. – Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, 111 str.

Grad, K. & Ogorelec, B. 1980: Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju. – *Geologija*, 23/2, 189–220.

Jelen, B., Budkovič, T. & Grad, K. 1981: *Crucisaccites variusulcatus* Djupina v permskih plasteh uranovega rudišča Žirovski vrh. – *Geologija*, 24/2, 319–325.

Grad, K. 1985: Severovzhodna Slovenija – novo perspektivno območje za premog. – *Jedro*, 11/2, 10–11.

Buser, S., Grad, K., Ogorelec, B., Ramovš, A., Šribar, Lj. 1986: Stratigraphical, paleontological and sedimentological characteristics of Upper Permian beds in Slovenia, NW Yugoslavia. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 34, 195–210.

Ogorelec, B. & Grad, K. 1986: Zgornjepermske, skitske in anizične kamenine na žirovskem ozemlju. – V: V. skup sedimentologa Jugoslavije, Brioni 2–5. 06. 1986. Sažeci predavanja. Hrvatsko geološko društvo, 53–56.

Kralj, P., Mišič, M. & Grad, K. 1986: Pyroclastic rocks from the Trobni dol area, Slovenia, Yugoslavia. – V: V. skup sedimentologa Jugoslavije, Brioni 2–5. 06. 1986. Sažeci predavanja. S.l.: Hrvatsko geološko društvo, 65–66.

Grad, K., Dozet, S., Petrica, R. & Rijavec, J. 1996: Pseudosocka beds with coal in borehole Tdp-1/84 Trobni Dol (Eastern Sava Folds, Slovenia). – *Geologija*, 39, 97–118.

Dozet, S., Rijavec, J. & Grad, K. 1999: Western Kozje area Tertiary (Eastern Slovenia). *RMZ-mater. geoenviron.*, 46/3, 475–489.

Kralj, P. & Grad, K. 2000: Oligocene tuffs at Domžale, the Ljubljana basin, Slovenia. – *Geologija*, 43/2, 219–221.

Zgornjekarbonska flora Grajskega hriba v Ljubljani

Late Carboniferous flora of Castle Hill in Ljubljana (Slovenia)

Tea KOLAR-JURKOVŠEK & Bogdan JURKOVŠEK
Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana,
tea.kolar@geo-zs.si, bogdan.jurkovsek@geo-zs.si

Ključne besede: rastlinski fosili, zgornji karbon, evroameriška floristična provinca, Posavske gube, Ljubljana, Slovenija

Key words: fossil flora, Late Carboniferous, Euramerian floristic province, Sava Folds, Ljubljana, Slovenia

Izvleček

Najdbe paleozojske fosilne flore na Grajskem hribu so bile prvič opisane že v 19. stoletju, zato je bil širši prostor načrtovane tirne vzpenjače na Ljubljanski grad že pred pričetkom gradbenih del opredeljen kot potencialno pomembno najdišče fosilov. Med geološko-paleontološkim nadzorom je bila zbrana fosilna združba presličnic ali členovk (Equisetopsida ali Articulatae), lisičjačnic (Lycopodiopsida, Lycopside), pteridosperm (Pteridospermopsida) in kordaitov (Cordaitanthales), na osnovi katerih je mogoče potrditi zgornjekarbonsko starost plasti. Grajski hrib je najbolj zahodno ležeče nahajališče paleozojske flore v Posavskih gubah in predstavlja še en prispevek v poznavanju in razširjenosti evroameriške floristične province.

Abstract

Finds of Paleozoic fossil flora on the Ljubljana Castle Hill were first described in 19th century, therefore the wider area of the planned cable car to the Ljubljana castle was defined as a potentially important fossil locality already before the start of construction works. During geologic-paleontologic monitoring a fossil assemblage of Equisetopsida (Articulatae), Lycopodiopsida (Lycopside), Pteridospermopsida and Cordaitanthales that permit to confirm the Upper Carboniferous age of beds. The Castle Hill is the westernmost locality of Paleozoic flora in the Sava Folds, and it represents an additional contribution to the knowledge on extension of the Euramerian floristic area.

Uvod

Namen paleontološke spremljave izgradnje tirne vzpenjače na Ljubljanski grad je bil ugotoviti prisotnost določljivih rastlinskih fosilov in z njimi potrditi ali ovreči zgornjekarbonsko starost klastičnih kamnin Grajskega hriba ob upoštevanju dejstva, da je bil celotni hrib opredeljen kot območje pričakovanih naravnih vrednot.

Sedimenti mlajšega paleozoika na Grajskem hribu sestojijo iz kremenovega konglomerata, peščenjaka, meljevca in glinastega

skrilavca. Že v devetnajstem stoletju so v teh plasteh odkrili ostanke makroflora. Morlot (1850) navaja, da so v karbonskem glinastem skrilavcu na Grajskem hribu našli vrsto *Neuropteris tenuifolia* Schlotheim. Primerek je določil dunajski paleontolog Ettingshausen (vrsta je poznana iz westfalijskih plasti – op. avtorjev). Ettingshausen je z Grajskega hriba določil tudi praprot *Pecopteris antiqua* (Hauer, 1851). Vsi primerki so izgubljeni, saj niso shranjeni v nobeni od takratnih paleontoloških zbirk.

Lipold (1857), ki je vzporejal paleozojski glinasti skrilavec, peščenjak in kremenov konglomerat Posavskega hribovja z ziljskimi plastmi na Koroškem omenja, da so bili na Ljubljanskem gradu najdeni rastlinski ostanki rodov *Calamites* in *Equisetites*, ob poti iz Ljubljane na Rudnik pa primerek *Noeggerathia* n. sp. Ettingshausen. Slednji je shranjen v paleontološki zbirki Avstrijskega geološkega zavoda na Dunaju, vendar ni bil nikoli podrobneje opisan ali upodobljen.

Rastlinske fosile so geologi omenjali tudi iz širšega prostora Posavskih gub, zlasti iz okolice Litiže. Tornquist (1929) jih je omenil iz antracitne leče v rudišču Zavrstnik, Lipold (1857, 1858) pa je opisal najdbo vrste *Calamites communis* Ettingshausen iz Spodnjega Mamolja južno od naselja Sava.

Leta 1932 je Rakovec v razpravi »H geologiji Ljubljane in njene okolice« podal pregled vseh dotedanjih najdb paleozojske makroflor okolice Ljubljane. Kasneje so posamezne najdbe fosilne flore omenjali še drugi avtorji v rokopisnih poročilih in v tolmaču OGK 1:100.000 (Premru, 1983), vendar fosili niso bili podrobneje opisani in določeni.

Sledilo je obdobje sistematičnih raziskav več kot štiridesetih nahajališč paleozojske flore med Ljubljano in Polšnikom (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1985, 1986, 1990). V nekaterih nahajališčih z boljše ohranjenostjo fosilne flore je bila dokazana zgornjekarbonska starost plasti. Ista starost je bila ugotovljena tudi s fosilno floro, ki je bila izkopana ob izgradnji avtocestne obvoznice pri Bizoviku na prostoru pokritega vkopa Strmec in pred severnim portalom predora Golovec (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek (2002a, 2002b, 2004).

Paleontološka spremljava gradbenih del na Grajskem hribu je pričela v marcu 2006 in je bila zaključena v maju z obsežnim izkopavanjem fosilne flore v gradbeni jami zgornje postaje tirne vzpenjače tik ob grajskem obzidju. Odvzetih je bilo več sto vzorcev kamnin z rastlinskimi fosili. Večina fosilnega materiala je bila izkopana na ožjem prostoru zgornje postaje, od tega več kot 90 % iz glavne fosilonosne plasti. Manjše število določljivih fosilov je bilo zbranih na sekundarnem mestu na spodnjem delu trase pod 6. stebrom ter načasni deponiji izkopane kamnine na Grajskem hribu.

Geološko-paleontološki nadzor je bil v celoti prilagojen dinamiki gradbenih del in jih ni oviral. Izkopavanje na prostoru zgornje postaje tirne vzpenjače je bilo izvedeno v skladu z veljavno prakso za interventna paleontološka izkopavanja, ob velikem razumevanju in pomoči izvajalcev gradbenih del.

Glede na lokacijo glavnega nahajališča neposredno pod grajskim obzidjem je bil odkopan le prepereli del plasti s karbonskimi fosili, medtem ko je večji del profila ohranjen kot primer predstavitve naravne vrednote *in situ* v prostoru zgornje postaje tirne vzpenjače.

Vse paleontološke vzorce, razen primerkov razstavljenih na Ljubljanskem gradu, hrani Geološki zavod Slovenije.

Geološka opredelitev nahajališča fosilne flore na Grajskem hribu

Pas nagubanih kamnin med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi je že Kossmat (1913) imenoval Savski sistem gub. Deset let kasneje je Winkler (1923) prvi uporabil ime Posavske gube, ki se je obdržalo vse do danes.

Osnovni litološki členi Posavskih gub so kremenov konglomerat, ki lokalno vsebuje tudi apnenčeve prodnike, kremenov peščenjak, meljevec in glinavec. Na osnovi vseh dotedanjih spoznanj in podrobnih lastnih raziskav je Mlakar ugotovil, da paleozojsko skladovnico Posavskih gub lahko razdelimo na tri superpozicijske enote prvega reda, ki bi lahko predstavljali tri formacije ali pa člene iste formacije (Mlakar, 1987, 1994; Mlakar et al., 1993).

V devetdesetih letih preteklega stoletja je bilo tiskanih še nekaj odmevnih preglednih člankov, ki odpirajo nove poglede na poznavanje geološke zgradbe Posavskih gub in njihov strukturni pomen na stiku med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. Novost predstavlja predvsem Placerjevo delo (Placer, 1999 a, b), v katerem umešča Posavske gube v trikotnik med Periadriatsko, Idrijsko in Srednjemadžarsko tektonsko cono.

Grajski hrib predstavlja najbolj zahodno ležeče nahajališče fosilne flore v Posavskih gubah. Med geološko-paleontološko spremljavo izgradnje tirne vzpenjače je bilo ugotovljeno, da v spodnjem delu trase, med

spodnjo postajo in izkopom za 10. steber prevladuje grobozrnat sljudni peščenjak, ki v posameznih nivojih vsebuje rastlinski drobci. Največja pogostnost rastlinskih fragmentov je bila zabeležena v črnem drobnozrnatem peščenjaku in sljudnem meljevcu z vpadom $130^{\circ}/42^{\circ}$ v zgornjem delu izkopa za steber št. 6, vendar zaradi grobozrnatega materiala fosili niso določljivi. Fragment rodu *Calamites* na prostoru spodnje postaje tirne vzpenjače je bil najden na sekundarnem mestu, zato ga v stratigrafskem smislu ne moremo upoštevati. Redki slabo ohranjeni drobcji fosilnih rastlin so bili ugotovljeni v sljudnem peščenjaku na drugem metru izkopa za steber št. 8.

Ugodnejše plasti za vzorčevanje so se pojavile 4 m vzhodno od izkopa za steber št. 10 in v zgornjem delu izkopa za steber št. 11, kjer srednje do grobozrnat sljudni peščenjak zamenjajo plasti sljudnega meljevca, glinavca in v manjši meri srednjezrnatoga sljudnega peščenjaka. Meljevec v zgornjem delu izkopa za steber št. 11 je vseboval nedoločljiv rastlinski detritus. Povprečni vpad pretežno meljastih plasti v zgornjem delu profila je $130^{\circ}/50^{\circ}$.

Paleontološko najpomembnejši del profila na Grajskem hribu je bil odkopan na prostoru zgornje postaje tirne vzpenjače, ki deloma sega še pod grajsko obzidje. Na debelini 6,5 m se menjavata meljevec in glinovec, manj je sljudnega peščenjaka, ki se pojavlja v posameznih plasteh, debelih od 5 do 40 cm. Rastlinski fosili so koncentrirani pretežno v olivno sivem meljevcu in so večinoma temneje (rjava ali črna) obarvani. V peščenjaku je bil rastlinski detritus ugotovljen le v 10 cm debeli plasti v spodnjem delu profila. V razdalji od 60 do 170 cm si navzgor sledijo še tri plasti z rastlinskimi fosili, debele od 3 do 10 cm. Fosili so fragmentirani in koncentrirani v polah debelih od 1 do 2 cm, medtem ko so v drugih delih plasti redkejši. Najbogatejša je 5 cm debela plast olivno sivega sljudnega meljevca v zgornjem delu profila, ki smo ji sledili na celotni dolžini od dna gradbene jame za strojnico do temeljev grajskega obzidja. Preperel površinski del fosilonosnih plasti je bil v celoti odkopan in vzorčevan, medtem ko je manj preperel in bolj stabilni del plasti ostal ohranjen *in situ* v prostoru zgornje postaje tirne vzpenjače. Najvišja plast z rastlinskimi fosili, ki je segala na prostor dvigala na notranji strani obzidja,

je bila v celoti vzorčevana in kasneje obzidana.

Paleontološki del

Med fosilnim materialom prevladujejo odtisi debel in listov, ki pripadajo praprotnicam in golosemenkam. Zaradi slabše ohranjenosti nekaterih primerkov ni bilo mogoče natančno taksonomsko uvrstiti ali pa so določeni le na stopnji rodu.

Določene so bile naslednje oblike:

- Calamites (Mesocalamites) cf. ramifer* Stur
- Calamites (Mesocalamites) roemeri* Goepfert (tab. 1, sl. 1, 1a)
- Calamites (Mesocalamites) cf. roemeri* Goepfert
- Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis* Stur (tab. 1, sl. 2, 2a)
- Calamites (Stylocalamites) undulatus* Sternberg (tab. 1, sl. 3, 3a, 4, 4a)
- Calamites* sp.
- Lepidodendron* sp.
- ? *Asolanus* sp.
- Sigillaria* sp. (Syringodendron - skupina *Rhytidolepis*)
- Stigmaria ficoides* (Sternberg) Brongniart
- Cyperites bicarinatus* Lindley & Hutton (tab. 2, sl. 8)
- Eusphenopteris* sp.
- Neuropteris tenuifolia* Schlotheim (tab. 2, sl. 1, 3)
- Neuropteris cf. heterophylla* Brongniart (tab. 2, sl. 2)
- Neuropteris* sp.
- Linopteris* sp. (tab. 2, sl. 4)
- Trigonocarpus* sp.
- Noeggerathia* sp. (tab. 2, sl. 5, 6)
- Cordaites palmaeformis* (Goepfert)
- Cordaites principalis* (Germar) (tab. 2, sl. 7)
- Cordaites* sp.

Najpogostejše fosile v raziskanih plasteh Grajskega hriba, podobno kot drugod v Posavskih gubah, predstavljajo debela in veje členovk. Največ oblik pripada mezokalomitom, med katerimi dominira *Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis* Stur. Podrejeno se pojavlja še podrod *Calamites (Stylocalamites)*.

Likopsidi so v raziskani združbi slabo zastopani, vendar so prisotni odtisi debel obeh dveh najbolj značilnih predstavnikov, *Lepidodendron* in *Sigillaria*. Poleg odtisov debel so prisotni tudi odtisi listov dvestastih oblik, ki jih uvrščamo v rod *Cyperites*.



Slika 1. Rekonstrukcija zgornjekarbonske pokrajine na osnovi najdb fosilnih rastlin, izkopanih na Grajskem hribu in drugod v Posavskem hribovju (avtorica Barbara Jurkovšek).

Fig. 1. Reconstruction of Upper Carboniferous landscape based on fossils collected in Ljubljana Castle Hill and elsewhere in the Sava Folds (by Barbara Jurkovšek).

Koreninske organe posameznih rodov likopsidov medsebojno ni mogoče razlikovati in jih označujemo z rodom *Stigmaria*, saj je njihova izoblikovanost na splošno zelo enovita. Najdeni primerki pripadajo samo vrsti, ki je hkrati najbolj pogostna izmed vseh poznanih vrst stigmarij v zgornjem karbonu Evrope, zanjo je značilna neenakomerna valovitost med brazgotinami odpadlih koreninic.

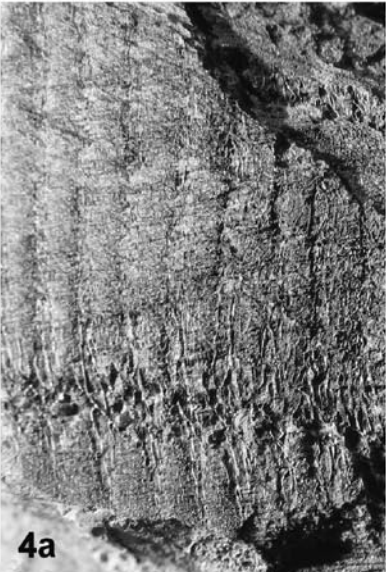
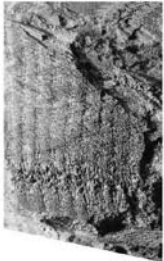
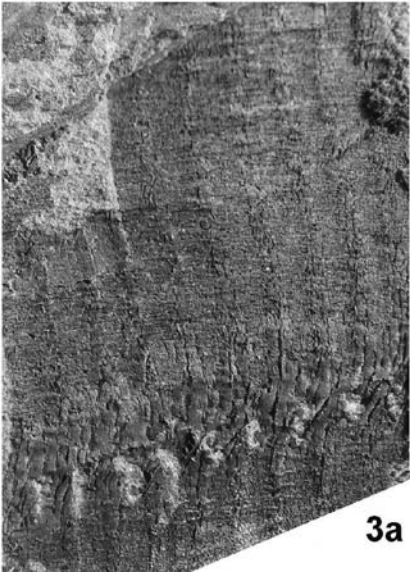
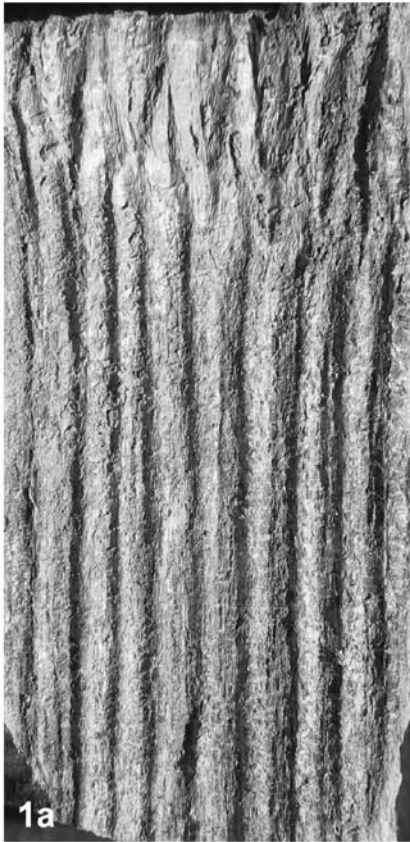
Od pteridosperm se v flori Grajskega hriba nahajajo redka semena in odtisi mahal, medtem ko so posamezne pinule nevropteridov razmeroma pogoste. Najdena primerka rodu *Eusphenopteris* predstavljata mahalo (sfenopteridni tip) z ravno osjo in z okroglasto oblikovanimi in nekoliko obokanimi pinulami. Žilnatost ni vidna, kar onemogoča

vrstno določitev. V raziskani fosilni flori so pogoste posamezne pinule rodu *Neuropteris*. Ta rod vključuje neparna mahala, ki končajo z enim samim lističem ter imajo značilno srčasto (nevropteridno) zažeto bazo. Prav šibek stik rahisa in lističa v eni sami točki, je bil vzrok, da so slednji hitro odpadli. Večina lističev ima jezikasto obliko in pripada vodilni westfalijski obliki *Neuropteris tenuifolia*. Omenjena skupina je stratigrafsko pomembna, saj so iz westfalija poznane številne vodilne vrste. Podrejeno se pojavlja še rod *Linopteris*, ki ima mrežasto žilnatost.

Posamezni primerki pripadajo tudi rodu *Noeggerathia*, ki se pojavlja razmeroma redko v plasteh od srednjega karbona do spodnjega perma in ga uvrščamo v samostojen red Noeggerathiales. Najdeni primerki ima-

Tabla 1 – Plate 1

- 1, 1a *Calamites (Mesocalamites) roemeri* Goeppert, LG 112, 1 x, 3 x
 2, 2a *Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis* Stur, LG 116, 1 x 3 x
 3, 3a, 4, 4a *Calamites (Stylocalamites) undulatus* Sternberg, LG 507a, LG 507b, 1 x, 3 x



jo obovatne pinule z značilno pahljačasto nervaturo. Mestoma je viden nazobčan rob pinul.

Od prvotnih golosemenk je na Grajskem hribu zastopan tudi rod *Cordaites*. Kordaiti so bili v zgornjekarbonskih gozdovih markantna drevesa, visoka do 20 m. Najpogosteje se od njih v fosilnem stanju ohranijo podolgovati listi, ki so bili pri nekaterih vrstah dolgi pol metra in široki 5 cm. Izkopani so bili le deli velikih listov, na katerih so vidne vzporedno potekajoče žile, značilne za iglavce.

Zaključek

Predstavljena rastlinska združba iz Grajskega hriba ustreza splošni sliki evroameriške flore. V njej prevladujejo členovke (*Calamites*) in pteridosperme (*Neuropteris*, *Linopteris*) v prisotnosti redkeje zastopanih predstavnikov lisičjačnic (*Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Cyperites*) ter golosemenk (*Cordaites*). Na splošno je raziskana združba podobna fosilni flori iz doslej znanih nahajališč Posavskih gub (tabela 1). Seznam flore z Grajskega hriba vsebuje tudi en novi element za celoten prostor Posavskih gub. To je *Cyperites bicarinatus* Lindley & Hutton, pomembna pa je tudi ponovna najdba rodu *Noeggerathia*, ki je bila doslej znana iz karbonskih plasti med Grajskim hribom in Rudnikom.

Starost raziskane fosilne rastlinske združbe Grajskega hriba je mogoče zaključiti na osnovi stratigrafske razširjenosti posameznih vrst, med katerimi se vrste *Neuropteris tenuifolia*, *Neuropteris* cf. *heterophylla* in *Cordaites palmaeformis* pojavljajo samo v westfaliju. Prisotnost nekaterih mezokalamitom podobnih oblik kaže na spodnji del westfalija. Dve najdeni kalamitni obliki (*Calamites (Mesocalamites) roemeri* in *Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis*) se pojavljata od namurija B do spodnjega dela westfalija A. Glede na stratigrafsko razširjenost lahko celotno združbo uvrstimo v spodnji del westfalija A.

Zahvala

Geološko-paleontološko spremljavo zemeljskih del ob izgradnji tirne vzpenjače na Grajski hrib so omogočili Mestna občina Ljubljana, SCT, Agencija Republike Slovenije za raziskovalno dejavnost in Geološki zavod Slovenije.

Posebna zahvala za razumevanje ob izvedbi nadzora in izkopavanja fosilne flore ter pomoč pri pripravi predstavitve nahajališča na Ljubljanskem gradu velja gospodu S. Miklavcu in gospe T. Pinoza (Festival Ljubljana), arhitektu M. Kerinu (Ambient), B. Hlad (Agencija Republike Slovenije za okolje), H. Tehovnik (Zavod Republike Slovenije za varstvo narave) in dr. U. Herlecu (Naravoslovnotehniška fakulteta).

Večji del raziskave je potekal v okviru raziskovalne dejavnosti Geološkega zavoda Slovenije (organizacijska enota Stratigrafija in paleontologija). Prepariranje s pripravo vzorcev za prezentacijo na Ljubljanskem gradu je bilo opravljeno v Paleontološki zbirki Jurkovšek, rekonstrukcijo karbonskega okolja na osnovi fosilnih najdb pa je izdelala Barbara Jurkovšek. Dr. Karlu-Heinzu Jostenu (Tönisvorst, Nemčija) se zahvaljujeva za pregled determinacij fosilov in pomoč pri interpretaciji njihove starosti. Za tehnično pomoč v zaključni fazi raziskave se zahvaljujeva g. Stanetu Zakrajšku (Geološki zavod Slovenije).

Late Carboniferous flora of Castle Hill in Ljubljana (Slovenia)

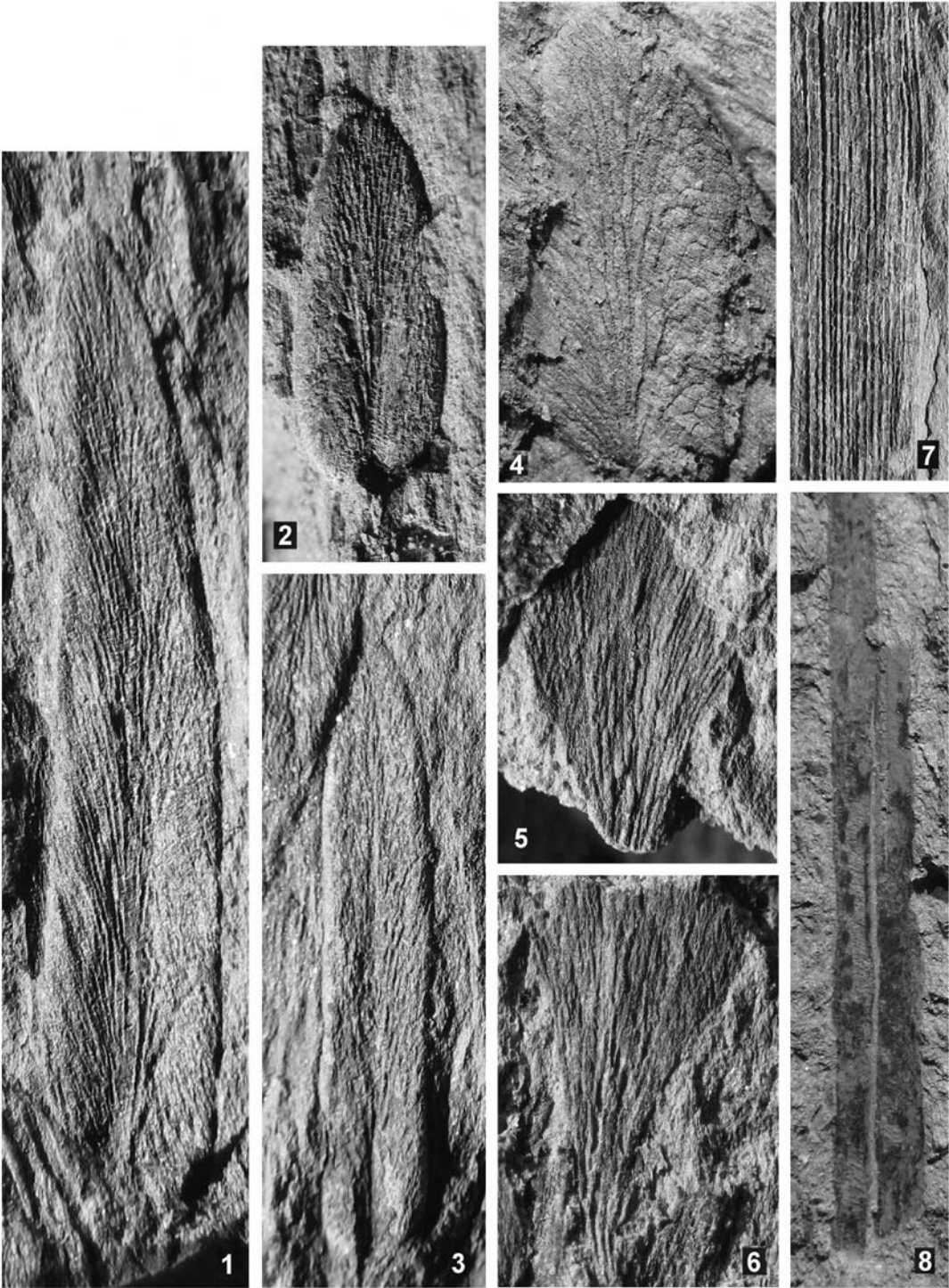
Extended Summary

The belt of folded beds between Southern Alps and External Dinarides was named first by Kossmat (1913) the Sava Folded System. It was Winkler (1923) who ten years later proposed the term Sava Folds that has persisted till now.

The basic lithologic members of the Sava Folds are quartz conglomerate that contains

Tabla 2 – Plate 2

- 1, 3 *Neuropteris tenuifolia* Schlotheim, LG 403, LG 404, 5 x
- 2 *Neuropteris* cf. *heterophylla* Brongniart, LG 411, 5 x
- 4 *Linopteris* sp., LG 413, 5 x
- 5, 6 *Noeggerathia* sp., LG 315a, LG 315b, 5 x
- 7 *Cordaites principalis*, LG 209, 3 x
- 8 *Cyperites bicarinatus* Lindley & Hutton, LG 201, 3 x



	Okolica Litije	Bizovik	Grajski hrib
<i>Calamites (Mesocalamites) haueri</i> Stur	x		
<i>Calamites (Mesocalamites) ramifer</i> Stur	x		
<i>Calamites (Mesocalamites) cf. ramifer</i> Stur		x	x
<i>Calamites (Mesocalamites) roemeri</i> Goepfert	x	x	x
<i>Calamites (Mesocalamites) cf. roemeri</i> Goepfert			x
<i>Calamites (Mesocalamites) cistiiformis</i> Stur	x		
<i>Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis</i> Stur	x		x
<i>Calamites (Stylocalamites) suckowi</i> Brongniart	x	x	
<i>Calamites (Stylocalamites) cf. suckowi</i> Brongniart		x	
<i>Calamites (Stylocalamites) cf. cisti</i> Brongniart		x	
<i>Calamites (Stylocalamites) undulatus</i> Sternberg		x	x
<i>Calamites (Stylocalamites) cf. undulatus</i> Sternberg		x	x
<i>Calamites (Calamitina) sachsei</i> Stur	x		
<i>Calamites (Calamitina) schuetzeiformis</i> Kidston & Jongmans	x		
<i>Calamites</i> sp.	x	x	x
<i>Equistetites cf. hemingwayi</i> Kidston	x		
<i>Lepidodendron cf. aculeatum</i> Sternberg	x	x	
<i>Lepidodendron lycopodioides</i> Sternberg		x	
<i>Lepidodendron</i> sp.	x	x	x
<i>Lepidostrobus</i> sp.		x	
<i>Asolanus comptotaenia</i> Wood		x	
? <i>Asolanus</i> sp.			x
<i>Sigillaria boblayi</i> Brongniart	x		
<i>Sigillaria cf. boblayi</i> Brongniart	x		
<i>Sigillaria mamillaris</i> Brongniart	x		
<i>Sigillaria elegans</i> (Sternberg) Brongniart	x		
<i>Sigillaria</i> sp. (<i>Syringodendron</i> – <i>Rhytidolepis</i>)	x	x	x
<i>Sigillaria</i> sp.	x	x	
<i>Cyperites bicarinatus</i> Lindley & Hutton			x
<i>Stigmaria ficoides</i> (Sternberg) Brongniart		x	x
<i>Stigmaria ficoides</i> var. <i>undulata</i> Goepfert	x		
<i>Stigmaria cf. ficoides</i> (Sternberg) Brongniart	x		
<i>Pecopteris (Senftenbergia) cf. plumosa</i> (Artis) Brongniart		x	
<i>Pecopteris</i> sp.		x	
<i>Eusphenopteris</i> sp.		x	x
? <i>Mariopteris</i> sp.		x	
<i>Neuropteris tenuifolia</i> Schlotheim		x	x
<i>Neuropteris cf. heterophylla</i> Brongniart			x
<i>Neuropteris</i> sp.		x	x
? <i>Neuropteris</i> sp.		x	
<i>Linopteris neuropteroides</i> (Gutbier) Zeiller		x	
<i>Linopteris</i> sp. ali <i>Reticulopteris</i> sp.		x	
<i>Linopteris</i> sp.			x
<i>Trigonocarpus</i> sp.	x	x	x
? <i>Carpolithus</i> sp.	x		
<i>Noeggerathia</i> sp.			x
<i>Cordaites palmaeformis</i> (Goepfert)			x
<i>Cordaites principalis</i> (Germar)			x
<i>Cordaites cf. principalis</i> (Germar)		x	
<i>Cordaites</i> sp.	x	x	x
<i>Cordaicladus</i> sp.		x	
<i>Artisia approximata</i> Lindley & Hutton	x		
? <i>Artisia</i> sp.	x		

locally also limestone pebbles, quartz sandstone, siltstone and claystone. Based on the previous knowledge and detailed personal investigations Mlakar concluded that the Paleozoic sequence of the Sava Folds can be subdivided into three first order superposition units that may represent three formations, or three members of the same formation (Mlakar, 1987, 1994; Mlakar et al., 1993).

In the nineties of the former century several resounding overview papers were printed that opened new aspects of understanding the geologic structure of the Sava Folds and their structural importance at the contact between Southern Alps and External Dinarides. A novelty was contributed by Placer's work (Placer, 1999 a, b), in which he considered the Sava Folds in the triangle between the Periadriatic, Idrija and Central Hungarian tectonic zones.

The Ljubljana Castle Hill is the westernmost locality of fossil flora in the Sava Folds.

The presented plant assemblage from the Castle Hill is consistent with the general characteristics of the Euramerian flora. In it predominate articulates (*Calamites*) and pteridosperms (*Neuropteris*, *Linopteris*) in presence of rarer representatives of lycopsids (*Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Cyperites*) and gymnosperms (*Cordaites*). The studied assemblage in general resembles the fossil flora from previously known localities in the Sava Folds (Table 1). The list of flora from Ljubljana Castle Hill contains also an element that is new for the entire Sava Folds region, the *Cyperites bicarinatus* Lindley & Hutton. Important is also the renewed find of genus *Noeggerathia*, previously known from Carboniferous beds between the Castle Hill and Rudnik.

The age of the studied fossil plant assemblage from Castle Hill can be deduced from stratigraphic extension of individual species among which the species *Neuropteris tenuifolia*, *Neuropteris* cf. *heterophylla* and *Cordaites palmaeformis* occur only in Westphalian. Presence of certain mesocalamites-like forms indicates the lower part of Westphalian. Two found calamites forms (*Calamites (Mesocalamites) roemeri* and *Calamites (Mesocalamites) cf. cistiiformis*) occur from Namurian B to lower part of Westphalian A.

In view of stratigraphic extension the entire assemblage can be attributed to the lower part of Westphalian A.

Literatura

Hauer, F. v. 1851: Nachricht über die Sammlung in Laibach. – Mitt Freunde Naturwiss., 7/4, 139–140. Wien

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1985: Nova nahajališča paleozojske flore v Posavskih gubah med Ljubljano in Litijo. – Razprave IV. Razr. SAZU, 26, 199–218, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1986: Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrstnika. – Rud.-metal. zbor., 33/1–2, 3–34, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1990: Karbonska makroflora med Jančami in Polšnikom v Posavskih gubah. – Rud.-metal. zbor., 37/3, 367–389, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 2002a: Karbonski gozd. Karbonske plasti z rastlinskimi fosili pri Ljubljani. – Geološki zavod Slovenije, 191 str., Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 2002b: Rastlinski fosili v karbonskih plasteh na trasi avtoceste pri Bizoviku. – Geologija, 45/2, 433–438, Ljubljana.

Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 2004: Carboniferous flora of central Slovenia. – V: 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20–28, Florence.

Kossmat, F. 1913: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. – Mitt. Geol. Ges., 6, 61–165, Wien.

Lipold, M. V. 1857: Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. – Jb. geol. R.-A., 8, 205–234, Wien.

Lipold, M. V. 1858: Bericht über die geologischen Aufnahmen in Unter-Krain im Jahre 1857. – Jb. geol. R.-A., 257–276, Wien.

Mlakar, I. 1987: Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obroba. – Geologija, 28/29 (1985/86), 157–182, Ljubljana.

Mlakar, I. 1994: O problematiki Litijskega rudnega polja. – Geologija, 36 (1993), 249–338, Ljubljana.

Mlakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M. 1993: O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litije. – Geologija, 35 (1992), 229–286, Ljubljana.

Morlot, A. v. 1850: Über die geologischen Verhältnisse von Oberkrain. – Jb. Geol. R.-A., 389–411, Wien.

Placer, L. 1999a: Structural meaning of the Sava folds. – Geologija, 41 (1998), 191–221, Ljubljana.

Placer, L. 1999b: Contribution to the macro-tectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. – Geologija, 41 (1998), 223–255, Ljubljana.

Tabela 1. Primerjava karbonske flore v raziskanih nahajališčih Posavskih gub.

Table 1. Comparison of Carboniferous flora in investigated localities of Sava Folds.

Premru, U. 1983: Tolmač za list Ljubljana. Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000. – Zvezni geološki zavod, 75 str., Beograd.

Rakovec, I. 1932: H geologiji Ljubljane in njene okolice. – Geogr. vest. 8/1–4, 38–70, Ljubljana.

Tornquist, A. 1929: Die Blei-Zinklagestätte der Savefalten vom Typus Littija (Littai). – Berg und Hüttenmann. Jb., 77/1, 1–28, Wien.

Winkler, A. 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. – Mitt. Geol. Ges., 16, 1–272, Wien.

Triasni konodonti Slovenskega bazena

Triassic conodonts of the Slovenian Basin

† Stanko BUSER¹, Tea KOLAR-JURKOVŠEK² & Bogdan JURKOVŠEK²

¹Univerza v Ljubljani, NTF – Oddelek za geologijo, Privoz 11, 1000 Ljubljana;

²Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana,
tea.kolar@geo-zs.si, bogdan.jurkovsek@geo-zs.si

Ključne besede: konodonti, trias, Slovenski bazen, Slovenija
Key words: conodonts, Triassic, Slovenian Basin, Slovenia

Izveček

Slovenski bazen je nastal v ladiniju po razpadu enotne Slovenske karbonatne platforme in je trajal neprekinjeno do zgornje krede. V triasnih plasteh Slovenskega bazena so bile ugotovljene številne konodontne združbe. Stratigrafsko pomembne vrste pripadajo rodovom *Budurovignathus*, *Epigondolella*, *Gladigondolella*, *Metapolygnathus*, *Misikella*, *Neogondolella*, *Nicoraella*, *Norigondolella* in *Paragondolella*.

Abstract

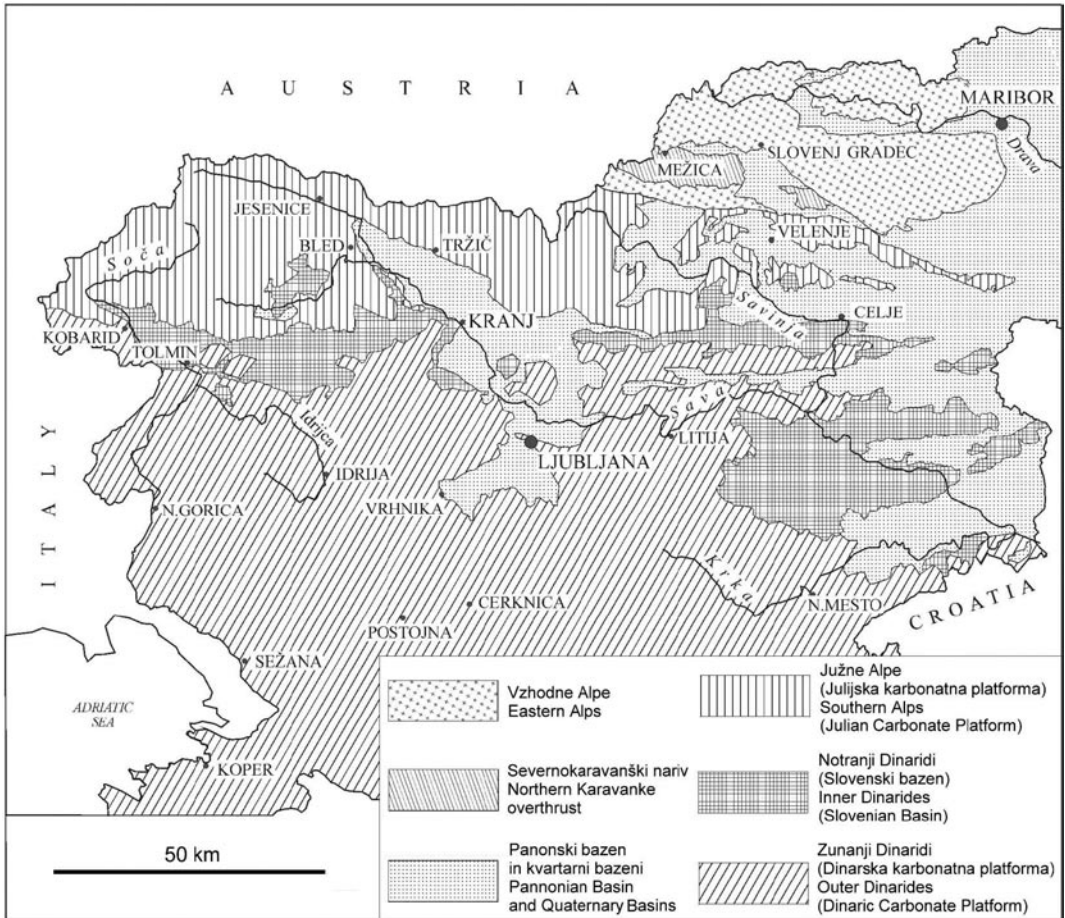
Slovenian Basin was formed during the Ladinian following disintegration of the Slovenian Carbonate Platform. It persisted continuously until the Late Cretaceous. Several conodont associations were recognized within the Triassic rocks of the Slovenian Basin. Stratigraphically significant species belong to the genera *Budurovignathus*, *Epigondolella*, *Gladigondolella*, *Metapolygnathus*, *Misikella*, *Neogondolella*, *Nicoraella*, *Norigondolella* and *Paragondolella*.

Uvod

Slovenski bazen je prvi zasledil v zahodnem delu Slovenije oziroma na meji med Italijo in Slovenijo Cousin (1973). Kasneje je Buser (1989) dognal, da se bazen proti vzhodu širi skoraj preko celotne osrednje Slovenije. Sprva je prevladovalo mnenje, da se je bazen nadaljeval še dlje proti zahodu v sosednjo Italijo v Belluno bazen, proti vzhodu pa naj bi imel zvezo z Bosanskim bazenom (Buser, 1989; Haas et al., 1995). Domnevno prekinitev Slovenskega bazena na zahodu smo tolmačili s tem, da je zveza z Belluno bazenom na površini pokrita z narinjenimi deli Julijskih Alp (Buser, 1986). Kasnejše objave (Buser & Debeljak, 1996; Buser, 1996, 2003) navajajo, da se je

bazen v dolini Soče zahodno od Tolmina izklinil v obliki ozkega jarka. Tu sta od spodnje jure naprej neposredno mejili Dinarska karbonatna platforma, ki se nadaljuje v sosednjo Italijo kot Friuli platforma, in Julijska karbonatna platforma, ki se nadaljuje v Italiji kot Trento platforma brez vmesnega bazena. V vzhodnem delu Slovenije, kjer doseže Slovenski bazen največjo širino in globino, pa se je nadaljeval preko Hrvaške severno od Zagrebačke gore na sosednjo Madžarsko. Današnji na površini odkriti sedimenti Slovenskega bazena se pojavljajo v smeri vzhod-zahod na dolžini okoli 170 km in širini do 40 km (slika 1).

S konodontnimi raziskavami triasnih sedimentov Slovenskega bazena je bilo ugotovljeno 45 biostratigrafsko pomembnih



Slika 1. Današnji položaj geotektonskih enot v zahodni in osrednji Sloveniji in razširjenost sedimentov nekdanje Julijske in Dinarske karbonatne platforme ter Slovenskega bazena.

Figure 1. Actual position of geotectonic units in western and central Slovenia with extension of the sediments of the ancient Julian and Dinaric Carbonate Platforms and the intermediate Slovenian Basin, respectively.

vrst, ki pripadajo rodovom *Budurovignathus*, *Epigondolella*, *Gladigondolella*, *Metapolygnathus*, *Misikella*, *Neogondolella*, *Nicoraella*, *Norigondolella* in *Paragondolella*.

Pregled konodontnih raziskav triasnih plasti Slovenskega bazena

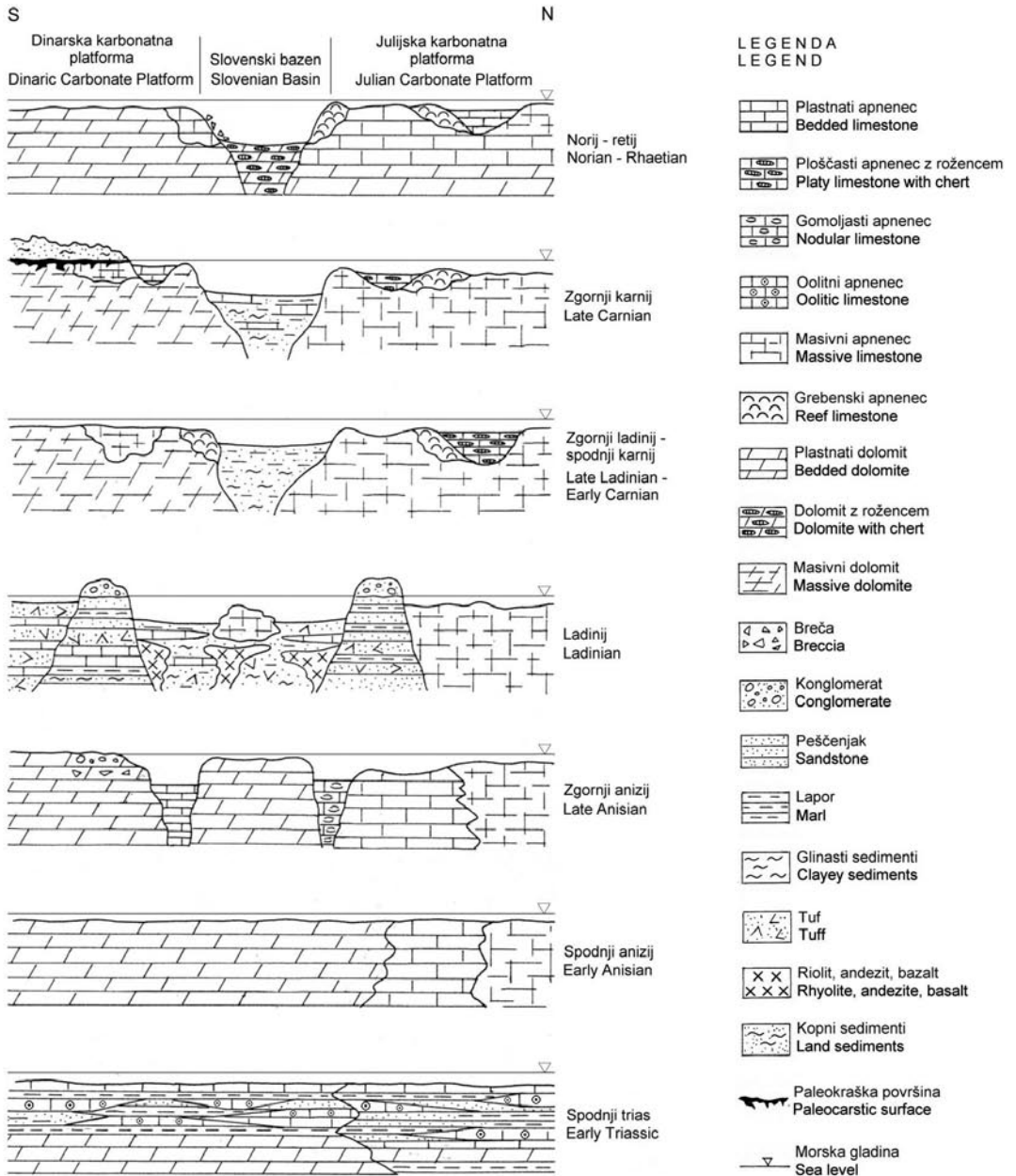
V zgornjem permu je nastala na prostoru današnje Slovenije obsežna Slovenska karbonatna platforma, ki je bila stabilna do zgornjega anizija (Buser, 1989). V zgornjem aniziju je pričelo ob dolgih regionalnih prelomih razlamljanje (slika 2). Na njej so se še naprej odlagale karbonatne kamnine, v globokih vmesnih jarkih pa rdečkasti

in svetlo sivi gomoljasti apnenci tipa Hanbulog, ki naznanjajo začetek kasnejšega popolnega razpada karbonatne platforme. V bazenskih sedimentih osrednje Slovenije je bila pri Polhovem Gradcu najdena bogata anizijska amonitna fauna (Petek, 1998). Anizijske plasti z amoniti, konodonti in radiolariji so znane tudi iz jugovzhodnega dela Slovenskega bazena iz okolice Mirne, Mokronoga in Novega mesta (Kühn & Ramovš, 1965; Krivic & Premru 1976; Kolar-Jurkovšek, 1983; Ramovš, 1983, 1998c). Na širšem, idrijskem prostoru je bila s konodontni dokazana ilirska podstopnja (Kolar-Jurkovšek, 1983, 1991). Nekoliko mlajši so apnenci na Šmarni gori pri Ljubljani, ki vsebujejo ilirsko do spodnjeladi-

nijsko konodontno in radiolarijsko združbo (Ramovš & Goričan, 1995).

Idrijska tektonska faza je v ladiniju povzročila tektonski razpad Slovenske karbonatne platforme (Buser, 1980). Nekateri predeli so bili globoko pogreznjeni pod morje, nekateri pa so postali kopno. Le na

poredkih mestih so ostali še naprej manjši ostanki nekdanje karbonatne platforme. Najgloblje pogreznjen predel je bil na območju osrednje Slovenije, ki predstavlja začetek kasnejšega Slovenskega bazena. V globljem morju so nastajale psevdoziljske plasti, ki jih sestavlja menjavanje skrilavih



Slika 2. Paleogeografski razvoj Slovenskega bazena
Figure 2. Paleogeographic evolution of Slovenian Basin

glinavcev, drob in tufov, s poredkimi plastmi temno sivega apnenca. Psevdoziljske plasti v vzhodnem delu Posavskih gub vsebujejo konodonte (Kolar-Jurkovšek & Placer, 1987; Placer & Kolar-Jurkovšek, 1990; Kolar-Jurkovšek & Rižnar, 2006). Konodonti so pogostni tudi v plastovitih in ploščastih apnencih osrednjega dela Slovenije, ki jih marsikje spremljajo zelene tufske plasti »pietra verde« (Ramovš, 1997). V teh plasteh so pogostne pozidonije in daonele (Jurkovšek, 1983, 1984). Značilne ladinjske združbe so znane iz širšega idrijskega prostora (Kolar-Jurkovšek, 1991), iz okolice Ljubljane (Ramovš, 1977, 1985a, 1994b, 1997; Krivic & Stojanovič, 1978; Kolar-Jurkovšek, 1991) ter iz vzhodnega dela Jelovice pri Kropi, kjer se pojavljajo skupaj z daonelami in bogato radiolarijsko združbo (Skaberne et al., 2003).

V sedimentih globjevodnih jarkov, ki so segali na prostor nastajajoče Julijske karbonatne platforme, so bile v Gorenji Trenti ter na Pokljuki v ladinjskih plasteh ugotovljene združbe daonel (Ramovš & Jurkovšek, 1983), radiolarijev in konodontov (Goričan & Kolar-Jurkovšek, 1984; Kolar-Jurkovšek, 1989; Goričan & Buser, 1990), iz južnega obroba bazena pa so bili na Blokah, južno od Ljubljane najdeni fassanski konodontni elementi (Ramovš, 1996).

Na dvignjenih kopnih predelih so takrat nastali pisani konglomerati. V Idriji je v ladiniji na območjih jarkov z vmesnimi horsti nastalo svetovno znano hidrotermalno sinsedimentarno živosrebrovo rudišče. Verjetno pa so takrat nastala še nekatera druga rudišča.

Koncem ladinija ali v začetku karnija je nastopilo obdobje kompakcije. Osrednje območje Slovenije je ostalo še naprej globoko pogreznjeno in je prešlo v Slovenski bazen. Vulkanizem je popolnoma zamrl. Severno od globokomorskega območja je nastala stabilna Julijska karbonatna platforma, ki zajema današnje južne Karavanke, Julijske in Kamniško-Savinjske Alpe. Južno od Slovenskega bazena pa je nastala Dinarska (=Jadransko-Dinarska) karbonatna platforma, ki je danes sestavni del Zunanjih Dinaridov. V zahodnem delu Slovenskega bazena, to je v okolici Tolmina, so nastali v karniju temno sivi ploščasti apnenci z gomolji in polami rožencev. V dolini Bače in do železnikov na vzhodu so v bazenu nastale amfiklinske plasti, ki jih sestavlja menjavanje skrilavih

glinavcev, kremenovih peščenjakov in drob. Ime so dobile po brahiopodu rodu *Amphiclina* (Kossmat, 1910). Te plasti so podobne psevdoziljskim ladinjskim plastem, vendar v njih ni ne tufov in ne primarnih riolitov, andezitov in bazaltov. V spodnjem delu amfiklinskih plasti so nastali ob robu bazena temno sivi masivni grebenski apnenci, ki jih v nižjih delih sestavljajo številne spongije (Senowbari-Daryan, 1981), navzgor pa prevladujejo korale (Čar et al., 1981, Turnšek et al., 1982; 1984; Turnšek, 1997). V zgornjem delu amfiklinskih plasti se menjavajo klastiti s skladnatimi apnenci. V apnencih so bile v številnih lokalitetah med Tolminom, Cerknim in Škofjo Loko ugotovljene značilne karnijske združbe konodontov, od katerih je večina tuvalskih, nekatere pa segajo še v norij (Flügel & Ramovš, 1970; Krivic, 1977; Krivic & Buser, 1979; Kolar-Jurkovšek, 1982a; Ramovš, 1994a, 1998a, 1998b).

V osrednji in vzhodni Sloveniji dobimo v karniju Slovenskega bazena temno sive skladnate mikritne apnenice z več ali manj tankimi polami laporja, ki ponekod vsebujejo konodonte (Kolar-Jurkovšek, 1994). Na poredkih mestih so bili v teh apnencih najdeni amoniti (Kühn & Ramovš, 1965), zahodno od Celja, na Kozjanskem in na Dolenjskem pa ladinjsko-karnijski konodonti (Krivic, 1978; Ramovš, 1978; Kolar-Jurkovšek, 1982b, 1990, 1991).

Proti severu so se v karniju iz Slovenskega bazena na Julijsko karbonatno platformo zajedali globljemorski intraplatformni jarki, ki so še posebno pogostni v Julijskih Alpah in Južnih Karavankah ter v Kamniško-Savinjskih Alpah. V teh jarkih so se odlagali beli do temno sivi mikritni apnenci, ki poleg raznovrstnih mikro- in makrofosilov vsebujejo tudi konodonte (Kolar, 1979; Jurkovšek et al., 1984; Ramovš, 1985b; Jamnik & Ramovš, 1993; Jurkovšek & Kolar-Jurkovšek, 1986; Kolar-Jurkovšek, 1982b, 1991; Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1997, 2003; Dobruskina et al., 2001; Jurkovšek et al., 2003; Kolar-Jurkovšek et al., 2005).

Norij in retij sta pomenila za Slovenski bazen stabilno obdobje. Nivo morja se je precej dvignil, na celotnem prostoru bazena so nastali enaki pogoji sedimentacije. Odlagali so se ploščasti in plastnati apnenci z gomolji in polami rožencev. Apnenci so kasneje docela prešli v baški dolomit, ki je najbolj značilna kamnina celotnega dela Slovenske-

ANIZIJ ANISIAN		LADINIJ LADINIAN		KARNIJ CARNIAN			NORIJ NORIAN		RETIJ RHAETIAN	stopnja stage	podstopnja substage				
AECEAN	EGEJ	BITIN BITYNIAN	PELSON PELSONIAN	ILIR ILLYRIAN	FASSAN FASSANIAN	LANGOBARD LANGOBARDIAN	CORDEVOL CORDEVOLIAN	JUL JULIAN	TIVVAL TIVVALIAN	LAC LACIAN	ALAJUN ALAJUNIAN	SEVAT SEVATIAN			
													1	<i>Paragondolella bulgarica</i>	
														2	<i>Paragondolella hanbulogi</i>
														3	<i>Paragondolella bifurcata</i>
														4	<i>Neogondolella excentrica</i>
														5	<i>Neogondolella cornuta</i>
														6	<i>Neogondolella transita</i>
														7	<i>Paragondolella praealpina</i>
														8	<i>Paragondolella excelsa</i>
														9	<i>Neogondolella constricta</i>
														10	<i>Gladigondolella tethydis</i>
														11	<i>Paragondolella ? pridaensis posteroacuta</i>
														12	<i>Paragondolella ? trammeri praetrammeri</i>
														13	<i>Budurovignathus lipoldi</i>
														14	<i>Neogondolella slugovensis</i>
														15	<i>Paragondolella trammeri</i>
														16	<i>Paragondolella inclinata</i>
														17	<i>Budurovignathus hungaricus</i>
														18	<i>Budurovignathus mungoensis</i>
														19	<i>Pseudofurnishius murchianus</i>
														20	<i>Gladigondolella malayensis</i>
														21	<i>Neogondolella celeiana</i>
														22	<i>Budurovignathus mostleri</i>
														23	<i>Mosherella newpassensis</i>
														24	<i>Paragondolella foliata</i>
														25	<i>Budurovignathus diebeli</i>
														26	<i>Metapolygnathus baloghi</i>
														27	<i>Metapolygnathus polygnathiformis</i>
														28	<i>Metapolygnathus oertlii</i>
														29	<i>Nicoraella ? budaensis</i>
														30	<i>Metapolygnathus primitius</i>
														31	<i>Metapolygnathus carpathicus</i>
														32	<i>Metapolygnathus nodosus</i>
														33	<i>Metapolygnathus pseudodiebeli</i>
														34	<i>Norigondolella navicula</i>
														35	<i>Epigondolella japonica</i>
														36	<i>Epigondolella echinata</i>
														37	<i>Epigondolella abneptis</i>
														38	<i>Metapolygnathus parvus</i>
														39	<i>Metapolygnathus slovenicus</i>
														40	<i>Epigondolella triangularis</i>
														41	<i>Norigondolella steinbergensis</i>
														42	<i>Epigondolella postera</i>
														43	<i>Epigondolella bidentata</i>
														44	<i>Misikella hernsteini</i>
														45	<i>Misikella posthernsteini</i>

Tabela 1. Stratigrafska razširjenost pomembnih konodontnih vrst v plasteh srednjega in zgornjega triasa Slovenskega bazena.

Table 1. Range chart of significant conodont taxa in the Middle and Late Triassic strata in the Slovenian Basin.

ga bazena. V baškem dolomitu pri Sevnici so bili najdeni norijski konodontni elementi (Ogorelec & Dozet, 1997). Tudi v noriju in retiju so iz bazena segali na Julijsko karbonatno platformo intraplatfornni jarki, v katerih so nastali beli mikritni apnenci z gomolji rožencev, ki vsebujejo monotide (Jurkovšek, 1982a, 1982b) in konodonte (Kolar-Jurkovšek, 1982b; Kolar-Jurkovšek et al., 1983; Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1990; Ramovš, 1986).

Slovenski bazen se je v juri močno poglobil. V vrhnjem delu zgornje krede je prešel v flišni bazen, ki se je premaknil na južneje ležečo Dinarsko karbonatno platformo, s tem je prenehal tudi obstoj Slovenskega bazena.

Zaključek

V več kot 40 letnem obdobju konodontnih raziskav triasnih plasti Slovenskega bazena so bile ugotovljene številne konodontne združbe. Stratigrafsko pomembe vrste pripadajo rodovom *Budurovignathus*, *Epigondolella*, *Gladigondolella*, *Metapolygnathus*, *Misikella*, *Neogondolella*, *Nicoraella*, *Norigondolella* in *Paragondolella*, s katerimi je bilo kvalitetno dopoljeno poznavanje biostratigrafije in dinamike Slovenskega bazena. Rezultati raziskav so strnjeni v tabeli 1, v kateri še ni upoštevan nov položaj meje med anizijem in ladinijem. Po odločitvi mednarodnih institucij to mejo definira prvi pojav amonita *Eoprotrachyceras curionii* (cona *curionii*) (Brack et al., 2005). V smislu konodonte stratigrafije pomeni, da je prvi pojav konodonta *P. trammeri* v zgornjem aniziju oziroma da je po novi razdelitvi konodontna cona *trammeri* predstavljena iz spodnjega ladinija (Krystyn, 1983) v zgornji anizij.

Nekateri značilni konodontni elementi so upodobljeni na tabli 1.

Triassic conodonts of the Slovenian Basin

Conclusion

Throughout the 40-year period of conodont research in Triassic strata of the Slovenian Basin several conodont assemblages were determined. The finding of stratigraphically significant species that belong to the genera *Budurovignathus*, *Epigondolella*, *Gladigondolella*, *Metapolygnathus*, *Misikella*, *Neogondolella*, *Nicoraella*, *Norigondolella* and *Paragondolella* is an important contribution to knowledge about the biostratigraphy and dynamics of the Slovenian Basin. Conodont results are shown in Table 1 in which recently defined Anisian-Ladinian boundary has not been taken into account. According to the International Commission on Stratigraphy the base of the Anisian is defined by the first appearance of ammonoid *Eoprotrachyceras curionii* (*curionii* Zone) (Brack et al., 2005). In a sense of the conodont stratigraphy it means the first appearance of *P. trammeri* is in the Late Anisian. Thus, the conodont *trammeri* Zone has been transferred from the Early Ladinian (Krystyn, 1983) to the Late Anisian.

Some characteristic conodont elements are illustrated in the Plate 1.

Zahvala

Lepa hvala doc. dr. Bojanu Ogorelcu za skrben pregled članka in gospodu Stanetu Zakrajšku za računalniško obdelavo grafičnih prilog.

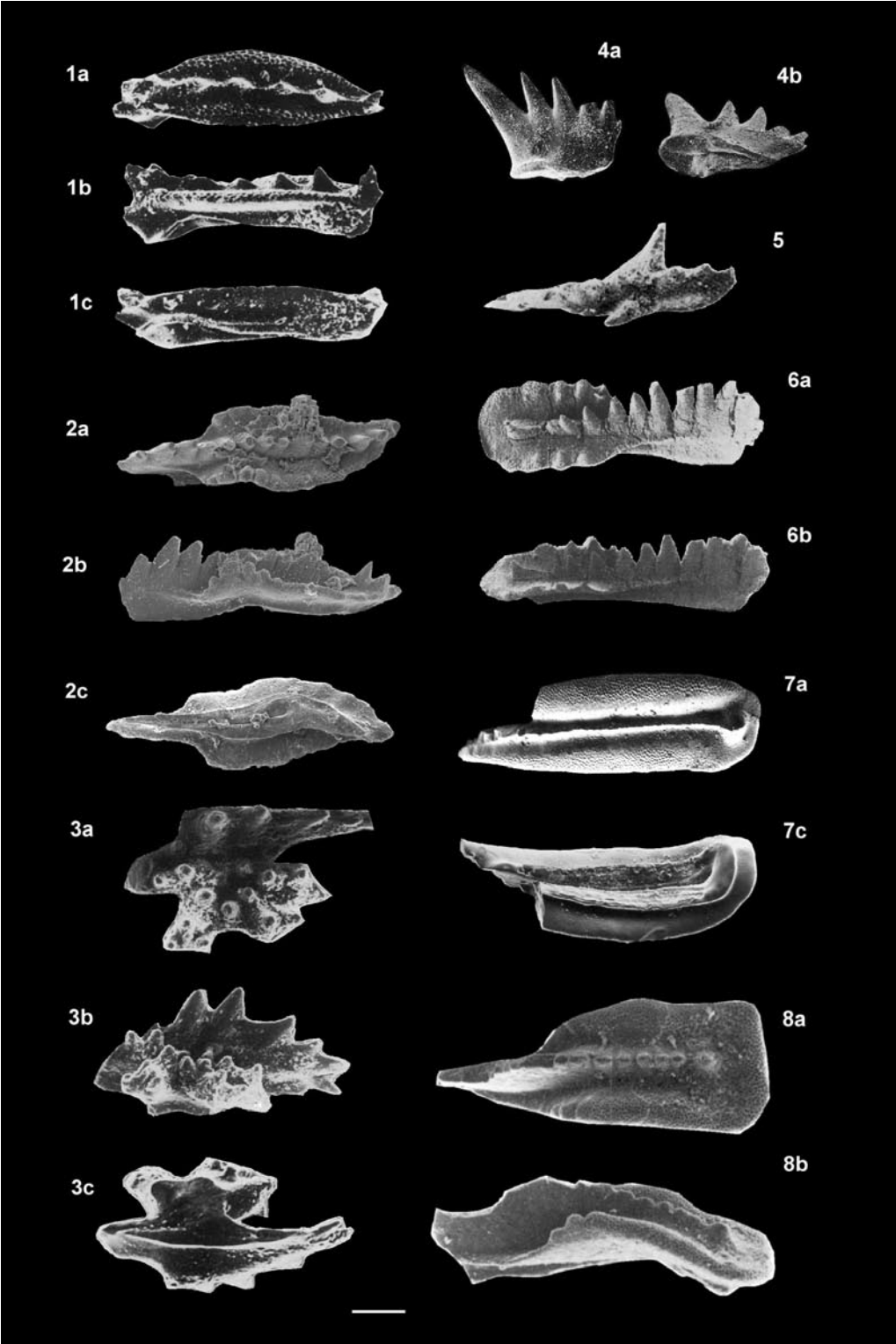
Raziskave so potekale v okviru programov in projektov, ko so jih finančno omogočile Raziskovalna skupnost Slovenije, Ministrstvo za znanost in tehnologijo ter Agencija za raziskovalno dejavnost Slovenije.

Tabla 1 – Plate 1

- 1 a, b, c *Neogondolella celeiana* Kolar-Jurkovšek, zgornji ladinij-spodnji karnij / Upper Ladinian-Lower Carnian, Škrjanec, GeoZS 1858
 2 a, b, c *Budurovignathus mungoensis* (Diebel), ladinij / Ladinian, Blagovica, GeoZS 3750
 3 a, b, c *Pseudofurnishius murchianus* van den Boogaard, zgornji ladinij - spodnji karnij / Upper Ladinian-Lower Carnian, Trnjava, GeoZS 1631
 4 a, b *Nicoraella ? budaensis* Kozur & Mock, karnij / Carnian, Belca (Karavanke), GeoZS 3066
 5 *Epigondolella bidentata* Mosher, zgornji norij / Upper Norian, Smarjetna gora, GeoZS 1239
 6 a, b *Epigondolella echinata* (Hayashi), zgornji karnij / Upper Carnian, Zbont, GeoZS 1260
 7 a, c *Norigondolella steinbergensis* (Mosher), zgornji norij / Upper Norian, Pokljuka (Julijske Alpe), GeoZS 1318
 8 a, b *Metapolygnathus carpathicus* (Mock), zgornji karnij / Upper Carnian, Kozja dnina (Julijske Alpe), GeoZS 1984

a – pogled od zgoraj, b – pogled od strani, c – pogled od spodaj. Merilo je 100 mikronov.

a – upper, b – lateral, c – lower views. Scale bar 100 microns.



Literatura

- Brack, P., Rieber, H., Nicora, A. & Mundil, R. 2005: The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale. – *Episodes*, 28/4, 233–244, Beijing.
- Buser, S. 1980: Stratigrafske vrzeli v paleozojskih in mezozojskih plasteh v Sloveniji. – *Simp. de Geologie reg. et Pal., Inst. de Geologie reg. et Pal. fac. des Mines et de Geologie, Univ. de Belgrade*, 335–345, Beograd.
- Buser, S. 1986: Tolmač k Osnovni geološki karti SFRJ 1:100.000, lista Tolmin in Udine (Videm). – *Zvezni geološki zavod Beograd*, 103 pp., 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, Roma.
- Buser, S. 1996: Geology of western Slovenia and its paleogeographic evolution. – V: Drobne, K. et al. (ur.): The role of impact processes in the geological and biological evolution of planet Earth. – *International workshop, September 27 – October 2, 1996, Postojna/Slovenija*, 111–123, Ljubljana.
- Buser, S. 2003: Géologie de la Slovénie occidentale. – V: Drobne, K., Pugliese, N. & Tambareau, Y. (ur.): De la mer Adriatique aux Alpes Juliennes (Italie nord-orient et Slovénie occidentale) – un parcours géologique sans frontières. Ljubljana: Znanstveno raziskovalni center SAZU; Trieste: Dipartimento di scienze geologiche, ambientali e marine, Università, 27–31, Trieste.
- Buser, S. & Debeljak, I. 1996: Lower Jurassic beds with bivalves in south Slovenia. – *Geologija*, 37/38 (1994/95), 23–62, Ljubljana.
- Cousin, M. 1973: Le sillon slovène: les formations triasiques, jurassiques et neocomiennes au Nord-Est de Tolmin. – *Bull. Soc. geol. Fr.*, 7/15, 326–339, Paris.
- Čar, J., Skaberne, D., Ogorelec, B., Turnšek, D. & Placer, L. 1981: Sedimentological characteristic of Upper Triassic (Cordevolian) circular quiet water coral bioherm in Western Slovenia, Northwestern Yugoslavia. – *SEPM Special Publication*, 3, 233–240, Tulsa, Oklahoma.
- Dobruskina, I.A., Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 2001: Upper Triassic flora from »Raibl beds« of Julian Alps (Italy) and Karavanke Mts. (Slovenia). – *Geologija*, 44/2, 263–290, Ljubljana.
- Flügel, H. & Ramovš, A. 1970: Zur Kenntnis der Amphiclinen-Schichten Sloweniens. – *Geol. vj.*, 23, 21–36, Zagreb.
- Goričan, S. & Buser, S. 1990: Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). – *Geologija*, 31/32, 133–197, Ljubljana.
- Goričan, S. & Kolar-Jurkovšek, T. 1984: Some Triassic and Jurassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia). – V: *Morfologija, ekologija i evolucija radiolarij: materiali 4 simpozijuma Evropejskih radiolaristov, EURORAD 4*, 15–19. 10. 1984, 149–158, Nauka, Leningrad.
- Haas, J., Kovacs, S., Krystyn, L. & Lein, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – *Tectonophysics*, 242, 19–40, Amsterdam.
- Jamnik, A. & Ramovš, A. 1993: Holoturijski skleriti in konodonti v zgornjekarnijskih (tuvalskih) in norijskih apnencih osrednjih Kamniških Alp. – *Geologija*, 35, 7–63, Ljubljana.
- Jurkovšek, B. 1982a: Zgornjetriasne Monotidae v Sloveniji. – *Rud.-metal. zb.*, 29/2–3, 121–132, Ljubljana.
- Jurkovšek, B. 1982b: Halobiidae in Monotidae v Sloveniji in njihov biostatigrafski pomen. – V: *Cicmil, S. (ur.) Zbornik radova. X. jubilarni kongres geologa Jugoslavije, Budva, 1*, 147–154, Titograd.
- Jurkovšek, B. 1983: Fassanske plasti z daonelami v Sloveniji. – *Geologija*, 26, 29–70, Ljubljana.
- Jurkovšek, B. 1984: Langobardske plasti z daonelami in pozidonijami v Sloveniji. – *Geologija*, 27, 41–95, Ljubljana.
- Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 1986: A Late Triassic (Carnian) fish skeleton (family Birgeriidae) from Slovenia, NW Yugoslavia. – *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.*, 8, 475–478, Stuttgart.
- Jurkovšek, B., Ogorelec, B., Kolar-Jurkovšek, T., Jelen, B., Šribar, L. & Stojanovič, B. 1984: Geološka zgradba ozemlja južno od Vršiča s posebnim ozirni na razvoj karnijskih plasti. – *Rud.-metal. zb.*, 31/3–4, 301–334, Ljubljana.
- Jurkovšek, B., Ogorelec, B. & Kolar-Jurkovšek, T. 2003: Vršič – le Carnian. – V: Drobne, K. (ur.): De la mer Adriatique aux Alpes Juliennes (Italie nord-orient et Slovénie occidentale) – un parcours géologique sans frontières. Ljubljana: Znanstveno raziskovalni center SAZU; Trieste: Dipartimento di scienze geologiche, ambientali e marine, Università, 84–87, Trieste.
- Kolar, T. 1979: Konodonti v škofjeloškem apnencu na Šmarjetni gori. – *Geologija*, 22/2, 309–325, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1982a: Konodonti iz amfiklinskih skladov in baškega dolomita. – *Geologija*, 25/1, 167–188, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1982b: Zgornjetriasni konodonti v Sloveniji. – V: *Cicmil, S. (ur.) Zbornik radova, X. jubilarni kongres geologa Jugoslavije, Budva, 1*, 155–160, Titograd.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1983: Srednetriasni konodonti Slovenije. – *Rud.-metal. zb.*, 30/4, 323–364, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1989: New radiolaria from the Ladinian stage (Middle Triassic) of Slovenia (NW Yugoslavia). – *Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh.*, 3, 155–165, Stuttgart.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1990: New ostracod and conodont species from the Triassic strata of Slovenia (NW Yugoslavia). – *Geologija*, 31/32 (1988/89), 219–224, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1991: Mikrofavna srednjega in zgornjega triasa Slovenije in njen biostatigrafski pomen. – *Geologija*, 33 (1990), 21–170, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T. 1994: Karnijski mikrofosili iz Bevškega. – *Geologija*, 36 (1993), 61–67, Ljubljana.
- Kolar-Jurkovšek, T., Buser, S. & Jurkovšek, B. 1983: Zgornjetriasne plasti zahodnega dela Pokljuke. – *Rud.-metal. zb.*, 30/2–3, 151–185, Ljubljana.

- Kolar-Jurkovšek, T., Gazdzicki, A. & Jurkovšek, B. 2005: Conodonts and foraminifera from the »Raibl Beds« (Carnian) of the Karavanke Mountains, Slovenia: stratigraphical and palaeobiological implications. – *Geological Quarterly*, 49/4, 429–438, Warszawa.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1997: *Valvasoria carniolica* n. gen. n. sp., a Triassic Worm from Slovenia. – *Geologia Croatica*, 50/1, 1–5, Zagreb.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1990: Pomen izolirane mikrofavne za triasno stratigrafijo Slovenije. – V: Denkovski, G. (ur.). XI: kongres na geolozi na Jugoslavija, Ohrid, 1, Stratigrafija, sedimentologija, paleontologija, 358–363, Ohrid.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 2003: *Clypeina besici* Pantić (Chlorophyta, Dasycladales) from the »Raibl Beds« of the Western Karavanke Mountains (Slovenia). – *Geologica Carpathica*, 54/4, 237–242, Bratislava.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Placer, L. 1987: Ladinjsko-karnijska mikrofavna iz psevdofiljskih plasti Posavskih gub. – *Geol. vj.*, 40, 53–63, Zagreb.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Rižnar, I. 2006: *Budurovignathus mungoensis* (Conodonta) iz ladinjskega dela »Psevdofiljske formacije« pri Blagovici (Posavske gube, Slovenija). – *Rud.-metal. zbor.* – *Materials and Geoenvironment*, 53/1, 39–47, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1910: Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischofslack und Idria. – *Geol. R.-A.* 101 pp., Wien.
- Krivic, K. 1977: Mezozoik v Sloveniji. Raziskave triasnih konodontov I. – Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Slovenije.
- Krivic, K. 1978: Mezozoik v Sloveniji. Raziskave triasnih konodontov II. – Manuskript v arhivu Geološkega zavoda Slovenije.
- Krivic, K. & Buser, S. 1979: Excursion M. Hudajužna in the Bača Valley – Carnian stage. 16th European Micropaleontological Colloquium, 229–232, Ljubljana.
- Krivic, K. & Premru, U. 1976: Konodonti iz srednjetriadnih plasti pri Gornjem Mokronogu. – *Geologija*, 19, 9–20, Ljubljana.
- Krivic, K. & Stojanovič, B. 1978: Konodonti v triadnem apencu pri Prikrnici. – *Geologija*, 21/1, 41–46, Ljubljana.
- Krystyn, L. 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – *Schrift. Erdwiss. Kom.*, 5, 231–258, Wien.
- Kühn, O. & Ramovš, A. 1965: Zwei neue Trias-Ammonitenfaunen der Umgebung von Novo mesto. – *Jugosl. Akad. Znan. Umjetn.*, *Acta geologica*, 5, 13–41, Zagreb.
- Ogorelec, B. & Dozet, S. 1997: Upper Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous Beds in Eastern Sava Folds – Section Laze at Boštanj (Slovenia). – *Rud.-metal. zb.*, 44/3–4, 223–235, Ljubljana.
- Petek, T. 1998: Skitske in anizijske plasti v kamnolomu pri Hrastenicah in pomembne najdbe zgornjeanizijskih fosilov. – *Geologija*, 40, 119–151, Ljubljana.
- Placer, L. & Kolar-Jurkovšek, T. 1990: O starosti psevdofiljskih skladov v vzhodnih Posavskih gubah. – *Rud.-metal. zb.*, 37/4, 529–534, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1977: Skelettapparat von *Pseudofurnishius murchianus* (Conodontophorida) im Mitteltrias Sloweniens (NW Jugoslawien). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 153/3, 361–399, Stuttgart.
- Ramovš, A. 1978: Zgornjekarnijski in spodnjenerijski konodonti v okolici Mirne na Dolenjskem. – *Geologija*, 21/1, 47–60, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1983: *Geologija*. Univerza E. Kardelja v Ljubljani, Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo in Biotehniška fakulteta, VTOZ za biologijo, 197 pp., Ljubljana.
- Ramovš, A. 1985a: *Pseudofurnishius murchianus* (Conodonta) v Sloveniji in njegov stratigrafski pomen. – *Razprave IV. razr. SAZU*, 26, 267–280, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1985b: Geološke raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratigrafski razvoj. – *Jeklo in ljudje*, 5, 391–428, Jesenice.
- Ramovš, A. 1986: Poključka soteska – svojevrsten naravni spomenik. – *Proteus*, 49 (1986–1987), 147–150, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1994a: Conodonten aus den obersten Amphiclinen-Schichten und die Karn/Nor-Grenze im voralpinen Raum der Julischen Alpen. – *Razprave IV. razr. SAZU*, 35/5, 101–109, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1994b: Mitteltrias (Ladin)-Conodonten vom Pečevje, nordöstlich von Ljubljana (Slowenien). – *Razprave IV. razr. SAZU*, 35/5, 111–119, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1996: Oberfassenische (mitteltriassische) Conodonten aus Kalken südlich von Slugova, Südslovenien. – *Geologija*, 37, 38, 141–151 (1994/95), Ljubljana.
- Ramovš, A. 1997: *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. – *Geologija*, 39, 79–90, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1998a: *Epigondolella pseudodiebeli* (Kozur, 1972) (Conodonta) aus den oberen Amphiclinen-Schichten oberhalb Poče, Westslowenien. – *Geologija*, 40 (1997), 103–107, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1998b: Conodonten-Stratigraphie der Obertrias von Slowenien. Ergebnisse einiger Untersuchungen. – *Geologija*, 40 (1997), 223–232, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1998c: Conodonten-Stratigraphie der Mitteltrias von Slowenien. Ergebnisse einiger Untersuchungen. – *Rud.-met. zb.* – *Materiali in geokolje*, 45/3–4, 285–294, Ljubljana.
- Ramovš, A. & Goričan, Š. 1995: Late Anisian – Early Ladinian radiolarians and conodonts from Šmarna gora near Ljubljana, Slovenia. – *Razprave IV. razr. SAZU*, 36, 179–221, Ljubljana.
- Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1983: Razvoj ladinjskih plasti nad Supco južno od Vršiča. – *Geol. zb.*, 4, 81–91, Ljubljana.
- Senowbari-Daryan, B. 1981: Zur Paläontologie des Rifles innerhalb der Amphiclinen-Schichten bei Hudajužna, Slowenien. – *Razprave IV. razr. SAZU*, 23/3, 99–119, Ljubljana.
- Skaberne, D., Goričan, Š. & Čar, J. 2003: Kamnine in fosili (radiolariji) iz kamnoloma Kamna Gorica. – *Vigenj*, 3, 85–99, Kropa.
- Turnšek, D. 1997: Mesozoic corals of Slovenia. – *ZRC SAZU, Zbirka ZRC*, 16, 512 pp., Ljubljana.

Turnšek, D., Buser, S. & Ogorelec, B. 1982: Carnian coral-sponge reefs in the Amphiclina beds between Hudajužna and Zakriž (western Slovenia). – Razprave IV. razr. SAZU, 24/2, 51–98, Ljubljana.

Turnšek, D., Buser, S. & Ogorelec, B. 1984: The role of corals in Ladinian reef communities of Slovenia, Yugoslavia. – Palaeontogr. Am., 54, 201–209, Washington.

Kraški rob

Geološki prerez vzdolž AC Kozina – Koper

Kraški rob (landscape term)

Geologic section along the motorway Kozina – Koper (Capodistria)

Ladislav PLACER

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana, Slovenia

e-mail: lplacer@geo-zs.si

Ključne besede: Tektonika, meja Dinaridi – Jadransko-Apulijsko predgorje, Istra, povodni pas, Kraški rob (pokrajinsko ime), kraški rob (geomorfološka stopnja)

Key words: Tectonics, the border Dinarides – Adria-Apulia foreland, Istria, subthrusting belt, Kraški rob (»Karst Edge«, landscape term), karst edge (kraški rob, geomorphologic step)

Izvleček

Geološki profil po avtocesti od Kozine do Kopra je v celoti odkril geološko zgradbo mejnega pasu med Jadransko-Apulijskim predgorjem in Dinaridi, ki je nastal pri podri-vanju Jadransko-Apulijskega predgorja (Istra, Furlanija) pod Zunanje Dinaride (Kras, Čičarija). Pri tem se je znotraj podrivnega pasu izoblikovala geomorfološka stopnja, ki je nastala tam, kjer je apnenec narinjen na fliš. Za del geomorfološke stopnje se je v zadnjem desetletju 20. stoletja uveljavil izraz Kraški rob. Glede na geološke in geomorfološke danosti je treba razlikovati **Kraški rob** kot pokrajinsko ime za stene nad dolinama Osapske reke in zgornje Rižane in **kraški rob** v splošnem pomenu, ki je sinonim za geomorfološko stopnjo iz prepadnih sten in strmih karbonatnih pobočij v celoti med izlivom Timave in Učko, ki tvorijo mejni pas med kraškim planotastim svetom Krasa in Čičarije na eni strani ter flišno Istro s tržaškim flišnim obalnim pasom na drugi.

Abstract

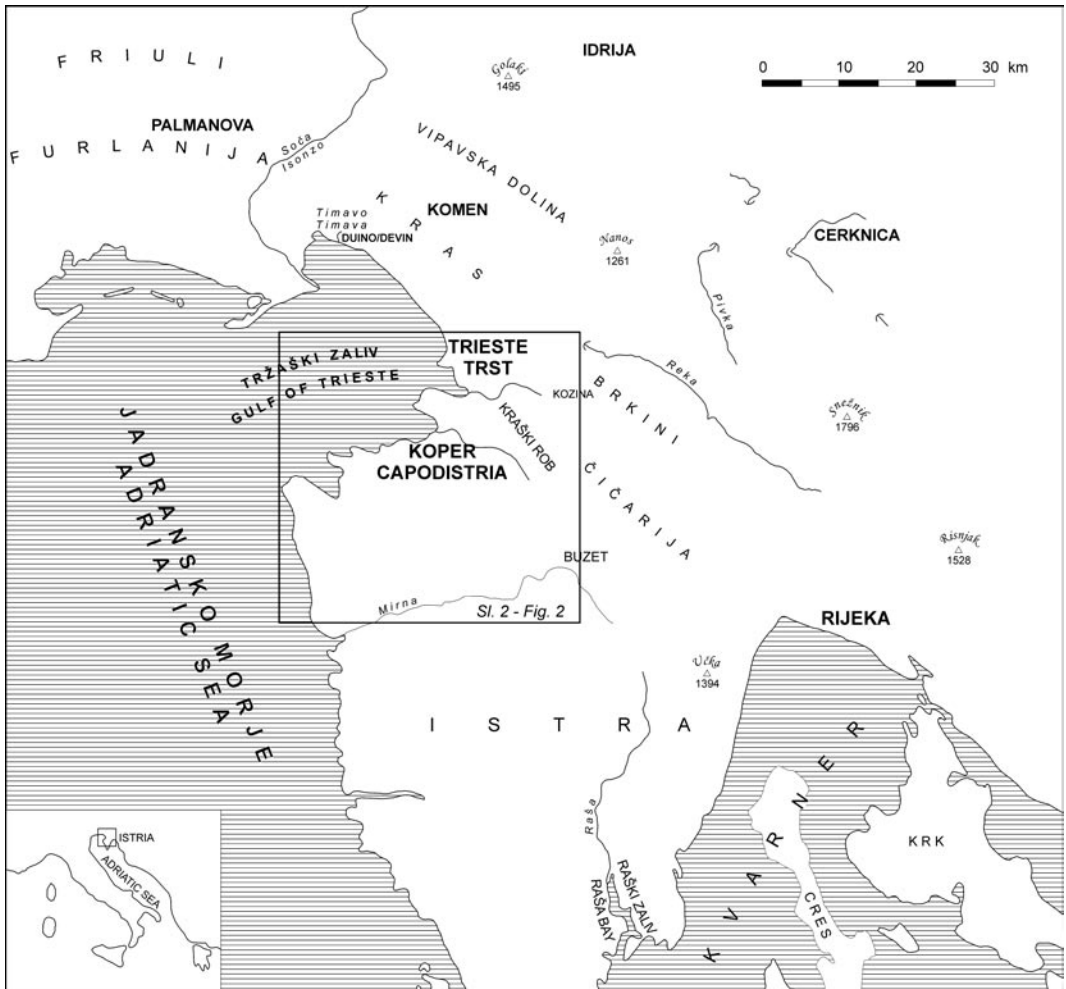
Geologic section along the motorway from Kozina to Koper in totality exposed geologic structure of the border belt between Adriatic-Apulian foreland and Dinarides that was formed by subthrusting of Adriatic-Apulian foreland (Istria, Friuli) underneath External Dinarides (Kras, Čičarija). During this process within the subthrusting belt a geomorphologic step was formed at sites where limestone became overthrust on flysch beds. A part of this geomorphologic step became known in the last decade of 20st century as the Kraški rob (Karst edge). With respect to geologic and geomorphologic considerations the term **Kraški rob** (»Karst Edge«) as landscape term for cliffs above the valleys of the Osapska reka and upper Rižana rivers should be distinguished from term **karst edge** (kraški rob) as a general term which is a synonym for the geomorphologic step consisting of precipitous cliffs and steep carbonate slopes situated entirely between the mouth of the river Timava and Mt. Učka that form the border belt between the karstic plateaus of Kras and Čičarije from one side, and the flysch Istria with the Trieste flysch coastal zone on the other side.

Uvod

Primorska avtocesta v celoti seka geomorfološko stopnjo med Čičarijo in Istro (sl. 1). S strukturno-geološkim kartiranjem zemeljskih del med gradnjo odseka avtoceste med Kozino in Srminom v letih 1999–2004 je bila natančneje ugotovljena njena geološka zgradba. Za del obravnavane stopnje se je v zadnjem desetletju 20. stoletja uveljavil izraz Kraški rob, ki pa doslej še ni bil natančneje opredeljen, zaradi česar ga različni avtorji različno razumejo. V tem sestavku poizkušamo postaviti izhodišče za njegovo definicijo.

Termin Kraški rob so po Ogrinu & Mužini (2005) prvi uporabili pisci zbornika

Kraški rob in Bržanija (1990), kot sinonim za ozemlje krajevne skupnosti Črni Kal. Pojma v zborniku niso utemeljili niti natančneje omejili, vendar se je prijel (npr. Kunaver & Ogrin, 1993, Sovinc & Lipej, 2003). Toda posamezni pisci so ga razumeli različno, nekateri zelo široko kot geomorfološko stopnjo med Devinom in Učko, nekateri med Socerbom in Mlini. V projektu »Ohranitev in varstvo ogroženih habitatov in vrst na območju Kraškega roba« v okviru Life – Nature 2002 (Sovinc & Lipej, 2003) je v Kraški rob zajeto ostenje med Socerbom in Rakitovcem in del ozemlja nad in pod stenami, vendar brez sten med Kubedom in Mlini. Različno razumevanje Kraškega roba je povezano z različnimi zornimi koti



Sl. 1. Geografska skica ozemlja med Furlanijo in Kvarnerjem

Fig. 1. The geographic sketch map of the area between Friuli and Kvarner

gledanja na ta fenomen. Kljub raznolikemu pojmovanju pa je najpomembnejša za definicijo Kraškega roba njegova geomorfološka izraznost v obliki bolj ali manj razčlenjene reliefne stopnje brez katere sploh ne bi govorili o Kraškem robu, kot menita Ogrin in Mužina (2005), temveč kvečjemu o »kraškem robu« ali »robu krasa« nasproti flišnemu ozemlju. Ker pa je geomorfološka stopnja pogojena z geološkim razvojem, je treba fenomen Kraškega roba osvetliti z geološkega, geomorfološkega in geografskega vidika.

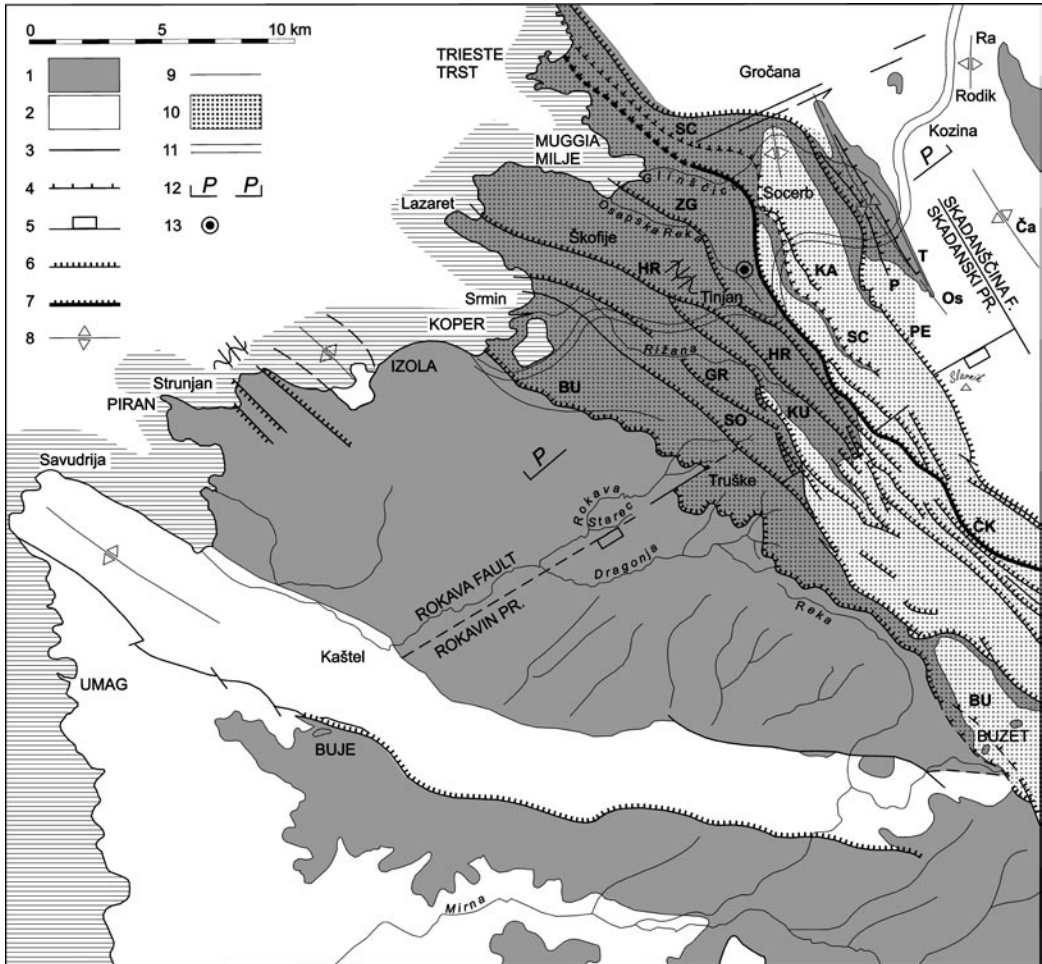
Geološka zgradba

Kraški rob leži v prehodnem pasu med Dinarskim gorstvom in Istro. Predstava o geološki zgradbi tega pasu se je v zadnjih desetletjih spreminjala in dopolnjevala skladno z regionalnimi geološkimi raziskavami. Ustrezno interpretacijam se je spreminjala tudi terminologija. Tako imenujejo to območje Šikić in Polšak (1963) Čičarija; Pleničar et alii (1973) luskasta struktura Čičarije; Šikić in Pleničar (1975) kredna-paleogenska zgradba Čičarije; Buser (1972, 1976) naluskana, oziroma luskasta zgradba Čičarije; Placer (1981) Čičarijska naluskana zgradba. Italijanski avtorji so nariv Tržaško-Komenskga antiklinorija proti jugozahodu obravnavali kot podaljšek reverzne ali narivne cone katere osrednji strukturni element je Palmanovski prelom (linea di Palmanova). Kartirajoči geologi so pri izdelavi Osnovne geološke karte SFRJ 1 : 100.000 uvajali terminologijo formalne regionalne tektonske rajonizacije po listih. Placer je leta 1981 povezal njihove ugotovitve v enoten kinematsko-dinamski model in uporabil termin, ki so ga uvedli Pleničar in sodelavci (1973) in Buser (1972, 1976). V dinamskem smislu je zgradbo zaledja Tržaškega zaliva in Istre razlagal kot notni narivni model Zunanjih Dinaridov, tako tudi Caligaris in sodelavci (2003). Že prvi rezultati kartiranja AC Kozina-Koper pa so nakazali podirvanje Istre pod Dinarsko gorstvo (Placer, 2002, 2005; Placer et al., 2004) o čemer sta pisala že Blašković in Aljinović (1981). Razvil se je podrivni pas katerega potek v severni Istri je prikazan na sl. 2. V smislu tektonske rajonizacije gre za podirvanje Jadransko-Apuljskega predgorja pod Zunanje Dinaride.

Tu je treba ločevati pojma podirvanje in narivanje. Nasproti podrinjeni Istri stojita Trnovski in Hrušiški pokrov, ki kažeta na izrazit narivni mehanizem. Oba mehanizma si v geološki zgodovini sledita zaporedoma, krovno narivanje trnovskega sistema pokrovov je eocensko-oligocenske starosti, njegova inicialna struktura je najvišje ležeči Trnovski pokrov ali krovna enota nad njim. Podirvanje Istre pod Dinarsko gorstvo je zgornjemiocenske in postmiocenske starosti in je domnevno aktivno še danes (Rižnar et al., 2007, v tej reviji), njegova inicialna struktura je najnižje ležeči strukturni blok. Podirvanje in narivanje sta dinamska fenomena, morfologija narivov in podrivov pa je enaka, zato se uporablja elementarne termine, kot npr. narivni prelom in narivna cona, tudi znotraj podravnega pasu.

Termini kot kraški narivni rob, narivna zgradba Čičarije, čičarijska narivna zgradba, narivna zgradba roba Tržaško-Komenskega antiklinorija in podobno so opisni in sinonimi za zgradbo posameznih delov podravnega pasu, zato jih je mogoče uporabljati kot splošne izraze. Treba je tudi opozoriti na termina naluskana in narivna zgradba, ki kažeta na različno razumevanje značaja in dolžine narivanja. V prvem primeru gre za reverzne prelome in krajše premike, v drugem za narivne prelome in večje premike.

Podrivni pas v zaledju Istre in Tržaškega zaliva je sestavljen iz več narivnih con in je različno širok. V najširšem poznanim delu med Kozino in Koproj doseže 15-16 km. Mejo pasu tvorita na severovzhodu in jugozahodu mejni narivni coni. V vidnem območju se podrivni pas vleče od obale Tržaškega zaliva do obale Kvarnerskega zaliva v vzhodni Istri. Podrivni pas na površju sestavljajo zgornjekredne, paleocenske in spodnje in srednjeeocenske karbonatne kamnine Jadransko-Dinarske karbonatne platforme in eocenski fliš, ki je produkt njenega razpadanja. Geomorfološka stopnja v podravnem pasu je pogojena z izdanki narivov karbonatnih kamnin na prehodni laporovec in eocenski fliš. Tam kjer je fliš narinjen na fliš ni morfoloških anomalij ali pa so te neizrazite. Antiklinalni greben ob vzhodni obali Istre je sestavni del podravnega pasu, vendar je sekundarno tektonsko deformiran in se v tem smislu loči od podravnega pasu v zaledju Istre.



Sl. 2. Skica podrivnega pasu med Trstom in Buzetom. Dopolnjeno po Placerju (2005)

1. Eocenski fliš in prehodni laporovec; 2. Kamnine Jadransko-Dinarske karbonatne platforme od zgornjega triasa do alveolinsko-numulitnega apnenca srednjeeocenske starosti; 3. Prelom: **K** – Kozinski poševnozmični prelom, **M** – Matarski prelom, **B** – Brgodski prelom; 4. Reverzni prelom: **T** – Trmunski reverzni prelom, **P** – Preški reverzni prelom; 5. Normalni prelom; 6. Narivni prelom, narivna cona: **PE** – Petrinjski narivni prelom, **ŠK** – Škrkloviški narivni prelom, **KA** – Kastelski narivni prelom, **SC** – Socerbski narivni prelom, **ČK** – Črnokalski narivni prelom, **ZG** – Zaniigradska narivna cona, **HR** – Hrastoveljska narivna cona, **KU** – Kubejska narivna cona, **GR** – Gračiška narivna cona, **SO** – Sočerska narivna cona, **BU** – Buzetska narivna cona; 7. Črnokalski narivni prelom (Palmanovski narivni prelom); 8. Guba: **Ra** – Rodiška antiklinala, **Ča** – Čičarijski antiklinorij, **Os** – Očizelska poševna do prevrnjena brahisinklinala; 9. Geološka meja; 10. Podrivni pas; 11. Avtocesta Ljubljana–Koper; 12. Lega projekcijske ravnine P – P geološkega prereza po avtocesti na sl. 3A; 13. Vrtina Osp-1/91

Fig. 2. The sketch map of the subthrusting belt between Trieste and Buzet. Supplemented after Placer (2005)

1. Eocene flysch and transitional marl; 2. The rocks of the Adriatic-Dinaric carbonate platform from the Upper Triassic to the alveoline-numulite limestone of the Middle Eocene age; 3. Fault: **K** – Kozina oblique strike-slip fault, **M** – Materija fault, **B** – Brgod fault; 4. Reverse fault: **T** – Trmun reverse fault, **P** – Prešnica reverse fault; 5. Normal fault; 6. Thrust fault, thrust fault cone: **PE** – Petrinje thrust fault, **ŠK** – Škrklova thrust fault, **KA** – Kastelec thrust fault, **SC** – Socerb thrust fault, **ČK** – Črni Kal thrust fault, **ZG** – Zaniigrad thrust cone, **HR** – Hrastovlje thrust cone, **KU** – Kubed thrust cone, **GR** – Gračišče thrust cone, **SO** – Sočerga thrust cone, **BU** – Buzet thrust cone; 7. Črni Kal thrust fault (Palmanova thrust cone, Palmanova line); 8. Fold: **Ra** – Rodik anticline, **Ča** – Čičarija anticlinorium, **Os** – Očizla brachisyncline; 9. Geologic border; 10. Subthrusting belt; 11. Motorway Ljubljana–Koper (Capodistria); 12. The position of the projection plane P – P of the geologic section on the motorway on the fig. 3A; 13. Borehole Osp-1/91

Geološki prerez vzdolž AC Kozina – Koper

Profil na sl. 3A poteka po trasi avtoceste med Kozino in Koprom ter je projiciran na ravnino, ki je pravokotna na narivne strukture (sl. 2). Na njem je podana zgradba podrivnega pasu v celoti. Prikazano je tudi razmerje med podrivnim pasom in geomorfološko stopnjo na območju Črnega Kala.

Podrivni pas je sestavljen iz več narivnih con, ki se v vzdolžni smeri na večje razdalje prepletajo med seboj ali pa so ločene ali segmentirane in premiki narivanja bočno prehajajo od ene narivne cone na drugo. Naš profil poteka preko najširšega vidnega dela podrivnega pasu in je za celotni pas orientacijski ne pa referenčen. Bočne spremembe so namreč velike in tako vplivajo na zgradbo, da jih ni mogoče prikazati v enem profilu.

Opis profila je shematski. Stratigrafiji je posvečeno le toliko pozornosti kolikor je nujno potrebno za razumevanje vsebine in je povzeta po Jurkovšku in sodelavcih (1996). Najstarejše plasti pripadajo plastnatemu in neplastnatemu apnencu santonijsko-campanijske starosti z rudisti, biostromami in biohermami. Debelina teh plasti znaša največ 400 m. Nad njim leži diskordantno odloženi plastnat in tanko plastnat apnenec, lapornati apnenec in apnenčeva breča s tanjšimi izoliranimi plastmi črnega premoaga ter v zgornjem delu plastnatega miliolidnega apnenca Liburnijske formacije. Ta je zgornjekredne maastrichtijske in spodnjeterciarne paleocenske starosti. Te plasti dosežejo največ 450 m. Sledi normalno odloženi plastnat alveolinski in numulitni apnenec spodnjeeocenske starosti (alveolinsko-numulitni apnenec). Debelina teh plasti znaša največ 300 m. Alveolinsko-numulitni apnenec prehaja v laporni apnenec in laporovec, ta pa v eocenske flišne plast, ki dosežejo debelino nekaj sto metrov. Za laporovec se je uveljavil izraz prehodne plasti ali prehodni laporovec.

V profilu na sl. 3A so označeni nivo avtoceste, kastelski in dekanski predor ter črnokalski most. Merjeni podatki v trasi avtoceste o smeri in vpadu prelomnih ploskev so zabeleženi v oklepaju ob imenu preloma. Z mastnim tiskom so zabeležene meritve glavnih prelomnih ploskev, z navadnim tiskom pa meritve vzporednih prelomnih ploskev znotraj prelomne cone. Če je bila merjena ploskev izven trase avtoceste je

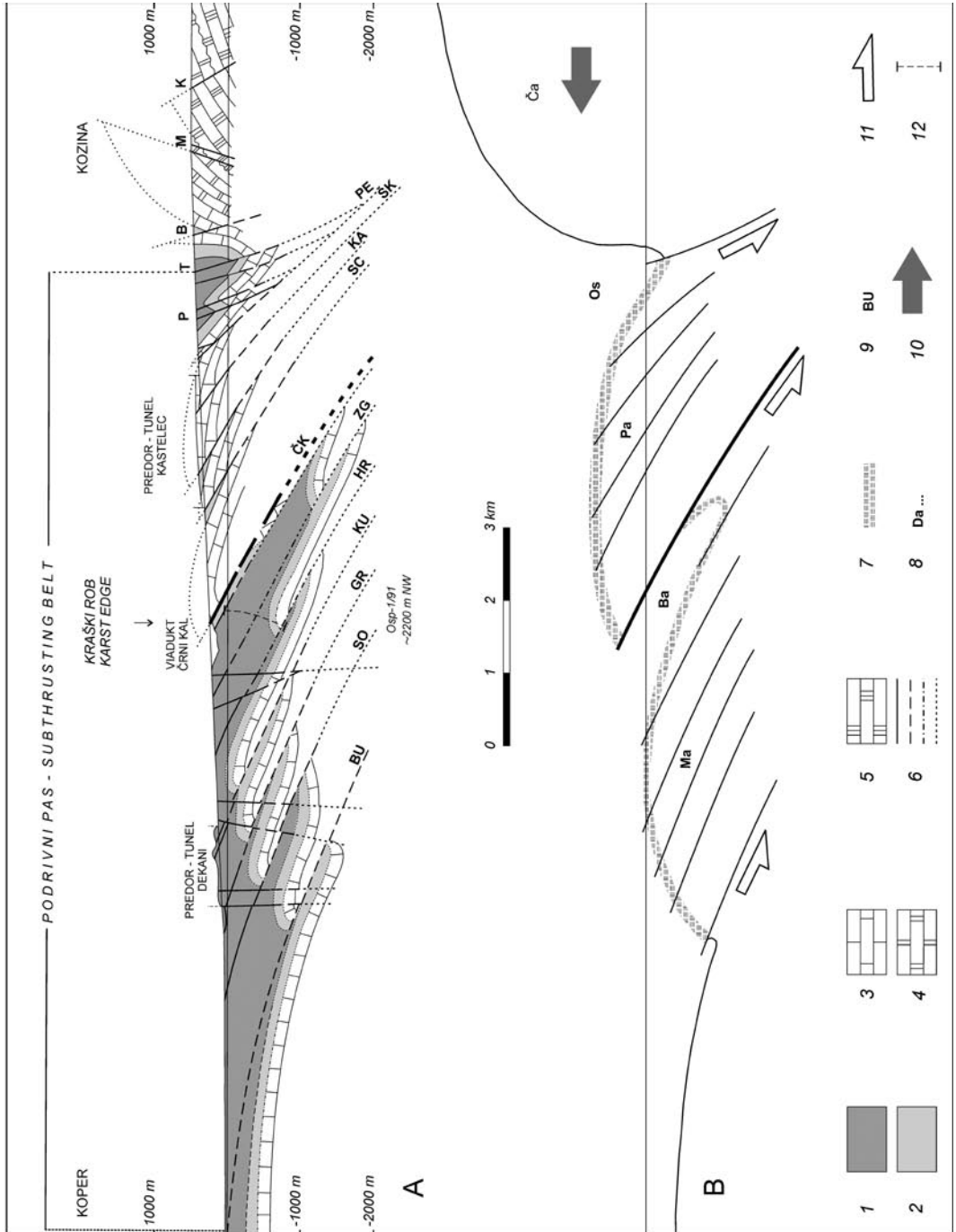
zabeležen kraj meritve. Strukturni opis profila poteka od severovzhoda proti jugozahodu. Prične se v jugozahodnem krilu skrajnega severozahodnega dela Čičarijskega antiklinorija, ki je na tem mestu reduciran na enostavno antiklinalo – Ča. Njeno jedro tvorijo plasti santonijsko-campanijske formacije in alveolinsko-numulitni apnenec. Kozinski poševnozmični prelom – K (**10/60, 0/60, 0/70**), Matarski prelom – M (**205/65, 220/75, 30/90**) in Brgodski prelom – B (**60/70**) niso povezani z genezo Čičarijskega antiklinorija, niti podrivnega pasu, temveč spadajo v neki drugi deformacijski krog, ki ga tu ne obravnavamo. Jugozahodno krilo antiklinale preide proti jugozahodu v Ocizelsko brahisinklinalo – Os s flišem v jedru, ki je ponekod poševna, ponekod pa rahlo prevrnjena proti jugozahodu. V jedru sinklinale nastopa prva narivna struktura podrivnega pasu v tem profilu, Trmunski reverzni prelom – T (**60/70, 60/90**) imenovan po ledini Trmun in kmalu zatem Preški reverzni prelom – P (**70/70**) imenovan po Prešnici. Oba spremlja več vzporednih prelomov. Interpretacija stika prehodnih plasti z alveolinsko-numulitnim apnencem v sinklinalnem sedlu je interpolacija poteka te meje na površju med Brgodom in Petrinjami na jugovzhodu ter Nasircem in Botačem na severozahodu.

Jugozahodno krilo Ocizelske brahisinklinale se proti jugozahodu izravna v obširni kraški večstopenjski ravnik iz alveolinsko-numulitnega apnenca, ki blago visi proti severozahodu in tone pod flišne plasti srednjega toka Glinščice. Ravnik je razkosan z narivnimi prelomi od najboljstrmega Petrinjskega narivnega preloma – PE (**60/40, 60/35, 60/45**), preko Škrkloviškega – ŠK (**60/45**), imenovanega po hribu Škrklovica (461 m) blizu kastelskega predora, Kastelskega – KA (**80/30, 80/40**) in Socerbskega – SC (**70/20** po vrtnah v črnotiškem kamnolomu, **70/15** po konstruiranem vpadu med Socerbom in Boljuncem) do Črnokalskega narivnega preloma – ČK (**60/10** v golici nad Gabrovico, **60/20** v golici pod Prebenegom v Italiji, **50/20** v useku hitre ceste nasproti strojne tovarne v Dolini v Italiji), ki tvori v obravnavanem profilu jugozahodno mejo ravnika. Vpadi omenjenih narivnih prelomov so bili merjeni v ploskvi ob kateri je alveolinsko-numulitni apnenec narinjen na prehodni laporovec, za katero smatramo, da je glavna narivna ploskev ali glavni narivni prelom širše narivne

cone. Ta zajema vzporedne narivne prelome v samem apnencu in v prehodnem laporovcu. Izjemi sta meritvi glavne narivne ploskve Črnokalskega narivnega preloma v Prebenu in Dolini, kjer sta talna in krovna nariv-

na gruda iz flišnih plasti, vendar je narivna cona toliko razkrita, da je mogoče določiti glavno narivno ploskev.

Jugozahodno od čela Črnokalskega narivnega preloma v obravnavanem profilu ni



več izdankov alveolinsko-numulitnega apnenca, ki je severovzhodno od tod praviloma gradil antiklinalno usločena čela narivnih grud. Nastopajo le narivne grude iz flišnih kamnin, ki so ob narivnih conah narinjene proti jugozahodu. Alveolinsko-numulitni apnenec je tu prekrit s flišnimi kamninami in izdanja le različno daleč jugovzhodno od profila. Pri kartiranju zemeljskih del so bile ugotovljene zaporedoma od Črnokalskega narivnega preloma proti jugozahodu naslednje narivne cone: Zaniogradska – ZG, Hrastoveljska – HR, Kubejska – KU, Gračiška – GR, Sočerska – SO in Buzetska narivna cona – BU. Pri tem je pomembno omeniti razliko v zgradbi narivnih con severovzhodno in jugozahodno od Črnokalske narivnega preloma. Od Petrinjskega do Črnokalskega narivnega preloma je razmeroma lahko ločiti glavno narivno ploskev, v tem primeru glavni narivni prelom, od spremljajočih narivnih prelomov, zato je smiselno določno omenjati Črnokalski in druge narivne prelome, same narivne cone pa so tu debele le nekaj deset metrov. V narivih fliša na fliš pa dosežejo narivne cone izjemno debelino, do več sto metrov in je le v primerih popolne razkritosti mogoče določiti glavno narivno ploskev. Povsod pa je mogoče omejiti širino narivne cone, oziroma njen presek s površjem. Zato je na tem odseku primerneje uporabljati ta termin. Zaniogradska narivna cona se v trasi AC pojavi v jugozahodnem izteku Črnokalskega mostu in sega do sedla med Škrleževico in Belicami (40/30, 50/30, 60/30). Zaradi velike debeline, skoraj

350 m, so deformacije v njej razpršene na manjše narivne prelome in medplastne premike. Čelna guba alveolinsko-numulitnega apnenca v narivni grudi nad narivno cono izdanja v Zaniogradu. Hrastoveljska narivna cona dosega v useku AC debelino le nekaj deset metrov, zaradi česar so flišne kamnine v njej močno zgetene (30/15), na odseku od ankaranskega krožišča proti Škofijam pa je odkrita na dolžini okoli 400 m in dosega debelino okoli 200 m (40/20, 40/25). Alveolinsko-numulitni apnenec v narivni grudi te narivne cone izdanja med Hrastovljami in Dolino. Kubejska narivna cona je bila v trasi AC kartirana ob vzhodnem ustju dekanskega predora (50/30, 35/30). Najlepše jo poudarjajo rahlo inverzne subvertikalne plasti prevrnjene gube v desnem pobočju pritoka Tinjanskega potoka, ki izvira pod vasjo Kolombar pri Tinjanu in teče pod avtocesto tik pred vzhodnim ustjem dekanskega predora. Po izrazitih gubah in manj poudarjenih narivnih prelomih izgleda, da se Kubejska narivna cona od Kubeda proti severozahodu polagoma izklinja in se zahodno od Kolombara že močno oslABLJENA naslanja na Hrastoveljsko narivno cono. Alveolinsko-numulitni apnenec v pripadajoči narivni grudi izdanja na hribu Griža severozahodno od Kubeda. Gračiško narivno cono je bilo mogoče na trasi AC slediti od zahodnega ustja dekanskega predora do ankaranskega krožišča in na odcepu za škofije (20/20). Vidna je tudi v Milokih nad zalivom Sv. Jerneja za Debelim rtičem. Alveolinsko-numulitni apnenec v pripadajoči

Sl. 3. Zgradba podrivnega pasu: **A** Poenostavljen geološki prerez podrivnega pasu vzdolž avtoceste Kozina – Koper. Projekcija na ravnino P – P (sl. 2); **B** Razčlenitev narivne in podrivne geometrije

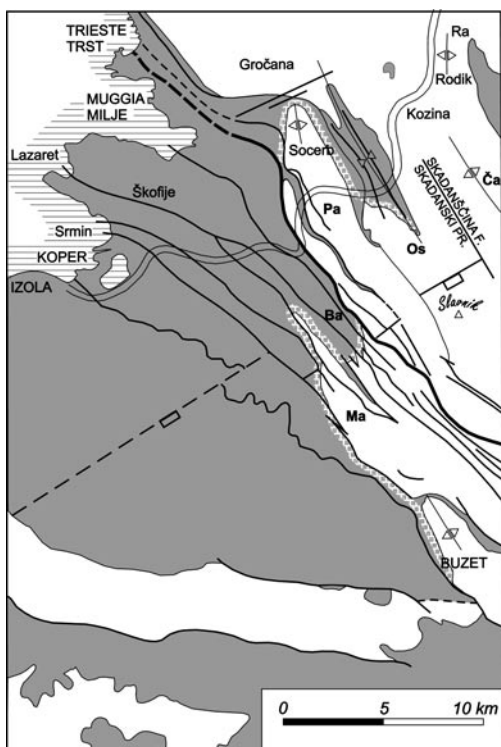
1. Eocenski fliš; 2. Prehodni laporovec (prehodne plasti); 3. Srednjeocenski alveolinsko-numulitni apnenec; 4. Paleocenski in maastrichtijski apnenec (Liburnijska formacija); 5. Zgornjekredni apnenec;
6. Geološka meja: vidna, ekstrapolirana, določena z geofizikalnimi metodami in globokimi vrtnjami, hipotetična; 7. Ovojnica čel narivnih grud po meji alveolinsko-numulitnega apnenca s prehodnim laporovcem; 8. Razčlenjene gube; **Pa** – Podgorjska razčlenjena antiklinala, **Bs** – Bržanska razčlenjena sinklinala, **Ma** – Movraška razčlenjena antiklinala; 9. Narivni prelomi, narivne cone, reverzni prelomi, prelomi, gube. Glej legendo na sl. 2; 10. Smer narivanja Dinaridov v zgornjem eocenu do spodnjem oligocenu (Čičarijski antiklinorij, Rodiška antiklinala); 11. Smer podrivanja Istre po srednjem miocenu; 12. Vrtina Osp-1/91

Fig. 3. The structure of the subthrusting belt: **A** Simplified geologic section along the motorway Kozina – Koper. Projection on the plane P – P (fig. 2); **B** Subdivision of the thrusting and subthrusting geometry

1. Eocene flysch; 2. Transitional marl (transitional beds); Middle Eocene alveoline-numulite limestone;
4. Paleocene and Maastrichtian limestone (Liburnian Formation); 5. Upper Cretaceous limestone;
6. Geologic border: extralopation, determined by geophysical methods and boreholes, hypothetical;
7. Enveloping line of fronts of thrust blocks following the boundary of alveolinsko-numulitic limestone with the transitional marl; 8. Segmented folds: **Pa** – Podgorje segmented anticline, **Bs** – Bržanja segmented syncline, **Ma** – Movraž segmented anticline; 9. Thrust faults, thrust fault zones, reverse faults, faults, folds. See the explanation on the fig. 2; 10. Thrusting direction of the Dinarides in the Upper Eocene – Lower Oligocene (Čičarija anticlinorium, Rodik anticline); 11. Subthrusting direction of the Istria after Middle Miocene; 12. Borehole Osp-1/91

narivni grudi izdanja v Gračišču. Sočerska narivna cona zaradi prekritosti ni bila kartirana v trasi AC temveč v njeni bližini na griču Srmin v starem laporokopu (20/20) in na Pobegih ter Sv. Antonu. V pripadajoči narivni grudi izdanja alveolinsko-numulitni apnenec v Lukinih pri Sočergi. Buzetska narivna cona je skrajna jugozahodna meja podrivnega pasu. Na trasi AC ni bila vidna nikjer, ker v času njene izgradnje med ankaranskim krožiščem in Kopro geološko-strukturalna spremljava ni bila predvidena. Odkrita je bila najprej v zgornji Dragonji (Placer et al., 2004) in nato sledena do naselja Triban v bližini Škocjana pri Kopru. Za Buzetsko narivno cono je značilno, da je obseg deformacij ob njej na območju zgornje Dragonje zelo velik, saj znaša širina pasu inverzih plasti pod glavno narivno ploskvijo 1,5 km, ocenjena debelina inverzije od glavne narivne ploskve do osi obnarivne polegla sinklinale pa okoli 400 m. Obseg inverzije se proti severozahodu hitro zmanjšuje in je pri Tribanu neznan. To kaže na padanje intenzitete narivanja proti severozahodu kot je bilo že omenjeno pri Kubejski narivni coni.

Konstrukcija globinskih razmer v profilu na sl. 3A sloni na podatkih vrtnice Osp-1/91, na razporeditvi kontaktov med alveolinsko-numulitnim apnenecem in prehodnim laporovcem v posameznih narivnih grudah, ki jih je na površju mogoče povezati z ovojnico od Buzeta preko Kubeda, Hrastovelj, Zaniграда, Ospa, Socerba, Boljubca in Boršta do Petrinj (sl. 4). Na poenostavljenem profilu na sl. 3B je konstruirana le ovojnica narivnih čel, ki je posneta po profilu na sl. 3A. Na geološki karti (sl. 4) in v profilu (sl. 3B) je vidna anomalija med Črnokalskim in Kubejskim narivnim prelomom, ki se kaže na površju kot globoka dolina Hrastoveljskega potoka nad izvirom Rižane po kateri se vleče dolg jezik fliša proti Dolu, v profilu pa kot poševna zajeda fliša pod Črnokalsko narivno grudo. Anomalija je posledica sorazmerno velikega premika ob Črnokalski narivni coni, ki je bistveno večji od premika ob drugih narivnih conah podrivnega pasu in predstavlja jugovzhodni podaljšek Palmanovskega narivnega preloma (linea di Palmanova, Palmanova line). Na profilu na sl. 3B je podana poenostavljena predstava o splošni zgradbi podrivnega pasu. Od severovzhoda proti jugozahodu si sledijo: skrajni severozahodni del Čičarijskega antiklinorija, poševna do pre-



Sl. 4. Poenostavljena karta podrivnega pasu. Potek ovojnice čel narivnih grud po meji alveolinsko-numulitnega apnenca s prehodnim laporovcem. Legenda na sl. 2 in sl. 3

Fig. 4. Simplified map of the underthrusting belt. Passage of the enveloping line joining the fronts of thrust blocks along the boundary of alveolinsko-numulit limestone with the transitional marl. Legend on fig. 2 and fig. 3

vrnjena Ocizelska brahisinklinala, narivno razkosana ali razčlenjena (segmentirana) antiklinala nad Črnovrško narivno cono, Črnovrška narivna cona, narivno razkosana ali razčlenjena sinklinala pod Črnovrško narivno cono, narivno razkosana ali razčlenjena antiklinala nad Buzetsko narivno cono in istrska gruda. Lege narivnih con pod ovojnico so le nakazane in jasno kažejo na povečevanje vpadnega kota narivnih ploskev od jugozahoda proti severovzhodu, ki se odraža kot prehod položnih narivnih prelomov v bolj strme in nazadnje v reverzne prelome, kar je eden pomembnejših dokazov podrivanja. Enak geometrijski model podrivanja na širšem območju Kvarnerja sta ugotovila že Blašković in Aljinović (1981). Ponovno pa moramo opozoriti na velike bočne spremembe, zato modela na sl. 3B ne moremo uporabiti za ves podrivni

pas v Istri. Buzetska narivna cona, ki ima v profilu 3A ali 3B neznatni obseg, ima na območju zgornje Dragonje in Sočerge tak pomen kot Črnovrška narivna cona. Zaradi lažjega sporazumevanja je smiselno poimenovati vse tri razčlenjene gube. Tako je guba nad Črnovrško narivno cono imenovana Podgorska razčlenjena antiklinala – Pa po Podgorskem krasu v njenem jedru. Pod Črnovrško narivno cono je Bržanska razčlenjena sinklinala – Ba imenovana po Bržaniji in najnižje leži Movraška razčlenjena antiklinala – Ma po Movražu in Movraški vali v njenem jedru. Čičarijski antiklinorij in njegov segment Rodiška antiklinala nista del podrivnega sistema, temveč sta nastali v starejši fazi narivanja Zunanjih Dinaridov.

Podrivanje Istre je potekalo neenakomerno s prekinitvami in spreminjajočo dinamiko, zato so danes ploskve narivnih prelomov rahlo nagubane. Tako vpadajo ponekod celo proti jugozahodu. Gubanju je sledilo ponovno podrivanje. Upoštevanje te komponente zahteva poseben konstrukcijski postopek, ki še ni bil objavljen, zato je profil idealiziran.

Vloga Palmanovskega narivnega preloma je pomembna. Za podkrepitev dve ugotovitvi: 1. Geometrija podrivanja v Istri je nad tem prelomom drugačna od geometrije podrivanja pod njim in 2. Na obravnavanem prostoru Slovenije je zanimiva ugotovitev o poteku biosedimentarnih con (BiosZ 3 in 4) na podlagi mikrofosilov. Vzporedno na NE strani Palmanovskega narivnega preloma, oziroma njegove cone, poteka paleobiogeografska meja med apnenci paleocenske in spodnjeocenske starosti (BiosZ 3) ter med apnenci srednjeocenske starosti (BiosZ 4) (Drobne et al., 2006, figs 9,10,11). Različna biotska vsebina določena v profilih in vrtninah govori za oddvojen paleoprostor sedimentacije že po kredno terciarni meji.

Geomorfološka stopnja

Vidna posledica podrivanja Istre pod Dinarsko gorstvo je nastanek geomorfološke stopnje med Istro na eni in Krasom ter Čičarijo na drugi strani, ki se vleče od izvira Timave do Učke. Posledica podrivanja je tudi greben ob vzhodni obali Istre od Učke do polotoka vzhodno od Raškega zaliva, vendar ima ta nekoliko drugačen strukturalni razvoj, pa tudi v geomorfološkem smislu ne ločuje planotastega sveta od Istre (sl. 1). Obseg in predvsem širina geomorfo-

loške stopnje je posledica zgradbe podrivnega pasu, odvisna je od lege osi narivnih gub znotraj narivnih grud, ki polagoma tonejo proti severozahodu. Zaradi tega izdajnajo v jugovzhodnem delu podrivnega pasu starejše karbonatne kamnine platforme, v severozahodnem delu pa mlajše laporovčeve in flišne kamnine. Tako je relief podrivnega pasu neenoten, neizrazit je tam, kjer je fliš narinjen na fliš, močno izrazit tam, kjer je apnenec narinjen na prehodni laporovec in fliš ter manj izrazita tam, kjer je apnenec narinjen na apnenec. Tako je reliefna stopnja na severozahodu od Timave do sten nad Hrastovljami enostavna in izrazita, na jugovzhodu proti Učki, kjer izdajnajo karbonatne kamnine v čelih vseh narivnih grud, pa je reliefna stopnja v celoti razvita stopničasto, vendar manj izrazito, saj je apnenec narinjen na apnenec. Profil na sl. 3A leži v severozahodnem delu geomorfološke stopnje, kjer je v vidnem območju podrivni pas najširši, okoli 15 do 16 km. Tu je stopničasta zgradba široka le okoli 2 km vendar izrazita, ker je omejena le na nekaj zgornjih narivnih grud, kjer je apnenec narinjen na fliš. V osrednjem in jugozahodnem delu profila je fliš narinjen na fliš.

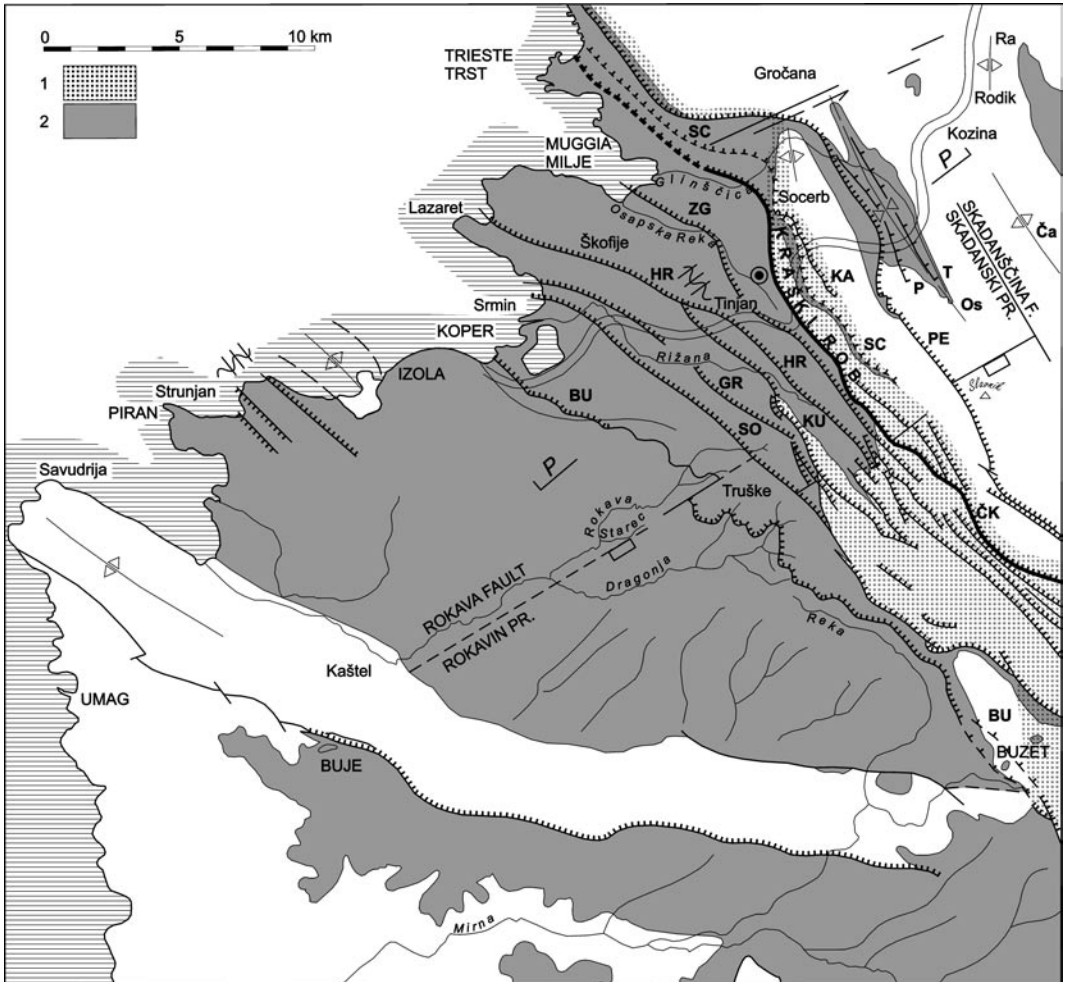
Geomorfološka stopnja je potemtakem zgrajena iz karbonatnih kamnin in v bistvu sledi ovojnici alveolinsko-numulitnega apnenca v čelih narivnih grud. Tam, kjer je fliš narinjen na fliš se stopnja v reliefu ni ohranila. Erozijska jo je odstranila delno že med narivanjem in pozneje.

Kraški rob

Pisci zbornika Kraški rob in Bržanija (1990) niso definirali termina Kraški rob, opisovali pa so območje krajevne skupnosti Črni Kal. Nositelca projekta »Ohranitev in varstvo ogroženih habitatov in vrst na območju Kraškega roba« (Sovinc & Lipej, 2003) sta zajela stene od Socerba do Kavčiča (883 m) nad Rakitovcem, oziroma do hrvaške državne meje, ki pa ne predstavlja morfološke meje. Nekateri pohodniki, ki se oglašajo na spletnih straneh razumejo pod Kraškim robom geomorfološko stopnjo od Devina do Učke. Dejstvo je, da izraz Kraški rob med Kraševci in Istrani ni bil poznan, po objavi pa se je hitro prijel in bil razumljen širše od predstaviteljev imenovanega zbornika. Stojimo torej pred vprašanjem ali uporabljati termin Kraški rob kot oznako geomorfološke stopnje od Timave

do Učke ali kot oznako geomorfološke stopnje v Istri jugovzhodno od Socerba oziroma Glinščice do Učke ali pa skrajno selektivno samo za ostenje med Socerbom in Kavčičem torej le na območju Slovenije. Poleg tega se pojavlja tudi vprašanje ali ga uporabiti kot geografsko oziroma pokrajinsko ime ali kot splošno oznako za mejni pas med svetom nad geomorfološko stopnjo, torej Krasom in Čičarijo, ki je zgrajen iz karbonatnih kamnin in svetom pod geomorfološko stop-

njo v dnu Tržaškega zaliva in Istri, ki ga sestavljajo pečene in laporčeve fišne kamnine. Pomembno je tudi, da hribovje južno od Učke sicer pripada podrivnemu pasu, vendar je doživelo v deformacijskem smislu nekoliko drugačno genezo. Če upoštevamo idejo avtorjev termina Kraški rob in razsežnost geomorfološke stopnje znotraj podrivnega pasu, potem je najbolj smiselno uporabljati termin **kraški rob** z malo začetnico za geomorfološko stopnjo med

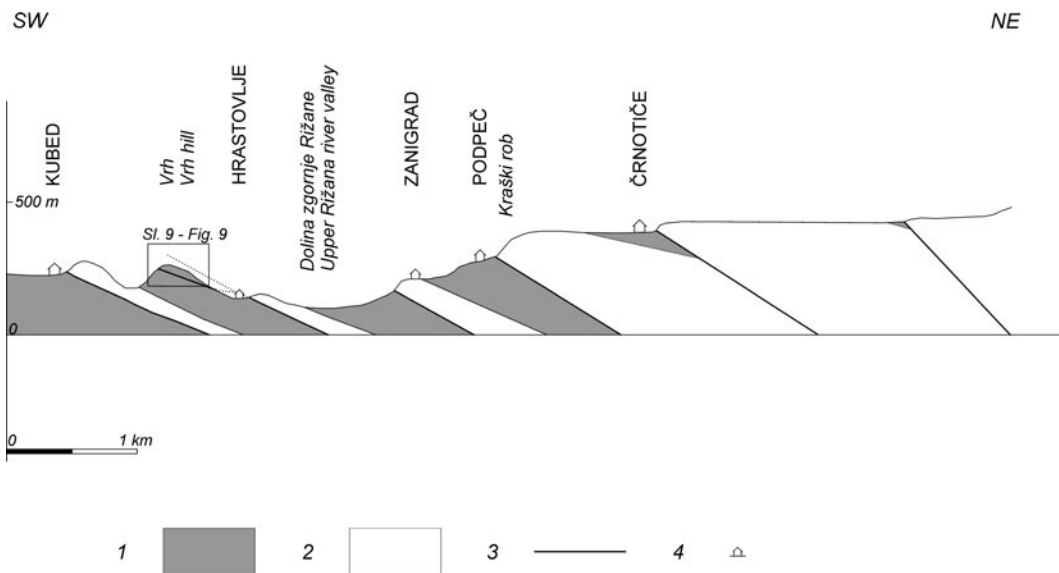


Sl. 5. Obseg geomorfološke stopnje iz karbonatnih kamnin znotraj podrivnega pasu med Trstom in Buzetom

1. Reliefna stopnja, kraški rob v geomorfološkem smislu; 2. Stene nad dolino Osapske reke in zgornje Rižane, Kraški rob kot pokrajina

Fig. 5. Extent of the geomorphologic step of carbonate rocks within the underthrusting belt between Trieste and Buzet

1. Geomorphologic step, the karst edge in geomorphologic sense; 2. Cliffs above the Osopka river and upper Rijana river valleys, Kraški rob («Karst Edge») as landscape



Sl. 6. Prevladujoča značilnost kulturne krajine kraškega roba v sintetičnem geološkem prerezu. Naselja dinarskega tipa v okolju narivne zgradbe

1. Fliš in prehodni laporovec; 2. Alveolinsko-numulitni apnec; 3. Narivni prelom; 4. Naselje

Fig. 6. Predominating characteristics of the karst edge cultural landscape in synthetic geologic section. Dinaric type settlements in the environment of overthrust structure

1. Flysch and the transitional marl; 2. Alveoline-numulite limestone; 3. Thrust fault

izlivom Timave in Učko, ki predstavlja bolj ali manj širok mejni pas strmih karbonatnih pobočij in prepadnih sten med kraškima planotama Krasom in Čičarijo nasproti flišni Istri in tržaškemu obalnemu flišnemu pasu. Za stene nad dolino Osapske reke in zgornje Rižane pa **Kraški rob** z veliko začetnico kot pokrajinsko ime, ki se je v slovenski obči in strokovni javnosti že udomačilo (sl. 5).

Morfološke, biološke, mikroklimatske in naseljitvene značilnosti kraškega roba so tiste posebnosti, ki so posledica reliefnih danosti geomorfološke stopnje. Meje kraškega roba niso ostre, ker je mogoče njegove značilnosti obravnavati z vseh naštetih vidikov. Za ponazoritev, da je to vprašanje kompleksno, samo dva primera. Prvi je vezan na naseljitveni vzorec kraškega roba tam, kjer je alveolinsko-numulitni apnec narinjen na prehodni laporovec in fliš v več stopnjah. Na sl. 6 je v sintetičnem profilu podana lega vasi in polj v razmerah stopničastega reliefa. Naselja v tem modelu so vezana na večje narivne grude in postavljena v zavetju stene naslednje krovniške narivne enote, na izravnanim delu grude pa so polja. Take vasi so npr. Boljunec (Bagnolli), Dolina

(S. Dorligo d' Valle), Kastelec, Črnotiče, Osp, Gabrovica, Brežec pri Podgorju, Zazid, Rakitovec, Dol pri Hrastovljah, Kubed, Gračiče, Smokvica, Movraž, Dvori nad Mlini, Mlini in še katero. Opisana značilnost je vezana na geomorfološko stopnjo in *specifična* za kraški rob, vendar vsa naselja nimajo take lege. Pred seboj imamo dinarski tip naselitve, ki je specifičen glede na narivno tektoniko. Ker najdemo enak tip naselitve v dinarskem pasu tudi ob kraških poljih, ki niso vezana na narivno tektoniko, bi bilo morda smiselno govoriti o dveh podtipih. Drugi primer je povezan z gradnjo obdelovalnih teras tam, kjer je fliš narinjen na fliš. Narivne cone so tu debele tudi do več sto metrov. Če potekajo po flišnih plasteh, kjer se menjavajo 10 do 20 cm debele plasti peščenjaka in peščenega laporja, so te plasti močno nagubane ali pa se iz sistemskih razpok razvijejo manjše duplikacije, kjer so narinjena telesa peščenjaka velika do 30 ali 40 cm in predstavljajo naravne zidake za zidanje teras, zmleti in prepereli peščeni lapor pa zemljo za njihovo polnilo (sl. 7). Peščenjak je razkosan tudi v nagubanih delih narivnih con. Značilen tak primer so terase na hribu Krasca severovzhodno od Kubeda, ki leži



Sl. 7. Hrastoveljska narivna cona v flišnih plasteh iz peščenjaka in peščenega laporovca.
 Usek za lovsko kočo na hribu nad Kortinami pri Rižani (osrednji del narivne cone)

Fig. 7. The Hrastovlje thrusting zone in flysch beds of sandstone and sandy marl.
 Cut in the slope behind hunting hut on hill above Kortine near Rižana (central part of thrusting zone)



Sl. 8. Pogled na talninski del Hrastoveljske narivne cone na hribu Vrh nad Hrastovljami

Fig. 8. View of the basal part of Hrastovlje thrusting zone on the hill of Vrh above Hrastovlje village

znotraj Hrastoveljske narivne cone, katere zgradba je vidna ob regionalni cesti Rižana – Kubeč po celem severovzhodnem pobočju Krasce in čez njen greben. Vpad Hrastoveljske narivne cone je viden na jugovzhodnem pobočju hriba Vrh nad Hrastovljami (sl. 8). Narivne cone znotraj podrivnega pasu, ki so temeljni geološko-strukturni gradbeni element kraškega roba, segajo tudi na območja naselij Dekani, Milje, Ankaran, Marezige, ki pa ležijo izven geomorfološke stopnje. Zato je treba kulturno krajino, ki temelji na fenomenu narivnih con obravnavati kot pomemben vendar *nespecifični* element kraškega roba.

Naselitvenih vzorcev in vzorcev kulturne krajine je na območju kraškega roba več, vsi pa so povezani s tipom strukturno-geološkega modela, ki pa se lateralno znatno spreminja. Zaradi tega jih bo potrebno s tega vidika podrobneje obdelati.

V praktičnem življenju bo mogoče uporabljati le tisto razumevanje kraškega roba in Kraškega roba, ki ga bodo osvojili domačini ali se bo udomačil v strokovni literaturi. V tem članku so podani kriteriji, ki povzročajo najmanj vsebinskih nejasnosti. Vsekakor pa je kraški rob v predlaganem smislu tako zanimiv in raznolik, da kar kliče po temeljiti geografski obdelavi tega prostora na geoloških, geomorfoloških, naselitvenih in habitatnih podlagah. Vsekakor pa bi preširoko ali preohlapno razumevanje tega termina razvodenilo njegovo bistvo. Primer preširokega zajema je uvrstitev spodmola v Steni ob reki Dragonji, pod naseljem Dragonja, med spodmole Kraškega roba (Kunaver & Ogrin, 1993). Ta spodmol leži izven podrivnega pasu in je bolj slučajno kot vzročno tudi s strukturnega vidika drugačen od spodmolov v stenah kraškega roba. Pokrajinsko ime Kraški rob označuje v tem smislu že uveljavljeno oznako za določeno ostenje.

Ob tej priliki se najlepše zahvaljujem dr. J. Kunaverju in dr. D. Ogrinu za njuno pomoč pri vsestranski geografski osvetlitvi Kraškega roba, ki mi je pomagala pri končnem sklepu.

Kraški rob (landscape term)

Geologic section along the motorway Kozina–Koper (Capodistria)

Introduction

The new Ljubljana–Koper motorway crosses at its section between Kozina and Koper the border area between Istria belonging to Dinaric foreland, and Čičarija and Kras that belong to the External Dinarides (fig. 1). Based on results of surface mapping older researchers ascribed to this belt intricate structure (Šikić & Polšak, 1963/1973; Šikić & Pleničar, 1967/1975), named by Pleničar et al., (1965/1973) and Buser (1972, 1976) the intricate structure of Čičarija. This was included by Placer (1981) under the term Čičarija intricate structure into the thrusting system of the External Dinarides that presumably was formed between Eocene and Oligocene. The Italian geologists connected the uplift of the Trieste–Komen plateau (Kras plateau) with the Palmanova reverse fault (linia di Palmanova, Palmanova line). The first to write on the overthrust character of this boundary in the Trieste territory were Calligaris et al., (2003).

Geologic accompaniment of the motorway construction in 1999–2004 showed that the boundary belt does not contain reverse faults, but thrust faults that were active in post-Miocene times due to underthrusting of Istria under the External Dinarides (Placer, 2002, 2005; Placer et al., 2004). During this process a wide subthrusting belt formed that is exposed from the Kvarner to Gulf of Trieste.

The course of the subthrusting belt in northern Istria is shown on the structural sketch in fig. 2. In its structure take part rocks of the Adriatic–Dinaric carbonate platform that comprise outcropping Cretaceous, Paleocene, Lower and Middle Eocene carbonate beds, transition marl and flysch rocks of Eocene age that are products of its disintegration (Jurkovšek et al., 1996). Since subthrusting contains the dynamic aspect of structure development, in the following the appropriate terminology is used, as the terms overthrusts, thrust faults, thrust zones and thrust units.

Section of subthrusting belt

In the Kozina–Koper section the new motorway crosses entirely the subthrusting belt shown in profile on fig. 3A. The profile is synthetic, the contacts from the motorway axis being projected on the plane at right angle on geologic structures which results in undeformed thicknesses and dips of overthrust units. The subthrusting belt strikes generally NW–SE dipping toward NE. It consists of two structural levels that are separated by the Črni Kal thrust fault, or the Črni Kal overthrust zone. The latter is a southeastern prolongation of the Palmanova overthrust fault (linea di Palmanova) toward southeast. Interpretation in depth of profile is based on data of borehole Osp-1/91 and of surface map on fig. 2.

The influence area of thrust faults is in case of limestone thrust on limestone or flysch rocks relatively narrow, and it amounts to a few tens of meters at most. Where flysch is thrust over flysch rocks, however, the interbedding boundaries acquire the role of partial thrust planes, and the zones of influence of thrust faults may become up to several hundred meters thick. In such cases the principal thrust plane, or the principal thrust fault, can be established only exceptionally, therefore the term 'thrust zone' is more appropriate.

The structure on profile fig. 3A can be simplified by drawing an enveloping line through the fronts of thrust blocks along the boundary between transition marl and limestone with alveolinas-nummulites as shown in map on fig. 4 and in simplified profile on fig. 3B. The jump of the envelope at the Črni Kal thrust zone (ČK) indicates the proportionally larger shift along it, and we consider it to be identical with the Palmanova thrust zone, or its southeast prolongation.

Profil on fig. 3B shows a simplified structure of the contact of External Dinarides with the Dinaric foreland, that consist of the Čičarija anticlinorium (Ča), Ocizla inclined to slightly overturned brachisyncline (Os), Podgorje segmented anticline (Pa), Bržanija segmented syncline (Bs), Movraž segmented anticline (Ma) and the Istria block. The Čičarija anticlinorium formed during the thrusting phase of External Dinarides between Eocene and Oligocene. Subthrusting of Istria is a process that started in Middle Miocene and is perhaps active even at present. The tendency of increasing thrust-

ing zones' dip from southwest toward northeast, from gentle thrust faults across steeper thrust faults to reverse faults indicates a distinctive subthrusting geometry, described in Istria and Kvarner already by Blašković & Aljinović (1981).

Kraški rob and karst edge

The subthrusting belt is a geomorphologic phenomenon in the part where exposed rocks of the carbonate platform are thrust on the transition marl and flysch (fig. 5). Predominant limestone with alveolinas-nummulites is outcropping in largely precipitous cliffs and to a lesser extent steep slopes that can be traced from source of Timavo (Timava) river at the Trieste bay to Mt. Učka and Raša bay at eastern coast of Istria. Since structures within the thrust units gently dip northwestward, the carbonate platform rocks are exposed mostly in the southeast. This is the reason why the morphologic step between Timavo and Črni Kal village is about 2 km wide with one or two precipitous steps, while southeastward it widens to 10 km and more, with several precipitous steps. Precipitous cliffs and steep slopes represent an important meteorologic barrier, and they offer favorable conditions for development of distinct floral and faunal habitats. The natural barrier resulted also in special characteristics of human settlements, and in forming of a specific cultural landscape. Owing to historical and natural particularities the authors of the anthology »Kraški rob in Bržanija« (1990) or »Karst Edge and Bržanija region« introduced the term Kraški rob for the part of the geomorphologic step above Črni Kal (Ogrin & Mužina, 2005). The proposers of the project »Preservation and protection of endangered habitats and species in the region of Kraški rob« (Sovinc & Lipelj, 2003) extended the meaning of this term to the region from the cliffs at the village and castle of Socerb to the Kavčič hill (883 m) above Rakitovec at border with Croatia, although it does not represent a geomorphologic boundary. The term Kraški rob was rapidly accepted, although variously understood by various authors, in the most extreme case even for the extent from Devin to Mt. Učka.

If considering the idea of authors of the term Kraški rob and the dimension of the

geomorphologic step within the subthrusting belt, it seems the most appropriate to use the term **karst edge** with lowercase initial for the geomorphologic step between Timavo and Mt. Učka that represents a more or less wide border belt of steep carbonate slopes and precipitous cliffs between the karstic plateaus of Čičarija and Kras as opposed to flysch Istria and the coasta Trieste flysch belt. The western slope of the ridge south of Učka does not correspond to definition of the karst edge. For cliffs above the Osapska reka river valley and upper Rižana river we use **Kraški rob** (»Karst Edge«) with major initial as a landscape term already accepted by the Slovenian general and professional public (fig. 5).

Definition of subthrusting belt and explanation of its internal structure would require a more detailed analysis of relationships between geologic structure and geomorphology, and analysis of colonization and habitat specificity of the karst edge. As an example, on fig. 6 appears in a synthetic profile the position of villages and fields in an area of the graded geomorphologic step. The settlements in this model are localized on larger thrust nappes, in shelter sites under the cliff of the subsequent thrust unit, while village fields extend on the levelled part of the thrust unit. Such villages are for example Bagnolli (Boljunec), S. Dorligo d' Valle (Dolina), Kastelec, Črnotiče, Osp, Gabrovica, Brežec near Podgorje, Zazid, Rakitovec, Dol near Hrastovlje, Kubed, Gračišče, Smokvica, Movraž, Dvori above Mlini, Mlini, and a few more. The described characteristics is connected with the geomorphologic step, and is *specific* for the karst edge. It is the dinaric type of colonization which is specific with regard to overthrusting tectonics. As a similar type of colonization in dinaric belt occurs also along the karst poljes that are not connected with overthrust tectonics, it would make sense to distinguish between two subtypes. The second example is connected with development of farming on terraces in areas of flysch overthrusting on flysch. The overthrusting zones are here up to several hundred meters thick. If they pass along flysch bedding planes with alterations of 10 to 20 cm thick sandstone and sandy marl layers, these beds are heavily folded, or there develop from system fissures duplications of overthrust sandstone bodies of 30 or 40 cm in size. The latter are used as natu-

ral bricks for erecting walls of terraces, and the crushed and weathered marl as material for soil on them (fig. 7). Sandstone is broken into pieces also in the folded parts of overthrust zones. A characteristic case is presented by the terraces on the Krasca hill northeast of Kubed, situated within the Hrastovlje thrusting zone, the structure of which is visible along the regional road Rižana-Kubed in the entire northeastern slope of Krasca and across its ridge. The dip of the Hrastovlje thrust zone can be observed on the southeastern slope of the Vrh hill above Hrastovlje (fig. 8). The thrusting zones within the subthrusting belt that are the basic geologic-structural construction element of the karst edge, extend also as far as to the range of villages of Dekani, Muggia (Milje), Ankaran, Marežige, which, however, are located outside the geomorphologic step. Therefore the cultural landscape based on the phenomenon of thrust zones should be considered as an important, though *unspecific* element of the karst edge.

There are several colonization and cultural landscape patterns in the area of the karst edge. They will have to be studied in more detail in connection with the type of the structural-geologic model. This model, however, has a considerable lateral variability.

Let me thank at this occasion most cordially doctors J. Kunaver and D. Ogrin for their assistance in many-sided consideration of the Karst edge which helped me to reach the definitive conclusion.

Literatura - References

- Blašković, I. & Aljinović, B. 1981: Mikrotectonski elementi kao osnova za model tektonske građe šireg područja Kvarnera (Microtectonic elements as a basis for tectonic model of the broader Kvarner area). Simp. Kompleksna naftno-geološka problematika podmorja i priobalnih djelova Jadranskog mora, Split, Zbornik radova (Proceedings), 87-100, Zagreb.
- Buser, S. 1972: Geologija Slovenskega primorja. V brošuri *Ekskurzije*, 3-9, 6. kongres speleologov Jugoslavije, Sežana - Lipica.
- Buser, S. 1976: Tektonska zgradba južnozahodne Slovenije (Tektonischer Aufbau Südwest-Sloveniensiens). - *Geotektonika, geofizika*, 3, 54-57, 8. jugoslovanski geol. kongres, 1974, Bled. Ljubljana.
- Calligaris, R., Forti, F., Forti, Fu. & Libero, N. 2003: La situazione geologica della »Carisia Gulia« - con particolare riguardo al Carso

Classico ed Istria. – *Hydrores 2002*, 21–39, Trieste.

Drobne, K. & Ogorelec, B. 2006: Inquadramento geologico del Paleogene nel SO della Slovenia / Geologic overview of the Paleogene of SW Slovenia; Divača : stop 3. in: Melis, R., Romano, R., Fonda, G.(eds). – *Giornate di paleontologia 2006, Trieste 8–11 giugno 2006: guida alle escursioni*. Trieste: Editioni Univ. di Trieste, 35–45, figs 8–13, incl ref. 58–61, Trieste.

Jurkovšek, B., Toman, M., Ogorelec, B., Šribar, L., Drobne, K., Poljak, M. & Šribar, Lj. 1996: Formacijska geološka karta južnega dela Tržaško-Komenske planote, Kredne in paleogenske karbonatne kamnine, 1 : 50.000 (Geological map of the southern part of the Trieste-Komen plateau, Cretaceous and Paleogene carbonate rocks, 1 : 50.000). Geološki zavod Ljubljana, pp 143, Ljubljana.

Jurkovšek, B. & Kolar-Jurkovšek, T. & Ogorelec, B. 1997: Geologija avtocestnega odseka Divača-Kozina. – *Annales, Ser. Hist. Nat.*, 7/11, 161–186, Koper.

Kunaver, J. & Ogrin, D. 1993: Spodmoli v stenah kraškega roba. – *Annales, Ser. Hist. Nat.* 3/3, 61–66, Koper

Ogrin, D. & Mužina, D. 2005: Pokrajinskoekološke značilnosti območja med Kavčičem in Tinjanom. – *Meje in konfini*, 289–332, ured. Rožac Darovec, V., Univerza na Primorskem, Annales, Koper.

Placer, L. 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije (Geologic structure of southwestern Slovenia). – *Geologija*, 24/1, 27–60, Ljubljana.

Placer, L. 2002: Predhodna objava rezultatov strukturnega profiliranja Kraškega roba in Istre, AC Kozina – Srmin, Sečovelje (Preliminary results of structural profiling of the Karst edge and Istria, Motorway Kozina – Srmin, Sečovelje). – *Geologija*, 45/1, 277–280, Ljubljana.

Placer, L., Košir, A., Popit, T., Šmuc, A. & Juvan, G. 2004: The Buzet Thrust Fault in Istria and overturned carbonate megabeds in the Eocene flysch of the Dragonja Valley (Slovenia). – *Geologija*, 47/2, 193–198, Ljubljana.

Placer, L. 2005: Strukturne posebnosti severne Istre (Structural curiosity of the northern Istria). – *Geologija*, 48/2, 245–251, Ljubljana.

Pleničar, M., Polšak, A. & Šikić, D. 1973: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, Tolmač za list Trst. Beograd.

Rižnar, I., Koler, B. & Bavec, M. 2007: Recentna aktivnost regionalnih struktur v zahodni Sloveniji. – *Geologija*, 50/1, 111–120, Ljubljana.

Šikić, D. & Polšak, A. 1973: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, Tolmač za list Labin. Beograd.

Sovinc, A. & Lipej, B. 2003: Life-Nature 2002, Ohranitev in varstvo ogroženih habitatov in vrst na območju Kraškega roba »<http://www.zrs-kp.si/projekti/life/OpisProjekta.html>«

Šikić, D. & Pleničar, M. 1975: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, Tolmač za list Ilirska Bistrica. Beograd.

Kraški rob in Bržanija: zbornik ob 500-letnici fresk v Hrastovljah. Lekt. Hočevar J., Pokrajinski muzej Koper, str. 152, 1990.

Monitoring of micro-deformations along Idrija and Raša faults in W Slovenia

Opazovanje mikro-deformacij ob Idrijskem in Raškem prelomu v zahodni Sloveniji

Andrej GOSAR^{1,2}

¹Environmental Agency of the Republic of Slovenia, Seismology and Geology Office, Dunajska 47, Ljubljana, e-mail: andrej.gosar@gov.si

²University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Aškerčeva 12, Ljubljana

Key words: tectonic movements, active tectonics, monitoring, Dinaric fault system, Idrija fault, Raša fault, Slovenia

Ključne besede: tektonski premiki, aktivna tektonika, monitoring, Dinarski prelomni sistem, Idrijski prelom, Raški prelom, Slovenija

Abstract

Monitoring of tectonic movements along two active faults of Dinaric (NW-SE trending) fault system in W Slovenia using TM 71 extensimeters was set up in 2004. After two years of measurements some clear trends of displacement were developed. The average left-lateral displacement along a crack in the inner fault zone of the Idrija fault in Učja valley is 0.38 mm/year. Short term (10 months) rates were even greater and reached the value of 0.54 mm/year. Since the Idrija fault is considered as dextral strike-slip, is the observed left-lateral displacement explained by local permutation of principle stress axis. In the Raša fault monitoring site at the foot of Vremščica Mt. at Košana the average reverse uplift of hanging wall (SW) block of 0.24 mm/years and left-lateral displacement of 0.16 mm/year were established. Short term (9 months) vertical displacements reached the value of 0.53 mm/year. The oblique sense of displacement is in agreement with geological and seismological observations. Since there were no stronger earthquakes in the vicinity and time span of monitoring, no correlations were established with seismic activity. The observed displacement rates along monitored faults of up to 0.5 mm/year are consistent with the regional deformation rate in W Slovenia established from GPS measurements which is of the order of 2 mm/year.

Izveček

V letu 2004 smo v zahodni Sloveniji pričeli z opazovanjem tektonskih premikov ob dveh aktivnih prelomih Dinarskega prelomnega sistema z mehanskimi ekstenziometri TM 71. V dveh letih opazovanja so se razvili jasno izraženi premiki, ki omogočajo prvo interpretacijo. Na razpoki v notranji coni Idrijskega preloma v dolini Učje smo izmerili levo horizontalno zmikanje s povprečno hitrostjo 0,38 mm/leto. Hitrost premikov v krajšem obdobju (10 mesecev) je celo večja in doseže 0,54 mm/leto. Ker je Idrijski prelom sicer desno-zmičen, pojasnjujemo opazovan levi zmik z lokalno permutacijo glavne napetostne osi. Na razpoki v coni Raškega preloma v vznožju Vremščice pri Košani smo izmerili reverzno dvigovanje krovinskega bloka (SW) s povprečno hitrostjo 0,24 mm/leto in levo horizontalno zmikanje s hitrostjo 0,16 mm/leto. Hitrost vertikalnih premikov v krajšem obdobju (9 mesecev) doseže 0,53 mm/leto. Opazovan poševni zmik se ujema z geološkimi in seizmološkimi podatki. V obdobju meritev nismo ugotovili nobene korelacije med premiki in potresno aktivnostjo, vendar v bližini opazovanih prelomov v tem času tudi ni bilo močnejših potresov. Opazovane hitrosti premikov ob obeh prelomih, ki so do 0,5 mm/leto, so pričakovane glede na regionalno stopnjo deformacij, ugotovljeno z GPS meritvami, ki je reda velikosti 2 mm/leto.

Introduction

Within the COST 625 action (Stemberk et al., 2003) we set up deformation monitoring of three active faults in W Slovenia using five TM 71 extensimeters. In the first half of 2004 two TM 71 instruments were installed in Postojna cave system on the Dinaric oriented (NW–SE) fault that is situated about 1 km north from Predjama fault (Šebela et al., 2005). The third and fourth instruments were installed in November 2004 on Raša fault at the SE foot of Vremščica Mt. and on Idrija fault in Učja valley (Fig. 1). The fifth instrument TM 71 was set up in 2006 on Kneža fault which is located between Idrija and Ravne fault. After two

years of measurements some clear trends of displacement were developed.

Tectonics of W Slovenia

Slovenia is situated at the NE part the Adria microplate, whose northern margin (Southern Alps-Dinarides) is highly deformed and backthrusted onto the central, less deformed part of the Adria microplate (Poljak et al., 2000). Collision of European and African plates results in predominantly N–S oriented recent principal stress direction in the region of Slovenia. This resulted in a system of conjugate strike-slip faults. In W Slovenia a right-lateral NW–SE oriented

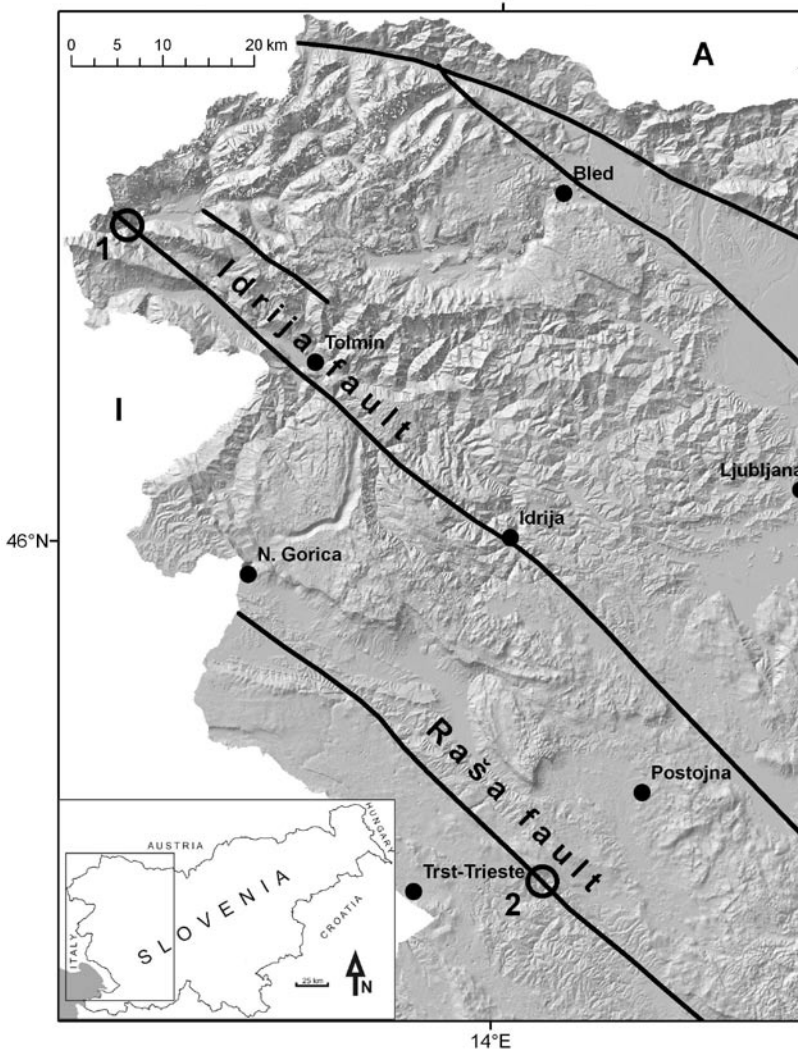


Figure 1. Micro-deformation monitoring sites equipped with TM 71 extensimeters on Idrija fault in Učja valley (1) and on Raša fault at the foot of Vremščica Mountain (2).

Slika 1. Lokacije opazovanj mikro-deformacij s TM 71 ekstenziometri na Idrijskem prelomu v dolini Učje (1) in na Raškem prelomu v vznožju Vremščice (2).

strike-slip faults prevail and in E Slovenia a left-lateral NE–SW oriented strike-slip faults. In addition there are several W–E oriented reverse faults and north verging thrusts.

Adria's major aseismic outcrop is the Istria peninsula. In northern Slovenia we observe a significant and sharp (few mm/year) dextral (and transpressive) gradient in GPS velocities along the Sava fault and Periadriatic zone, suggesting that lateral extrusion in the NE Alps is still active and being driven by the CCW rotation of Adria (Weber et al., 2006). In External Dinarides GPS observations showed N- to NNE-directed movements in the range from 0.5 to 2 mm/year (Vrabec et al., 2006).

The basic structural characteristic of the External Dinarides is a dense pattern of faults in a NW–SE direction, in addition to the thrusts with the south-westward direction of thrusting (Placer, 1981). In External Dinarides strike-slip and transpression displacement along NW–SE trending faults is present.

Seismicity of W Slovenia

The territory of Slovenia can be considered as one of moderate seismicity. No surface rupture related to an earthquake has been detected so far in Slovenia. In External Dinarides we find moderate historical and recent seismicity (Fig. 2). Data from the

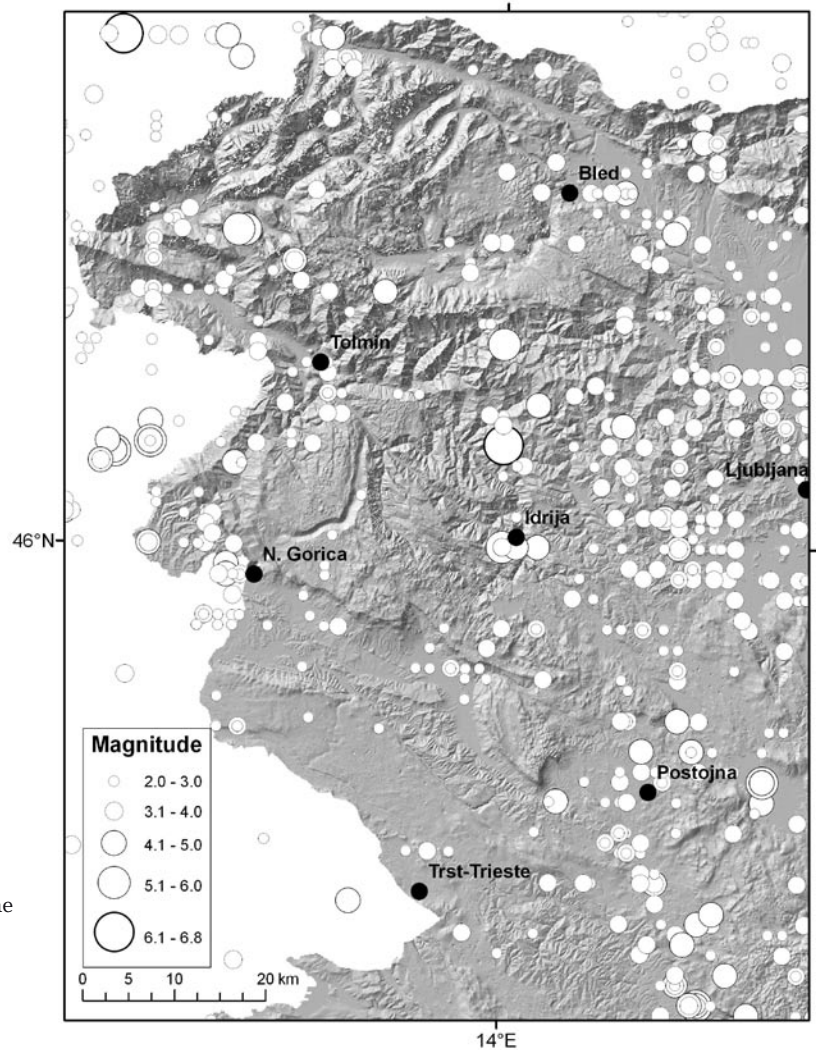


Figure 2.
Seismicity map
of Western Slovenia
(EARS catalogue for the
years 567–2004).

Slika 2.
Karta seizmičnosti
zahodne Slovenije
(katalog ARSO
za obdobje 567–2004).

last 20 years show that most earthquakes in SW Slovenia are situated along Raša and Idrija faults, delineated in NW–SE direction (Michelini et al., 1998). Focal mechanisms for the most earthquakes indicate right-lateral or reverse faults (Poljak et al., 2000). The strongest earthquake ever recorded in the Alps-Dinarides junction was the 1511 western Slovenia earthquake ($M = 6.8$). The exact location and mechanism of this event are still debated (Fitzko et al., 2005).

Although strike-slip and thrust-type dominate, there are also a few earthquakes with normal-type faulting. From the fault plane solutions it is evident that the governing stress in the region runs approximately in a N–S direction (Poljak et al., 2000).

The region of NW Slovenia undergoes a recent increase in seismic activity with two damaging earthquakes in the Upper Soča valley. The 12 April 1998 ($M_w = 5.6$) and 12 July 2004 ($M_w = 5.2$) earthquakes occurred on the NW–SE trending near-vertical Ravne fault in the Krn mountains at 7–9 km depth (Zupančič et al., 2001). The focal mechanisms of both earthquakes show almost pure dextral strike-slip.

Monitoring of micro-deformations with TM 71 extensimeters

Within the COST 625 action five locations for TM 71 measurements of active faults in Slovenia were selected. Monitoring started in Postojna cave system on February 2004 (Šebela et al., 2005). In November 2004 two TM 71 instruments were installed on Idrija fault (Učja) and on the Raša fault (Vremščica) (Fig. 1). The fifth instrument in Slovenia was installed on Kneža fault in November 2006 (Gosar et al., 2007).

TM 71 extensimeter

TM 71 is a mechanical extensimeter (Fig. 3) designed for installation on a narrow cracks (crack gauge) to monitor relative micro-displacements between both walls of the crack. It works on the principle of mechanical interference (Moire effect), and displacements are recorded by interference patterns of two optical grids (Košťák, 1991). The instrument provides three-dimensional results – displacement vector in two perpendicular planes (horizontal and vertical) and angular deviations (rotati-

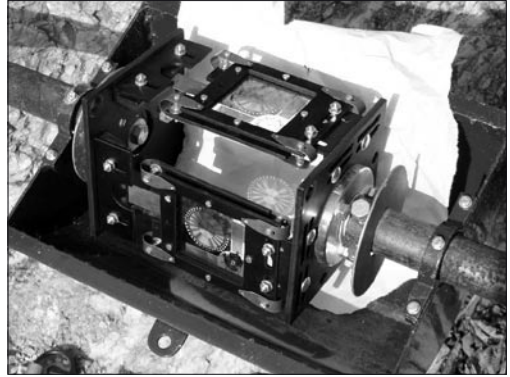


Figure 3. TM 71 instrument for monitoring micro-displacements in three-directions.

Slika 3. Inštrument TM 71 za meritve mikro-premikov v treh smereh.

on). The sensitivity of the system is: 0.05–0.0125 mm in all three space co-ordinates, and $3.2 \cdot 10^{-4}$ in angular deviations (Stemberk et al., 2003). The main advantages of this purely mechanical instrument are: it completely avoids the use of electrical transmission means, it furnishes good performances under severe outdoor conditions and has a long-term stability. TM 71 instrument was developed at the Institute of rocks structures and mechanics of the Czech academy of science (Košťák, 1991).

Idrija fault

The best morphologically expressed fault in the region of W Slovenia is the Idrija fault, which is clearly visible in topography and in aerial or satellite images. It extends from the Italian border near Bovec to the Croatia in Gorski Kotar (N of Rijeka), having a total length of more than 120 km (Fig. 1). The strongest historical earthquake in the region, the »Idrija« earthquake in 1511 with estimated magnitude of 6.8 and max. intensity X (Fig. 2), is usually related to this fault (Ribarič, 1979), but its exact location and relation to the faults in the region is still not clear (Fitzko et al., 2005). The second strongest known event with magnitude 5.6 happened in 1926 at the SE end of the Idrija fault. However, recent seismicity in the vicinity of this fault is rather low (Poljak et al., 2000).

No terrestrial geodetic measurements of tectonic movements along Idrija fault were performed so far. In 1977 they established the geodetic network across the fault in Ka-

nomljica valley near Idrija and performed the first measurements, but later the measurements were never repeated (Kogoj, 1997).

In November 2004 we installed the TM 71 device in the NW part of Idrija fault, where good exposure of the main fault zone was found in the Učja valley near Bovec. The whole fault zone is here more than 1 km wide and was divided in outer and inner

fault zone by Čar & Pišljarič (1993). The TM-71 instrument is installed on a prominent crack in the central part of the inner fault zone (Figs. 4 and 5) which cut 50 m high wall of a canyon.

In first 10 months of measurements a clear trend of horizontal displacements $y = + 0.54$ mm/year was developed (Fig. 6). It was followed by an outlying measurement at the beginning of 2006. It was most

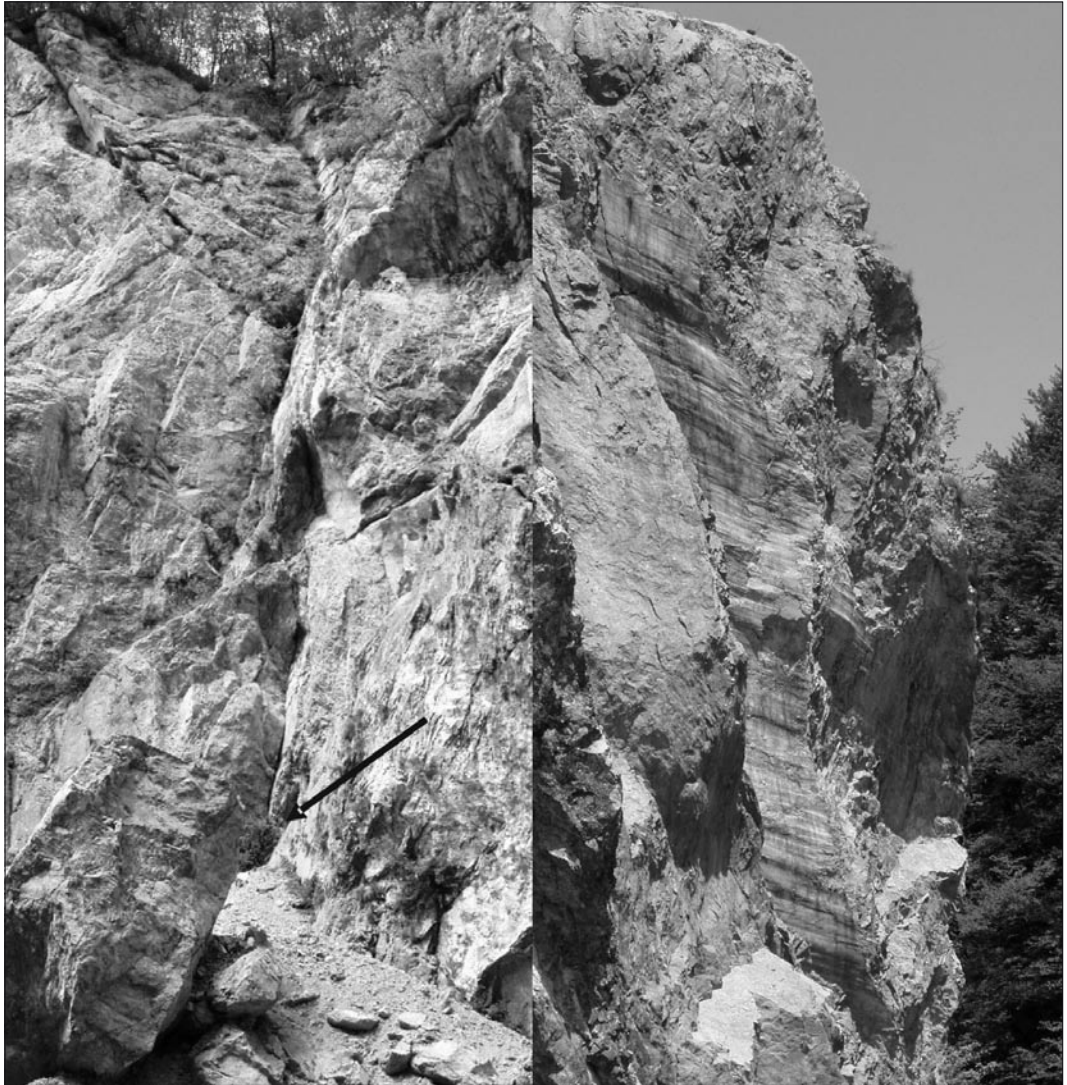


Figure 4. Left: the crack in the inner zone of the Idrija fault in the Učja valley. The arrow shows the location of TM 71 instrument. Right: The exposure of the fault plane 50 m from the crack shown in the left figure with clear striations indicating subhorizontal movements.

Slika 4. Levo: razpoka v notranji prelomni coni Idrijskega preloma v dolini Učje. Puščica kaže lokacijo inštrumenta TM 71. Desno: izdanek prelomne ploskve 50 m stran od razpoke na levi sliki z izrazitimi drsami, ki kažejo na subhorizontalne premike.

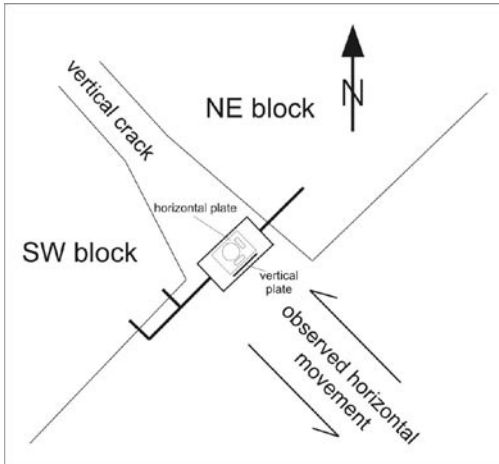


Figure 5. The sketch of TM 71 instalation on the crack in the Idrija fault zone with indication of observed displacement.

Slika 5. Skica namestitve TM 71 na razpoki v Idrijski prelomni coni z označenim ugotovljenim premikom.

probably caused by a mechanical impact on the instrument (fallen rock or ice), because later the same trend continued. The average displacement rate for the first two years of measurements is $+0.38$ mm/year. In the same period no clear trend in angular deviation was developed in both planes. Relative movement between blocks shows left-lateral horizontal displacement (Fig. 5). This is unexpected result, because Idrija fault is considered as a dextral strike slip fault (Čar & Pišljar, 1993). There are clear geological evidences of dextral

displacement for the geological history (Placer, 1982), but for recent times no direct proofs are available. Therefore the dextral strike slip movement was mainly inferred from the orientation of principal stress axis, which has N-S direction and from the fault plane solutions of two stronger earthquakes that occurred on parallel Ravne fault. Observed left-lateral displacement should be therefore explained by local permutation of stress direction inside very complex fault zone (Kavčič, 2006).

In any case longer observations and detailed tectonic mapping of complex Idrija fault cross-section in the Učja valley are necessary to understand the relations between different cracks observed in outer and inner fault zone. X-axis (opening or closing the crack) shows clear seasonal effects, which are in good corre-

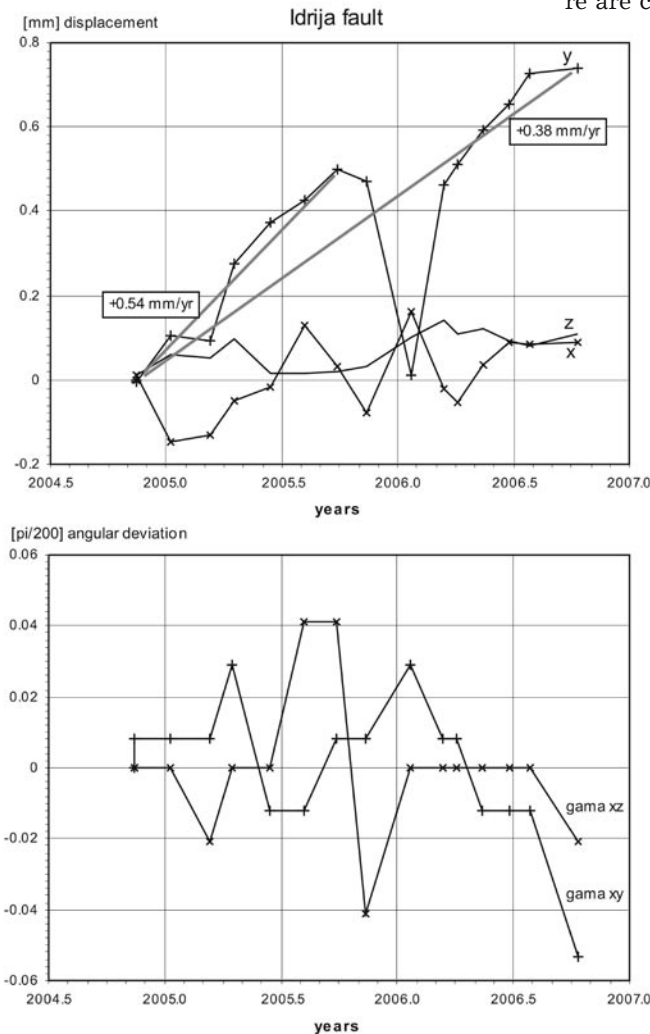


Figure 6. Displacements and angular deviations recorded with TM 71 at the monitoring site Učja on the Idrija fault. +x represents closing of crack, +y horizontal left-lateral slip, +z downslope slip of SW block.

Slika 6. Premiki in kotne deformacije izmerjeni s TM 71 na lokaciji opazovanja Učja na Idrijskem prelomu. +x predstavlja stiskanje razpoke, +y levo horizontalno zmikanje, +z spuščanje SW bloka.

lation with recorded temperatures. On the other hand no trend was developed yet on z-axes.

Raša fault

The second important fault located approximately 25 km SW from the Idrija fault is the Raša fault (Placer, 1981), which can be clearly traced in a length of 50 km from Anhovo (N of Nova Gorica) in the Soča valley to the Snežnik thrust at Ilirska Bistrica (Fig. 1). Main features related to this fault are: almost straight valley of the Raša river between Kobdilj and Štorje and its clear expression in topography around Vremščica Mountain. A cross-section of this fault is well exposed near Senožeče where the highway crosses the fault trace. Otherwise there are only few good exposures of the fault. The seismicity in the vicinity of the Raša fault is concentrated mainly in the Snežnik Mt. area at its SE termination (Fig. 2). Hypocenters of the earthquakes in this area define a steeply NE dipping fault plane (Michelini et al., 1998).

We explored the whole trace of the Raša fault to find a suitable location for installation of TM 71 extensio-meter. In spite of its clear expression in the topography we recognized that there are very few good exposures. The best location was found at the foot of Vremščica Mt., on its SE side, near Košana (Fig. 7). There are two abandoned quarries in the Upper Cretaceous limestone situated exactly at the fault trace. There is a plan to put the upper quarry again in operation, but the lower one is

abandoned for more than 15 years and will remain closed. Therefore, it provides a suitable place for crack gauge measurements. The contact between Upper Cretaceous limestone to the NE and Palaeocene Kozina limestone to the SE (Buser et al., 1967) is exposed in this quarry, separated by the main fault zone, which is approximately 10 m wide. Therefore, it was not possible to install the instrument in the main fault plane, but we selected a parallel crack (Figs. 7 and 8) in the exposed wall of the quarry built of Cretaceous limestone. The measurements started in November 2004.

In two years of observations the average reverse uplift of hanging wall (SW) block

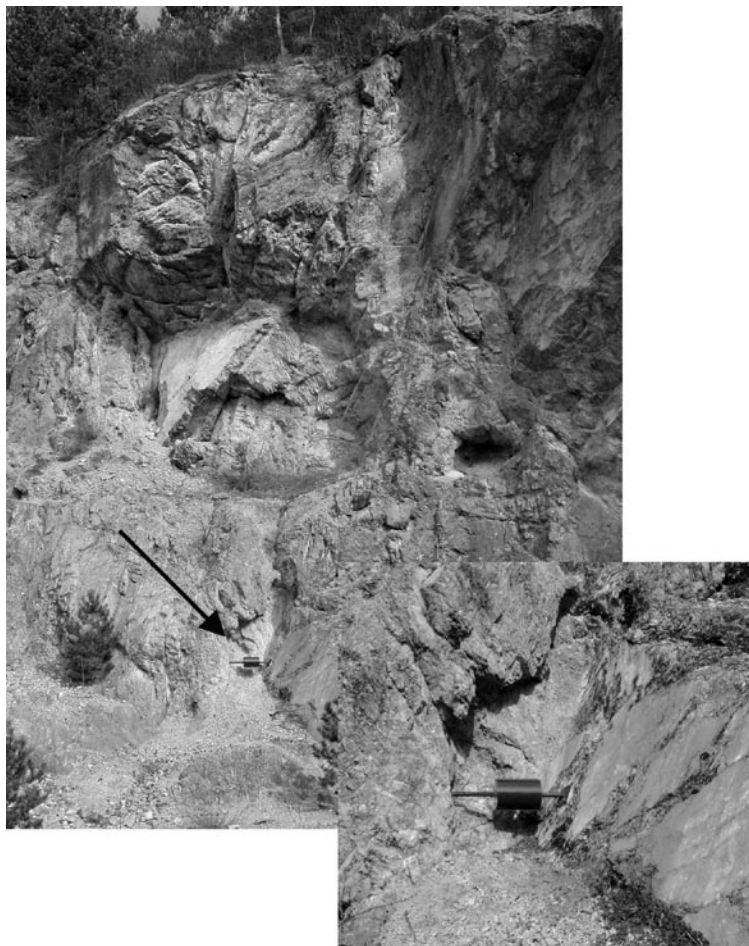


Figure 7. The quarry at the foot of Vremščica Mt. near Košana on Raša fault zone with location of TM 71 instrument.

Slika 7. Kamnolom v vznožju Vremščice pri Košani v coni Raškega preloma z lokacijo inštrumenta TM 71.

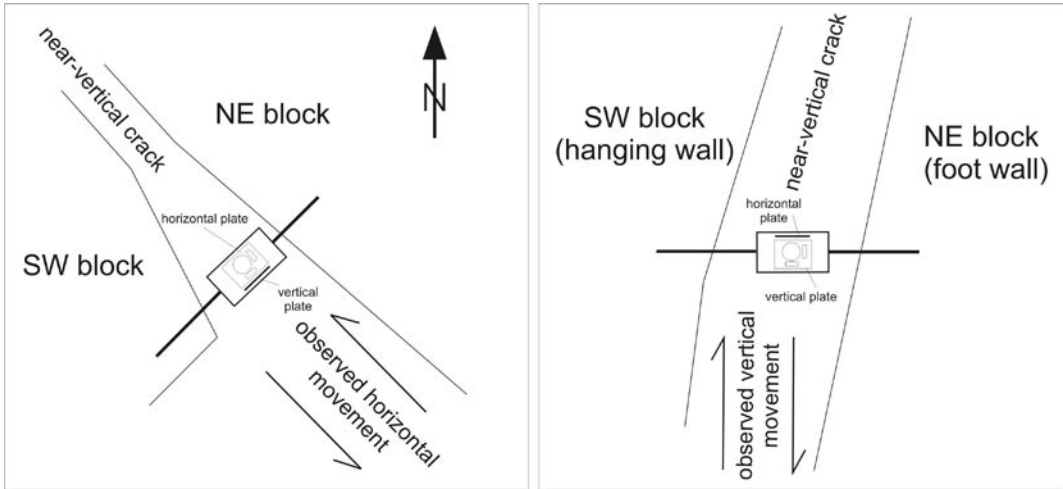


Figure 8. The sketch of TM 71 installation on the crack in the Raša fault zone with indication of observed displacement. Horizontal plane (left) and vertical plane (right).

Slika 8. Skica namestitve TM 71 na razpoki v Raški prelomni coni z označenim ugotovljenim premikom. Vodoravna ravnina (desno) in navpična ravnina (desno).

of -0.24 mm/years and left-lateral displacement of $+0.16$ mm/year were established (Figs. 8 and 9). Short term vertical displacements reached the value of -0.53 mm/year (Fig. 9). The oblique sense of displacement is in agreement with geological and seismological observations. Focal mechanisms of some stronger earthquakes in the active zone of Snežnik Mt., SE of the monitoring site, indicate strike slip and reverse character. X-axis (opening or closing the crack) shows clear seasonal effects, which are in good correlation with recorded temperatures. No trend in angular deviation was developed in both planes so far.

Conclusions

The observed displacement rates of up to 0.5 mm/year at both monitored active faults are consistent with the regional GPS deformation rate in W Slovenia established from GPS measurements which is of the order of 2 mm/year (Vrabec et al., 2006). Since there were no stronger earthquakes in the vicinity and time span of monitoring, no correlations were established with seismic activity.

In addition to described monitoring sites in S Slovenia another one was set up in November 2006 at Kneža fault near Tolmin (Zadláz-Čadrg).

Acknowledgments

The installation of TM-71 instruments in Slovenia was realised with the support of COST 626 action *3D monitoring of active tectonic structures*. The author is grateful to Josef Stemberk and Blahoslav Košťák for their cooperation in realisation of monitoring in Slovenia, to Tomaš Nydl, Lubomir Petro and Josef Hok for their help during installation of instruments and to Mojca Kavčič for taking regular readings.

References

- Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967: Basic geologic map of Yugoslavia, scale 1 : 100.000, sheet Postojna. – Federal Geological Survey, Belgrade.
- Čar, J. & Pišljarič, M. 1993: Cross section of the Idrija fault and the course of the Učja valley regarding the fault structures. – Rudarsko-metalurški zbornik, 40/1–2, 79–91. (in Slovenian)
- EARS, 2004: Earthquake catalogue for the years 567–2004. – Environmental Agency of the Republic of Slovenia, Seismology and geology office.
- Fitzko, F., Suhadolc, P., Aoudia, A. & Panza, G.F. 2005: Constraints on the location and mechanism of the 1511 Western-Slovenia earthquake from active tectonics and modeling of macroseismic data. – Tectonophysics, 404, 77–90.
- Gosar, A., Šebela, S., Košťák, B. & Stemberk, J. 2007: Micro-deformation monitoring of active tectonic structures in W Slovenia. – Acta Geodyn. Geomat. 4/1, 87–98.

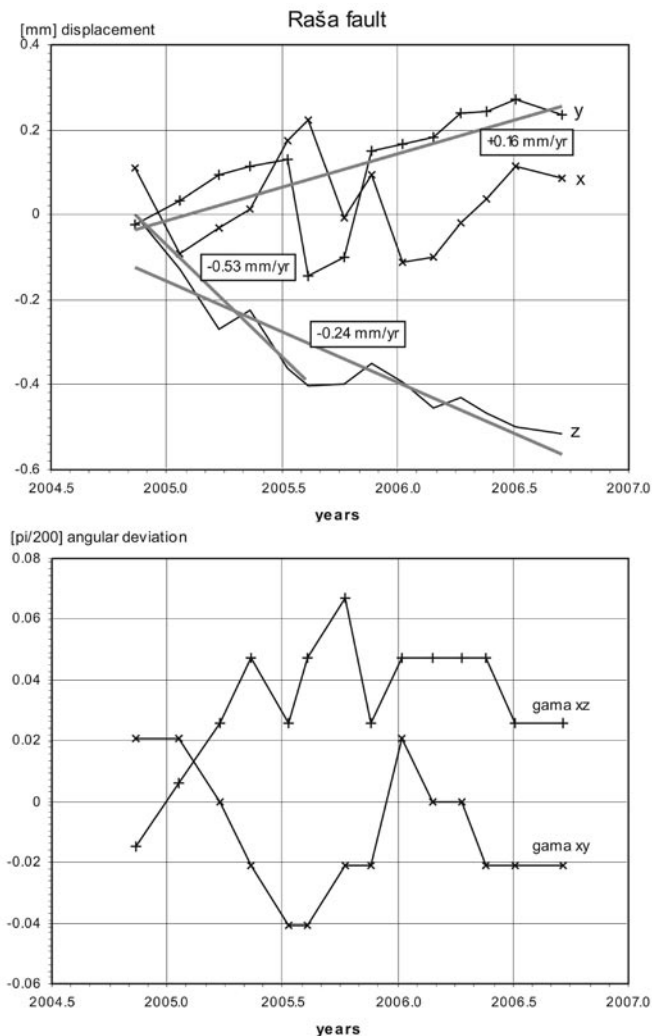


Figure 9. Displacements and angular deviations recorded with TM 71 at the monitoring site Vremščica on the Raša fault. +x represents closing of crack, +y horizontal left-lateral slip, +z downslope slip of SW block.

Slika 9. Premiki in kotne deformacije izmerjeni s TM 71 na lokaciji Vremščica na Raškem prelomu. +x predstavlja stiskanje razpoke, +y levo horizontalno zmikanje, +z spuščanje SW bloka.

Kavčič, M. 2006: Displacement measurements along some faults in W Slovenia by extensometers. Graduation thesis. University of Ljubljana, 118 p. (in Slovenian)

Kogoj, D. 1997: Geodetske meritve stabilnosti tal ob tektonskih prelomih na območju Slovenije. – 3. strokovno srečanje SZGG: Novejši dosežki na področju geodezije in geofizike v Sloveniji : zbornik predavanj. SZGG, 133–144.

Košćák, B. 1991: Combined indicator using Moire technique. – Proc. 3rd int. symp. on field measurements in geomechanics. Oslo, 53–60.

Michelini, A., Živčič, M. & Suhadolc, P. 1998: Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters in Slovenia. – J. of Seismology, 2, 257–265.

Poljak, M., Živčič, M. & Zupančič, P. 2000: The seismotectonic characteristics of Slovenia. – Pure and Applied Geophysics, 157, 37–55.

Placer, L. 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. – Geologija, 24/1, 27–60.

Placer, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. – Geologija, 25/1, 7–94.

Ribarič, V. 1979: The Idrija earthquake of March 26, 1511 – a reconstruction of some seismological parameters. – Tectonophysics 53, 315–324.

Stemberk, J., Košćák, B. & Vilimek, V. 2003: 3D monitoring of active tectonic structures. – J. of Geodynamics, 103–112.

Šebela, S., Gosar, A., Košćák, B. & Stemberk, J. 2005: Active tectonic structures in the W part of Slovenia – setting of micro-deformation monitoring net. Acta Geodyn. Geomat., 2/1 (137), 45–57.

Vrabec, M., Pavlovčič Prešeren, P. & Stopar, B. 2006: GPS study (1996–2002) of active deformation along the Periadriatic fault system in northeastern Slovenia – tectonic model. – Geol. Carpath., 57/1, 57–65.

Weber, J., Vrabec, M., Stopar, B., Pavlovčič Prešeren, P. & Dixon, T. 2006: The

PIVO-2003 experiment: a GPS study of Istria peninsula and Adria microplate motion, and active tectonics in Slovenia. In: Pinter, N. et al. (eds.): *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*, 305–320, Springer.

Zupančič, P., Cecić, I., Gosar, A., Placer, L., Poljak, M & Živčič, M. 2001: The earthquake of 12 April 1998 in the Krn Mountains (Upper Soča valley, Slovenia) and its seismotectonic characteristics. – *Geologija* 44/1, 169–192.

Vzroki in mehanizem zemeljskega plazjenja na Rebrnicah v Vipavski dolini

Reasons and mechanism for soil sliding processes in the Rebrnice area, Vipava valley, SW Slovenia

Jernej JEŽ

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva 14, SI-1000 Ljubljana
e-mail: jernej.jez@geo-zs.si

Ključne besede: Rebrnice, plaz, fliš, apnenčev pobočni grušč, Vipavska dolina
Key words: Rebrnice, landslide, flysch, limestone scree, Vipava valley, Slovenia

Abstract

A motorway Razdrto–Podnanos is being built across Rebrnice area in Vipava valley. There is limestone scree material deposited on flysch rocks. Limestone scree is unstable and gradually slides downslopes because of slope inclination, underground water and clayey zones. Clayey zones have been created on the contact between scree and flysch rocks. Material movements can be observed on the surface but they were also measured in wells. Limestone scree composition and reasons for landslides were described in this article.

Izvleček

Trasa hitre ceste Razdrto–Podnanos prečka območje Rebrnic v Vipavski dolini, kjer so apnenčevi pobočni grušči odloženi na flišnih kamninah. Pobočni grušči so zaradi nagjenosti terena, prisotnosti talne vode in zaglinjenih con, ki se pojavljajo na kontaktu grušča s flišem, nestabilni in postopoma drsijo po podlagi. Premiki se kažejo na površini, potrjujejo pa jih tudi meritve v vrčinah. V prispevku podrobneje opisujem sestavo pobočnega grušča in navajam vzroke za nastanek plazov.

Uvod

Rebrnice obsegajo del jugozahodnega pobočja Nanosa, med Podnanosom in Razdrtim. Proti zahodu prehajajo v Vipavsko dolino, proti jugovzhodu pa v Pivško kotlino. Območje prečka regionalna cesta, trenutno pa preko Rebrnic gradijo tudi hitro cesto, odsek Razdrto–Vipava. V prispevku obravnavam pas ozemlja med kilometroma 4,7 in 6,3 omenjene hitre ceste. Pas zajema pobočje od apnenčevih sten Nanosa do izravnave pri Lozicah, ki pripada zgornjemu delu Vipavske doline.

Današnja geološka struktura širšega območja je posledica starejše terciarne narivne

tektonike (Placer, 1981). Kredni apneneci so narinjeni na eocenske flišne kamnine. Pas flišnih kamnin, ki se ob južnemu robu Nanosa vleče v Vipavsko dolino, pripada Snežniški narivni grudi (Placer, 1981; Janež et al., 1997). Na Snežniško narivno grudo je narinjen Hrušiški pokrov, ki zajema tudi Nanos. Zaradi mehanskega preperevanja in drobljenja zgornjekrednih rudistnih apnenec je nastala velika količina apnenčevega pobočnega grušča, ki se je odložil na spodaj ležečih flišnih kamninah.

V okviru gradnje hitre ceste se v zadnjem času izvajajo podrobnejše geološke raziskave terena. Zaradi neugodne kamninske zgradbe se gradbeniki pri gradnji nekaterih

objektov, predvsem vkopov in viaduktov, srečujejo s številnimi problemi. Za utrditev omenjenih objektov se poslužujejo dragih podpornih konstrukcij.

S pomočjo podatkov zbranih pri inženirsko-geološkem kartiranju ter podatkov iz geomehanskih vrtin sem izdelal inženirsko-geološko karto v merilu 1 : 5000. Namen kartiranja je bil ugotoviti razprostranjenost pobočnih gruščev in vpad flišnih kamnin ter ugotoviti znake fosilnega plazenja gruščev. Na podlagi pridobljenih podatkov lahko pojasnimo dinamiko in mehanizem plazenja.

Inženirsko-geološka karta

Rebrnice kot samostojna enota niso posebej obravnavane nikjer v strokovni literaturi. Kljub temu pa so mnogi avtorji pri opisovanju geologije Nanosa in Vipavske doline zajeli tudi ta del ozemlja. O veliki količini gruščev v Vipavski dolini je pisal že Hacquet (1789). Kasneje so pri obravnavi širšega območja o južnem robu Nanosa pisali Stur (1858), Stache (1889), Kossmat (1905), Winkler (1924) in Limanovsky (1910), v okviru izdelave Osnovne geološke karte v merilu 1 : 100.000, listov Gorica in Postojna pa Buser (1986), Buser in sodelavci (1967) ter Pleničar (1970). Veliko podatkov je bilo zbranih tudi pri geološkem kartiranju posameznih izvirov in njihovih zaledij na območju Visokega krasa (Janež et al., 1997).

Obravnavano ozemlje obsega del pobočja ob odseku hitre ceste med 4,7 in 6,3 kilometrom in v širini 2 km. Eocenske kamnine so razvite v značilnem flišnem razvoju. V glavnem se menjavajo sivi skrilavi laporovci in kremenovi ter apnenčevi peščenjaki. Na redkih mestih izdanjajo debele plasti kalkarenita ter kalkrudita in plasti zelenkasto sivega glinavca. Generalni vpad flišnih plasti je proti severovzhodu, plasti vpadajo v pobočje. Z izjemo kalkarenitov in kalkruditov so flišne plasti nepropustne in tvorijo talno hidrogeološko pregrado za kraške vode Nanosa (Janež et al., 1997). Na eocenske kamnine so narinjeni kredni apneneci, ki gradijo Nanoško planoto. Jugozahodni rob planote sestavljajo debeloplastnati organogeni rudistni apneneci zgornjekredne, senonijske starosti (Buser, 1973). Debele plasti apnenca vpadajo proti severu oziroma severovzhodu, enako kot spodaj ležeče flišne plasti. Z mehanskim prepere-

vanjem in razpadanjem krednih apnencev nastaja pobočni grušč, ki se v obliki melišč odlaga na flišnih kamninah. Grušči, ki so na nekaterih mestih sprijeti v brečo, pokrivajo približno 2/3 obravnavanega ozemlja. Izpod apnenčevih sten se območja grušča v jezicasti obliki širijo proti dolini. Grušč tvori grebene oziroma rebra. Debelino sedimenta je na terenu težko določiti, iz reliefnih oblik lahko sklepamo, da ponekod presega 30 metrov. Položaj in odnos krednih ter eocenskih kamnin in kvartarnih pobočnih sedimentov je prikazan na sliki 1.

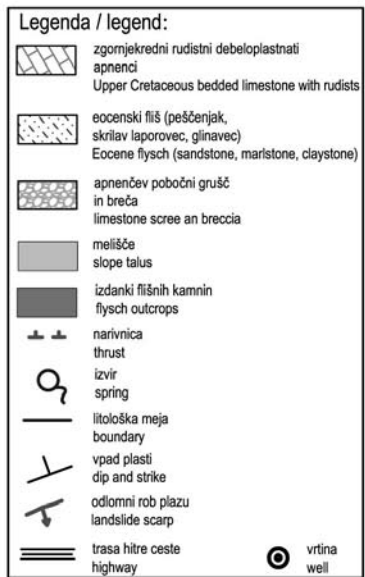
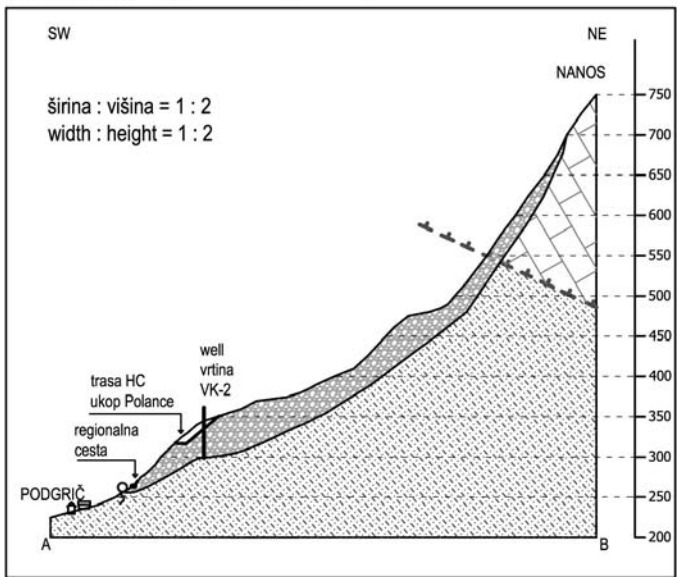
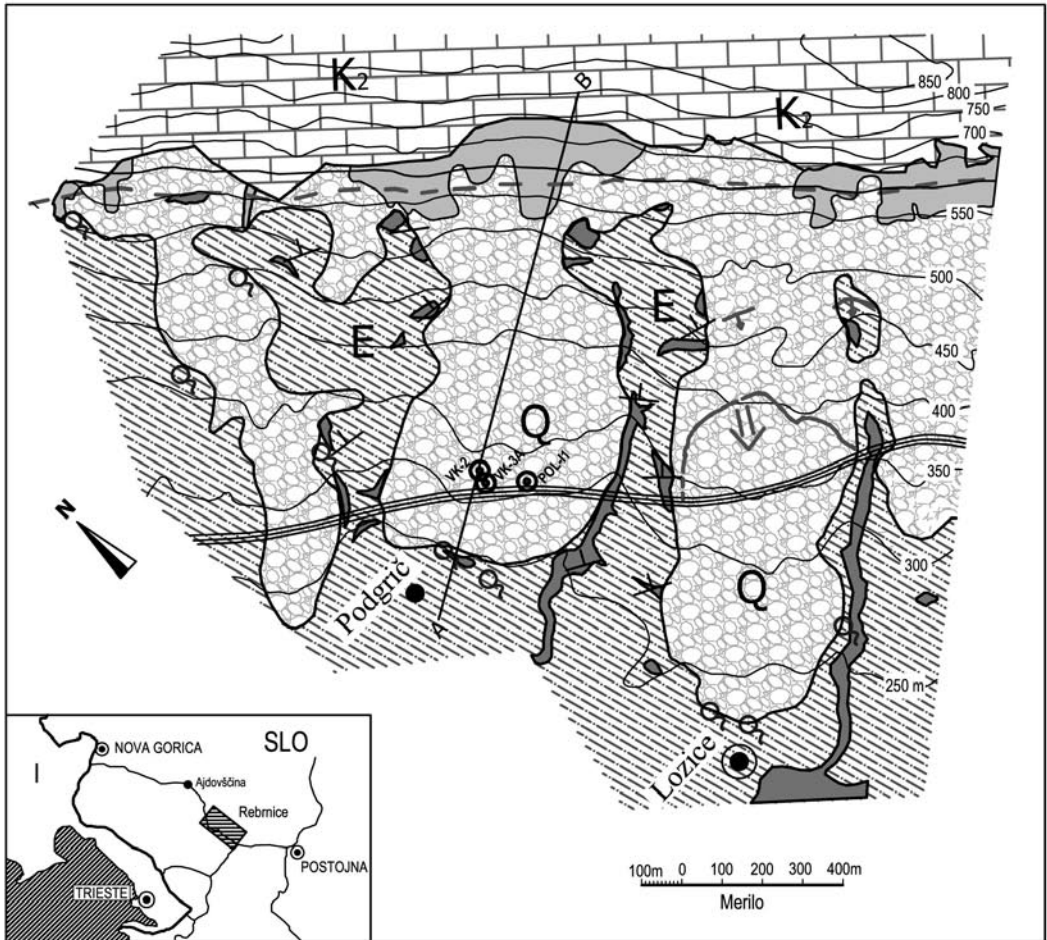
Na sliki 1 je viden tudi profil A–B preko inženirsko-geološke karte. Profil je lociran v bližini vasi Podgrič in poteka v smeri NE–SW. Podatek o debelini pobočnega grušča je pridobljen iz geomehanske vrtine VK-2 (Umek, 2000).

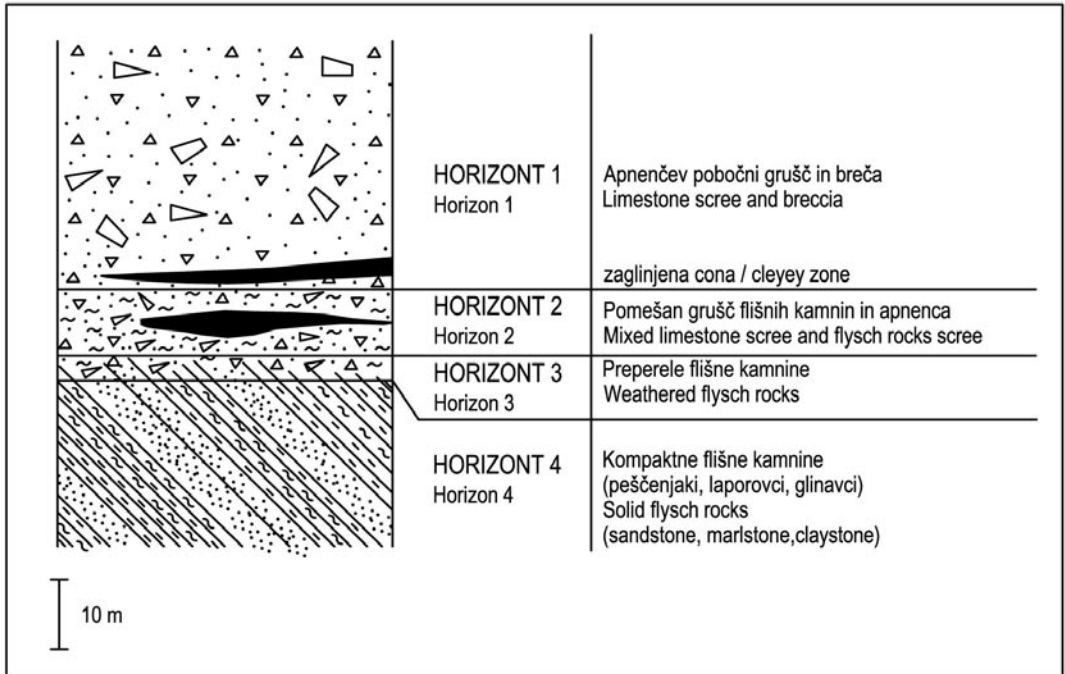
Pobočni grušči in breče

Večji del Rebrnic pokrivajo pobočni grušči in breče. Odnos med sedimenti je glavno gibalo pobočnih procesov, ki se tu dogajajo. Njihovih izdankov je na obravnavanem terenu malo, zato podrobnejši opis gruščev povzemam po geomehanskih vrtinah in profilih v večjih vkopih. Vrtine locirane na pobočnem grušču so prevrtale štiri glavne horizonte (sl. 2). Zgornji horizont gradi apnenčev pobočni grušč. Sestavljajo ga različno veliki apnenčevi kosi ter skalni bloki. Ponekod je grušč sprijet v pobočno brečo. Kosi apnenca so ostrorobi, običajno merijo od 5 do 15 cm, lahko pa se v grušču pojavljajo tudi večje skalne samice, ki merijo od 20 cm do 2 m. Skalni apnenčevi bloki in breča so delno zakraseli ali kavernozi. Grušč je svetlo rjave do sive barve, običajno peščen, meljast ali lokalno zaglinjen. Gostoto grušča določajo zrna glinaste in meljaste frakcije. Običajno je dobro prepusten. Zaledna voda se preceja šele na dnu tega horizonta. Debelina horizonta se lokalno zelo spreminja, v eni od vrtin njegova debelina znaša kar 45 metrov. Navzdol sledi drugi horizont, ki ga sestavlja pomešan grušč flišnih kamnin in apnenca. Tudi znotraj tega horizonta so posamezni večji bloki apnenca, ki se jim pridružujejo kosi flišnega pe-

Slika 1. Inženirsko-geološka karta dela Rebrnic s profilom

Figure 1. Engineering-geological map of part of Rebrnice area with profile





Slika 2. Skica glavnih horizontov, ki sestavljajo pobočni grušč
Figure 2. Sketch of the main horizons which compose scree

ščenjaka. Pomešan grušč je navadno močnejše zaglinjen, kot čist apnenčev grušč. Voda se preceja po prepustnejših delih horizonta. V tretji horizont uvrščam na mestu preperele flišne kamnine. Kamnine nastopajo delno kot poltrdna kamnina, delno pa so razpadle v glinast grušč. Klasti laporovca in peščenjaka so veliki največ do 5 cm. Zaledna voda se tudi tu preceja po prepustnejših delih horizonta. Grušč je temno siv do temno rjav. Spodnji, četrti horizont, zastopa kompaktna kamnina, ki jo sestavljajo flišni laporovci, meljevci in drobnozrnati peščenjaki. Na nekaterih območjih, kjer flišne kamnine niso pokrite z apnenčevim gruščem in brečo, zgornja dva horizonta manjkata. Nadomešča jih preperina flišnih kamnin. Sestavlja jo glinena preperina z drobnim gruščem flišnih kamnin.

Hidrogeološke lastnosti apnenčevih pobočnih gruščev in breč se lokalno spreminjajo (Janež et al., 1997). V odvisnosti od zrnivosti in količine glinene frakcije se od lokacije do lokacije precej spreminja predvsem prepustnost. Bolje prepustni gruščiči so sestavljeni iz debelih odlomkov apnenca in vsebujejo manj glinenih in meljastih zrn. V splošnem velja, da so gruščiči dobro prepust-

ni. Talna voda se v sedimentih pretaka po močnejše zaglinjenih conah, ki se običajno pojavljajo v spodnjem delu zgornjega apnenčastega horizonta oziroma znotraj drugega horizonta. Tovrstno pretakanje je bilo mogoče zaznati tudi v mnogih geomehanskih vrtnah. Voda je potemtakem vezana na kontakt gruščiča s flišem, čeprav je tega težko natančno določiti, ker je ravno v coni, kjer se mešata gruščičat apnenčev in flišni material. Pretakanje talne vode pod gruščem dokazujejo tudi številni izviri, ki se pojavljajo na spodnjih delih gruščičat pokrovov (sl. 1). Pretakanje vode še poslabša že tako slabe geomehanske lastnosti zaglinjenih con.

Dinamika in vzroki plazanja

Že sam položaj in razprostranjenost pobočnih sedimentov na Rebrnicah nam da slutiti, da se gruščiči v obliki različnih pobočnih procesov premikajo. Poleg tega nam to potrjujejo tudi premiki, ki so bili izmerjeni s pomočjo inklinometrskih vrtn ter nekateri recentni plazovi. Znaki drsenja so opazni v deformacijah na obstoječi

regionalni cesti, v razpokah na nekaterih odsekih nove hitre ceste ter na poškodbah objektov v vasi Lozice. Meritve premikov v geomehansko-inklinometriških vrtnah kažejo premike reda velikosti nekaj milimetrov do maksimalno 15 milimetrov mesečno. Navezujemo se predvsem na premike v vrtnah VK-2, VK-3 in POL-I1, ki so locirane na objektih Vkop Polance in viadukt Na Polancah (Umek, 2000, 2004). Približno 500 m severovzhodno od vasi Lozice, se je spomladi leta 2001 nad traso hitre ceste aktiviral plaz, imenovan Rebrnica. Nad večjim vkopom je drselo okrog 400.000 m³ pobočnega grušča. Drсна ploskev se je oblikovala na meji med gruščem in flišnimi kamninami. Visoko v pobočju je nastal do 3 m širok odlomni rob. Plaz so uspeli zaustaviti s sidrano pilotno steno.

Apenčev material, ki nastaja pri mehanskem preperevanju apnenecv jugozahodnega roba Nanosa, se v obliki melišče odlaga na spodaj ležeče flišne kamnine. Zaradi kontinuiranega povečevanja količine materiala začnejo melišča pod vplivom gravitacije drseti po podlagi. V zgornjem delu melišča drsijo po krožni drsini, kar dokazujejo številne izravnave oziroma zatrepi, ki se vzdolž Rebrnic pojavljajo pod apnenčevimi stenami. Melišče, ki je običajno nagnjeno pod kotom 45°, je zaradi krožnega drsenja prišlo v vodoraven položaj. V zaledju grušč sočasno na novo nastaja, zato se dogodki ponavljajo. Mlajša melišča pred seboj potiskajo starejše pobočne grušče, ki so se med tem časom že lahko povezali v pobočne breče. Na tak način so pobočni grušči splazeli vse do doline.

Vzroki za opisano plazenje ter manjše premike in zdrse se med seboj kombinirajo. Povprečen nagib pobočja na Rebrnicah znaša med 15 in 20°, kar teren uvršča med zmerno nagnjena pobočja. Strmeje je nagnjen le zgornji del pobočja, kjer nastajajo melišča. Zmeren nagib pobočja že omogoča drsenje sedimenta pod vplivom gravitacije. Drugi vzrok so zaglinjene cone, ki se pojavljajo na meji med gruščem in flišnimi kamninami. Gline imajo slabe geomehanske lastnosti, znotraj njih se lahko oblikujejo drsne ploskve. Poleg tega se v teh conah pretaka podzemna voda, ki dodatno zmanjšuje geomehansko trdnost gline. Tretji razlog so gradbeni posegi na trasi hitre ceste. Pri gradnji velikih vkopov skozi gruščnate grebene se stabilnost pobočnih sedimentov nad traso ceste močno zmanjša.

Zaključki in razprava

Današnji premiki velikih mas apnenčevih pobočnih gruščev in breč na Rebrnicah so le del plazjenja, ki se je dogajalo že v preteklosti. To potrjuje jezičasta oblika gruščnatih pokrovov, ki je značilna za regionalne plazove (sl. 1). Mešanje apnenčevih kosov in kosov flišnih kamnin v drugem horizontu, na kontaktu apnenčevega grušča s flišem, je prav tako posledica fosilnega plazjenja. Sočasno z drsenjem so se mešale preperle flišne kamnine z apnenčevimi kosi. V primeru, da bi bil apnenčev grušč normalno odložen na fliš, mešanega horizonta ne bi bilo. Zaglinjene cone, ki se pojavljajo znotraj tega horizonta oziroma neposredno nad njim, omogočajo precejanje talne vode. Voda pripomore tudi k nastanku drsne ploskve. Nazoren primer vpliva precejanja talne vode na nastanek drsne ploskve je razviden v inklinometriških vrtnah VK-2, VK-3A in POL-I1. V vrtni VK-3A so zaznali premik na globini 15 metrov (Umek, 2004). Cono sestavlja delno vlažen zaglinjen grušč apnenca in fliša z vmesnim slojem rjave gline. V vrtni VK-2 je premik nastal na globini 26 metrov, v coni močno zaglinjenega drobnega grušča apnenca. Na globini 25,8 m so zaznali dotok podzemne vode. Tudi v vrtni POL-I1 so v coni zaglinjenega grušča apnenca in fliša z vložki rdečerjave gline izmerili premik na globini 26 metrov. Sediment je mestoma vlažen. Dotok vode iz zaledja so v isti vrtni zaznali na globini 29,7 m.

Obravnavane plazove uvrščamo v posamezne kategorije. Glede na vrsto plazečega materiala spadajo med zemljinske plazove. Geološka struktura in globina drsne ploskve jih umeščata med kompaktne regionalne plazove. Podolgovata oblika drsne ploskve pogojuje nastanek zdrsov po naprej pogojeni drsini, glede na hitrost zdrsa pa jih uvrščamo med počasno plazenje. Oblika plazov je enostavna. Glede na vsebnost vode spada plazina med suhe plazine.

Počasno aktivno plazenje na Rebrnicah v tem trenutku ogroža regionalno in hitro cesto Razdrto-Vipava, medtem ko naselji Lozice in Podgrič nista ogroženi. V prihodnosti bi lahko katastrofični dogodki v smislu nenadnega hitrega zdrsa večjih količin grušča ogrozili tudi omenjeni naselji. Katastrofične dogodke bi lahko povzročili neugodni naravni pogoji, kot so dolgotrajno deževje in potresi ali kombinacija obojega.

Inženirsko-geološke raziskave z namenom odpravljati težave pri gradnji hitre ceste Razdrto–Podnanos so v zadnjem času na Rebrnicah pogoste. Aktualna je tudi tema o pobočnih procesih. Ker so omenjeni procesi neposredno vezani tudi na strukturno geološke elemente, bi bilo v prihodnje smiselno natančno strukturno geološko kartiranje celotnega pobočja Nanosa med Razdrtom in Vipavo. S tem bi pridobili podatke o natančnem poteku naravnice, o položaju in legi flišnih plasti, o tektonski deformiranosti kamnin ter vplivu aktivnega narivanja na nastajanje plazov.

Reasons and mechanism for soil sliding processes in the Rebrnice area, Vipava valley, SW Slovenia

Introduction

The Rebrnice area extends over the part of the southwest slope of the Nanos, between Podnanos and Razdrto. To the west, it proceeds to the Vipava Valley, to the southeast, to the Pivška kotlina basin. The area is crossed by a regional road. At the moment, a motorway section Razdrto–Podnanos is being built here. The area dealt with in the article stretches from the Nanos limestone walls to the flat land near Lozice, which is a part of the Upper Vipava Valley.

Today's geological structure of the broader area results from early Tertiary thrust tectonics (Placer, 1981). Cretaceous limestone is thrust on the Eocene flysch rocks. The belt of flysch rocks, going past the southern edge of the Nanos into the Vipava Valley, is a part of the Snežnik thrust sheet (Placer, 1981; Janež et al., 1997). The Hrušica nappe together with the Nanos as a part of it is then thrust into the rocks of the Snežnik thrust sheet. Because of physical weathering of the Upper Cretaceous rudist limestone, a large amount of limestone scree material has been formed and deposited on the underlying flysch rocks.

Recently, a lot of detailed geological investigations of the terrain have been conducted for the purposes of building the motorway. There are many problems concerning the building of some objects, such as digs and viaducts, because of unstable rock deposition. To consolidate them, expensive sustaining constructions have to be built.

With data, obtained from the engineering-geological mapping, and the ones gathered from the geomechanical wells, an engineering-geological map has been made. The purpose of mapping was to find out the expansion of scree material and the dip of the flysch rocks as well as to disclose the signs of scree fossil sliding. On the basis of the collected data it is possible to explain the dynamics and the mechanism of sliding processes.

An engineering-geological map

The Rebrnice area has never been dealt with as an independent unit in the literature separately although it has been included into the treatment of the Nanos and the Vipava Valley by many authors. Beside Hacquet (1789), who wrote about a huge amount of scree material in the Vipava Valley, there were many others who followed him later, dealing with the southern edge of the Nanos, taking into account broader area Stur (1858), Stache (1889), Kossmat (1905), Winkler (1924) and Limanovsky (1910). The geological situation of this area was also described while mapping the Basic Geological Map 1:100 000, as well as the Gorica (Buser, 1986) and the Postojna (Buser et al., 1967, Pleničar, 1970) map sheets. Many data were obtained from geological mapping of individual springs and its hinterlands in the High altitude karst area (Janež et al., 1997).

The area consists of part of the slope at the motorway section between 4.7 and 6.3 km, in width 2 km. Eocene rocks are developed in a typical flysch. Mainly, there alternate grey shalley marlstone and quartzitic and carbonatic sandstones. On few places outcrop thick layers of calcarenit and calcrudit as well as the layers of greenish grey claystone. The general dip inclines towards northeast, the rocks dip into the slope. With the exception of calcarenit and calcrudit, flysch layers are impermeable and form underground hidrogeological break for the Nanos karst water (Janež et al., 1997). Cretaceous limestones, of which the Nanos Plateau consists, are thrust on the Eocene rocks. The southwestern edge of the plateau is composed of the thick-layer organogenetic rudist limestone of the Upper Cretaceous, Senonian age (Buser, 1973). Both the thick limestone and the underlying

flysch layers dip into the north or northeast. Physical weathering and the Cretaceous limestone disintegration cause the formation of scree material, which is then deposited on the flysch rocks in the form of slope talus. Scree material, which can in some places be formed as breccia, covers approximately 2/3 of the area. From under the limestone walls, the zones of the tongue-shaped scree material, which forms the ridges or ribs, expand towards the valley. The thickness of sediment is difficult to determine on the terrain. As it can be concluded from relief configurations, it exceeds 30 m in some places. The position and contact of both Cretaceous and Eocene rocks and Quaternary slope sediments are shown in Figure 1. In it, the profile A–B can be seen on the engineering-geological map. It is located near the village Podgrič and is directed NE–SW. The thickness of scree material is measured in the VK-2 geomechanical well (Umek, 2000).

Scree material and breccia

Larger part of the Rebrnice area is covered with scree material and breccia. The processes occurring there depend on the contact of the sediments. There are very few outcrops on the terrain, hence a detailed description of scree is taken from geomechanical wells and profiles in larger digs. The wells located on scree material have perforated four main horizons (fig. 2). The upper horizon is composed of limestone scree, namely limestone fragments and blocks of different size. Scree is sometimes transformed into breccia. Sharp-edged limestone fragments are 5 to 15-centimetre large. There can also appear 0,2 to 2 metre large individual blocks in scree material. Limestone blocks and breccias are partly karstified or cavernous. Scree is usually sandy, silty or locally clayey, ranging from fair brown to grey. The density of usually permeabil scree is determined by clayey and silty grains. Hinterland water is not filtered before the bottom of that horizon. The thickness of the horizon changes significantly; in one of the wells, for instance, measures 45 metres. Downwards, there follows the second horizon, composed of mixed talus of flysch components and limestone. Inside it are found individual larger limestone blocks together with fragments of flysch sandstone. Mixed talus is usually more clayey than pure limestone scree. Water is filtered thro-

ugh more permeabil parts of the horizon. In-situ weathered flysch rocks, being partly semi solid rocks and partly disintegrated into clayey scree, form the third horizon. Marlstone and sandstone grains measure up to 5 cm. Also in this horizon is hinterland water filtered through more permeabil parts of it. Scree ranges from dark grey to dark brown. The lowest – fourth – horizon is of solid rock, composed of flysch marlstone, siltstone and fine-grained sandstones. In areas where flysch rocks are not covered with limestone scree and breccia, the upper two horizons are missing. They are replaced by clayey weathered residual of flysch rocks with fine flysch scree.

Hydrogeological characteristics of limestone scree and breccia change locally (Janež et al., 1997). Depending on gradation and the quantity of fine grains it is permeability that changes a lot. More permeabil scree consists of thick fragments of limestone which has fewer clayey and silty grains. In general, scree is of good permeability. Underground water flows into sediments between the more clayey zones, which are usually found either in the lower part of the upper limestone horizon or in the second horizon. This can also occur in numerous geomechanical wells. Therefore, water appears on the contact between scree and flysch. The contact is difficult to determine because it is found in the zone where scree limestone and flysch material are mixed. Underground water flows under scree, thus worsening the already bad geomechanical characteristics of the clayey zones. The flowing can be observed by numerous springs emerging in the lower parts of the scree cover (fig. 1).

Dynamics and reasons for sliding processes

Due to the position and extension of the sediments on the Rebrnice area, scree material moves in forms of various slope processes, which can be seen from the movements measured by means of inclinometer wells and by some recent landslides. Sliding has already caused the regional road deformations, the cracks on some new motorway sections and the damage on the objects in the village Lozice. The movements in geomechanical-inclinometer wells measure between a few millimetres and a maximum of 15 milimetres monthly. Taken into account are particularly the movements in the

VK-2, VK-3 and POL-I1 wells, all located on the objects The Polance Dig and the Na Polancah Viaduct (Umek, 2000, 2004). Approximately 500 metres southeast of Lozice, above the motorway, the Rebrnica landslide activated in spring 2001. Above the larger dig slid around 400,000 m³ of scree material. A shear plane was formed on the edge between scree material and flysch rocks. There formed up to 3-metre wide scarp high in the slope. The landslide was stopped by the anchor pile wall.

Limestone material, resulting from physical weathering of the Nanos southwestern edge limestone, is deposited on the underlying flysch rocks in the form of slope talus. Due to continuous increase of the quantity of material, slope talus starts to slide on the foundation because of gravity. In the upper part, it slides across the circular shear plane, resulting in numerous flat lands along the Rebrnice limestone walls. Slope talus, which is usually inclined by 45°, reached a horizontal position because of the circular sliding. In the hinterland, scree is formed simultaneously, hence the repeating of the processes. Younger slope talus pushes forward the older ones, which have meanwhile formed into breccias. Thus has the scree material slid downwards to the valley.

Causes for such sliding and minor movements are combine with one another. Firstly, the Rebrnice slope is moderately-inclined with the average slope inclination of 15–20°, which can already cause the sediment to slide because of gravity. More inclined is only upper part of the area, where slope talus is formed. Secondly, on the contact of scree and flysch rocks there appear clayey zones with bad geomechanical characteristics. Shear planes are formed there. Besides, underground water flowing in those zones, adds to the decrease of clay geomechanical solidity. Lastly, with building dips through scree ridges, the slope sediment stability above the motorway section is severely decreased.

Conclusion

Recent movements of large masses of limestone scree material and breccias are only a part of the sliding occurring already in the past. This can be seen from the tongue-shaped scree covers, which is typical of great regional landslides (fig. 1). Another consequence of fossil landslides is the mixing of

limestone fragments and the fragments of flysch rocks in the second horizon, on the contact between limestone scree and flysch. While sliding, weathered flysch rocks mixed with limestone fragments. If limestone scree had been normally deposited on the flysch, there would have been no mixed horizon. Clayey zones, appearing inside this horizon or just above it, enable the filtration of underground water, which also adds to the formation of shear planes. The influence of filtration of underground water on the formation of a shear plane can be seen in the VK-2, VK-3A and POL-I1 inclinometer wells. In the VK-3A well the movement at the depth of 15 metres was observed (Umek, 2004). The zone consists of partly damp clayey limestone scree and flysch with the brown clay in between. In the VK-2 well the movement occurred at the depth of 26 metres, in the zone of strongly clayey fine limestone scree. At the depth of 25.8 m the inflow of ground water was observed. At the depth of 26 m, the movement was measured in the POL-I1 well in the zone of clayey limestone scree and flysch with the insertion of reddish brown clay. The sediment is damp in some parts. In the same well, the inflow of hinterland water was observed at the depth of 29.7 m.

The mentioned landslides can be arranged in separate categories. According to the type of sliding material, they belong to soil landslides. They can be grouped under compact regional landslides due to their geological structure and the depth of a shear plane. The emersion of slides on the well-known shear plane is conditioned by oblong shear plane shape condition. With respect to the slide speed, they are slow-sliding. The shape of landslides is simple. According to the quantity of containable water the scree material belongs to dry material.

Although slow but active sliding in the Rebrnice area affects regional road and a motorway (Razdrto–Vipava), the villages Lozice and Podgrič are not under threat. This could, however, change in the future in case of catastrophes, such as a sudden quick slide of larger quantities of scree, caused by unfavourable natural conditions (e.g. long-lasting rainfalls, earthquakes or a combination of both).

There have been many engineerical-geological investigations carried out in the Rebrnice area to resolve the difficulties in building a motorway Razdrto–Podnanos.

Issues concerning slope processes are also topical. Due to the fact that the processes are directly interconnected with the structural geological elements, a detailed structural geological mapping of the whole slope of the Nanos from Razdrto to Vipava would be appropriate. Thus the data on the exact position of thrust plane, flysch bed position, tectonic rock deformation and the impact of activity thrusting on the formation of landslides would be obtained.

Literatura – References

- Buser, S. 1973: Tolmač za list Gorica. OGK 1 : 100.000 – Zvezni geol. zavod, 50 p. Beograd.
- Buser, S. 1986: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Gorica. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Postojna. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Hacquet, B. 1789: Oryctographia Carniolica oder Physikalische Erdbeschreibung des Herzogthums Krain, Istrien und zum Theil der benachbarten Länder, 91 pp., Leipzig.
- Janež, J., Čar, J., Habič, P. & Podobnik, R. 1997: Vodno bogastvo Visokega krasa. Ranljivost kraške podzemne vode Banjšic, Trnovskega gozda, Nanosa in Hrušice, Geologija d.o.o, 1–167, Idrija.
- Kossmat, F. 1905: Geologische Spezialkarte etc. Blatt: Heidenschaft und Adelsberg 1 : 75.000, Geol. R.-A., Wien.
- Limanovský, M. 1910: Wielkie przemieszenie mas skalnych w Dynarydach koło Postojny. – Raz. Wydz. pryr. Akad. Umiej. Serye 3, 109–171, Krakow.
- Placer, L. 1981: Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. – Geologija, 24/1, 27–60, Ljubljana.
- Pleničar, M. 1970: Tolmač za list Postojna. OGK 1 : 100.000 – Zvezni geol. zavod, 62 p. Beograd.
- Stache, G. 1889: Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. Abh. k.k. geol. 1–170, Wien.
- Stur, D. 1858: Das Isonzo – Thal von Flitsch abwärts bis Görts, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und Wochein. – Jahrb. Geol., 324–366, Wien.
- Umek, U. 2000: Geomehanska vrtina VK-2, vkop v P290. – GEOT d.d. Tehnološki park Gradbenega inštituta ZRMK, Ljubljana.
- Umek, U. 2004: Geomehanska vrtina VK-3A, vkop v P290, desno 12 m. – GEOT d.d. Tehnološki park Gradbenega inštituta ZRMK, Ljubljana.
- Umek, U. 2004: Geomehanska vrtina POL-II, viadukt Na Polancah. – GEOT d.d. Tehnološki park Gradbenega inštituta ZRMK, Ljubljana.
- Winkler, A. 1924: Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. Geol. Ges. 16, Wien.

Raziskave vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal in ranljivosti objektov z mikrotremorji

Study of the effects of local geological structure on seismic ground motion and building vulnerability with microtremors

Andrej GOSAR^{1,2}

¹Agencija RS za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo, Dunajska 47, SI-1000 Ljubljana
e-mail: andrej.gosar@gov.si

²Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Aškerčeva 12, SI-1000 Ljubljana

Ključne besede: mikrotremorji, ambientne vibracije, metoda spektralnih razmerij (HVSR), mikrorajonizacija, ojačanje potresnega nihanja tal, potresna ranljivost objektov
Key words: ambient vibrations, spectral ratio method (HVSR), microzonation, seismic ground motion amplification, seismic building vulnerability

Izvleček

Primeri številnih potresov v zadnjih desetletjih so pokazali, da je bil vpliv lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal pogosto podcenjen. Med metodami za ocenjevanje tovrstnih vplivov so se zelo uveljavili mikrotremorji. Metoda temelji na meritvah tresljajev naravnega in umetnega izvora. Spektralno razmerje med njihovim zapisom na horizontalni in vertikalni komponenti podaja lastno frekvenco sedimentov, ki so odloženi na skalni podlagi. Z meritvami v zgradbah pa ocenjujemo osnovne frekvence nihanja in tako določimo območje povečane ranljivosti objektov. S primerjanjem kart lastne frekvence sedimentov in meritev v zgradbah naredimo kvantitativno mikrorajonizacijo urbanih območij in določimo območja, kjer obstaja nevarnost resonance med tlemi in objekti. V Sloveniji izvajamo raziskave z mikrotremorji v okviru projekta NATO Znanost za mir. Z meritvami v mreži točk 200 m x 200 m poteka izdelava nove mikrorajonizacije območja Ljubljane. V Bovški kotlini smo z meritvami mikrotremorjev ugotovili, da so nekatere hude poškodbe objektov ob potresih 1998 in 2004 posledica resonančnih učinkov med tlemi in objekti. Na območju Ilirske Bistrice se je prav tako pokazalo, da se večina objektov poškodovanih ob potresih nahaja v frekvenčnem območju nihanja tal, ki se ujema s frekvenčnim območjem največje ranljivosti objektov.

Abstract

Examples of several earthquakes in last decades have shown that the influence of local geological structure (site effects) on seismic ground motion was often underestimated; the effects of the earthquake were therefore greater than expected. Especially dangerous is the situation when both the fundamental frequency of sediments and of structures are similar and a resonance occurs. Among the other methods for assessing the effects of local geology the use of microtremors achieved a recognition in the last decade. The method is based on measurements of ambient vibration of natural and artificial origin with three-component sensor. Spectral ratio between the records on horizontal and vertical component yield fundamental frequency of soft sediments deposited over hard bedrock. By measurements inside buildings the main building frequency in longitudinal and transverse direction and consequently the range of increased vulnerability is determined. By comparison of the fundamental frequency map of sediments and measurements inside buildings, we can perform quantitative microzonation of urbane areas and identify areas where the danger of soil-structure resonance exists. In Slovenia microtremors investigations are carried out in the frame of a NATO Science for peace project. By measurements in a very dense grid of 200 m x 200 m a new microzonation of Ljubljana will be performed. In the Bovec basin, where the site effects were very prominent during 1998 and 2004 damaging earthquakes, we found out that relative high damage to some buildings were caused by soil-structure resonance effects. In Ilirska Bistrica, which is one of the most seismically active regions in Slovenia, we also established that most of the buildings damaged during stronger earthquakes are located in areas characterised by the fundamental frequency of soil which coincide with the range of the main building frequencies.

Uvod

V zadnjih dveh desetletjih je seizmologija močno napredovala pri razumevanju vpliva lokalne geološke zgradbe na nihanje tal in na učinke potresov. Temu so botrovali nekateri potresi pri katerih so bili lokalni učinki zelo izraziti, predvsem pa razvoj novih metod za njihovo vrednotenje. Najbolj znan je primer potresa leta 1985 magnitude 8,1, ki je katastrofalno prizadel Mexico City (10.000 mrtvih, 6 milijard dolarjev škode), čeprav je bilo žarišče potresa ob tihomorski obali Mehike oddaljeno od mesta kar 400 km (Reiter, 1990). Do posebej močnega ojačanja nihanja tal v območju frekvenc, ki so rušilne za visoke (5 do 15 nadstropne) zgradbe je prišlo le v predelu mesta, ki je zgrajen na sedimentih izsušenega jezera. Učinki potresa le nekaj kilometrov stran, kjer so tla iz magmatskih kamnin pa so bili zanemarljivi. Podobno je potres magnitude 7,1 leta 1908 na Siciliji porušil kar 95 % zgradb v Messini (več kot 82.000 mrtvih), medtem ko so bile zgradbe zgrajene na trdni skali le malo poškodovane.

Tudi pri obeh potresih v Posočju leta 1998 in 2004 lahko velike razlike v poškodbah objektov na območju Bovca, Kala-Koritnice, Čezsoče, Drežnice in Drežniških Raven pripišemo le delno različni kvaliteti gradnje in zato različni potresni odpornosti objektov, precej večji pa je bil domnevno vpliv ojačanja potresnih valov v sedimentih, oziroma resonanci med tlemi in objekti. To so potrdile tudi raziskave opravljene po obeh potresih (Gosar et al., 2001; Gosar, 2007).

Regionalne (državne) karte potresne nevarnosti zaradi velikega merila ne morejo upoštevati vplivov lokalne geološke zgradbe, zato je na njih veličina (intenziteta ali pospešek), ki opredeljuje potresno nevarnost, ocenjena za trdno geološko podlago (skalo). Lokalne vplive pa kažejo karte potresne mikrorajonizacije, ki na območjih z mehkejšimi sedimenti na površju (na takih je zgrajena večina naselij), dopolnjujejo karto potresne nevarnosti (Reiter, 1990). Za posebne objekte (šole, bolnice, elektrarne itd.), katerih porušitev ali poškodba bi imela hude posledice, pa je pred gradnjo potrebno opraviti posebne študije. Metode mikrorajonizacije so se v zadnjih petdesetih letih precej spreminjale od kvalitativnih do vedno bolj kvantitativnih (Pitilakis, 2004). Dolgo časa so mislili, da zadostuje podrobna geološka karta, s pomočjo katere

ločimo sedimente glede na njihovo trdoto in če je mogoče tudi debelino ter ocenimo t.i. prirastek seizmične stopnje, ki pove za koliko bo intenziteta na neki lokaciji večja kot na primerjalnih skalnih tleh. Sledile so metode, ki so uporabljale vsaj en količinski podatek. Navadno je bila to hitrost širjenja strižnega valovanja v vrhnjih nekaj desetih metrih, kar so določili z razmeroma dragimi seizmičnimi meritvami. Primeri številnih potresov pa so pokazali, da učinki niso odvisni le od lastnosti tal v katerih je objekt temeljen ali v zgornji plasti debeline nekaj deset metrov, ampak da pogosto na nihanje tal vpliva celoten paket sedimentov do skalne podlage. Temu spoznanju je sledil razvoj številnih kvantitativnih metod vrednotenja vpliva lokalne geološke zgradbe.

Metode vrednotenja vpliva lokalne geološke zgradbe na nihanje tal ob potresu

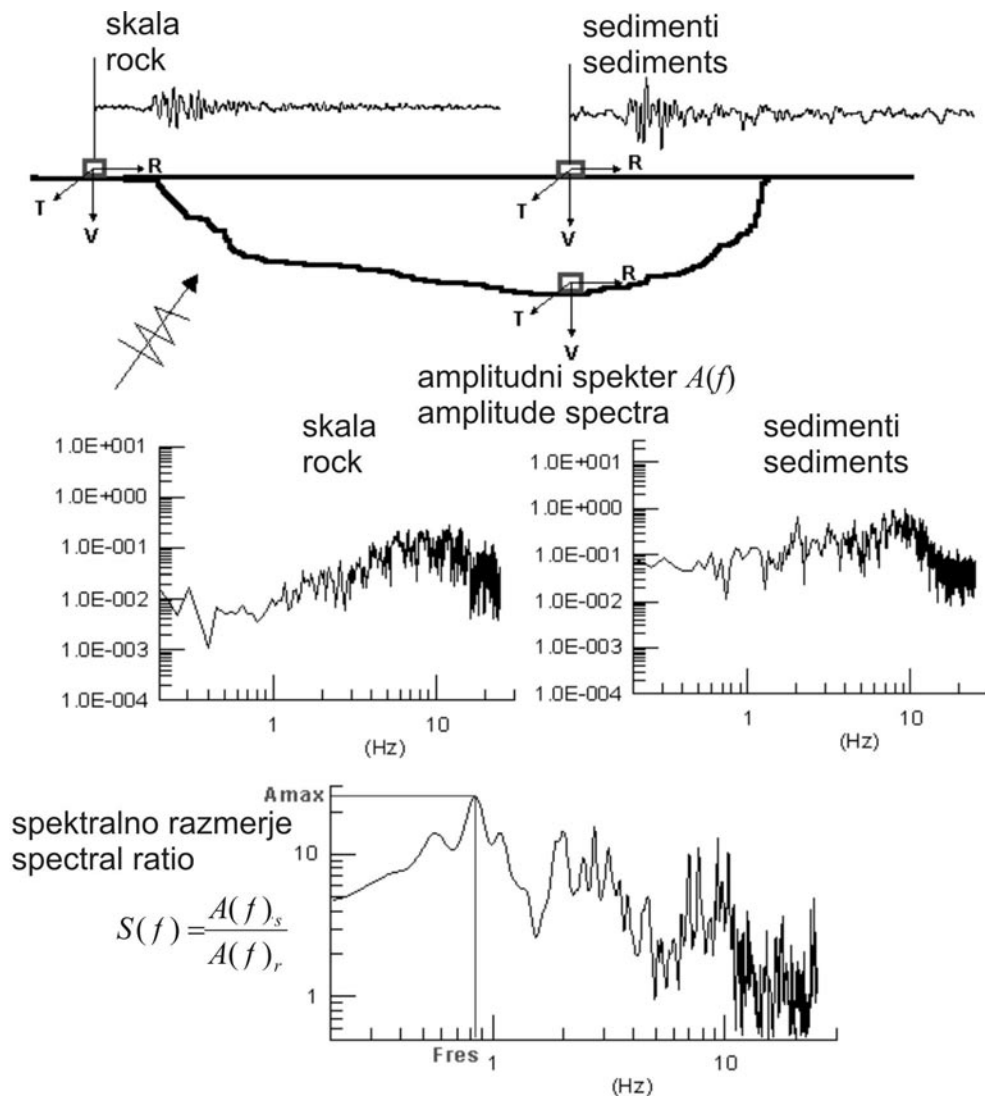
Kakšno bo nihanje tal v neki točki na površju zaradi potresa je odvisno a) od žariščnih lastnosti potresa (magnituda; žariščni mehanizem, ki pove kako potresna energija seva iz žarišča potresa), b) od regionalne geološke zgradbe, ki jo potresni valovi prepotujejo in c) od vplivov lokalne geološke zgradbe oziroma mehkejših sedimentov, ki ležijo na skalni podlagi (Pitilakis, 2004). Ko se potresno valovanje približuje površju in prehaja iz trših kamnin v mehkejše sedimente, se amplituda (premik, hitrost ali pospešek) nihanja spremeni v odvisnosti od razlike v akustični impedanci (zmnožek hitrosti valovanja in gostote) in se poveča v mehkejših, manj gostih sedimentih. Poleg tega pa prihaja na mejah kamnin z večjo razliko v akustični impedanci tudi do nastanka površinskih valov ter do ujetja valovanja v površinski plasti. Zato so amplitude in trajanje nihanja tal v dolinah in kotlinah, zapolnjenih s sedimenti, znatno večje kot na skali na njihovem obrobju (Kramer, 1996).

Metoda referenčne točke

Najboljše podatke o tem, za koliko je nihanje tal na sedimentih močnejše kot na skali, lahko dobimo, če postavimo en seizmograf na skalo v bližini roba kotline ali doline (referenčna točka), enega ali več seizmografov pa na različne lokacije na sedimentih (slika 1) in čakamo, da se zgodi potres, ki pa mora biti dovolj oddaljen, da lahko vpliv

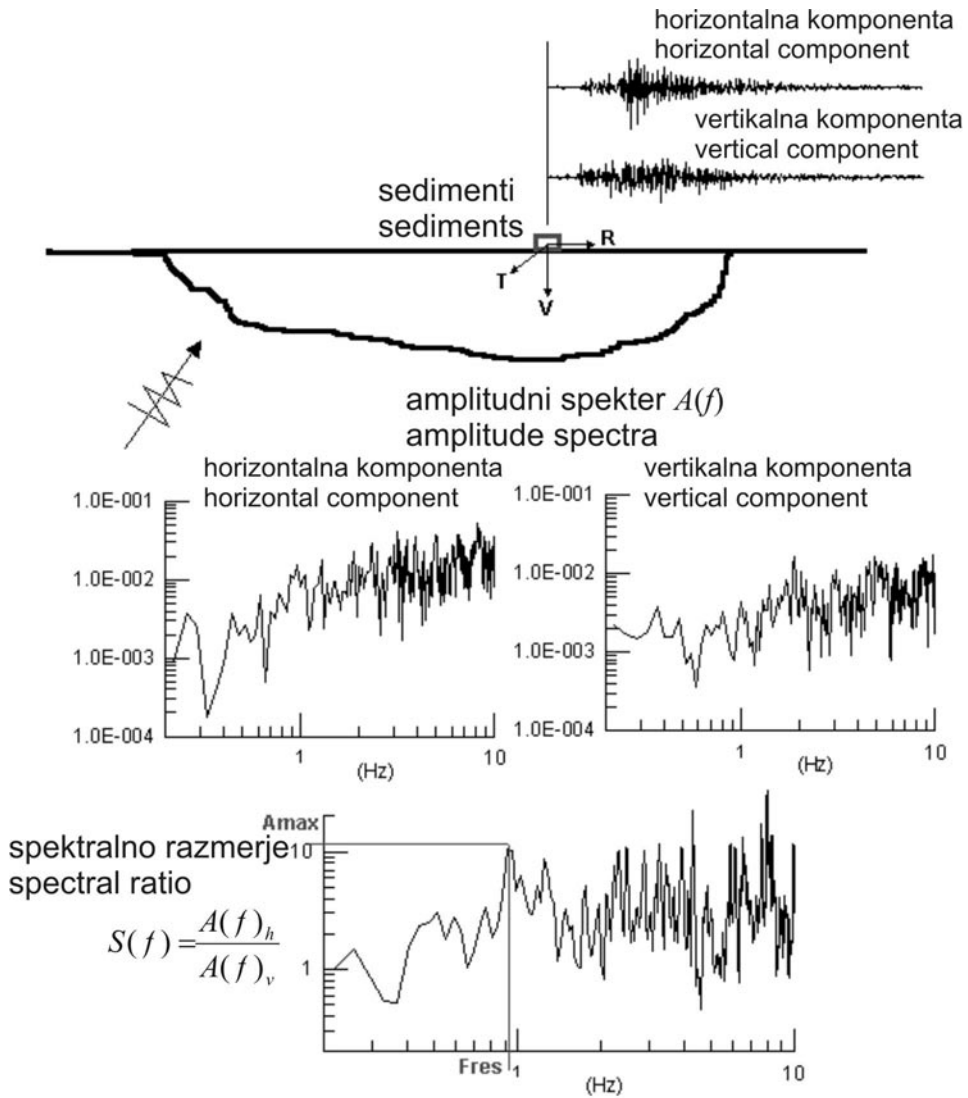
žarišča in regionalne poti zanemarimo (Borcherd, 1970). S primerjavo zapisov na sedimentih in na skali oziroma z izračunom razmerja njihovih amplitudnih spektrov dobimo zelo dobre podatke za koliko nihajo tla močnejše na sedimentih pri različnih frekvencah. Če imamo na raziskovanem območju vrtno, ki sega skozi sedimente do skalne podlage, lahko namestimo poseben seizmometer na njenem dnu in primerjamo zapis potresa s površine s tistim iz vrtnice (sli-

ka 2). Kljub temu, da daje metoda referenčne točke zelo dobre podatke, ima nekaj večjih pomanjkljivosti (Pitilakis, 2004). Prva je, da moramo na območjih, kjer je malo potresov postaviti seizmografe za zelo dolgo časa in potem čakati, da se bo zgodil primeren potres. Druga je, da navadno nimamo na voljo dovolj velikega števila seizmografov, ki bi jih lahko postavili na različne lokacije in je število točk, kjer lahko meritve izvedemo navadno precej omejeno. Tretja pomanjklji-



Slika 1. Metoda referenčne točke, pri kateri primerjamo zapis potresa v kotlini zapolnjeni s sedimenti z zapisom na skali na obrobju ali v podlagi sedimentov (Pitilakis, 2004).

Fig. 1. Reference point method is based on comparison of seismogram recorded within the sedimentary basin with the one recorded at outcropping rock site or at the bedrock of sediments.



Slika 2. Metoda spektralnega razmerja med zapisom potresa na horizontalni in vertikalni komponenti na eni sami potresni opazovalnici, ki je postavljena na sedimentih (Pitilakis, 2004).

Fig. 2. Method of spectral ratio between horizontal to vertical component of an earthquake recorded at single seismological station laying on sediments.

vost pa je, da je pogosto težko najti dobro referenčno lokacijo, kjer ne bi bilo nobenih lokalnih vplivov (preperina na površini, vpliv topografije).

Metoda spektralnega razmerja

Če ni na voljo ustrezne referenčne točke, se lahko temu problemu izognemo z uporabo metode spektralnega razmerja med horizontalno in vertikalno komponento se-

izmičnega zapisa na eni sami točki (Lermo & Chavez-Garcia, 1993). Osnovna predpostavka te metode je, da je na območjih, kjer so plasti vodoravne, na vertikalni komponenti seizmičnega zapisa ne zaznamo nobenega vpliva lokalne geološke zgradbe, ki pa je prisoten na obeh horizontalnih komponentah (slika 2).

Skupna pomanjkljivost obeh metod je, da moramo v območjih z zmerno seizmičnostjo, kot je tudi Slovenija, navadno čakati

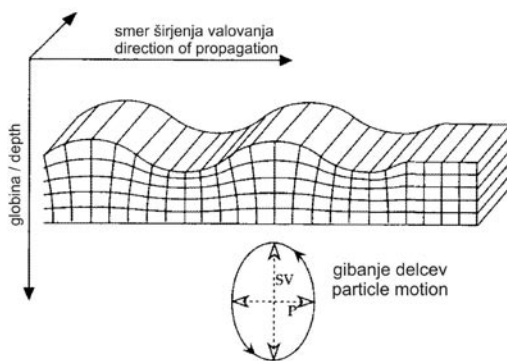
precej dolgo, da dobimo primeren zapis potresa za analizo. Zato so se v zadnjih dveh desetletjih pojavile tudi druge metode, med katerimi se je najbolj uveljavila metoda mikrotremorjev.

Metoda mikrotremorjev

Z izrazom mikrotremorji označujemo stalno šibko tresenje tal ali seizmični nemir, ki je naravnega ali umetnega izvora. Naravne vibracije povzročajo morski valovi, ki butajo ob obalo, reke, slapovi in veter; umetne pa predvsem industrija in promet. Čeprav so že prej domnevali, da so lastnosti mikrotremorjev povezane z lokalno geološko zgradbo, sta šele Nogoshi in Igarasi (1971) predlagala metodo, pri kateri iz spektralnega razmerja med horizontalno in vertikalno komponento zapisa mikrotremorjev določimo lastno frekvenco sedimentov. Kljub temu se metoda v praksi ni uveljavila do leta 1989, ko je Nakamura (1989) objavil članek, zaradi katerega nekateri imenujejo to metodo po njem. Metoda mikrotremorjev je v osnovi enaka zgoraj opisani metodi spektralnega razmerja, le da namesto podatkov potresa uporabimo kar seizmični nemir, kar bistveno poveča mersko učinkovitost, saj lahko v kratkem času izvedemo meritve na velikem številu lokacij, kar prej ni bilo mogoče (Bard, 1999). Kljub nekaterim kritikam, se je zato metoda v zadnjih petnajstih letih v praksi zelo uveljavila in ji večina danes priznava uspešnost. Zanimivo je, da teoretično ozadje te metode še vedno ni povsem pojasnjeno in obstojata vsaj dve različni razlagi povezave spektralnega razmerja horizontalne in vertikalne komponente mikrotremorjev z lastno frekvenco sedimentov. Prav to in pa dejstvo, da dolgo ni bilo enotnega pristopa k izvedbi meritev in njihovi obdelavi, pa so bili glavni argumenti kritikov te metode (Mucciareli & Gallipoli, 2001). Ko pa so v okviru Evropskega projekta SESAME zelo podrobno raziskali vse okoliščine uporabe mikrotremorjev ter izdelali smernice za pravilno izvedbo, obdelavo in vrednotenje meritev (SESAME, 2004) ter zaradi očitnih prednosti tovrstnih raziskav, je bilo njenih nasprotnikov vedno manj.

Teoretično ozadje spektralnega razmerja mikrotremorjev

Razlaga Nogoshija in Igarasija (1971) temelji na predpostavki, da sestavljajo mi-



Slika 3. Rayleighjevi potresni valovi so glavna komponenta mikrotremorjev. Delci krožijo po eliptični poti v navpični ravnini.

Fig. 3. Rayleigh seismic waves are main component of microtremors. The particle motion is elliptical in a vertical plane.

krotremorje v veliki meri površinski seizmični valovi in sicer predvsem Rayleighjevi valovi. Za te valove je značilno precej zapleteno nihanje delcev tal, ki opisujejo eliptično pot v navpični ravnini (slika 3). V seizmologiji so površinski valovi zelo pomembni, ker imajo večje amplitude od sicer hitrejših prostorskih valov ter zato ob potresu povzročijo največ škode. Iz predpostavke Nogoshija in Igarasija (Bard, 1999) sledi:

- spektralno razmerje horizontalne in vertikalne komponente (H/V) odraža predvsem eliptičnost Rayleighjevih valov, ki prevladujejo v vertikalni komponenti zapisa,
- eliptičnost je odvisna od frekvence valovanja in v primeru, da je kontrast v akustični impedanci med plastjo sedimentov na površini in skalno podlago velik, pokaže H/V izrazit vrh pri lastni frekvenci plasti sedimentov,
- do vrha v H/V razmerju pride zaradi tega, ker je smer v kateri krožijo delci pri Rayleighjevem valovanju odvisna od frekvence. Pri nizkih frekvencah je nasprotna smeri širjenja valovanja, pri visokih frekvencah pa enaka smeri širjenja. V ozkem vmesnem območju, ki ustreza lastni frekvenci sedimentne plasti pa nihanje delcev v vertikalni smeri izgine, kar se odrazi v izrazitem vrhu v H/V razmerju.

Razlaga Nakamure (1989; 2000) pa temelji na predpostavki, da se v mehki plasti sedimentov vpliv površinskih valov tako zmanjša, da ga lahko zanemarimo in je zato

spektralno razmerje H/V odvisno le od prostorskih, predvsem horizontalno polariziranih strižnih (SH) valov, ki se ujamejo v površinski plasti in zato registrirajo predvsem na horizontalnih komponentah, na vertikalni komponenti pa skoraj nič. Spektralno razmerje H/V tako neposredno pomeni prenosno funkcijo sedimentov za S-valove.

V kasnejših modelnih raziskavah so se precej ukvarjali z deležem površinskih in prostorskih seizmičnih valov v spektralnem razmerju H/V in dali prednost razlagi z Rayleighjevimi valovi (Bonneyoy-Claudet et al., 2006).

Raziskave z mikrotremorji

Meritve

Za meritve mikrotremorjev lahko uporabljamo običajne širokopasovne trikomponentne senzorje in seizmografe, ki jih sicer uporabljamo v seizmologiji za registracijo potresov. Izkazalo pa se je, da so kabli s katerimi povežemo senzor, seizmograf in vir napajanja pogosto vir mehanskih in električnih motenj. Dodatna težava je v dolgem času, ki ga po premikanju ali prevozu potrebujejo seizmološki senzorji, da se umirijo in so pripravljene za meritve. Zato so razvili posebne seizmografe za meritve mikrotremorjev (slika 4) pri katerih so vsi elementi: elektrodinamični senzor, regulator in napajalne baterije integrirani v skupno ohišje.



Slika 4. Seizmograf za meritve mikrotremorjev Tromino.

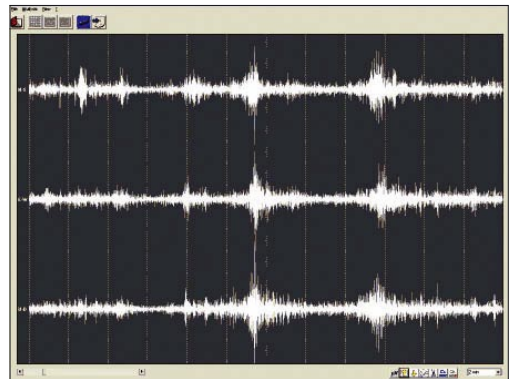
Fig. 4. Seismograph Tromino for measurements of microtremors.

Težav s povezovalnimi kabli zato ni, zaradi majhne teže (1,1 kg) pa je celotna naprava tudi lahko prenosljiva. Pri svojih raziskavah uporabljamo šest seizmografov Tromino (Micromed, 2005).

Zelo pomemben je dober stik senzorja s tlemi in njegov horizontalni položaj. Zato ima Tromino konice, ki jih privijemo v dno ohišja in pa libelo. Za določitev položaja in sinhronizacijo notranje ure ima vgrajen GPS sprejemnik. Meritev na posamezni točki traja navadno 20 minut, kar omogoča analizo podatkov do frekvence okoli 0,5 Hz, kar je tudi spodnja meja za vgrajen senzor. Če želimo izdelati karto lastne frekvence sedimentov, je priporočljivo izvajati meritve v mreži z gostoto 200–250 m. Pri meritvah se moramo izogibati močnejšemu vetru, dežju, bližini rek, industrijskim obratom in prometnejšim cestam, ki vnašajo preveč nezaželenih tresljajev (SESAME, 2004). Zato se izogibamo tudi gozdu in posameznim drevesom, ker se nihanje drevov v vetru preko korenin prenaša v tla.

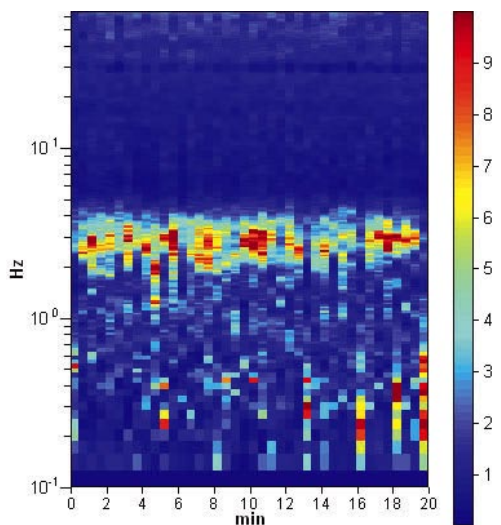
Obdelava podatkov

Zapise seizmičnega nemira (slika 5) najprej vizualno pregledamo in opredelimo območja posameznih močnejših motenj, ko je na primer mimo peljal tovornjak ali podobno. Celoten 20 minut dolg zapis razdelimo v 40 oken, dolgih po 30 sekund, in izločimo tista okna, kjer so močnejše kratkotrajnejše motnje. S Fourierjevo transformacijo izra-



Slika 5. Seizmični zapis mikrotremorjev na dveh vodoravnih (N–S in E–W) in vertikalni (U–D) komponenti.

Fig. 5. Seismic record of microtremors on two horizontal (N–S in E–W) and vertical (U–D) component.



Slika 6. Barvno kodirano razmerje horizontalne in vertikalne komponente za 30 s dolge odseke seizmičnega zapisa.

Fig. 6. Colour coded plot of horizontal to vertical spectral ratios for 30 s long windows of seismic record.

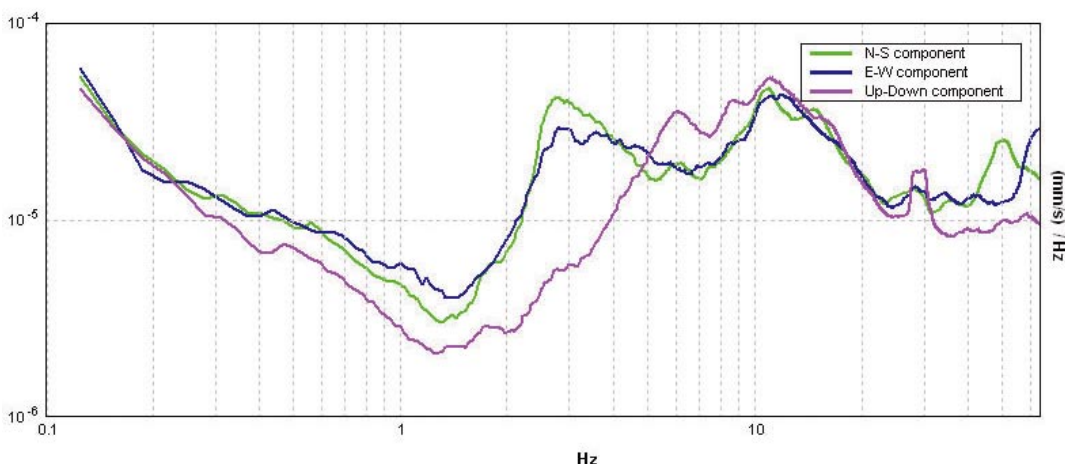
čunamo nato za vsa okna amplitudne spektre za vsako komponento posebej. Razmerje geometrijskega povprečja obeh horizontalnih komponent in vertikalne komponente prikažemo na diagramu, kjer so za vseh 40 oken z različnimi barvami prikazana amplituda razmerja v odvisnosti od frekvence (slika 6). Tu lahko iz obdelave izločimo odseke z močnejšimi motnjami, ki se kažejo kot visoke

amplitude (na sliki 6 so to posamezni pasovi visokih amplitud (rdeče) pod 1 Hz). Nato izračunamo povprečne amplitudne spektre za vse tri komponente (slika 7), ki pokažejo, da je amplituda mikrotremorjev na vertikalni komponenti v frekvenčnem območju med 1,5 in 4,5 Hz znatno manjša kot na obeh horizontalnih komponentah. Zato se na povprečnem spektralnem razmerju med horizontalnima in vertikalnima komponentama (HVSR – horizontal to vertical spectral ratio) v tem območju pokaže izrazit vrh (2,8 Hz na sliki 8). Frekvenca pri kateri ima krivulja vrh, ustreza lastni frekvenci paketa sedimentov do prve izrazite geološke meje oziroma do izrazitega kontrasta v akustični impedanci kamnine. Amplituda tega vrha je odvisna predvsem od impedančnega kontrasta in ne podaja faktorja ojačanja. Primerjava meritev z metodo referenčne točke je pokazala, da je vršna amplituda spektralnega razmerja mikrotremorjev v splošnem manjša od dejanskega ojačanja potresnih valov in lahko torej predstavlja le grobo oceno njegove spodnje meje (SESAME, 2004).

Z metodo spektralnega razmera mikrotremorjev lahko torej opredelimo predvsem lastno frekvenco sedimentov, torej pri kateri frekvenci bo prišlo do ojačanja potresnih valov.

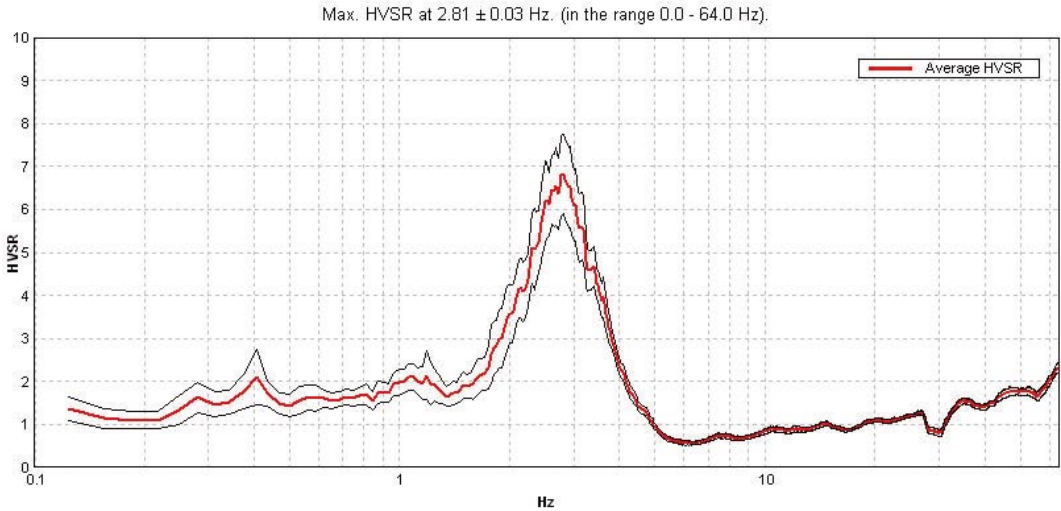
Meritve v zgradbah

Različno visoke zgradbe imajo različno lastno frekvenco nihanja. Poleg višine (šte-



Slika 7. Krivulje amplitudnih spektrov, na katerih se jasno vidi razlika med horizontalnima in vertikalno komponento.

Fig. 7. Amplitude spectral curves clearly shows the difference between horizontal and the vertical components.



Slika 8. Povprečna krivulja spektralnega razmerja horizontalne in vertikalne komponente z 95 % intervalom zaupanja. Izrazit vrh podaja lastno frekvenco sedimentov.

Fig. 8. Average spectral ratio of horizontal to vertical component with 95 % confidence interval. Prominent peak gives the fundamental frequency of sediments.

vila nadstropij) pa na to vpliva tudi vrsta gradnje (opeka, armiran beton itd.) in oblika zgradbe. Ocena lastnih frekvenc objekta v različnih smereh nihanja pa ni preprosta niti za objekte za katere imamo dobro dokumentacijo (n. pr. Kreslin et al., 2006). Metoda mikrotremorjev se je v zadnjih letih zato uveljavila tudi pri ocenjevanju lastnih frekvenc nihanja objektov v vzdolžni in prečni smeri (Gallipoli et al., 2004). Skupaj z meritvami na prostem površju v bližini stavbe, s katerimi ugotovimo lastno frekvenco sedimentov lahko tako na dokaj preprost način ugotovimo ali obstoja nevarnost resonance med tlemi in objektom.

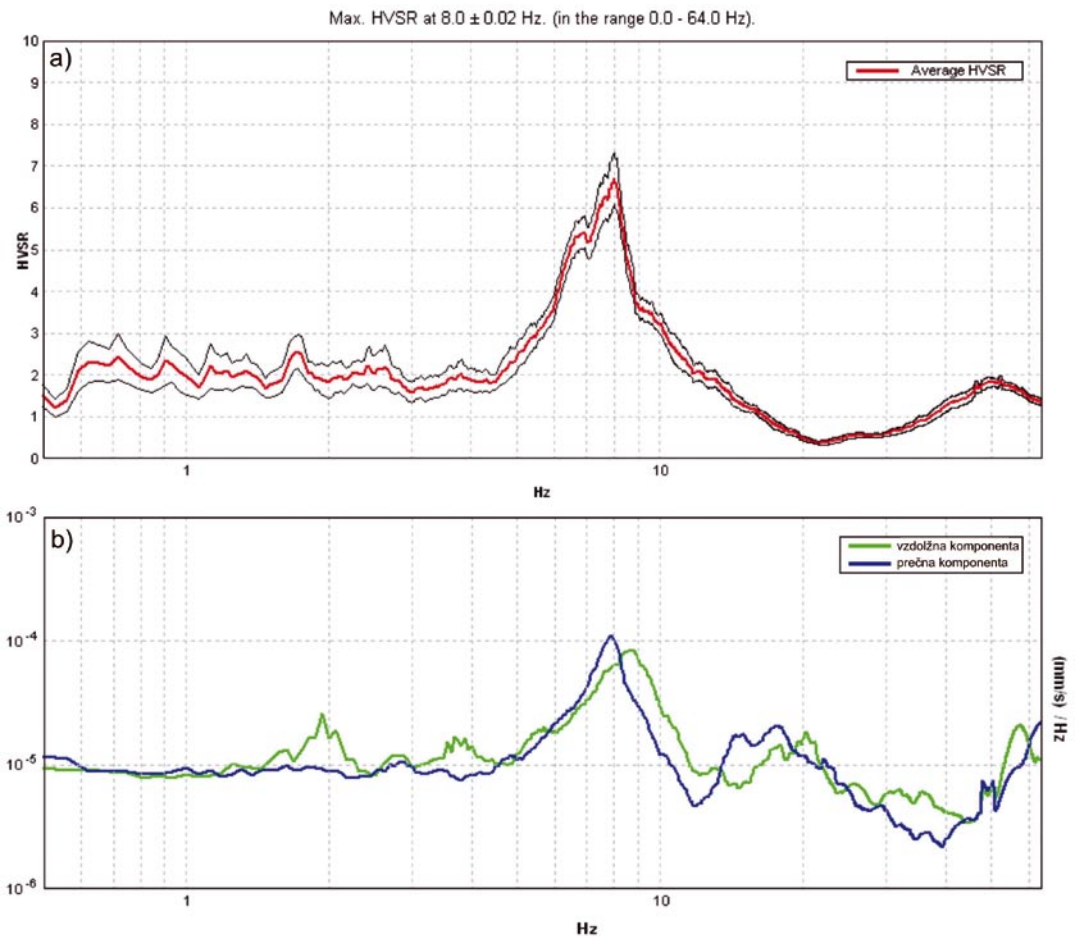
Meritve v zgradbah izvedemo v vsaki etaži posebej. Za oceno osnovne frekvence nihanja lahko uporabimo kar amplitudni spekter ali pa razmerje spektrov zapisov iz višjih nadstropij proti tistemu iz pritličja ali kleti. Primer amplitudnega spektra dvonadstropne hiše je na sliki 9b. Oba vrhova jasno odražata vzdolžno (8,5 Hz) in prečno (7,8 Hz) osnovno frekvenco objekta. Meritve na prostem površju so pokazale izrazit vrh v spektralnem razmerju pri 8 Hz in amplitudo 6,5 (slika 9a). Zaradi bližine vseh treh vrhov je nevarnost resonance med tlemi in objektom torej precejšnja. Raziskave v Bovški kotlini so pokazale (Gosar, 2007), da lahko precejšen del močnejših poškodb ob potresih 1998 in 2004 pripišemo prav resonanci med tlemi in objektom.

V Italiji je bilo opravljenih nekaj meritev mikrotremorjev v objektih, ki jih je kasneje prizadel močan potres. S ponovnimi meritvami v poškodovanih zgradbah so ugotovili premik osnovnih frekvenc nihanja zgradbe proti nižjim vrednostim, kar je posledica strukturnih poškodb (Gallipoli et al., 2004). Eden od namenov sistematičnih meritev mikrotremorjev v zgradbah je torej tudi pridobiti referenčne podatke, ki jih bomo v primeru močnejšega potresa lahko primerjali z meritvami v objektih, ki jih bo poškodoval potres.

Raziskave v Sloveniji

Raziskave z mikrotremorji izvajamo v Sloveniji v okviru mednarodnega projekta NATO Znanost za mir (Science for Peace): *Assessment of seismic site amplification and seismic building vulnerability in Macedonia, Croatia and Slovenia*. V projektu sodelujejo: iz Italije Univerza iz Bazilikate (Potenza) in Univerza iz Siene, iz Makedonije skopski Inštitut za potresno inženirstvo in inženirsko seizmologijo, iz Hrvaške Univerza v Zagrebu ter iz Slovenije Agencija RS za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo.

V okviru projekta bo po enotni metodologiji izdelana podrobna seizmična rajonizacija urbanih območij v različnih državah, ki bo opredelila tako lastno frekvenco sedi-



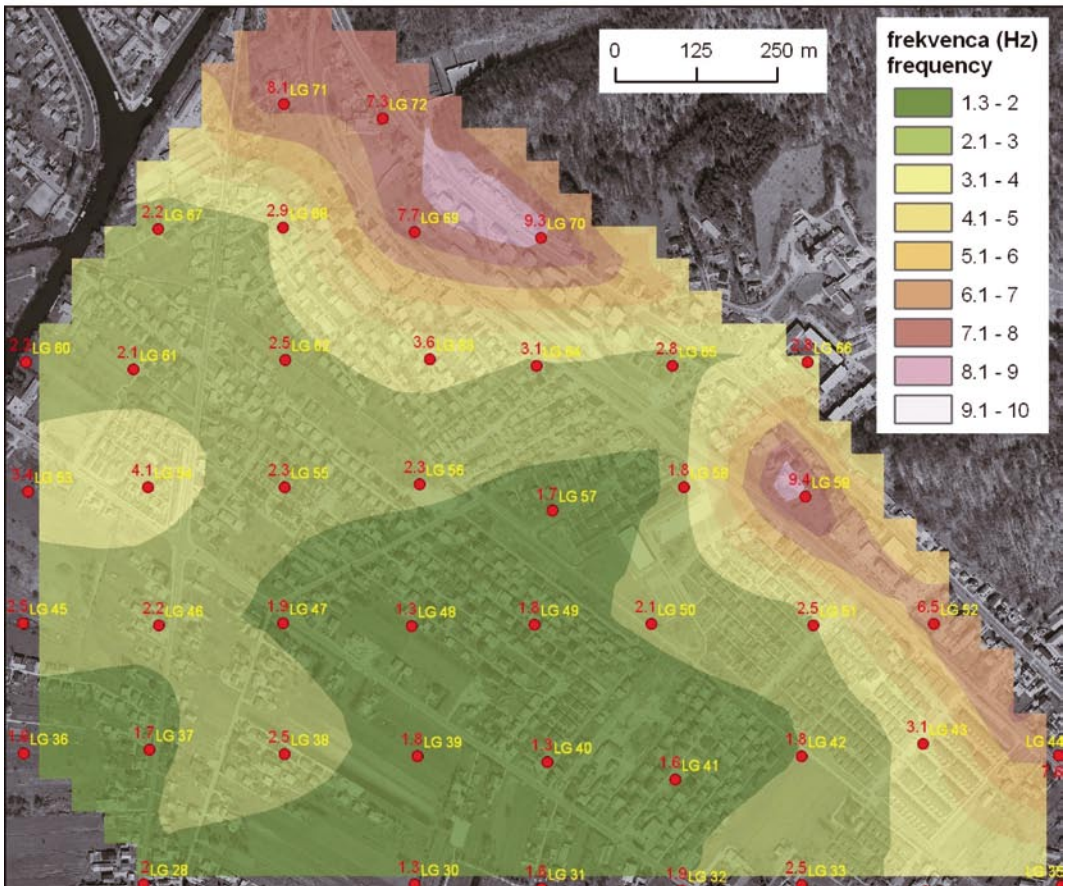
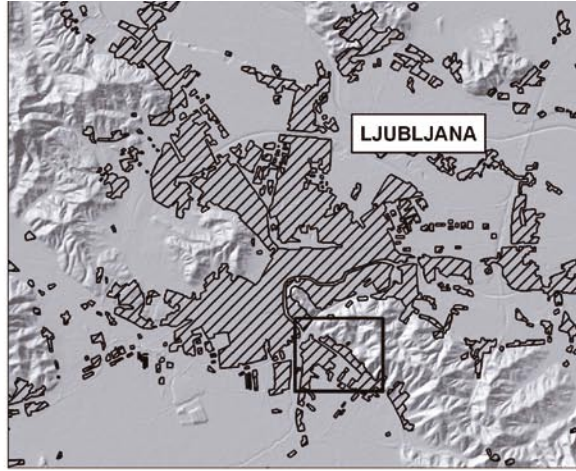
Slika 9. Primerjava spektralnega razmerja meritev na prostem površju (a) in amplitudnega spektra meritev v zgradbi (b), ki zaradi podobnih vrednosti vrhov kaže na nevarnost resonance med sedimenti in objektom.

Fig. 9. Comparison between spectral ratio for free-field measurements (a) and amplitude spectra for measurements in building (b). Since all peaks occur at similar values, is the danger of resonance between sediments and structure considerable.

mentov kakor tudi izbranih objektov in tako omogočila določitev nevarnih območij resonance med tlemi in objekti, ki lahko znatno poveča poškodbe ob potresu. V Sloveniji so raziskave usmerjene na tri območja s povečano potresno nevarnostjo in sicer Ljubljano, Bovško kotlino in Ilirsko Bistrico.

Na območju Mestne občine Ljubljana potekajo najboljše raziskave, saj bodo meritve izvedene na več kot 1100 točkah v mreži gostote 200 m x 200 m ter v več kot 150 zgradbah (Zupančič et al., 2006). Do začetka leta 2007 je bila narejena izmera na več kot 700 točkah na prostem površju (celotni južni in zahodni del Ljubljane) in v okoli 100 zgradbah. Cilj je izdelava nove

karte potresne mikrorajonizacije, opredelitev območij z nevarnostjo resonance med tlemi in objekti ter pridobitev obsežne baze podatkov meritev v zgradbah. Prejšnja karta potresne mikrorajonizacije Ljubljane je bila izdelana v začetku sedemdesetih let prejšnjega stoletja (Lapajne, 1970) po danes zastareli metodologiji seizmičnih prirastkov (Medvedev, 1965) na podlagi seizmičnih refrakcijskih meritev hitrosti P-valov. Kasneje je bila izdelana še mikrorajonizacija po standardu Eurocode 8, ki določa danes uveljavljene faktorje za različne vrste tal (Zupančič et al., 2004). Kar pa pri tem ni bilo novih terenskih raziskav, je karta namenjena le za uporabo v



Slika 10. Karta lastne frekvence sedimentov za območje Galjevica v južnem delu Ljubljane, ki kaže dobro korelacijo med debelino sedimentov, ki narašča proti jugozahodu in zmanjševanjem frekvence v isti smeri.

Fig. 10. Map of fundamental frequency of sediments for Galjevica in the southern part of Ljubljana. There is a good correlation between thickness of sediments which increases towards the south-west and decrease of frequency in the same direction.

civilni zaščiti, ne pa tudi za projektiranje. Del karte lastne frekvence izdelan na podlagi mikrotremorjev za območje Galjevice je prikazan na sliki 10 (Lenart, 2006). Na karti prikazano nižanje lastne frekvence od 9,4 Hz do 1,3 Hz odraža povečevanje debeline sedimentov Ljubljanskega barja od Golovca, kjer permokarbonska podlaga izdaja, proti jugozahodu do globine 35 m, kar je ugotovljeno z geofizikalnimi raziskavami in vrtnjem.

Potresa 1998 in 2004 v zgornjem Posočju sta povzročila v Bovški kotlini poškodbe na številnih objektih, ki pa so bile razporejene zelo neenakomerno. Tega ne moremo razložiti le z različno potresno odpornostjo objektov, saj so bile ponekod novejša hiša, ki so praviloma grajene po boljših (novejših) predpisih potresno odporne gradnje bolj poškodovane od starejših. Zato lahko del precejšnjih razlik v učinkih potresa pripišemo predvsem vplivom lokalne geološke zgradbe. Preliminarne raziskave z mikrotremorji in modeliranjem na podlagi podatkov geofizikalnih raziskav po potresu 1998 so potrdile da je na nekaterih območjih verjetnost resonance med tlemi in objekti velika (Gosar et al., 2001). Zato smo raziskave nadaljevali v okviru NATO projekta in izmerili 124 točk na prostem površju v celotni Bovški kotlini ter 25 objektov (Gosar, 2007). Izdelana karta lastne frekvence sedimentov je pokazala, da leži več kot 60 % ozemlja v območju med 6 in 12 Hz, meritve v dvanadstropnih hišah, ki prevladujejo na tem območju pa, da sta njihova vzdolžna in prečna lastna frekvenca v območju med 7 in 11 Hz. To kaže, da je nevarnost resonance med tlemi in objekti velika in lahko pojasni nekatere razmeroma velike poškodbe objektov glede na magnitudo in oddaljenost potresa.

Raziskave potekajo tudi na območju Ilirske Bistrice, ki sodi med potresno najdejavnejša območja v Sloveniji. Najmočnejši potres v prejšnjem stoletju je bil leta 1956 z magnitudo 5,1 in največjimi učinki VII. stopnje po evropski potresni lestvici (EMS). V Ilirski Bistrici je bilo poškodovanih kar 60 % objektov, od tega 30 % huje. Močan je bil tudi potres leta 1995 (magnituda 4,4 in največji učinki VI. stopnje po EMS). Zadnji močnejši potres je bil 24. aprila 2005 z magnitudo 3,9 in največjo intenziteto V. stopnje po EMS (Vidrih & Godec, 2006). Ker leži velik del Ilirske Bistrice in sosednjih vasi na kvartarnih sedimentih, so tudi tu vplivi lokalnih tal na učinke potresa znatni. Zato

smo opravili meritve mikrotremorjev na 134 točkah in izdelali karto lastne frekvence ter jo primerjali z razporeditvijo poškodovanih objektov ob potresih 1995 in 2005. Primerjava je pokazala, da se večina poškodovanih objektov nahaja v frekvenčnem območju nihanja tal, ki se ujema z frekvenčnim območjem največje ranljivosti objektov.

Zahvala

Raziskave potekajo s finančno podporo projekta NATO Znanost za mir: *Assessment of seismic site amplification and seismic building vulnerability in Macedonia, Croatia and Slovenia*. Zahvaljujem se sodelavcem pri projektu: Barbari Šket Motnikar in Poloni Zupančič iz Urada za seizmologijo in Janezu Rošerju iz Naravoslovnotehniške fakultete.

Literatura

- Bard, P.Y. 1999: Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? V: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatani, T. (ur.): The effects of surface geology on seismic motion. Balkema, 1251-1279.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.Y., Cornou, C., Ohrnberger, M. & Wathelot, M. 2006: Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency. 3rd symp. on effects of surface geology on seismic motion, 361-370.
- Borcherdt, R.D. 1970: Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. Bull. Seism. Soc. Am., 60/1, 29-61.
- Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., Castro, R.R., Mochavesi, G. & Contri, P. 2004. Structure, soil-structure response and effects of damage based on observations of horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors. Soil Dyn. and Earthq. Eng., 24, 487-495.
- Gosar, A., Stopar, R., Car, M. & Mucciarelli, M. 2001: The earthquake on 12 April, 1998 in Krn mountains (Slovenia): ground motion amplification study using microtremors and modelling based on geophysical data. - J. of Applied Geophy., 47/2, 153-167.
- Gosar, A. 2007: Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw5.6 and 2004 Mw5.2 earthquakes. - Engineering Geology, 91, 178-193.
- Kramer, S. L. 1996: Geotechnical earthquake engineering. Prentice Hall, 653 str.
- Kreslin, M., Dolšek, M. & Fajfar, P. 2006: Matematično modeliranje in analiza armiranobetonske stavbe po EC8. - Gradbeni vestnik, 55, 141-152.
- Lapajne, J. 1970: Seizmična mokrorajonizacija Ljubljane, geofizikalne raziskave, Neobjavljeno poročilo. Geol. zav. Ljubljana, 16. str.
- Lenart, A. 2006: Merjenje seizmičnega nemira na Galjevici v Ljubljani za oceno ojačenja

nihanja tal ob potresu. Seminarska naloga, NTF, 12. str.

Lermo, J. & Chavez-Garcia, F.J. 1993: Sitte effect evaluation using spectral ratios with only one station. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83/5, 1574–1594.

Medvedev, S. V. 1965: Inženjerska seizmologija. Građevinska knjiga, 268 str., Beograd.

Micromed 2005: Tromino, portable seismic noise acquisition system. User's manual, 102 pp.

Mucciarelli, M. & Gallipoli, M.R. 2001: A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. – *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 42, 255–266.

Nakamura, Y. 1989: A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Q. R. Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25–33.

Nakamura, Y. 2000: Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12WCEE, Auckland.

Nogoshi, M. & Igarashi, T. 1971: On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). – *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26–40.

Pitilakis, K. 2004: Site effects. V: Ansal, A. (ur.): Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation. 139–197.

Reiter, L. 1990: Earthquake hazard analysis. Columbia University Press, 254 str.

SESAME 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation, 62 pp., http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf

Vidrih, R. & Godec, M. 2006: Potresi na Ilirskobistriškem. – *Ujma*, 20, 73–85.

Zupančič, P., Šket-Motnikar, B., Gosar, A. & Prosen, T. 2004: Karta potresne mikrorajonizacije Mestne občine Ljubljana. Potresi v letu 2002, 32–54.

Zupančič, P., Šket-Motnikar, B. & Gosar, A. 2006: Ambient vibration measurements in Ljubljana, Slovenia. 1st Europ. Conf. Earth. Eng. and Seism., Geneve, 461–462.

PSInSAR and DInSAR methodology comparison and their applicability in the field of surface deformations – A case of NW Slovenia

Primerjava uporabe metodologije PSInSAR in DInSAR za opazovanje premikov površja – primer SZ dela Slovenije

Krištof OŠTIR¹ & Marko KOMAC²

¹Znanstvenoraziskovalni center SAZU, Novi trg 2, 1000 Ljubljana, Slovenia; kristof@zrc-sazu.si

²Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ul. 14, 1000 Ljubljana, Slovenia; marko.komac@geo-zs.si

Key words: permanent scatterers, surface deformation, differential interferometry, InSAR, Slovenia

Ključne besede: permanentni sipalci, deformacije površja, diferencialna interferometrija, InSAR, Posočje, Slovenija

Abstract

In the recent years radar interferometry (InSAR) has become an important tool in various studies. It can be used to produce accurate digital elevation models and observe small surface displacements. Differential interferometry (DInSAR) can detect movements in the radar look direction that are in the order of wavelength used, i.e. less than one centimetre with ERS data. In the presented study DInSAR has been used to observe surface movements in western Slovenia. Three ERS radar images have been supplemented with an external digital elevation model to produce three differential interferograms that temporally covered the Posočje earthquake, which happened on April 12, 1998. For the area around Bovec a land subsidence of approximately 0.5 cm has been observed; the largest movements detected exceeded 2 cm. DInSAR has been compared to the permanent scatterers interferometry (PSInSAR). Both methods are complementary and both have individual advantages and disadvantages.

Izvleček

Radarska interferometrija (InSAR) je razmeroma nova tehnika, ki se je v zadnjih nekaj letih uveljavila v najrazličnejših študijah. Najpomembnejše področje njene uporabe je izdelava digitalnih modelov višin in opazovanje majhnih premikov. Zelo uporabna je tudi diferencialna interferometrija (DInSAR), s katero lahko opazujemo premike tal velikostnega reda valovne dolžine uporabljenega radarskega valovanja, kar znaša pri satelitih ERS približno pol centimetra. V predstavljeni študiji so bili s tremi podobami območja Posočja in uporabo zunanega modela višin ustvarjeni trije diferencialni interferogrami. Z upoštevanjem dejstva, da so modeli, dobljeni iz različnih interferogramov, odvisni, so bili določeni premiki, nastali ob potresu v zgornjem Posočju, 12. aprila 1998. Interferometrija je pokazala, da se je okolica Bovec v povprečju posedla za 0,5 cm, največji opaženi premiki pa znašajo več kot 2 cm. Opravljena je bila tudi podrobna analiza potenciala metode DInSAR in primerjava z metodo permanentnih sipalcev (PSInSAR). Metodi sta komplementarni, vsaka pa ima svoje prednosti in pomanjkljivosti. DInSAR namreč daje ploskovne rezultate, PSInSAR pa točkovne, vendar omogoča daljše časovno opazovanje, kar je še posebej pomembno v območjih pokritih z vegetacijo, kjer dekorelacija onemogoča uporabo tehnike DInSAR. PSInSAR predstavlja odlično alternativo tudi klasičnim geodetskim tehnikam, saj jih v mnogočem prekaša. Glavna prednost pred slednjimi je velika gostota merskih točk, dolgo časovno opazovanje ter možnost opazovanja brez predhodne namestitve instrumentov. V študiji zahodnega dela Slovenije je bilo mogoče opazovati več kot 20 točk na kvadratni kilometer v obdobju skoraj deset let z natančnostjo desetinke milimetra. Pokazalo se je, da so premiki, določeni z metodama DInSAR in PSInSAR, enakega velikostnega reda, a PSInSAR omogoča njihovo opazovanje skozi daljše časovno obdobje. Raziskava, predstavljena v tem prispevku, je pokazala, da je interferometrija permanentnih sipalcev zelo uporabna metoda, saj predstavlja nadgradnjo "klasične" DInSAR metode in se obnese bolje od nje povsod, razen na gosto naseljenih območjih, kjer je stopnja korelacije visoka tudi skozi daljše obdobje. Največje omejitve PSInSAR tehnike so zapletena interpretacija, nezveznost podatkov (DInSAR lahko služi kot dodatna informacija), neuporabnost metode za opazovanje poraščenih območij, omejeno obdobje ponovitve vzorčevanja, ki je vezano na povratno dobo satelitskega snemanja in neuporabnost metode za opazovanje hitrih premikov oziroma deformacij.

Introduction

Radar interferometry (InSAR) is a relatively new technique based on stereo pairs of aerial or satellite imagery high resolution images of the Earth's surface. Its primary fields of application are the production of digital elevation models and detection of minor displacements or deformations in vertical direction. The latter is especially useful in areas where the deformations are hard to measure with classic methods (i.e. geodetic measurements). The accuracy of the digital elevation models is about 10 meters in the horizontal (location) and several meters in the vertical (elevation) direction. A special InSAR method, the differential interferometry, is a very useful method that can be applied in ground deformation detection and measurements in the range of the radar wavelength. For ERS satellites the radar wavelength is 5.6 cm resulting in displacement accuracy of approximately half a centimetre (Oštir, 2000, 2006).

The radar interferometry approach uses complex satellite radar images that are composed of the amplitude and of the phase of the backscattered signal. The phase is dependent upon the surface's characteristics and the travelling distance of the radar signal (between the emitting antenna, the surface, and the receiving antenna). The advantage of having two images of the same area, taken from slightly different orbits, can be, considering the viewing geometry, exploited for creating the link between the interferogram (the phase difference of the two images) and the surface elevations. This principle can only be used if both images meet the requirements of interferometric analyses, which are 1) they both have to be acquired from orbits that are close to each other, which means that they have similar image acquisition geometry, and 2) the phase reflectance or geophysical properties of the surface must not change substantially between the acquisitions, which means that the time between acquisitions of the image pairs must be short enough to guarantee minimal distortion of the image (Oštir, 2000).

Similarly, this principle can be used in differential interferometry (DInSAR) for the detection of small relative displacements or deformations from the set of three images of the ground area with similar image acquisition geometry. With this method, two interferograms can be calculated and with their

comparison the differential interferogram is produced. One interferogram is created from the first two images and the second interferogram from the last two images. If no changes occurred, the differential interferogram is equal to zero. If the phase reflectance has changed or if the surface has undergone deformations the differential interferogram will not be equal to zero. The phase reflectance represents noise and its elimination from further analyses is necessary, while the second factor enables accurate displacement detections (Oštir, 2000; Hanssen, 2005).

Permanent (also persistent) Scatterers InSAR (PSInSAR) technique is an upgrade of DInSAR. For analytical purposes this method uses coherent radar targets that can be clearly distinguished in all images and do not vary in their properties (Ferretti et al., 2001). Based on their permanent properties they are called permanent scatterers. By using permanent scatterers the atmospheric effects can be filtered out and the temporal and geometrical decorrelation can be eliminated. The drawback of this method is a loss of data continuity. The data are a set of points with a density depending on the form and coverage of the surface. These coherent radar targets are abundant in urban areas, but are very scarce in the vegetated and mountainous areas.

The theoretical background of interferometry has been known for more than two decades and over fifteen years ago the first successful interferometric analysis was conducted (Zebker in Goldstein, 1986). The real breakthrough in the field of interferometry came in 1991 with the launch of the first European satellite for Earth observation, the ERS-1. Since then this technique has been applied in many fields of terrestrial research, from hydrology (Borgeaud & Wegmüller, 1997; Goldstein et al., 1989; Rodriguez et al., 1996), seismology (Massonnet et al., 1993; Massonnet et al., 1994; Dixon, 1995; Peltzer et al., 1996; Massonnet et al., 1996; Peltzer et al., 1999; Carnec & Delacourt, 2000), glaciology (Mohr & Madsen, 1997), ecology (Dixon, 1995; Ludwig et al., 2000), volcanology (Massonnet et al., 1995; Salvi et al., 2004), subsidence (Ferretti et al., 2000), and slow-landslide detection (Ferretti et al., 2001; Hilley et al., 2004). Despite the wide range of applications, the interferometry still hasn't reached its full operational stage, either due to the

lack of data processing standards, due to the complex software or because of the difficulties in combining interferograms. Since the PSInSAR technique is a relatively young method, which is only gaining its recognition among a wider user domain, its application is still very limited.

This paper will in short present the theoretical background of interferometry, the differential interferogram analyses and the permanent scatterer technique. The results of the DInSAR and PSInSAR analyses in the upper Soča valley in north-western Slovenia will be compared and evaluated.

Study area and data used

The study area was defined as an intersection of DInSAR and PSInSAR data acquisition range (Fig. 1). The north-western part of Slovenia was chosen as the study area due to its neotectonic activity (Poljak et al., 2000; Zupančič et al., 2001; Grenerczy

et al., 2005) and due to a number of landslide, rockfall and debris flow occurrences (Komac et al., 2005). Prior to the PSInSAR data acquisition in the NW part of Slovenia, the DInSAR analyses were conducted in the Bovec basin in order to analyse the influence of radar interferogram combination on digital elevation and movement accuracy (Oštir, 2000).

For the DInSAR analyses of surface deformations, related to the earthquake of 12th April 1998 in the Soča valley area, three ERS-2 satellite images were used. Images were acquired before and after the earthquake. The digital elevation model of the area was calculated from two images, taken before the event in the so-called tandem acquisition where satellites ERS-1 and ERS-2 acquired images with a 24-h delay. One day difference in image acquisition enables good coherence between images. The description of images used for the DInSAR analyses is shown in Table 1.

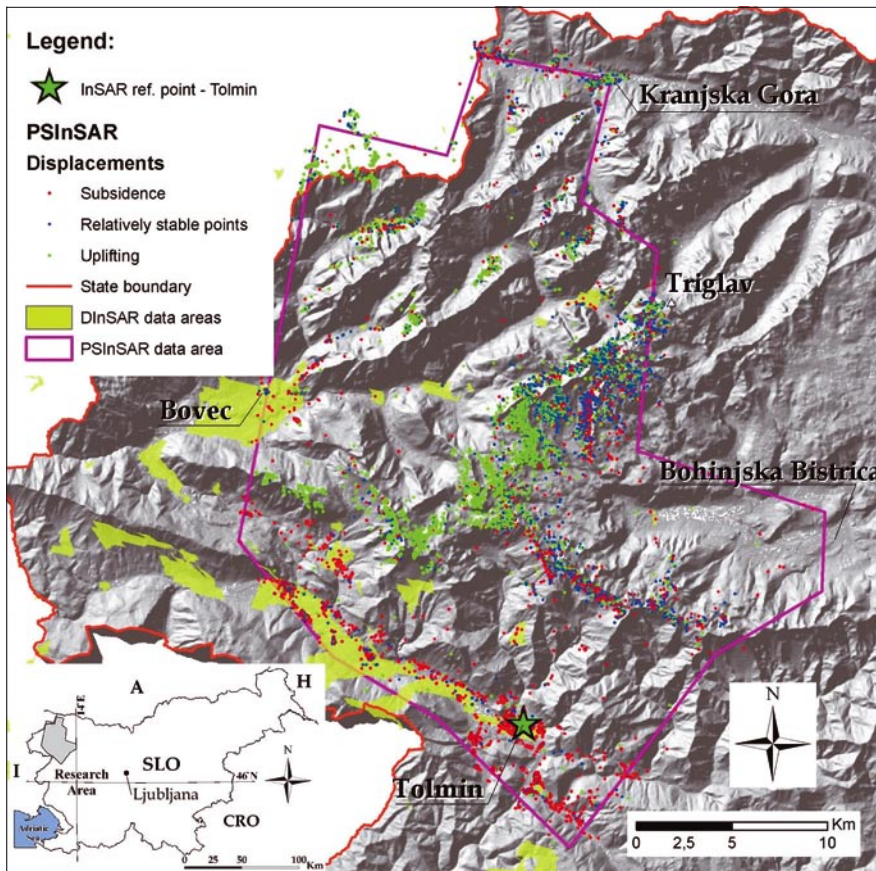


Fig. 1. The study area is located in the NW part of Slovenia.

Slika 1. Obravnavano območje se nahaja v SZ delu Slovenije.

Table 1. Description of images used for the DInSAR analyses of the study area

<i>Satellite</i>	<i>Orbit</i>	<i>Path</i>	<i>Frame</i>	<i>Date</i>	<i>Time</i>	<i>Use</i>
ERS-2	15235	351	2673	20.3.1998	9:56	deformations
ERS-2	15736	351	2673	24.4.1998	9:56	deformations
ERS-2	16237	351	2673	29.5.1998	9:56	deformations
ERS-1	24888	351	2673	18.4.1996	9:56	elevations
ERS-2	5215	351	2673	19.4.1996	9:56	elevations

As a part of Interreg III B project Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space (ClimChAlp) permanent scatterers in the north-western part of Slovenia, between Tolmin in the south and Kranjska Gora in the north, were analysed. The area extends over 700 km². The primary goal of the research was to determine the slope mass movements using PSInSAR technique and at the same time to determine the use of this method for other geologically based applications. For this purpose 57 images from the descending orbits of ERS-1 and ERS-2 satellites were used. Images were acquired in the period between April 21st 1992 and December 29th 2000. As the reference image, the image taken on September 26th 1997 was selected. Based on the preliminary data analyses and geological prospectation for the reference point (stable or a “zero“ displacement point), the location near the town of Tolmin was chosen. The location of the reference point is 46°11'3.44"N, 13°44'45.12"E, the velocity of the point – 0.13 mm/year and the overall coherence 0.84. The average density of permanent scatterers is 23 per square kilometre, and the minimum density required for analysis is 15 per square kilometre. Average displacements in the line of sight were determined for the whole population of targets with a coherence higher than 0.5. Altogether 16304 permanent scatterers were used. For approximately ten most reliable percent of the population (1646 PS with a coherence higher than 0.74) the displacement data of all 57 acquisitions were calculated. For these targets, time series of displacements from 1992 to 1994 and again from 1995 to 2000 was derived.

Methodology

Radar interferometry

Radar interferometry is a technique that has been successfully applied in different fields. The Earth's topography can be ob-

served with interferometry by using two approaches, with either one or two passes (overflights). In the first approach emission and reception antennas are placed on the same platform (airplane or satellite), while in the second approach, which is usually used in satellite acquisition, the same or identical platform overflies the same area with a time lag from slightly shifted orbits (Oštir, 2000, 2006). All equations are taken from Oštir (2000).

In Fig. 2 the two radar antennas, located in points O_1 and O_2 , simultaneously observe the surface. Vector \vec{B} is called baseline has a distance B , which represents the distance between the radar antennas, is inclined at angle ζ in respect to the horizontal plane. The first antenna (O_1) is located at elevation H above the selected reference plane ($h = 0$). The distance between the antenna O_1 and the observed surface is defined by r , while the distance between the antenna O_2 and the same point on the observed surface is defined by $r + d$. The phase of the backscattered wave is:

$$\phi_i = \frac{2\pi}{\lambda} (r_{ii} + r_{ri}) = \phi_{ii} + \phi_{ri}, \quad \text{Eq. 1}$$

where φ represents phase, indexes t and r represent emission and reception. The interferogram of the images with a common emitter represents only the reception part of the phase since the distance from the emitting antenna to the target is the same for both receptors. This is due to the same location of emitting source and hence the difference is equal to zero. In the described case one antenna emits and receives the radar signal and the other only receives the signal. Both antennas are placed on the same platform, plane, space shuttle or satellite. A different situation occurs when there are two emitters located on the same platform or when the same antenna system images the same area twice. In this case the interferogram represents the difference of two distances between the antenna and the target.

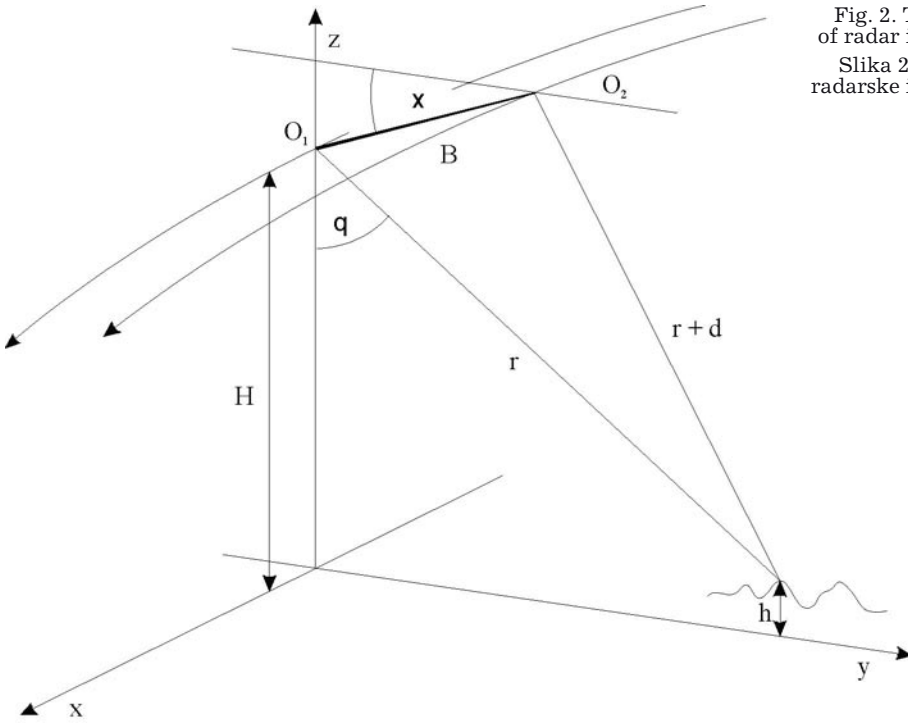


Fig. 2. The geometry of radar interferometry.
Slika 2. Geometrija radarske interferometrije.

The interferogram is derived through an exact coregistration of images and through a complex multiplication of pixel values from the first image with the conjugated pixel values of the second image. The phase difference is defined as:

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = \frac{2\pi p}{\lambda} \delta, \quad \text{Eq. 2}$$

$$\delta = \frac{\lambda \phi}{2\pi p}, \quad \text{Eq. 3}$$

where p stands for the number of emitting antennas ($p = 1$ for one source and $p = 2$ for two sources/antennas). The phase that is shown on the interferogram is a modulus of absolute phase. The procedure of defining the absolute phase ϕ from the measured phase ϕ_M is called phase unwrapping.

The phase difference between both signals depends upon the geometry of observation and upon the height (h) of the target above the reference plane ($h = 0$). Considering the fact that observation geometry can be influenced or defined with adequate accuracy, the elevation of targets $h(x,y)$ can be determined. The achieved accuracy can be in the range of several metres, with the precondition of phase uncertainty elimination.

From Fig. 2 the following two rules can be concluded:

$$h = H - r \cos \theta, \quad \text{Eq. 4}$$

$$y = r \sin \theta, \quad \text{Eq. 5}$$

where θ represents the incidence angle of the radar signal to the Earth's surface and hence the angle of observation. From Eq. 2, 3 and 4 the desired elevation of the target or the surface can be derived:

$$h(y, \phi) = H - y \times \text{ctg} \left(\xi - \arcsin \left(\frac{\lambda \phi}{2\pi p B} \right) \right). \quad \text{Eq. 6}$$

Elevations derived from radar interferometry represent the average elevation of the pixel (or the basic resolution element) in the image. Usually the size of the pixel is ten or several tens of metres. With the ERS satellite data the resolution achieved can reach between 20 and 25 metres.

Displacement observation using DInSAR

What happens with interferograms if deformations of the surface occur between two acquisitions? Is it still possible to define the topography of the surface? The answer to these questions depends upon the dimen-

sion of the difference or deformation. If the relative position of scatterers within a pixel changes for more than the wavelength of used radar signal, the measurements can't be conducted. In that case the phase correlation is lost and the comparison of images or production of topography is impossible. The only information available is that differences are greater than the wavelength, not even knowing in which direction they occurred.

The differences of two elevation models which were calculated one from the image-pair acquired before and the other from the image-pair after the event (i.e. earthquake, subsidence...) can be used to determine surface deformation. The accuracy of such surface deformation model is identical to the accuracy of primary elevation models. In case of ERS satellites the accuracy would be several metres (Oštir, 2000; Hanssen & Ferretti, 2002; Hanssen, 2005).

Deformations can also be observed when the displacements on the surface are coherent and spread over several neighbouring pixels. In this situation the user assumes that the scatterers' locations within a pixel haven't changed, while the whole area of pixel and its neighbours has shifted upwards, downwards or to the side. In this case the phase comparison of images can be conducted. The so-called differential phase contains the information on the change in the direction of the observation or in the line-of-sight (LOS).

The displacement measurement accuracy that can be achieved with differential interferometry is in the range of less than the radar signal wavelength. Usually the dimensions vary from several millimetres to several centimetres. With systems ERS-1 and ERS-2 that have the wavelength of $\lambda = 5.6$ cm measurement accuracy of half a centimetre can be achieved (Oštir, 2000). The high accuracy is the consequence of observing the difference of interferograms and not the actual elevation models or their changes. This enables the highly accurate target motion detection. To achieve such high accuracy of motion detection, a good knowledge about topography and the position and direction of the antennas is necessary.

Phase difference measurements based on two successive radar images enable the definition of only one component of the movement vector in space, in the sensor-target direction (LOS). Only one-dimension measurements are a substantial drawback of this

technique, while the big advantage is the possibility of spatial coverage of the observed area. Combining the radar data from ascending and descending orbits in analyses would enable the definition of two components of movement, which is usually sufficient for analyses.

Motion measurements with radar interferometry depend upon the nature of the motion. There are two basic conditions for satisfactory results (Oštir, 2000):

- Changes during the acquisition of images must not be too big. This applies especially to their gradient, which should not be too big within a pixel.
- Radar scattering within a pixel at the time of acquisition must be as equal as possible. More precisely, the position of emitters within the observed resolution cell should not change more than 20% of the wavelength of the used microwave radiation.

The first condition is generally not a major problem. If large changes occurred during image acquisition – e.g. due to a volcano outburst or a destructive earthquake – the elevation model before and after the event is simply subtracted. In this way changes within the range of several metres can be detected. Of course the production of a precise elevation model before and after the observed event may present a limitation of the described method.

The second condition is considerably more problematic. When it is not fulfilled, we speak about *time decorrelation*. Time decorrelation is one of major problems in the use of radar interferometry, because it renders difficult or even impossible comparison of two phases of radar images. Decorrelation – partial or complete – can be observed in images obtained at a few hours' intervals on areas covered with vegetation and exposed to wind. On the other hand a good phase correlation can be achieved even among images taken several months or even years apart. The condition for a high correlation between images is the observation of the surface which is not covered with vegetation, e.g. desert or urban areas. In general bare areas are more adequate than vegetated, dry areas are better than wet and radars with a larger wavelength are more appropriate than those with smaller. The difficulties with decorrelation can be solved by permanent scatterers technique, which takes into

account only those areas (points) which are coherent (i.e. phase stable).

In order to understand differential interferometry we can imagine two radar antennas observing the Earth's surface at different time intervals (Oštir, 2000; Hanssen, 2005; Hanssen & Ferretti, 2002). This is the so called *repeat pass interferometry*. The phase of an individual pixel in the radar image is equal to the sum of the *travelling part* (contribution due to the double path between the satellite and the observed area) and the *radiation part* (due to the interaction between the radar wavemotion and the ground). In case that the surface properties have not changed between image acquisitions, the radiation part may be removed by subtracting the phases of two images. Only the part remains that is directly related to the geometry of observation.

If the approximation of parallel signals is again taken into account, the following equation is obtained

$$\delta = B \sin(\xi - \theta) = B_{\parallel} \quad \text{Eq. 7}$$

Here B_{\parallel} is a component of the baseline in the radar signal movement direction. If it is assumed that there is another interferometric pair where one of the images is equal to the image in the first interferogram. In this case r and θ remain unchanged, thus enabling the comparison of phases of individual pixels. The other interferogram has a different baseline B' and its orientation ξ' . If the equations are combined, the result for an interferogram pair is

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{4\pi}{\lambda} B_{\parallel}, \\ \phi' &= \frac{4\pi}{\lambda} B'_{\parallel}. \end{aligned} \quad \text{Eq. 8}$$

The relation between phases of the first and the second interferogram depends only on the relation of the parallel components of the baseline and is completely independent of topography, because the wavelength is the same in all image acquisitions.

Let us change observation conditions by including the Earth's surface movements due to an earthquake or volcanic activity and assume that there are three images, two of which were created prior to "the event" and one after it. The movements should be of the type where several resolution elements moved in correlation, meaning that radar reflections are of the same type. In

this case, due to the surface topography, in the observed phase also an additional phase change because of the movement Δ in the direction of radar signal movement has to be taken into account (Fig. 3). In this case the phase of the second interferogram is

$$\begin{aligned} \phi' &= \phi_1' - \phi_2' = \frac{4\pi}{\lambda} (\delta' + \Delta) = \\ &= \frac{4\pi}{\lambda} (B \sin(\xi - \theta) + \Delta) = \frac{4\pi}{\lambda} (B_{\parallel}' + \Delta). \end{aligned} \quad \text{Eq. 9}$$

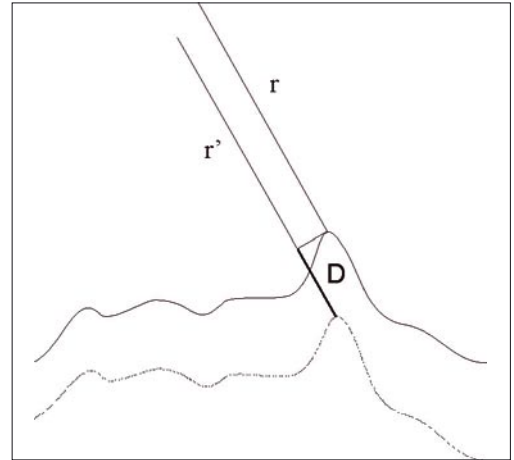


Fig. 3. Geometry in differential radar interferometry

Slika 3. Geometrija diferencialne radarske interferometrije.

According to the equation the surface movement has to be added to the topography part, resulting in an additional element in analyses. Fortunately the contribution of topography can be removed by subtracting the correctly weighted first interferogram, so that only the part depending on the movements of surface Δ remains. This can be expressed as

$$\Delta = \frac{\lambda}{4\pi} \left(\phi' - \frac{B_{\parallel}'}{B_{\parallel}} \phi \right). \quad \text{Eq. 10}$$

The movements are determined only by phases ϕ and ϕ' of individual interferograms. Differential interferometry thus enables the measuring of small movements in the direction of radar look angle for each point of the differential interferogram.

The relation of baselines is a function of the look angle θ , which is dependent as well from the geometry of the radar system

as also from the topography of the observed surface in each point of radar image. In order to determine the movements, a model of elevations has to be either constructed from one interferometric pair or it has to be obtained from another source.

Precision of interferometry

A radar interferogram phase is, as has been illustrated, dependent to topography and to the movements which occurred during image acquisition. The sensitivity of phase measurements to topography and movements is calculated by differentiation of the equation for the phase by h elevation and Δ (movements). The relation $h = H - r \cos \theta$ is taken into account and derived first by elevations and then by movements.

$$\frac{\partial \phi'}{\partial h} = \frac{\partial \phi'}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial h} = \frac{4\pi \cos(\xi' - \theta) B'}{\lambda \sin \theta r}, \quad \text{Eq. 11}$$

$$\frac{\partial \phi'}{\partial \Delta} = \frac{4\pi}{\lambda}.$$

Since the baseline B is much smaller than the slanting distance r , phase difference is much more sensitive to surface movements than to changes in elevation. Radar interferometry enables the measuring of absolute elevation within some metres' accuracy, while movements can be determined with the precision of one centimetre or even millimetre. Satellite ERS, orbiting at the elevation $H = 770$ km and facing the Earth's surface at an average angle $\theta = 23^\circ$ with the wavelength $\lambda = 5.6$ cm, has at a baseline $B' = 300$ m and the signal-noise relation $\text{SNR} = 10$ dB and phase error $\sigma_\varphi = 0.6$, an elevation error $\sigma_h = 3.3$ m. Under the same circumstances the inaccuracy of movement measurements σ_Δ is 2.8 mm, which is more than a thousand times more precise (Oštir, 2000).

A higher precision in the detection of vertical movements is achieved by repeated observations and averaging of pixels, and also by decreasing the baseline, thus decreasing the system noise. The size of movements which can be detected by differential interferometry is strongly influenced also by the wavelength of the sensor. One colour circle on the interferogram corresponds to the change of one half of the wavelength. Due to the relatively short wavelength ($\lambda = 5.6$ cm) satellites ERS are almost ideal for movement observation.

Differential interferometry has two very important limitations (Oštir, 2000; Hansen & Ferretti, 2002). The reflected radar radiation of all three images must be in correlation – there must be no time decorrelation. The second, more important limitation is that interferogram phases have to be developed prior to their comparison. Only then can the second interferogram be used to detect small changes in the surface. This problem may well be solved by having a digital elevation model and by having sufficient knowledge of recording geometry. However, in this case a differential interferogram is obtained, for which later a phase must be unwrapped in order to be able to determine absolute movements. Therefore the movements of at least a few points on the Earth's surface have to be known.

Processing procedure

The procedure of interferometric processing is in spite of the more or less explicit theoretical basis relatively complex. It can roughly be divided into some basic steps, which are schematically illustrated on the next page (Fig. 4; Oštir, 2000):

- selection of image pairs,
- co-registration of images,
- preparation of the external digital elevation model¹,
- interferogram generation,
- interferogram enhancement,
- phase unwrapping,
- production of a digital elevation and movement model, and
- geocoding.

Interferometry is very sensitive to input parameters and used algorithms. The fact is that the quality of results is influenced by each individual step. While today's hardware equipment is efficient enough for processing, software still presents a major problem, since it is limited in algorithm capacity, in speed optimization, and in memory demands.

¹ The external digital elevation model is used in two ways in interferometric processing. The first one is the increased precision of the produced height models, because the knowledge of the rough form of the surface reduces the interferogram's complexity and facilitates phase development. In differential interferometry the external elevation model makes redundant the need for three images and enables the detection of differences already from two images.

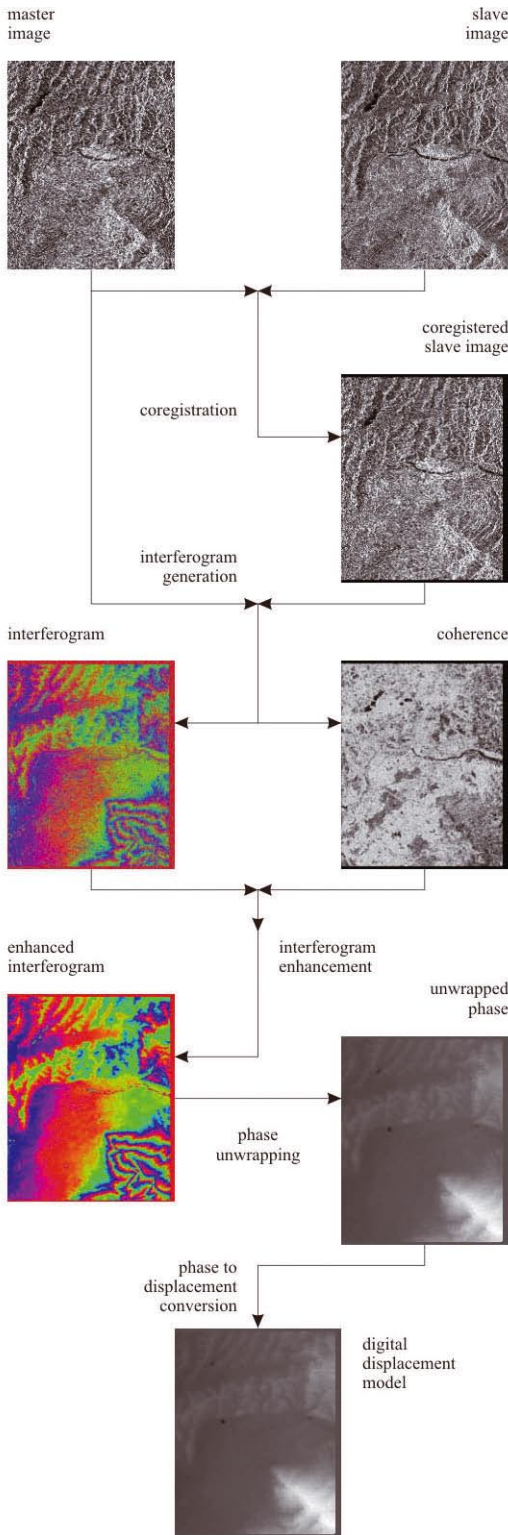


Fig. 4. The procedure of interferometric processing (Oštir, 2000).

Slika 4. Potek interferometrične obdelave podob (Oštir, 2000).

Displacement observation using PSInSAR

Also the differential InSAR method has its limitations such as changes in the reflection of objects or areas, atmospheric influences, and signal disturbances. A statistical minimization of these disturbances can be achieved by using radar data over a longer period and by determining coherent radar targets – permanent scatterers. This method is named Permanent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar or PSInSAR. Fig. 5 shows the basic principles of InSAR permanent scatterer functioning.

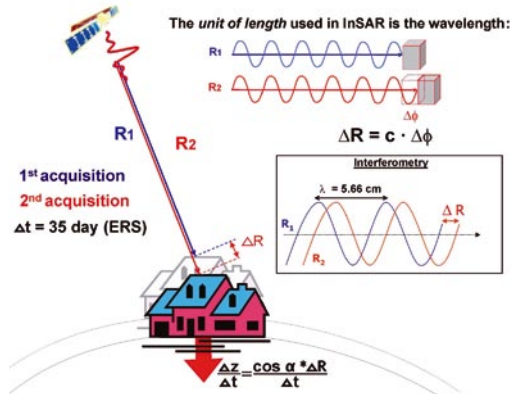


Fig. 5. Basic principle of PSInSAR (Permanent Scatterer Interferometric Side Aperture Radar) functioning (after Ferretti & Crippa, 2006).

Slika 5. Osnovni principi delovanja PSInSAR metode (po Ferretti & Crippa, 2006).

Satellites (ERS-1 in ERS-2) providing images that are the main source for PSInSAR (Permanent Scatter InSAR) have an orbit cycle of 35 days. Movements (Δ) in the line of sight which are during this time smaller than half of the wavelength used (5.6 cm), can be registered on the basis of wave difference ($\Delta\phi$) of the backscattered signal.

The methodology can be used to register surface changes, i.e. subsidence or elevation of the surface, with the emphasis on movements in the direction of emitted signals (Δ). The registration of relative changes in surface elevations is interesting for numerous areas. Land subsidences can be an indicator

of a subsiding area due to mining or surface exploitation, groundwater pumping, landsliding, subsidence due to ground consolidation after construction and similar. The results are most applicable also in the analysis of tectonic movements of the Earth's crust. The method is still in the phase of application development, therefore the span of its applications is actually undefined.

Similarly as differential GPS measurements, all PS measurements are based on the measuring of changes in relation to the reference radar target. This property or condition has impact on the precision of InSAR measurements. Precision is determined by several factors such as: the number of images used, the density of permanent scatterers, atmospheric conditions in the time of recordings, the distance of the measured location from the reference point etc. By averaging the InSAR data over a longer period and by the definition of coherent radar targets – permanent scatterers – the above mentioned disturbances can be reduced to a minimum. The measurements of changes of surface (or observed objects) with the PSInSAR method are very precise, since the measurements of movements in the direction of signal travelling can reach a yearly accuracy of under one millimetre. Table 2 gives descriptions of usual measurement quality values for a location at less than 2 km distance from the reference point.

Table 2. Usual measurement quality values for a location at less than 2 km distance from the reference point (according to Ferretti & Crespa, 2006)

Location	E-W	N-S	Vertical
Precision (1s)	6 m	3 m	2 m

LOS* error	Average error	Single measurement
Precision (1s)	0.5 mm/year	3 mm

*LOS – Line Of Sight

Advantages and limitations of the PSInSAR technology

Like any other measuring technology, also the PSInSAR technology has its advantages and limitations (Table 3). The PSInSAR technology can be due to its precision of measurements in the vertical direction very useful as a supplementary method to clas-

sic approaches such as GPS, which is very precise in the horizontal direction. In addition to its precision in the vertical direction, the advantages of the PSInSAR methodology are also a high spatial density of data or measurements and periodic (monthly) repetition of measurements for the entire observed area. Due to the quality of data this technology can serve also as an aid in the optimization of GPS station locations. The advantages of GPS methodologies are precise measurement in the horizontal direction and very dense time measurements, while their limitation is a very low spatial density of measurements. The two methods thus supplement each other like two items in the complex of observations of the Earth's surface. Together they enable the elimination of systematic errors in PS measurements and the observation of three-dimensional movements.

Table 3. Advantages and limitations of the PSInSAR technology (Ferretti & Crespa, 2006)

Advantages	Limitations
Regular and financially acceptable measurements of larger areas	Vegetated areas disable the use of PSInSAR
High density of PS (up to 1.000 PS/km ²)	Inapplicability on continuous surfaces
Fast data processing / little need for inclusion of end user	Time measurements are limited with the satellites' orbiting intervals
High accuracy	Detection of slow deformations
Simple export into GIS	(< 10 cm/year in the LOS direction)

As it has been mentioned, the application areas of PSInSAR technology are still in the development phase. In geology and related sciences this technology can be applied in the observation of surface subsidence due to excavations or surface mining or due to resource exploitation (oil, gas and water), for the detection and monitoring of landslides. It can be used to detect tectonic activities of the observed area, and also to monitor the movement of individual objects (buildings, bridges, dams, long-distance mains...).

Comparison of DInSAR and PSInSAR

The biggest limitation of the "classic" differential radar interferometry (DInSAR)

in the observation of surface movements is the loss of coherence that is of phase relation between recordings (Ferretti et al., 2001; Ferretti & Crespina, 2006). This presents a problem especially in areas covered with vegetation and where surface diversity causes the appearance of shadows. In the observed area of western Slovenia observation is practically impossible due to temporal and geometric decorrelation. Poor coherence completely disables the observation already during successive recordings. Fig. 6 illustrates that it is possible to obtain observations in several temporal spans only for smaller parts of unconnected surface.

The problem can be successfully overcome by a special processing technology, where

only Permanent Scatterers InSAR or PSInSAR are observed. The PSInSAR technology functions with the same procedure as "classic" InSAR, only it does not observe the entire surface, but only individual objects called *permanent scatterers* (Ferretti et al., 2001, 2005). Permanent scatterers are objects which can be recognized on satellite radar recordings and are coherent over a longer period of time. In other words this means that their properties practically do not change. The technology of permanent scatterer detection was developed at Politecnica in Milan, and it is applied by their "spin-off" company Tele-Rilevamento Europa. The process was protected by the European patent »Process for Radar Mea-

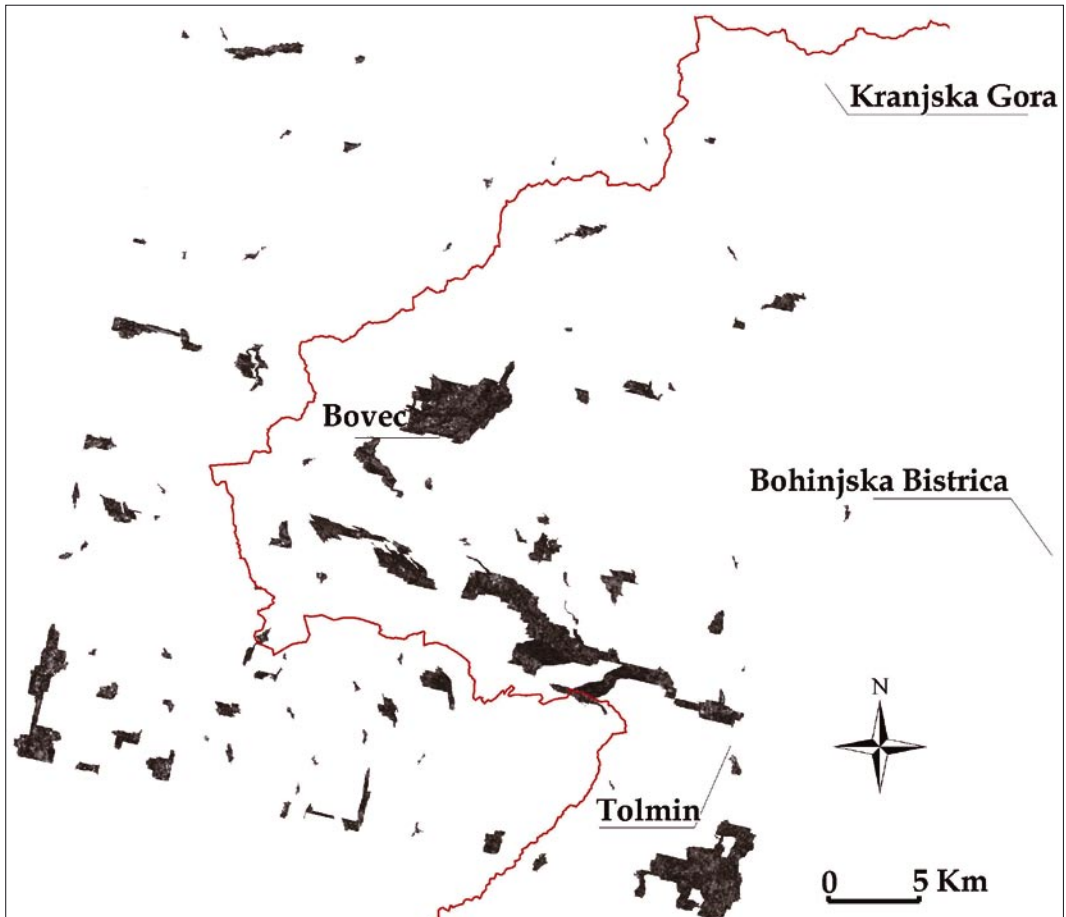


Fig. 6. Areas with the degree of coherence that enables phase development. Different shades of grey denote areas which are "interferometrically stable", meaning that they can be observed differentially.

Slika 6. Območja z različno stopnjo koherence, ki omogoča razvoj faze. "Interferometrično stabilna" območja so prikazana z različnimi odtenki sive in določajo površine, ki jih je možno opazovati z metodo diferencialne interferometrije.

surement of the Movement of City Area and Landsliding Zones« (Nr. 1,183,551 granted in 2004).

The PSInSAR technology gives the best results in urban areas and in areas with bare rocks, and overall where it is possible to identify objects the reflection of which does not change with time (Ferretti et al., 2001; Dixon et al., 2006; Bürgmann et al., 2006). Due to the wavelength of the emitted signal this methodology is useful for movements that are smaller than the wavelength of emission in the period between two acquisitions in the signal travelling direction. With ERS satellites, the images of which are most frequently used, this value is approximately 5 cm in the period of 35 days. The movements are actually determined relatively with regard to the reference point within the observed area. As a rule, this is a well mea-

sured geodetic point which is estimated not to be subject to major movements.

Permanent scatterers can be natural, e.g. rock outcrops, or artificial, such as buildings, bridges, dams, antennas, and similar objects (Ferretti et al., 2001). Also intentionally constructed scatterers may be used, like simple metallic plates or rectangular reflectors constructed from three rectangular plates (Fig. 8). The PSInSAR technology analyses an area of several thousand square kilometres and by the searching of scatterers creates a sort of “natural geodetic network”, by which surface deformations and stability of certain objects can be determined. The technology enables the determination of the scatterers’ geographical coordinates, usually the geographical latitude and longitude in the WGS 84 reference system, and the degree of movements within the precision

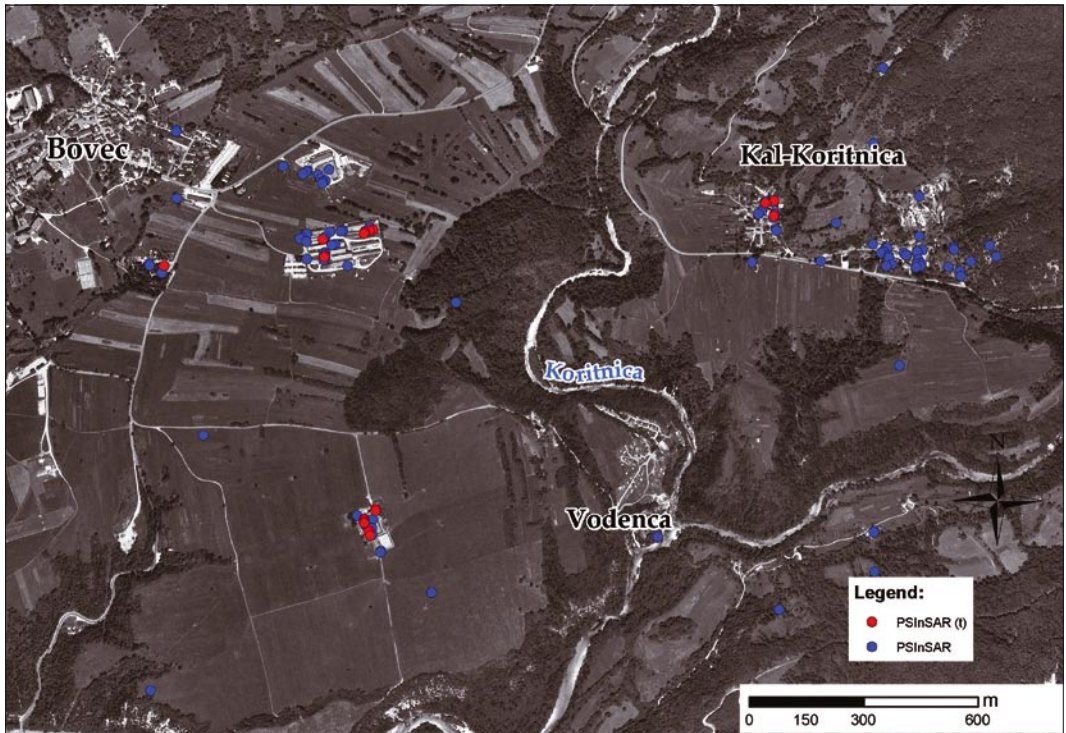


Fig. 7. Permanent scatterers are mostly found on artificial objects, rarely also on rocks or on bare ground. Red points represent PS where temporal displacements are available (PSInSAR(t)), and blue points represent all PS in the area (PSInSAR). Example is from the Bovšec basin. The background of the image is a digital orthophoto in the scale 1 : 5.000 (source: DOF 5, 1999–2004, © Geodetska uprava Republike Slovenije).

Slika 7. Najpogosteje se kot permanentni sipalci pojavljajo umetni objekti, redkeje pa tudi izdanki kamnin ali gola tla. Z rdečo barvo so označeni PS s časovnim nizom premikov (PSInSAR(t)), z modro pa so označeni vsi PS na predstavljenem območju (PSInSAR). Predstavljeno območje se nahaja v Bovški kotlini. Podoba v podlagi je digitalni ortofoto v merilu 1 : 5.000 (vir: DOF 5, 1999–2004, © Geodetska uprava Republike Slovenije).



Fig. 8.
Artificial rectangular
permanent scatterer
(TRE, 2006).

Slika 8.
Umetna permanentna
sipaľca (TRE, 2006).

of 0.1 mm/year, depending on the quantity of acquisitions used and the density of permanent scatterers. It is possible to observe the “history” of movements of an individual scatterer with the precision of about 1mm for each movement (Ferretti et al., 2001, 2005).

The measurements acquire an added value if they are included in the geographical information system (GIS) and correlated with other data. The major disadvantage of PSInSAR compared to DInSAR is measurement discontinuity, since points are dealt with in the first case and planes in the second. On the other hand, measurements with usual differential interferometry over a longer period of time are mostly not possible due to decorrelation. Moreover, PSInSAR technology is considerably more precise; it eliminates undesired atmospheric influences and is less sensitive to the geometry of image acquisition. PSInSAR needs between 15 and 20 acquisitions for a successful result, while DInSAR requires only 2 (Ferretti et al., 2001).

Results and discussion

Analysis of observation of western Slovenia with DInSAR technology

In the study, the DInSAR technology was used in the area of western Slovenia to observe coseismic movements at the Posoĉje earthquake event. The area was on 12th April 1988 at 12:55 local time struck with one of the strongest earthquakes with the epicentre in Slovenia in the 20th century. The earthquake occurred in the Krn mountain range, at coordinates 45.309° N and 13.632° E at a depth of 7.6 km. Its local magnitude calculated from four records of the national monitoring network was $MLV = 5.6$. The earthquake’s intensity in the wider epicen-

tre area was VII–VIII according to the European macroseismic scale EMS-98 (Gosar et al., 1999).

The focus mechanism of the earthquake shows that the earthquake was the consequence of either a pure right displacement along the vertical fault in the NW–SE direction (Dinaric direction) or a left displacement along the fault in the NE–SW direction (transverse-Dinaric direction). On the basis of the prevailing direction of the after-earthquakes, which usually occur on the plane of the main earthquake, it was concluded that the earthquake occurred along the Dinaric fault. Morphologically the most typical fault in this direction in the Posoĉje area is the Ravne fault, extending from the confluence of the Soĉa and the Koritnica, over LemeŹ, by the Krn lake into the Tolminka valley and towards the Baĉa valley. The earthquake of 1998 in the Posoĉje area caused several rockfalls, but there has so far been no proof of a co-seismic movement on the surface. Due to the earthquake’s magnitude and great depth of the focus it is quite possible that there was no rupture on the surface (Gosar et al., 1999).

The aim of interferometric observation of the Posoĉje area was to discover possible coseismic movements and surface subsidence. The selection of adequate ERS satellite images presented a significant limitation in the observation of movements, since it was very difficult to obtain useful interferograms (OŹtir, 2000). The best results were obtained by using an external elevation model and combining the images acquired on 20. 3. 1998 (first image), 24. 4. 1998 (second) in 29. 5. 1998 (third) – that is before and after the earthquake.

The three elevation models enabled controlled merging, yet there were substantial difficulties with interferogram processing due to the “non-ideal” season. The third image was taken at the end of May when

vegetation is already well developed, while the first two were made before the period of intensive growth. Coherence of the first interferogram (I_{12}) is in spite of terrain diversity rather high, while it is very low in the other two (I_{13} in I_{23}) (Fig. 9; Oštir, 2000).

The final movement model was constructed by means of controlled combination technology, where the first interferogram brought a major contribution in the weighted average (Fig. 10). The result of merging shows small vertical ground movements for the Posočje earthquake, registered in the Bovec basin. Radar interferometry allows the conclusion

that the surface on the southern side of the Soča is relatively stable, since approximately 1-cm movements can only be observed in the vicinity of Čezsoča. Quite more dynamic is the area to the north of the river, where beside some "stable" areas, especially around the sports aerodrome, also areas with substantial movements can be observed. The largest movements recorded have the size of over 2 cm and they can be observed in parts of Bovec, in the vicinity of Kaninska vas, in Rakovnica and south-west of the aerodrome (in Brezje). The largest movement where probably also landslides and subsidence oc-

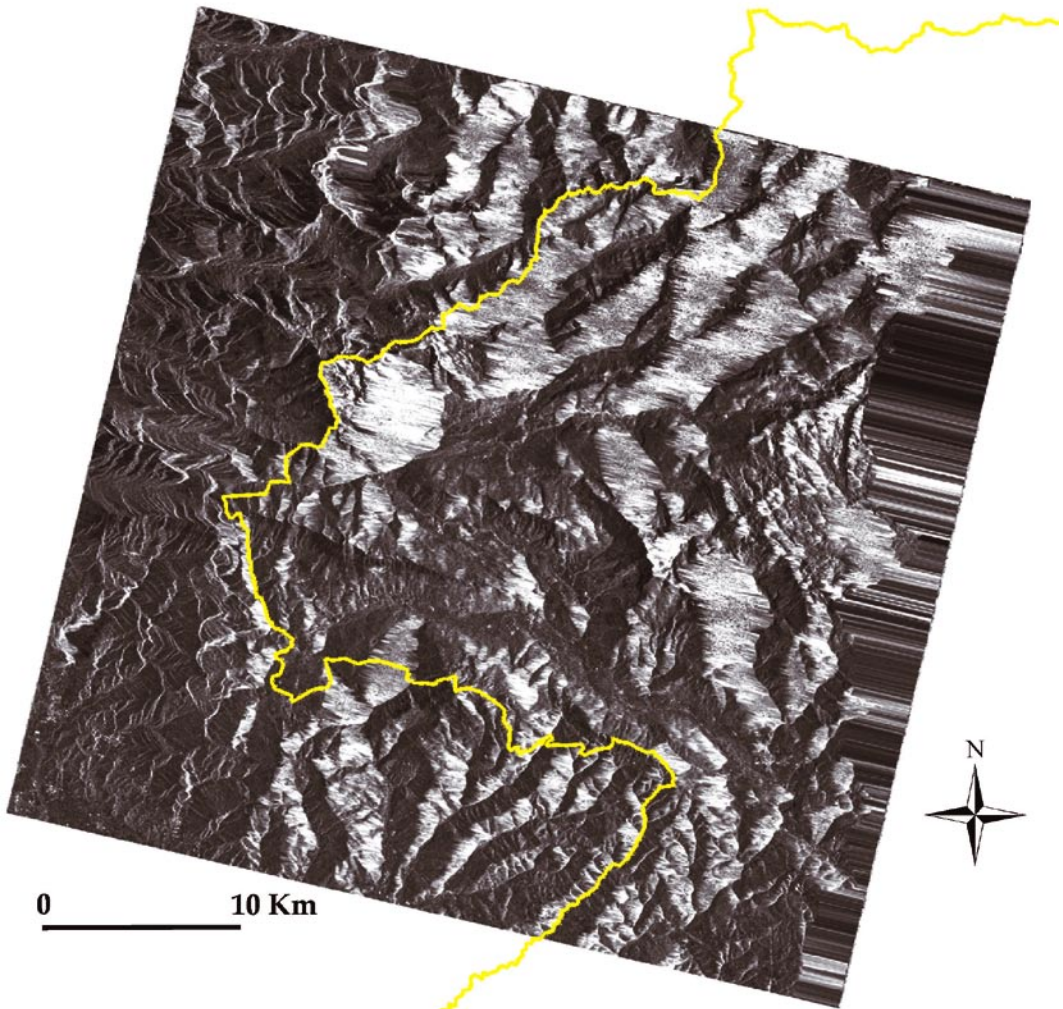


Fig. 9. Radar satellite recording of western Slovenia. Geometric anomalies may be observed, which hinder interferometric processing.

Slika 9. Satelitski radarski posnetek zahodne Slovenije. Opazne geometrične anomalije otežujejo interferometrično obdelavo podob.

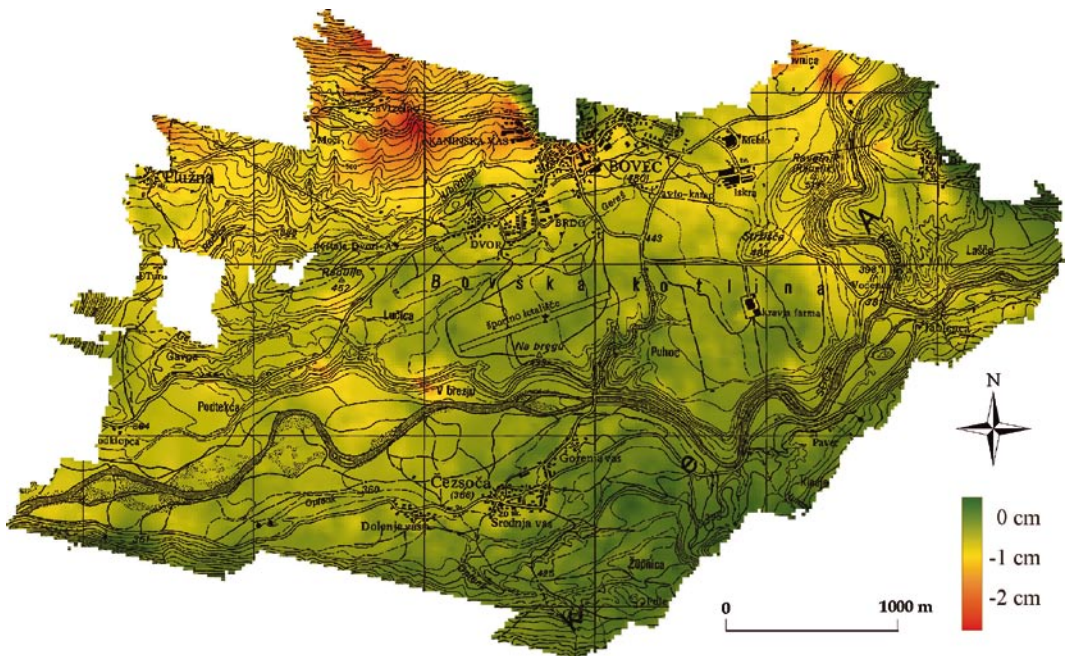


Fig. 10. Vertical movements recorded at the Bovec basin, an area struck by an earthquake on 12th April 1998. The model was produced with controlled merging of image interferograms acquired on 20. 3., 24. 4., and 29. 5. 1998. Movements obtained from the first pair contribute the most to the model, because the coherence of the other two is relatively low because of vegetation growth.

Slika 10. Vertikalni premiki, nastali ob potresu v Posočju, dne 12. 4. 1998. Model je bil izdelan po postopku nadzirane združitve interferogramov, pridobljenih 20. 3., 24. 4. in 29. 5. 1998. K podatkom modela največ prispevajo premiki, pridobljeni iz prvega interferogramskega para podob, saj je koherenca pri drugih dveh parih zaradi rasti vegetacije relativno nizka.

curred can be observed in the relatively steep part west of Kaninska vas (Zavrzelino). A better insight into the geodynamics of the earthquake area could be obtained with the analysis of a larger area, but the application of radar interferometry was not possible on the larger area of Posočje due to its rugged topography (Oštir, 2000).

Comparison to PSInSAR measurements

A direct comparison of interferometric results to "classic" geodetic measurements is not possible, because the above mentioned area was not observed in detail prior to the earthquake. However, a comprehensive analysis with the PSInSAR technology was conducted by the Geological Survey of Slovenia in cooperation with the company TRE from Milan within the project Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space (A Programme initiative of the Community INTERREG III B – Alpine area) (Komac, 2006).

As it has been noted, the PSInSAR technology provides point measurements and enables comparison over a longer time period. For analytical requirements in western Slovenia 57 images, acquired by ERS-1 and ERS-2 satellites between 1992 and 2000, were used. The average density of permanent scatterers in the observed area is 23 scatterers/km², and the minimum required density for analysis is 15 scatterers/km². Average yearly movements were calculated for all of 16304 scatterers, i.e. points with a coherence higher than 0.5. The PSInSAR technology can be used to observe the rising of the Julian Alps region with the precision of up to 0.1 mm/year. The method is very useful in the observation of slower movements of slope masses, especially of deep landslides and of larger-scale landslide areas, of road and bridge subsidence and potentially also of smaller linear infrastructural objects. Although analyses are still going on, the first results are very promising (Komac, 2006).

A sample of temporal displacements for nine permanent scatterers with coherence higher than 0.85 that were located in the vicinity of Bovec (Fig. 11) is shown in the Fig. 12. The time frame of displacement data (Fig. 12) is spanning from pre- to post- Krn earthquake event on April 12th 1998. Average displacement values for nine selected permanent scatterers indicate constant trend of subsidence in comparison to reference point, set in Tolmin for the period from 1992 to 2000 (Fig. 13). The most obvious deviations from the trend are related to the Krn earthquake; however the displacements do not occur immediately after the earthquake, but later, in the period between April 24th and May 29th 1998, where the average subsidence for the nine permanent scatterers is -10.46 mm. Following this subsidence, even more obvious uplift (to an average 6.85 mm) and another subsidence (to an average -0.52 mm) occurred (Fig. 13). All displacements

values are expressed relatively to the reference point. These oscillations of surface obviously indicate that the observed area subsided, uplifted and subsided again due to tectonic activity. Whether the displacement lag is a consequence of post-earthquake surface equilibration or a consequence of some other factor (i.e. data processing lag) remains unanswered. Considering the nature of displacements the most probable explanation is the post-earthquake surface equilibration.

Due to the low coherence of images used in the DInSAR analyses, the comparison of both technologies is, as already indicated in the text above, possible only in the area of Bovec and its surroundings (Fig.14), where 123 permanent scatterers occur with an average coherence of 0.62 and the highest 0.92 (minimum was 0.50). The analysis showed that 43 scatterers are rising and 80 descending, their movements ranging from approxi-

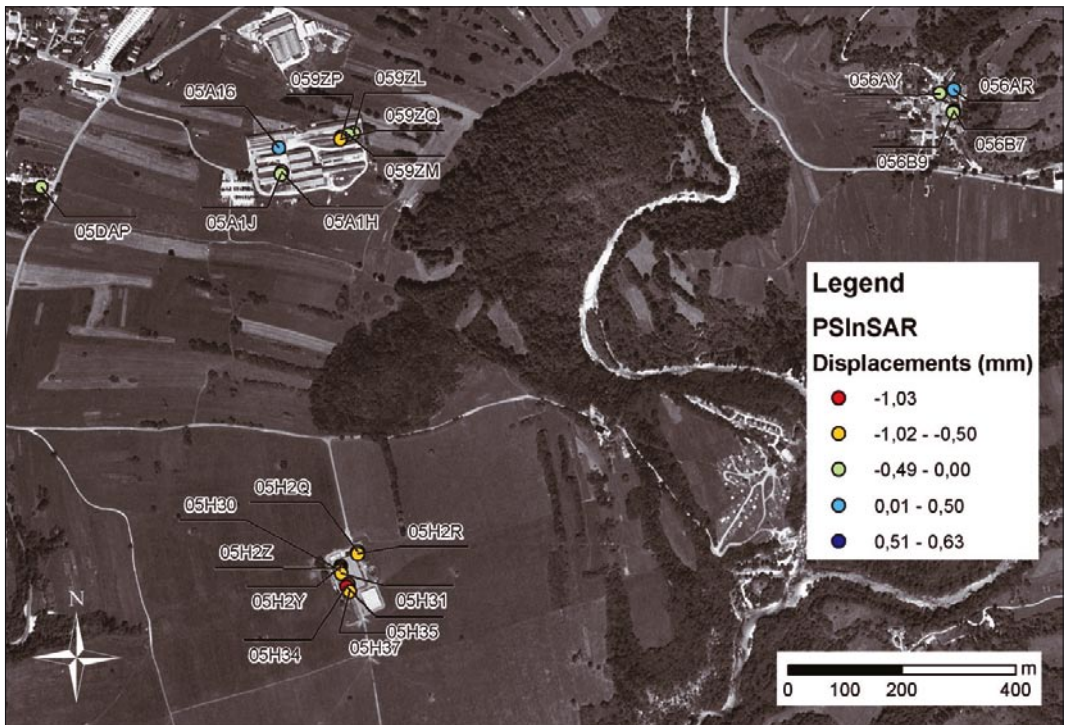


Fig. 11. Permanent scatterers in the surroundings of Bovec where temporal displacements are available. In the figure average displacements of permanent scatterers are shown according to their magnitude. The background of the image is a digital orthophoto in the scale 1 : 5,000 (source: DOF 5, 1999–2004, © Geodetska uprava Republike Slovenije).

Slika 11. Lokacije premanentnih sipalcev v okolici Boveca, pri katerih so dostopni podatki o premikih skozi čas. Legenda prikazuje trende povprečnih premikov premanentnih sipalcev glede na magnitudo. Podoba v podlagi je digitalni ortofoto v merilu 1 : 5,000 (vir: DOF 5, 1999–2004, © Geodetska uprava Republike Slovenije).

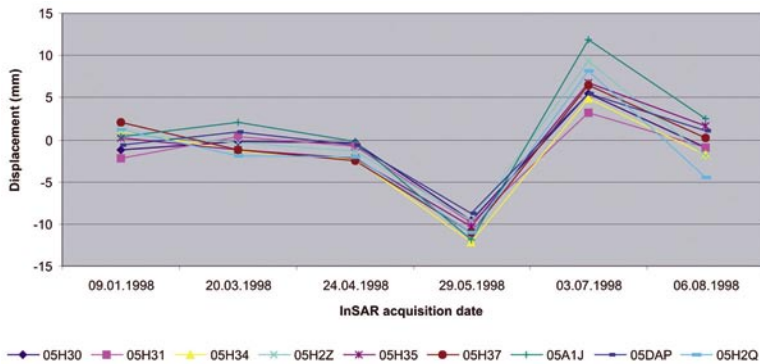


Fig. 12. Sample of temporal displacements for nine permanent scatterers with coherence higher than 0.85. PS are located east of Bovec. Note the obvious subsidence of PS only some time after the Krn earthquake that occurred on April 12th 1998 (in the period between April 24th and May 29th 1998), followed by the extreme uplift and again subsidence.

Slika 12. Izsek premikov na devetih lokacijah vzhodno od Bovca s koherenco, večjo od 0,85, skozi čas. Zelo opazni so premiki (posedki) opazovanih lokacij, ki pa so se zgodili s časovnim zamikom glede na potres, ki se je zgodil 12. 4. 1998 (v obdobju med 24. 4. in 29. 5. 1998). Posedkom sledi močan dvig in nato zopet posedanje.

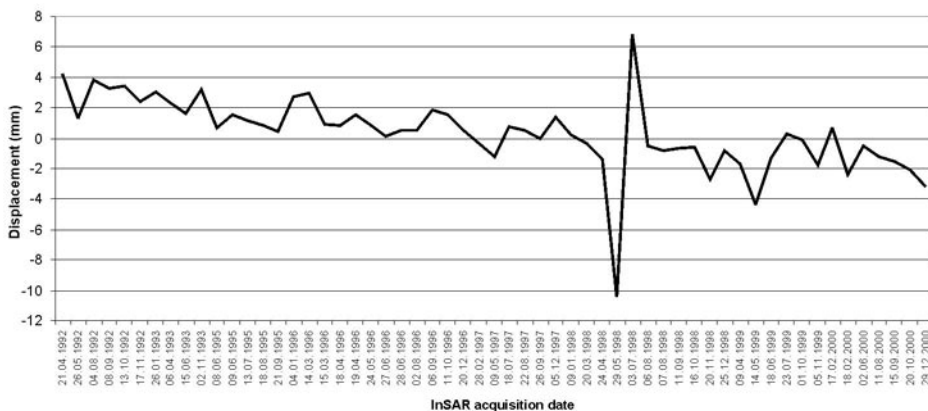


Fig. 13. Average displacements in millimetres for nine permanent scatterers from Fig. 12 relatively to the reference point. The post-earthquake surface equilibration is obvious.

Slika 13. Relativni povprečni premiki (v mm) za devet permanentnih sipalcev s slike 12 glede na referenčno točko v Tolminu. Očitno je popotresno "valovanje" površja.

mately – 9 mm to approximately 6 mm per year. It can be concluded that the Bovec basin is subsiding with an average of – 0.41 mm/year.

The DInSAR measurements cover a shorter time period, during which considerable instantaneous movements occurred. The coherence of recordings is very low, averaging at only 0.25 even for the selected area, and only in rare points surpassing 0.5, which is the condition for permanent scatterer analysis. Similar to PSInSAR, also DInSAR measurements are relative, meaning that the movements have to be compared to the reference point. A more detailed analysis

was performed by observing 23 permanent scatterers, mostly located in urban areas (Fig. 7, 12 and 14). The comparison of coherence shows that it is high as well in DInSAR (average 0.56) as also in PSInSAR (0.81). Both technologies provide almost exactly the same average movement amounting to – 0.50 mm in DInSAR and – 0.56 mm in PSInSAR, while the dispersion is slightly bigger in PSInSAR (standard deviation is 1.34 mm compared to 0.66 mm in DInSAR, Fig. 15). It can be concluded that both technologies provide good measurements, while for a single event, such as an earthquake, DInSAR gives a clearer picture because of

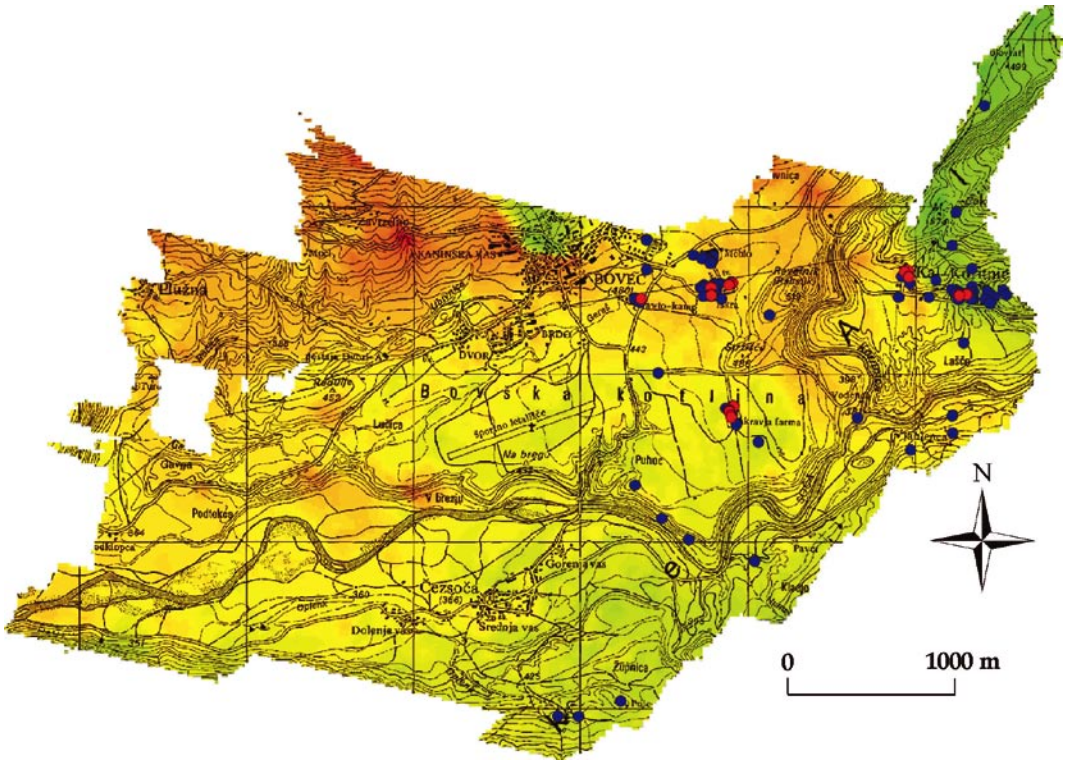


Fig. 14. The position of permanent scatterers in the DInSAR analysis. A more detailed comparison of DInSAR and PSInSAR was performed for scatterers with a known history of movements, which are shown in red.

Slika 14. Lokacije premanentnih sipalcev na kontinuiranem modelu premikov, dobljenem z DInSAR metodo. Za 23 točk z znanimi premiki skozi čas (označene z rdečo barvo) je bila izdelana primerjava med DInSAR in PSInSAR rezultati

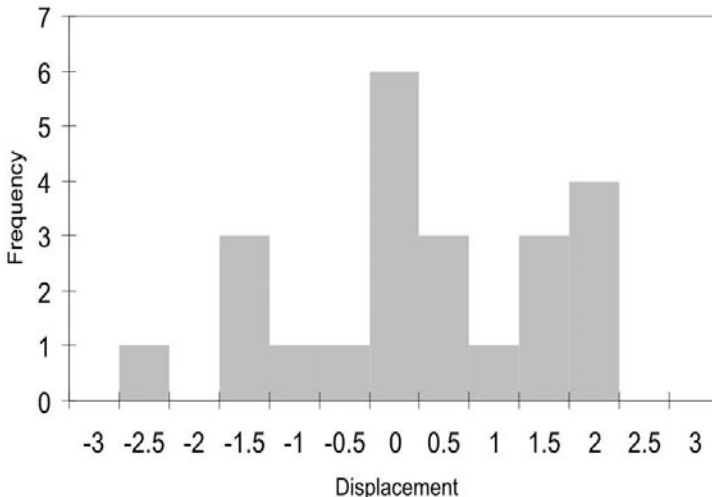


Fig. 15. Difference between displacements (in mm) defined by DInSAR and PSInSAR for 23 permanent scatterers.

Slika 15. Razlike v premikih (v mm) med DInSAR in PSInSAR metodama za 23 premanentnih sipalcev.

continuity. This is the case in spite of the fact that coherence is relatively low in the larger part.

Concluding remarks

Radar interferometry has recently become an indispensable tool in numerous studies. It can be used to construct precise elevation models and to observe very small movements of the Earth's surface. The differential method may be used to observe surface movements of the size of a part of the wavelength, which is about half a centimetre with ERS satellites. Due

to the large amount of radar – satellite and airplane – systems, interferometry enables good temporal and spatial coverage, and provides precise results because of favourable microwave properties.

In the presented study, three images of the Posočje area and an external elevation model were used to create three differential interferograms. Taking into account the fact that models obtained from various interferograms are related, movements which occurred in the upper Posočje area earthquake on 12th April 1988 were determined. Interferometry showed that the vicinity of Bovec subsided by 0.5 cm on the average, while the largest movements observed exceed 2 cm.

A detailed analysis of the DInSAR technology potential was made and compared to PSInSAR. It was found out that the movements are in the same size range, but the technologies are nevertheless difficult to compare. The fact is that DInSAR gives continuous results and PSInSAR gives point results, but enables observation over a longer time span. This is of importance especially in vegetated areas, where decorrelation disables the use of DInSAR. PSInSAR presents an excellent alternative also to classic geodetic technologies, surpassing them in several aspects. The main advantages over the latter are a large density of measurement points, long-term observation and the possibility of observation without preliminary installation of instruments. In the study of the western part of Slovenia more than 20 points per square kilometre could be observed during a period of almost ten years and with the accuracy of a tenth of a millimetre.

The PSInSAR technology has proved extremely effective and it can be stated that it is (except for the observation of urban environment) more adequate than the classic DInSAR. Its biggest limitations are a more complicated analysis or interpretation, the need for additional spatial modelling in case a continuous model is required (where a combination with DInSAR may be of significance), and a patent protection of the processing procedure.

Data about temporal permanent scatterers elevation changes are very useful in further analyses of the impact of earthquake activity on surface movements in the research area and of the influence of seismic activity and precipitation on slope mass movements, which are the primary research objectives within the ClimChAlp project.

Acknowledgments

The authors would like to thank the Interreg III B – Alpine Space Programme for co-financing of the research, which was conducted within the scope of the project Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space (ClimChAlp) and to the Geological Survey of Slovenia for the support in the project.

References

- Borgeaud, M. & Wegmüller, U. 1997: On the use of ERS SAR interferometry for the retrieval of geo- and bio-physical information. – In Guyenne, T.D., Danesy, D. (eds.), Proceedings of the 'Fringe 96' workshop on ERS SAR interferometry, ESA, 83–94.
- Bürgmann, R., Hilley, G., Ferretti, A. & Novali, F. 2006: Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. – *Geology*, 34/3, 221–224.
- Carnec, C. & Delacourt, C. 2000: Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gradane, France. – *Journal of Applied Geophysics*, 43, 43–54.
- Dixon, T.H. 1995: SAR interferometry and surface change detection (ed.). – Report of a Workshop Held in Boulder, Colorado: February 3–4, 1994, University of Miami. (<http://southport.jpl.nasa.gov/scienceapps/dixon/index.html>, 2006)
- Dixon, H.T., Amelung, F., Ferretti, A., Novali, F., Rocca, F., Dokka, R., Sella, G., Kim, S.W., Wdowinski, S. & Whitman, D. 2006: Subsidence and flooding in New Orleans. – *Nature*, 441, 587–588.
- Ferretti, A. & Crippa, S. 2006: Advances in Differential SAR Interferometry: from DInSAR to PSInSAR™. – CSTARS "Height" Workshop October, 24th 2006, Miami, Florida.
- Ferretti, A., Bianchi, M., Prati, C. & Rocca, F. 2005: Higher-Order Permanent Scatterers Analysis. – *EURASIP Journal on Applied Signal Processing*, 20, 3231–3242.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 2000: Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. – *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38/5, 2202–2212.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 2001: Permanent Scatterers in SAR Interferometry. – *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*, 39/1, 8–20.
- Goldstein, R.M., Barnett, T.P. & Zebker, H.A. 1989: Remote sensing of ocean currents. – *Science*, 246, 1282–1285.
- Gosar, A., Živčič, M., I. Ceci, I. & Zupančič, P. 1999: Seizmološke značilnosti potresa 12. aprila 1998. – *Ujma*, 13, 57–65.
- Grenczy, G., Sella, G., Stein, S. & Kenyeres, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. – *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16311, doi:10.1029/2005GL022947.

Hanssen, R.F. 2005: Satellite radar interferometry for deformation monitoring: a priori assessment of feasibility and accuracy. – *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 6, 253–260.

Hanssen, R.F. & Ferretti, A. 2002: Deformation Monitoring by Satellite Interferometry. – *GIM International*, 16/9, 52–57.

Hilley, G.E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F. & Rocca, F. 2004: Dynamic of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. – *Science*, 304/ 5679, 1952–1955.

Komac, M., Sinigoj, J., Krivic, M., Kumelj, Š., Hribernik, K. & Vehovec, A. 2005: Pregled in analiza podatkov v obstoječih bazah plazov za novelacijo baze GIS_UJME. – *Geološki zavod Slovenije*, 51 str., Ljubljana.

Komac, M. 2006. Za koliko se dvigajo Julijske Alpe? *Delo* 24. 8. 2006, priloga Znanost: 20.

Ludwig, R., Hellwich, O., Strunz, G., Roth, A. & Eder, K. 2000: Applications of digital elevation models from SAR interferometry for hydrologic modelling. – *Photogrammetrie, Fernerkundung, Geoinformation*, 2, 81–94.

Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabautte, T. 1993: The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. – *Nature*, 364, 138–142.

Massonnet, D., Feigl, K.L., Rossi, M. & Adragna, F. 1994: Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. – *Nature*, 369, 227–230.

Massonnet, D., Briole, P. & Arnaud, A. 1995: Deflation of Mount Etna monitored by Spaceborne Radar Interferometry. – *Nature*, 375, 567–570.

Massonnet, D., Thatcher, W. & Vadon, H. 1996: Detection of post-seismic fault zone collapse following the Landers earthquake. – *Nature*, 382, 612–616.

Mohr, J.J. & Madsen, S.N. 2000: Automatic generation of large scale ERS DEMs and dis-

placement maps. – In Guyenne, T.D., Danesy, D. (ed.), *Proceedings of the 'Fringe 96' workshop on ERS SAR interferometry*, ESA, 83–94.

Oštir, K. 2000: Analiza vpliva združevanja radarskih interferogramov na natančnost modelov višin in premikov zemeljskega površja. – *Doktorska disertacija*, 175 str., Univerza v Ljubljani.

Oštir, K. 2006: Daljinsko zaznavanje. – *Založba ZRC*, pp. 250, Ljubljana.

Peltzer, G., Rosen, P.A., Rogez, F. & Hudnut, K. 1996: Postseismic rebound in fault stepovers caused by pore fluid flow. – *Science*, 273/ 5279, 1202–1204.

Peltzer, G., Crampé, F. & King, G. 1999: Evidence of the nonlinear elasticity of the crust from Mw 7.6 Manyi (Tibet) earthquake. – *Science*, 286/5438, 272–276.

Poljak, M., Živčič, M. & Zupančič, P. 2000: The seismotectonic characteristics of Slovenia. – *Pure Appl. Geophys.*, 157, 27–55.

Rodríguez, E. & Martín, J. 1992: Theory and design of interferometric SARs. – *Proceedings of the IEEE*, 139, IEEE, 147–159.

Salvi, S., Atzori, S., Tolomei, C., Allievi, J., Ferretti, A., Rocca, F., Prati, C., Stramondo, S. & Feuillet, N. 2004: Inflation rate of the Colli Albani volcanic complex retrieved by the permanent scatterers SAR interferometry technique. – *Geophysical Research Letters*, 31/12, L12606.

TRE, 2006: TRE – Tele-Rilevamento Europa, www.treuropa.com.

Vir prostorskih podatkov: © 1999–2004 Geodetska uprava Republike Slovenije.

Zebker, H.A. & Goldstein, R.M. 1986: Topographic mapping from interferometry synthetic aperture radar observations. – *Journal of Geophysical Research*, 91/B5, 4993–4999.

Zupančič, P., Ceci, I., Gosar, A., Placer, L., Poljak, M. & Živčič, M. 2001: The earthquake of 12 April 1998 in the Krn Mountains (UpperSoča valley, Slovenia) and its seismotectonic characteristics. – *Geologija*, 44/1, 169–192.

Opazovanje vertikalne komponente recentnih premikov v Julijskih Alpah s PSInSAR metodo

Application of PSInSAR for observing the vertical component of the recent surface displacements in Julian Alps

Marko KOMAC & Miloš BAVEC

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, Ljubljana, Slovenija
marko.komac@geo-zs.si, milos.bavec@geo-zs.si

Ključne besede: permanentni sipalci, aktivna tektonika, deformacije površja, PSInSAR, Julijske Alpe, Slovenija

Key words: permanent scatterers, active tectonics, surface deformation, PSInSAR, Julian Alps, Slovenia

Izvleček

Metoda interferometrije permanentnih sipalcev, s katero je bilo opazovano območje severozahodne Slovenije v obdobju med aprilom 1992 in decembrom 2000, se je izkazala za uporabno (vsaj) kot indikator vertikalne komponente relativnih hitrosti tektonskih premikov ter pri zaznavanju koseizmičnih premikov površja. Preliminarno smo ocenili tudi velikosti premikov (okrog 1mm/y) na območju raziskav, a so na tej stopnji raziskav rezultati sorazmerno nezanesljivi.

Abstract

Permanent Scatterer interferometry method has been used to observe subtle surface displacements in the north-western part of Slovenia between April 1992 and December 2000. The method proved to be very useful (at least) as indicator of the vertical component of relative tectonic displacements velocity and as the tool to detect co-seismic surface displacements. The preliminary displacements in the region (1mm/y about) have been estimated, yet at this stage they are to be taken with restraint.

Uvod

Moderna satelitska radarska metoda interferometrije permanentnih sipalcev (PSInSAR) omogoča zelo natančno opazovanje hitrosti vertikalne komponente premikov zemeljskega površja (Ferretti et al., 2001, 2005; Bürgmann et al., 2006; Dixon et al., 2006; Ferretti & Crespa, 2006). Metoda je zato uporabna tudi v geologiji za opazovanje koseizmičnih in aseizmičnih tektonskih premikov (Massonnet et al., 1993, 1994, 1996; Dixon, 1995; Peltzer et al., 1996, 1999), počasnih masnih premikov (Ferretti

et al.; 2001; Hilley et al., 2004), posedanja ali nabrekanja tal (Carnec & Delacourt, 2000; Ferretti et al., 2000) ipd. Zaradi nekaterih tehničnih omejitev (npr. 35-dnevna ponovitev snemanja, valovna dolžina radarskega signala, licence analitičnih programskih orodij) je metodologija še v fazi aplikativnega razvoja in obseg njene uporabnosti še ni dokončno definiran. V okviru Interreg III B projekta z naslovom Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space (ClimChAlp) smo na Geološkem zavodu Slovenije izvedli analizo premikov permanentnih sipalcev (PS) na

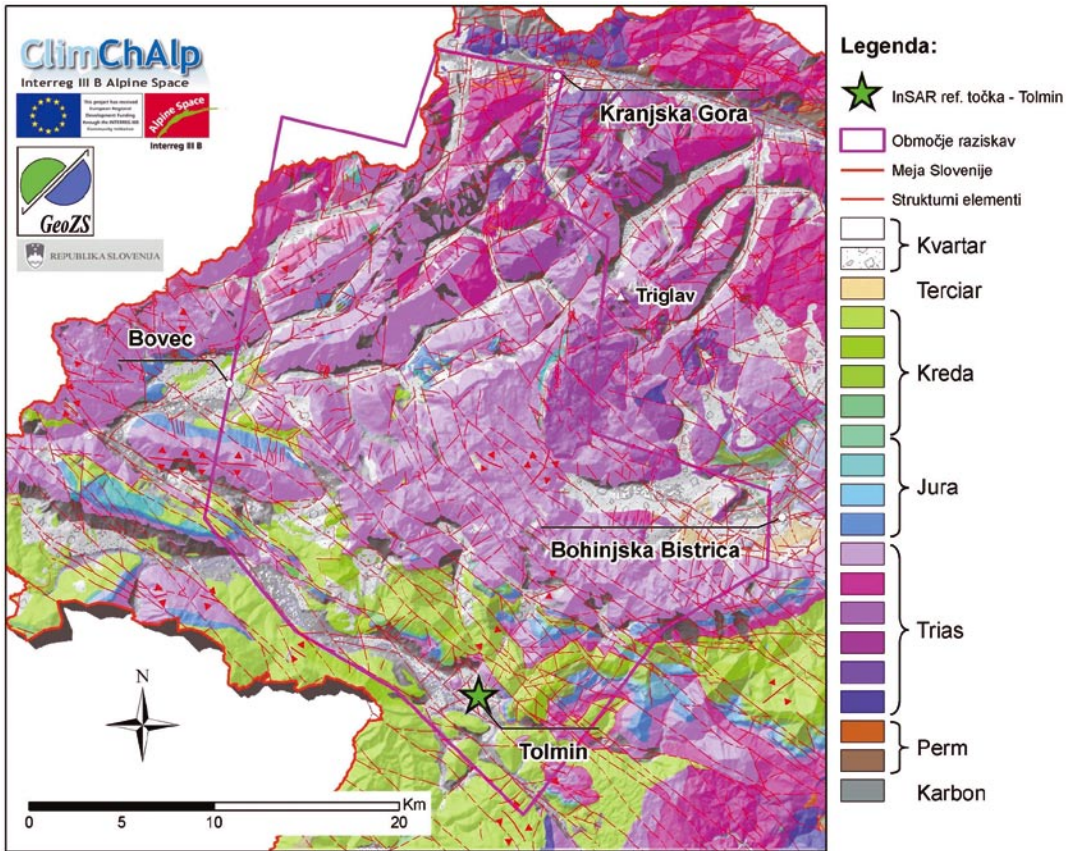
območju dela severozahodne Slovenije. Primarni namen raziskave je ugotoviti premike površja s stališča pojavljanja plazenj in obenem proučiti uporabnost podatkov InSAR in metode PSInSAR za druge geološko osnovane aplikacije, npr. za ugotavljanje z aktivno tektoniko povezanih površinskih deformacij. Pobočnim masnim premikom v tem prispevku ne posvečamo veliko prostora. Glavni poudarek je na aktivni tektoniki in dobro znani seizmični aktivnosti območja raziskav.

Poudarjamo, da so vsi opisani premiki PS relativni, saj so merjeni glede na referenčno točko v Tolminu. Ta je bila ocenjena

kot relativno stabilna in sodeč po merskih podatkih sodi med najstabilnejše točke na območju raziskav, kar pa ne pomeni, da se sama ne premika. Opozoriti je treba tudi na razliko med premiki v smeri potovanja radarskega signala (odklon od navpičnice za 23°) in dejanskimi vertikalnimi komponentami premikov, ki predstavljajo projekcijo vektorja premika na navpičnico.

Območje raziskav, uporabljeni podatki, referenčna točka

Območje raziskav se nahaja v severozahodnem delu Slovenije in pokriva pre-



Slika 1. Območje raziskav se nahaja v severozahodnem delu Slovenije, na meji z Italijo in pokriva jugovzhodni del Alp, Julijske Alpe. Večino območja sestavljajo mezozojske karbonatne kamnine, mreža ledeniških in fluvialnih dolin s strmimi bregovi pa je zapolnjena s kvartarnimi sedimenti. Referenčna točka za podatke PSInSAR, ki je bila locirana v Tolminu, je označena z zeleno zvezdo. Geologija povzeta po Buserju (1987) in Jurkovšku (1987).

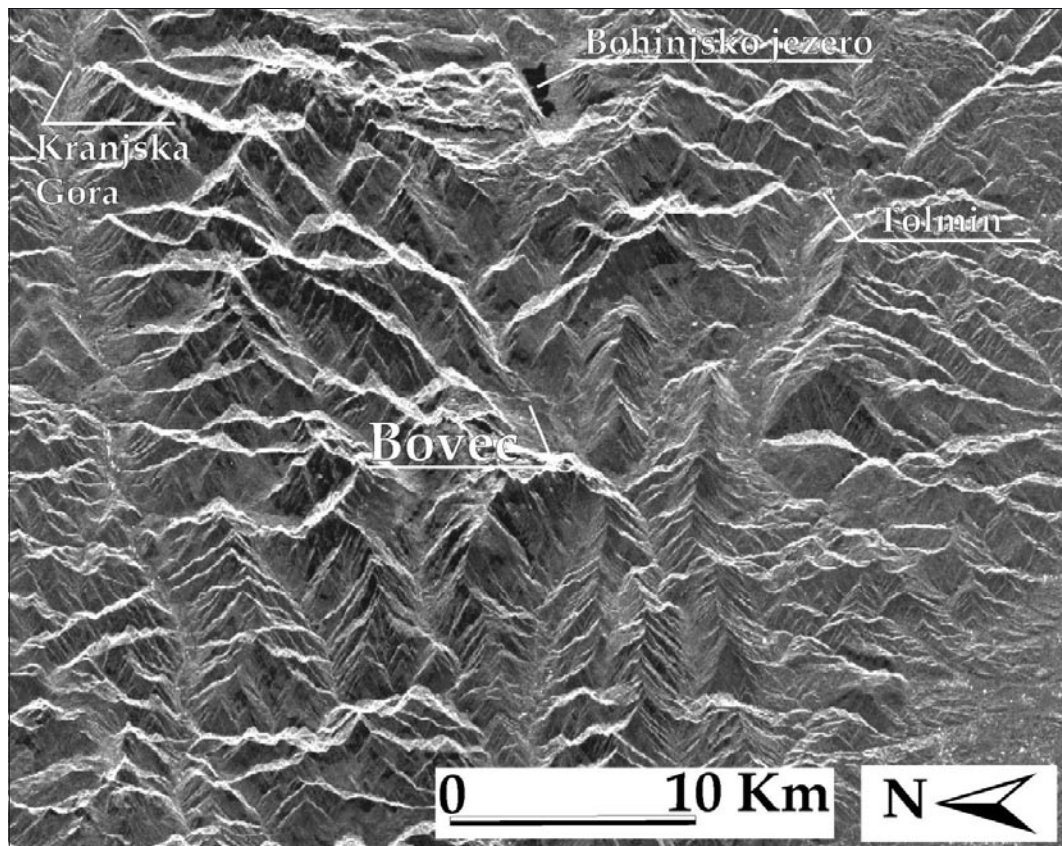
Fig. 1. The research area is located in the NW part of Slovenia, bordering the Italy and covering the south-eastern flank of Alps, Julian Alps. The area consists of Mesozoic carbonate rocks, the net of fluvial and glacial valleys is filled with Quaternary sediments. The reference point (a "zero" displacement point) was set in the town of Tolmin represented in the figure with the star. The research area is bordered with purple. The rest of the symbols in Fig. 1 are standard geological symbols. Geology after Buser (1987) and Jurkovšek (1987).

težno območje Julijskih Alp. Je nepravilne oblike in se razširja na preko 700 km², med Mostom na Soči (13°46'50"E, 46°7'41"N) na jugu, Kranjsko Goro (46°29'23", 13°47'7"E) na severu, Srpenico (13°33'12"E, 46°16'15"N) na zahodu in Bohinjsko Bistrico (46°16'1"N, 13°57'3"E) na vzhodu (sl. 1).

Območje raziskav pokriva najvišje predelne Slovenije s polovico Triglavskega narodnega parka. Povprečna nadmorska višina območja je 1157 metrov, najvišji vrh dosega 2664, najnižja točka pa je 141 metrov.

V okviru Interreg III B projekta Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space (ClimChAlp) so bile na Geološkem zavodu Slovenije izvedene analize premikov PS na območju severozahodne Slovenije. Primarni namen raziskave je ugotoviti premike površja s stališča pojav-

ljanja plazenj in obenem proučiti uporabnost podatkov InSAR in metode PSInSAR za druge geološke aplikacije. Za potrebe analiz je bilo uporabljenih 57 podob, pridobljenih v obdobju med 21. aprilom 1992 in 29. decembrom 2000. Za referenčno podobo je bila izbrana podoba, pridobljena na dan 26. 9. 1997 (sl. 2). Za referenčno točko, ki naj bi bila stabilna in naj bi stala na območju brez premikov ali z minimalnimi konstantnimi premiki, je bil izbran PS na triasnem dolomitu v Tolminu (46°11'3.44"N, 13°44'45.12"E). Koherenca referenčne točke znaša 0,84. Na slikah 1 in 3 je predstavljena z zeleno zvezdo. Vsi premiki, opisani v tem prispevku, so relativni in vezani na to referenčno točko. Ker vemo, da na tem območju ni absolutno stabilnih točk (cf. Rižnar et al., 2007), je podatek o relativnosti klju-



Slika 2. Podoba amplitud SAR za referenčno podobo območja raziskav, posneta 26. septembra 1997. Efekt razpršenega šuma je opazen po vsej podobi in negativno vpliva na njeno uporabnost (Bianchi & Ferretti, 2006).

Fig. 2. Amplitude image for the Master image (September 26th 1997); the "speckle noise" effect can be seen across the whole image. Speckle impacts negatively on the quality and usefulness of SAR amplitude images (Bianchi & Ferretti, 2006).

čen. Negativne hitrosti namreč ne pomenijo (nujno) absolutnega spuščanja neke točke pač pa (morda) le njeno počasnejše dviganje glede na referenčno točko. Za dvigovanje je mogoče trditi, da so posledica aktivne tektonike, tista ekstremna so verjetno posledica lokalno omejenih razmer, medtem ko so vzroki gibanja navzdol bolj kompleksni zaradi sočasnega vpliva tektonike in gravitacije. Najverjetneje gre pri ekstremnih premikih navzdol za počasne gravitacijske masne premike – plazove.

Geološka skica

Obravnava območje je sestavljeno v največji meri iz mezozojskih karbonatnih kamnin, nekaj je flišnih klastitov, na skrajnem severnem delu pa tudi nekaj paleozojskih klastičnih in karbonatnih kamnin (slika 1; povzeto po Buserju, 1987 in Jurkovšku, 1987). Območje leži (slika 3, 4) na širšem območju Južnoalpske narivne meje (nariva Južnih Alp na Zunanje Dinaride). Največji del spada k Julijskem pokrovu, na jugozahodnem delu pokriva del t.i. Tolminskega pokrova in se na skrajnem jugozahodnem robu dotakne tudi Trnovskega pokrova (po Placerju, 1998). Meje posameznih pokrovnih enot so na nekaterih mestih zelo jasne, drugod pa nekoliko bolj interpretativne (cf. Buser, 1987; Jurkovšek, 1987). Slednje velja predvsem za narivnico Julijskega pokrova na območju Bovca in Polovnika ter za Južnoalpsko narivno mejo. Razen omenjenih struktur sta za razumevanje dogajanja na tem območju pomembna še Idrijski in Savski prelom ter Ravenski prelom kot nosilec najmlajše seizmične aktivnosti. Za vse naštetih prelome predvidevamo, da pri njih prevladuje desnozmčna komponenta premikanja. Za Ravenskega je bilo to dokazano ob potresu leta 1998 (Zupančič et al., 2001; Bajc et al., 2001).

Dokazana aktivna tektonika na območju raziskav je posledica kompresijskega napetostnega polja s približno smerjo σ_1 S–J (npr. Placer, 1998; Grenerczy et al., 2005; Weber et al., 2006; Rižnar et al., 2007). Povzemamo, da so Idrijski, Savski in Ravenski prelom aktivni ter da je vsaj na opisanem območju aktivna tudi Južnoalpska narivna meja. Pokrov Julijskih Alp kot tak zaradi svoje geometrije ne more imeti aktivne narivnice, vse pa kaže, da se ta vsaj na zahodnem robu ujema z eno od aktivnih

struktur, domnevno povezano z Južnoalpsko narivno mejo. Širše območje zaznamuje srednja stopnja seizmične aktivnosti (Poljak et al., 2000). V obdobju snemanja, ki je potekalo od aprila 1992 do decembra 2000, se je na območju raziskav v pogorju Krna zgodil močan potres z magnitudo MW = 5,6 (Gosar et al., 2001; Zupančič et al., 2001; Bajc et al., 2001; Vidrih, 2006). V tem prispevku se dotikamo tudi možnosti zaznavanja koseizmičnih površinskih premikov tega in podobnih potresov s PSInSAR.

Interferometrija permanentnih sipalcev

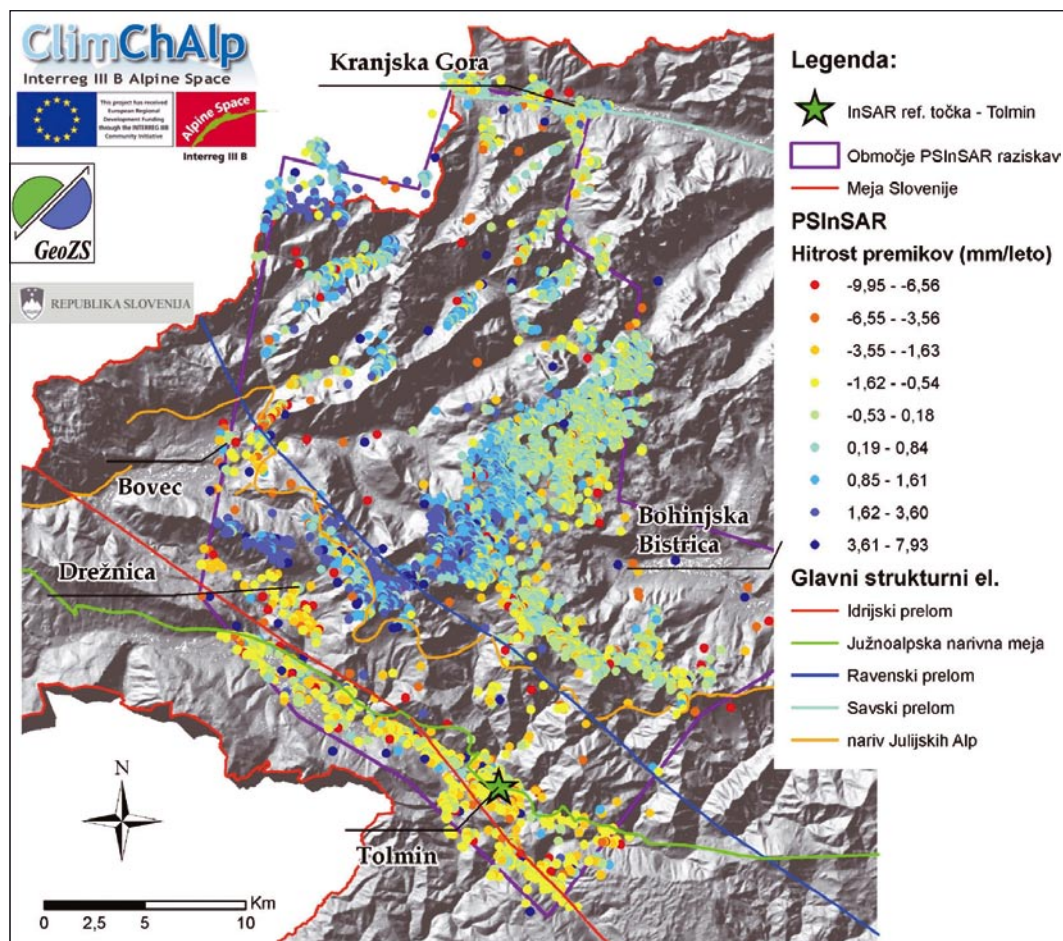
Umetno odprtinski radar ali SAR (*ang. Synthetic Aperture Radar*) je sistem senzorjev, nameščen na opazovalni osnovi, satelitu ali letalu, ki proti površju oddaja več zaporednih mikrovalovnih signalov z razponom valovne dolžine med 1 in 10 GHz. Sprejemnik oziroma kratka radarska antena, montirana na isti osnovi, zazna odboje emitiranih signalov od objektov na zemeljskem površju. Sistem deluje po principu Dopplerjevega efekta in tako navidezno poveča dolžino antene. Umetna odprtina predstavlja razdaljo v smeri leta, med trenutkom oddajanja signala in trenutkom, v katerem radar zaznava s površja odbiti signal (Oštir, 2006).

Opazovanje sprememb površja z metodo SAR skozi daljše časovno obdobje temelji na zaznavanju sprememb med posnetki, kar pa je zaradi časovne in geometrične dekorrelacije posnetkov ter atmosferskih vplivov zelo oteženo (Ferretti & Crespas, 2006). Metoda detekcije permanentnih sipalcev (*ang. Permanent Scatter Technique* – PSInSAR), ki so jo razvili v »spin-off« podjetju Tele-Rilevamento Europa, omogoča detekcijo točk na površju Zemlje s stalnim odbojem, kljub nekoliko drugačnemu ali zamaknjenemu opazovanju z opazovalne osnove (Ferretti & Crespas, 2006). S tako metodo, ki temelji na zapletenem algoritmu, je pričakovati najboljše rezultate v poseljenih območjih in območjih golih skal. Objekti in izdanki kamnin so zaradi koncentriranega odboja emitiranih signalov nazaj proti senzorju najprimernejši in najzanesljivejši permanentni sipalci (PS). Metodologija je zaradi valovne dolžine emitiranega signala uporabna le za premike, ki so v smeri potovanja signala, manjši od 28 mm v času med dvema snemanjema. Slednje se običajno po-

novi vsakih 35 dni. Premiki se določijo glede na referenčno točko znotraj opazovane območja, za katero se oceni, da ni podvržena večjim premikom, tako da dejansko opazujemo relativne premike. Metoda je natančneje opisana v Oštir & Komac (2007). Sistem satelitov ERS, ki so vir podatkov za predstavljeno študijo, v letu 1994 in delno v letu 1995 ni deloval, zato v tem obdobju ni zabeleženih podatkov o premikih (Bianchi & Ferretti, 2006).

Metoda je uporabna za zaznavanje vertikalne komponente sprememb na površi-

ni. Zaznavanje relativnih sprememb višine površja je zanimivo na številnih področjih (Ferretti & Cressa, 2006). Tako so lahko posedki kazatelj na pogrezanje območja zaradi rudarjenja, črpanja podtalnice ali nafte iz rezervoarjev (Vasco & Ferretti, 2005), mikro-tektonskih premikov, plazenj (Colesanti et al., 2003a; Hilley et al., 2004), posedkov zaradi konsolidacije terena po izvedbi gradbenih posegov, posedanja in nabrekanja tal zaradi sezonskih vplivov (Colesanti et al., 2003b).



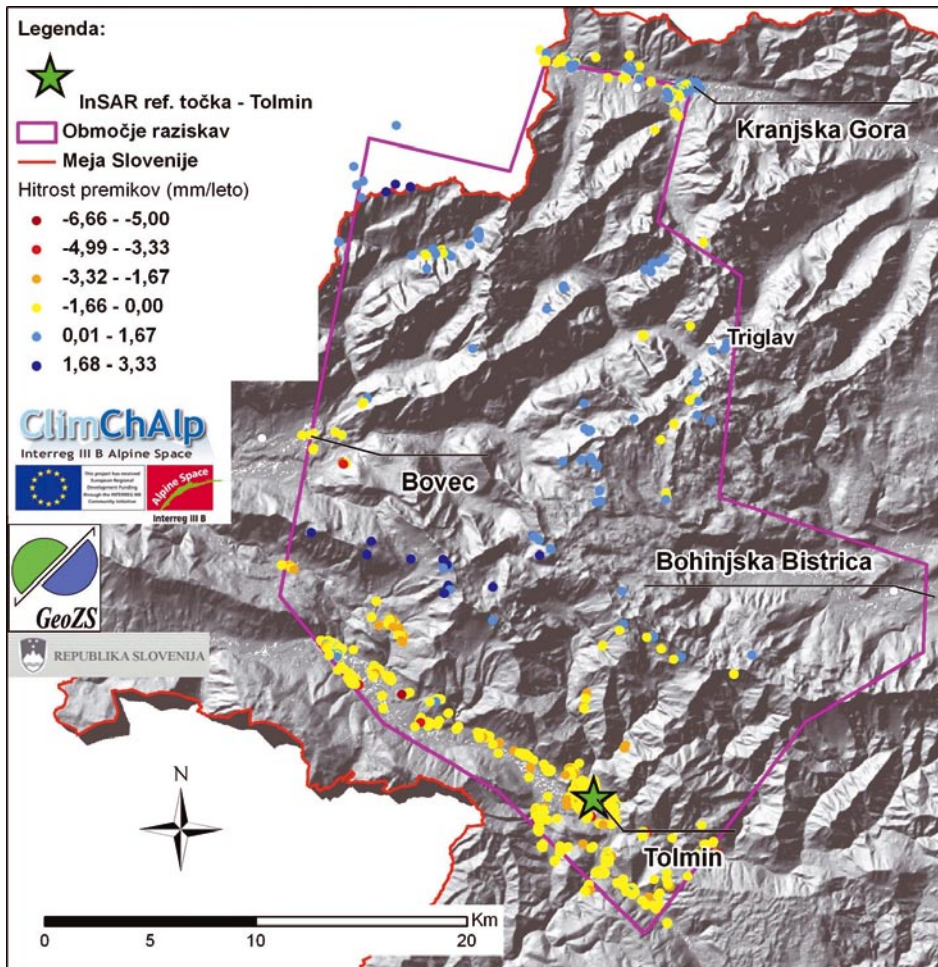
Slika 3. Lokacije 16304-ih PS na območju raziskav, prikazane v razredih intenzitete premikov. Toplioni predstavljajo negativne premike, torej relativno spuščanje in hladni toni pozitivne premike, torej relativno dviganje v odvisnosti od nivoja referenčne točke (Tolmin – označen z zeleno zvezdo). Hitrosti premikov so podane za smer potovanja signala.

Fig. 3. The 16304 PS, located in the research area, are represented with displacement velocity classes (mm/year). Warm tones represent relative »downward« displacements and cold tones represent relative »upward« displacements in relation to reference point, marked with green star. The displacement velocities are given for the line-of-sight direction. Important structural elements (faults and thrusts) are also shown.

Rezultati raziskav in diskusija

Območje raziskav je z vidika interferometrije permanentnih sipalcev problematično zaradi pokritosti z vegetacijo in zaradi globokih dolin, saj zaradi njih pri opazovanju površja pod kotom 23° , kot je to primer pri SAR pridobivanju podatkov, nastanejo t.i. sence. Kljub temu dvema omejitvama je povprečna gostota PS na opazovanem območju $23/\text{km}^2$, minimalna zahtevana gostota za izvedbo analiz pa je 15 točk na kvadrat-

ni kilometer (Bianchi & Ferretti, 2006). Povprečni letni premiki so bili izračunani za 16304 PS, katerih koherenca je bila večja od 0,5 (sl. 3). Za dobrih 10 % PS (1646 točk; sl. 4) z najmanjšimi variacijami v kakovosti podatkov (z največjimi koherencami) so bili pridobljeni podatki iz vseh 57-ih snemanj, kar je omogočilo njihovo časovno analizo. Za teh 1646 točk so bili izdelani časovni nizi premikov za obdobje od leta 1992 do 2000, s katerimi je možno natančneje opazovati premike površja in jih primerjati z drugimi



Slika 4. Lokacije 1646-ih PS na območju raziskav, za katere so bili izračunani časovni premiki. Le-ti so prikazani v razredih intenzitete premikov. Toplji toni predstavljajo negativne premike, torej gibanje navzdol in hladni toni pozitivne premike, torej dviganje, oboji relativno glede na referenčno točko (Tolmin – označen z zeleno zvezdo). Hitrosti premikov so podane za smer potovanja signala.

Fig. 4. The 1646 PS with temporal displacement measurements, located in the research area, are represented with displacement velocity classes (mm/year). Warm tones represent relative “downward” displacements and cold tones represent relative “upward” displacements in relation to reference point, marked with green star. The displacement velocities are given for the line-of-sight direction. Important structural elements (faults and thrusts) are also shown.

prostorsko-časovnimi dejavniki. Ker so bili interferometrični podatki pridobljeni le iz spuščajočih tirnic satelita (*ang. descending orbit*), se PS na območju raziskav nahajajo le na ravninah in na osojnih pobočjih. Metoda ima kar nekaj šibkih točk in možnih sistemskih napak. Zelo problematično je na primer merjenje PS na pobočjih, saj lahko ob horizontalnih premikih (glede na seizmološke podatke naj bi slednji prevladovali) na strmih pobočjih dobimo zelo velike navidezne vertikalne premike. V konkretnem primeru prevladujočega desnega zmičanja in spuščajoče se tirnice satelita pričakujemo navidezno dvigovanje na severnih in spuščanje na južnih pobočjih.

Upošteva se celotno populacijo PS ($n = 16304$), dosega največje relativne hitrosti premikanja PS proti satelitu $7,96$ mm/leto, največje relativne hitrosti oddaljevanja od satelita pa $(-9,96)$ mm/leto. Vrednosti so podane za smer potovanja radarskega signala, torej z naklonom 23° od navpičnice. V vertikalni smeri so največje relativne hitrosti gibanja navzgor $7,32$ mm/leto, navzdol pa $(-9,17)$ mm/leto.

Lastnosti izbranih 1646-ih točk (PS) z največjim zaupanjem v kakovost podatkov so nekoliko drugačne od lastnosti celotne populacije PS. Največje relativne hitrosti premikanja PS proti satelitu v smeri potovanja signala presegajo $6,65$ mm/leto, največje relativne hitrosti oddaljevanja od satelita v smeri potovanja radarskega signala pa presegajo $(-3,30)$ mm/leto. V vertikalni smeri so največje relativne hitrosti gibanja navzgor do $6,12$ mm/leto, navzdol pa do $(-3,06)$ mm/leto.

»Dviganje« Alp

Relativno dviganje Južnih Alp (natančneje: navzgor usmerjena vertikalna komponenta vektorja premikanja) glede na njihovo predgorje ni novost in je bilo tudi na ozemlju Slovenije že delno kvantificirano (npr. Rižnar et al., 2005, 2007). Novost so izjemo visoke vrednosti tu predstavljenih meritev, ki pa jih moramo interpretirati skrajno previdno. Razlogov za mogočo napačno interpretacijo je več; od sistemskih merskih napak, napak v algoritmu, ki je bil izdelan predvsem za opisovanje vertikalnih premikov ne pa vertikalne komponente premikov, nadalje zgoraj opisanih navidezni vertikalni premiki na pobočjih, do dejstva, da največji del točk, ki potujejo »navzdol«,

leži na sorazmerno mehkih kvartarnih sedimentih. Zato se v tem prispevku omejujemo predvsem na predstavitev rezultatov meritev in njihovo statistično obdelavo, možnost njihove interpretacije pa podajamo s pridržkom.

Že na prvi pogled rezultati kažejo (slike 3 in 4) na opazno razliko med smerjo premikov skupine PS v Soški dolini, med Tolminom in Kobaridom, ter na drugi strani skupino PS v Julijskih Alpah. Očitno je, da se slednje dvigajo v primerjavi s Tolminom, kjer je locirana referenčna točka. Takšno opazovanje je skladno s predpostavko o aktivnosti na območju Nariva Julijskih Alp, ki je nakazana tudi v prispevku Rižnarja in sodelavcev (2007). Bega pa dejstvo, da ne opazimo nobenih znakov aktivnosti Južnoalpske narivne meje oziroma da je vzdolž te, sicer ne najatančneje določene meje, signal PS ponekod celo nasproten od pričakovanega. Problem bomo poskušali rešiti s kategorizacijo posameznih PS-jev. Permanentni sipalci na območju Julijskih Alp, ki kažejo na posedanje ali pogrezanje so po vsej verjetnosti posledica počasnih pobočnih masnih premikanj, najverjetneje konsolidacije materiala v pobočnih gruščih. Preglednica 1 podaja različne vrednosti hitrosti povprečnih vertikalnih premikov permanentnih sipalcev na območju Julijskih Alp, katerih koherenca je večja od $0,74$. Pri ocenah vertikalnih dvigov je bil upoštevan kriterij povprečne hitrosti dviganja posameznega PS. Ob upoštevanju vseh dvigajočih se PS ($n = 91$), kar je zelo konzervativen pristop, kaže izračunana povprečna hitrost na dviganje za slab milimeter na leto. Ob manj konzervativnem pristopu, kjer so upoštevani le najbolj izstopajoči PS ($n = 5$), katerih dviganje je večje od $2,43$ mm/leto (zgornja $2,5$ % populacije), ocenjujemo, da znaša vertikalna komponenta premikanja na območju Julijskega pokrova glede na območje Tolminskega povprečno $3,35$ mm/leto. Tako izračunana hitrost je nepričakovano visoka, zato ne smemo izključiti možnosti sistemskih napak. V prihodnosti bomo poskusili s terensko kategorizacijo PS odpraviti nekatere od možnih napak.

Koseizmični premiki površja

Slika 5 prikazuje časovna niza dvigovanja Julijskih Alp ob upoštevanju vseh dvigajočih se PS v Julijskih Alpah ($n = 91$) in PS, katerih povprečno vertikalno dviganje

Preglednica 1. Povprečne relativne hitrosti vertikalnih komponent premikov permanentnih sipalcev na območju Julijskega pokrova za PS-e s časovnimi nizi premikov. Hitrosti premikov so bile izračunane na podlagi razlike med končnim (h_{konc}) in začetnim (h_{zac}) nivojem PS glede na referenčno točko.

Čas opazovanja je bil pri vseh enak in je znašal 3174 dni. Zadnji stolpec podaja povprečje za vse relativno dvigajoče se PS-e, ki ležijo na območju Julijskega pokrova (n = 7260).

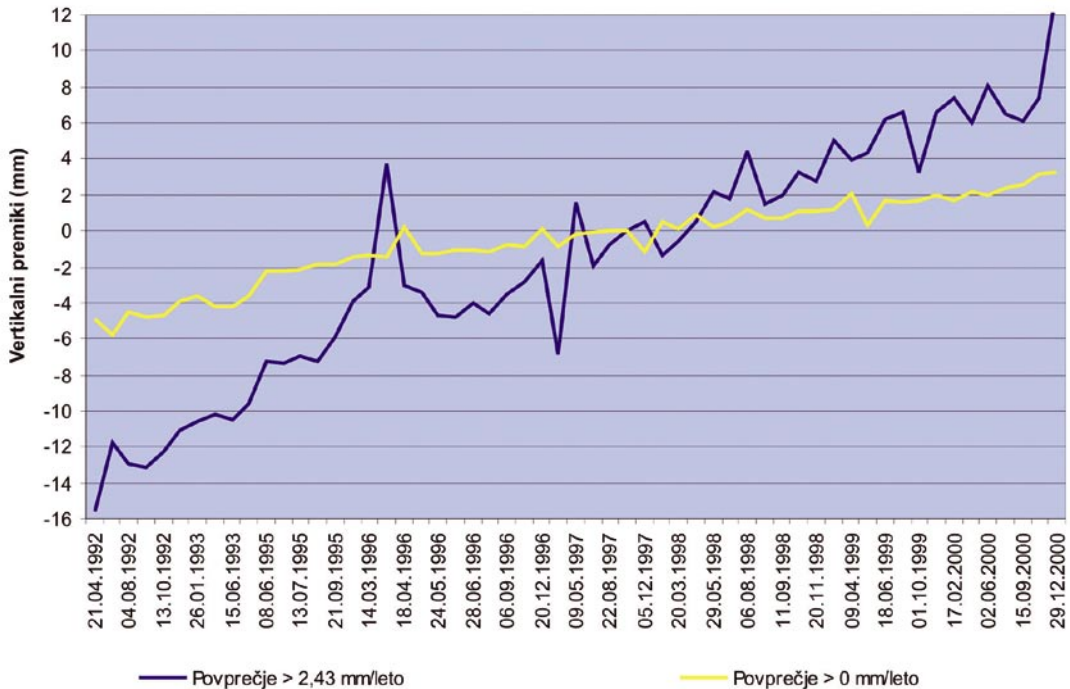
Table 1. Average relative vertical displacement velocities of PS with temporal measurements, situated in the area of the Julian nappe. Velocities were estimated based on difference between the relative elevations at the end and at the beginning of the observations in comparison to reference point (column "Razlika"). Daily velocities are estimated in column "Dvig (mm/dan)" and yearly velocities in column "Dvig (mm/leto)". The time of observation was 3174 days. In the first row, the estimated velocities are referred to the group of most extreme uplifting PS, and in the second row velocities are referred to all "uplifting" PS situated in the Julian nappe area. In the last column, the average relative vertical displacement velocities of all PS situated in the area of the Julian nappe that are being uplifted in relation to reference point (n = 7260).

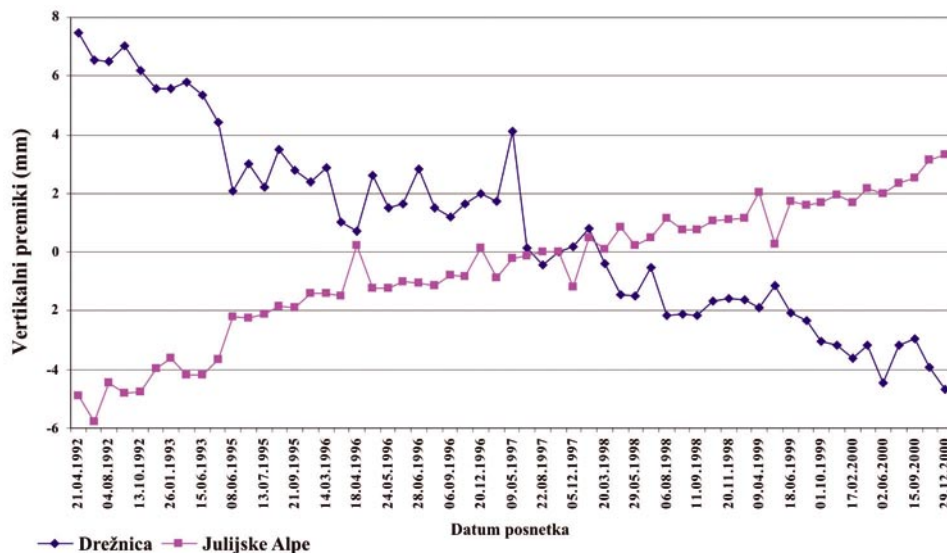
Permanentni sipalci (PS), kjer so	Razlika ($h_{konc} - h_{zac}$) (mm)	Dvig (mm/dan)	Dvig (mm/leto)	Povprečje vseh PS na območju Julijskega pokrova (mm/leto)
- premiki > 2,43 mm/leto (n = 5)	29,16	0,0092	3,35	3,53 (n = 244)
- premiki > 0,0 mm/leto (n = 91)	8,21	0,0026	0,94	0,95 (n = 7260)

je večje od 2,43 mm/leto (n = 5). Ob nedvoumnm aseizmičnem premikanju lahko med decembrom 1996 in junijem 1997 opazujemo tudi nekatere izrazitejšje dogodke, ki bi jih lahko pripisali potresom (15. 2. 1997 ML = 2,3; 25. 4. 1997 ML = 2,3; 10. 5. 1997 ML = 2), vzrok za bolj intenzivne premike v marcu in aprilu 1996 nam ni znan, najverjetneje pa je povezan s sistematično napako.

Lahko pa bi bil povezan tudi s kopičenjem energije pred potresom 13. 4. (ML = 4) in popotresom 16. 4. 1996 v Furlaniji (Živčić, 2006).

Slika 6 prikazuje primerjavo povprečnega vertikalnega relativnega »spuščanja« PS v vasi Drežnica (n = 58) in povprečnega relativnega vertikalnega dviganja PS na območju Julijskega pokrova (n = 91), ki je





Slika 6. Primerjava povprečnih relativnih vertikalnih premikov za območje vasi Drežnica, kjer se nahaja 58 PS (modra linija) s povprečnimi relativnimi vertikalnimi premiki vseh 91-ih PS na območju Julijskega pokrova, ki se dvigajo (ocenjena povprečna hitrost dviganja nad 0,0 mm/leto). Premiki PS so podani v mm. Vse vrednosti so projicirane na navpičnico in predstavljajo vertikalne komponente relativnih premikov.

Fig. 6. Comparison of average relative vertical component displacements of 58 PS in the Drežnica village and average relative vertical component displacements of all uplifting PS situated in the Julian nappe ($n = 91$; PS with average displacement velocity above 0.0 mm/year), shown in blue and red respectively. All displacements are given in mm and are projected to the vertical axis.

prikazan tudi na sliki 5. Vas Drežnica se »spušča« s povprečno hitrostjo 1,4 mm/leto glede na referenčno točko. V vasi Drežnica se v obdobju med 28. 2. in 9. 5. 1997 pojavi nenaden dvig celotnega območja za dobra 2,4 mm, kateremu sledi posedek, skoraj dvakratne velikosti (3,98 mm). Podobno gibanje je opazno pri povprečju hitrosti PS za območje Alp s hitrostmi nad 2,43 mm/leto (sl. 5), le da je smer gibanja nasprotna. Analiza podatkov o potresih v obdobju

med oktobrom 1996 in oktobrom 1997 kaže, da sta se med 29. 11. 1996 ($ML = 1,6$) in 15. 2. 1997 ($ML = 2,3$) na ožjem območju vasi Drežnica, v oddaljenosti največ 7 km (Živčič, 2006), zgodila dva potresa, ki sta očitno (z zamikom) botrovala dogajanju na območju Drežnice. Primerjava podatkov je zanimiva zaradi nasprotne usmeritve trenda relativnega gibanja, ki nedvomno dokazuje pripadnost dveh območij dvema, med seboj povezanima tektonskima domenama.

Slika 5. Grafični prikaz povprečnih premikov glede na referenčno točko v Tolminu, iz katerih ocenjujemo vertikalno komponento hitrosti premikanja PS na območju Julijskega pokrova glede na Tolminskem pokrovu. Prikazani so vertikalni premiki za skupine PS kot so razdeljeni v Preglednici 1. Trend dviganja, označen z rumeno barvo, predstavlja povprečje relativnih vertikalnih komponent premikov vseh 91-ih PS na območju Julijskega pokrova, ki se dvigajo (ocenjena povprečna hitrost dviganja nad 0,0 mm/leto) glede na referenčno točko. Trend dviganja, označen z modro barvo, predstavlja povprečje relativnih vertikalnih komponent premikov 5-ih PS na območju Julijskega pokrova z največjimi relativnimi hitrostmi dviganja (zgornja 2,5 % populacije z ocenjeno povprečno hitrostjo dviganja nad 2,43 mm/leto) glede na referenčno točko. Premiki PS so podani v mm. Vse vrednosti so projicirane na navpičnico in predstavljajo vertikalne komponente relativnih premikov.

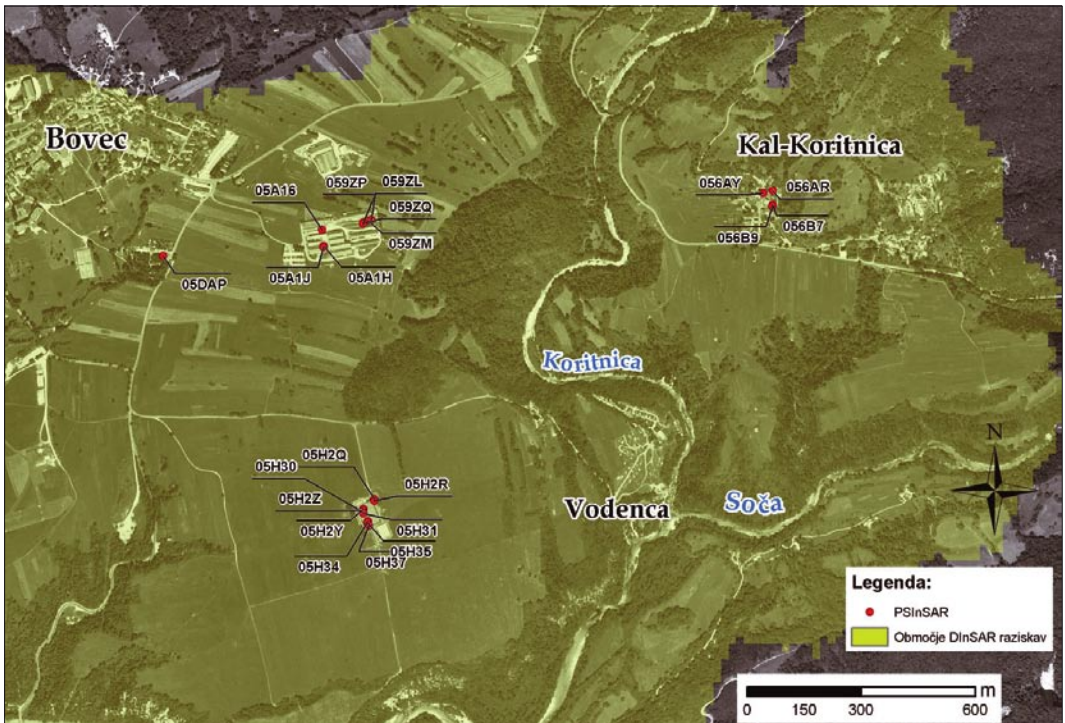
Fig. 5. Displacement trends of PS within the Julian nappe according to the reference point. The trend indicated in yellow represents the average relative vertical component displacements of all uplifting PS situated in the Julian nappe ($n = 91$; PS with average displacement velocity above 0.0 mm/year), and the trend indicated in blue represents the average relative vertical component displacements of the group of most extreme uplifting PS, situated in the Julian nappe ($n = 5$ PS with average relative displacement velocity above 2.43 mm/year) according to the reference point. All displacements are given in mm and

V obdobju med 15. 3. in 18. 4. 1996 so vidni sočasni relativni spusti PS na območju Drežnice in relativni dvigi PS na območju Julijskega pokrova. Zrcalna slika pojava se ponovi v obdobju med 9. 4. in 14. 5. 1999, tokrat je relativni dvig opazen na območju Drežnice in relativni spust na območju Julijskega pokrova. Glede na seizmološke podatke (Živčič, 2006) menimo, da so to lahko koseizmični premiki površja.

Koseizmični premiki površja ob potresu v Krnskem pogorju 12. aprila 1998

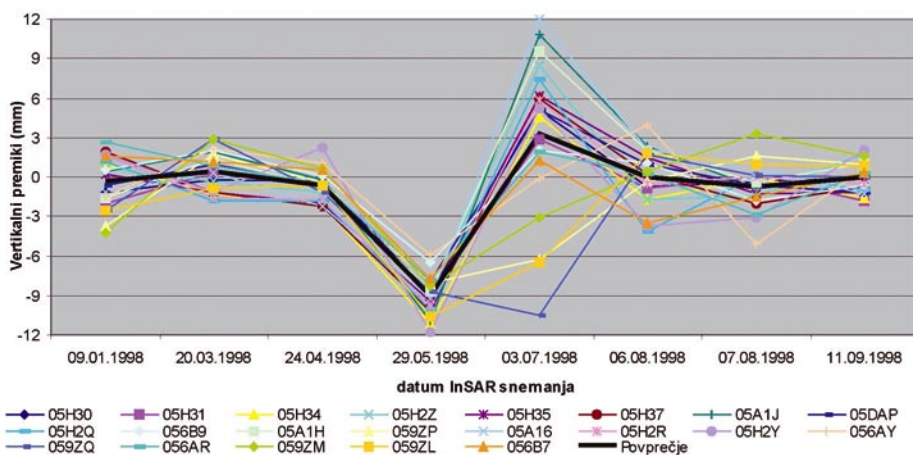
Kot že omenjeno se je v obdobju opazovanja območja raziskav z metodo PSInSAR na območju zgornjega Posočja zgodil močan potres z magnitudo $MW = 5,6$ (Gosar et al., 2001; Zupančič et al., 2001; Bajc et al., 2001; Vidrih, 2006). Oštir (2000) je s pomočjo diferencialne interferometrije analiziral premike, nastale zaradi omenjenega dogod-

ka. Območje, analizirano z metodo DInSAR je na sliki 7 prikazano z zelenim odtenkom. Na območju Bovške kotline je dokazal minimalne vertikalne premike, nastale ob potresu 12. 4. 1998, ki se na območjih prekrivanja s PS (sl. 7), pridobljenimi za predstavljene analize, statistično dobro ujemajo (Oštir & Komac, 2007). Časovni potek premikov PS na območju, ki ga pokrivajo podatki (sl. 7), pridobljeni z obema metodama, kaže na opazno premikanje podlage Bovške kotline ob potresu in na popotresno uravnavanje površja (sl. 8). Dobro opazni premiki površja v vzhodnem delu Bovške kotline so se zgodili z manjšim časovnim zamikom glede na potres in so na PSInSAR podatkih opazni šele v obdobju med 24. 4. in 29. 5. 1998, torej z zamikom dveh do desetih tednov. Povprečni relativni vertikalni posedek 21-ih PS zaradi potresa je bil, glede na njihovo stanje (torej ne glede na stanje referenčne točke) na 24. 4. 1998 $(-8,4$ mm. Temu posedanju



Slika 7. Območje vzhodnega dela Bovške kotline, kjer so bili izmerjene relativne vertikalne komponente premikov. Z rdečo barvo so označeni PS, katerih premiki skozi čas so prikazani na sliki 8 in v preglednici 2. Območje, prikazano na sliki je v večini pokrito s podatki DInSAR analiz, ki jih je opravil Oštir (2000).

Fig. 7. East part of Bovec basin area where relative vertical component displacements have been measured. Red points represent PS for which temporal displacements are shown in Fig. 8 and in Table 2. The area displayed in the Fig. 7 is almost whole covered with the DInSAR data, on which Oštir (2000) has performed analyses (shown in transparent green).



Slika 8. Grafični prikaz relativnih vertikalnih komponent premikov v vzhodnem delu Bovške kotline glede na referenčno točko. Lokacije PS so prikazane na sliki 8. Premiki PS so podani v mm. Vse vrednosti so projicirane na navpičnico in predstavljajo vertikalne komponente relativnih premikov. Prikaz se nanaša le na obdobje med januarjem in septembrom 1998, torej nekaj mesecev pred in nekaj mesecev po potresu v Posočju na dan 12. 4. 1998.

Fig. 8. Relative vertical component displacements of PS situated in the east part of Bovec basin according to reference point. Locations of PS are shown in Fig. 7. All displacements are given in mm and are projected to the vertical axis. The figure only shows the displacement time span from January to September 1998, covering several months before and after the 1998 Easter earthquake. The surface displacements related to the earthquake are well seen, first a subsidence of an average 8.4 mm occurred somewhere between two to ten weeks after the earthquake, followed by an uplift of an average 12.3 mm. The time lag of displacements could be the consequence of post-earthquake surface "equilibration" or a consequence of systematic error of data during their processing, but the latter is of negligible possibility.

je sledilo dviganje, v povprečju za 12,3 mm glede na stanje na 29. 5. 1998, v naslednjih obdobjih snemanja SAR podatkov pa so se povprečni relativni premiki umirili (preglednica 2). Relativni premiki glede na referenčno točko so identični, a imajo drugače izražene vrednosti in so prikazani v preglednici 2. Iz slike 8 je možno jasno razbrati »nihanje« površja med aprilom in avgustom 1998, ki bi lahko bilo posledica postopnega in zato časovno nekoliko zamaknjenega popotresnega uravnavanja površja. Časovni zamik premikov v odvisnosti od potresa bi lahko bil tudi posledica sistemske napake pri obdelavi podatkov PSInSAR, kar pa je zelo malo verjetno.

Zaključki

Julijske Alpe se v primerjavi s svojim predgorjem nedvomno dvigajo oziroma je vertikalna komponenta vektorja premikanja obrnjena navzgor. Pojav je bil v preteklosti že nakazan. Relativna hitrost dviganja posameznih točk znotraj Pokrova Julijskih Alp, dobljena z metodo PSInSAR, je nekoliko drugačna od predhodno ocenjenih

in je ocenjena na 3,35 mm/leto. Ob bolj konzervativni oceni, ki upošteva vse dvigajoče se PS (povprečna relativna hitrost vertikalne komponente dviga je večja od 0,0 mm/leto) na območju Pokrova Julijskih Alp, je povprečna hitrost dviganja ocenjena na slab milimeter na leto.

Ocenjene hitrosti moramo razumeti z resnim pridržkom, ker so bile pridobljene na podlagi statistične obdelave podatkov in brez dejanske terenske ocene PS.

Bolj neposredno uporabna se je metoda izkazala za identifikacijo koseizmičnih premikov na površju. Najbolj izrazito reakcijo površja smo ugotovili v Bovški kotlini in sicer v povezavi z velikonočnim potresom 1998.

Nadaljevanja raziskav bomo usmerili v analizo horizontalne komponente premikov in geološko oceno kvalitete in pomena posameznih permanentnih sipalcev.

Zahvala

Pričujoča študija je bila sofinancirana iz kohezijskih skladov Evropske komisije skozi program Interreg IIIB – Alpine Space, iz

Preglednica 2. Relativne vertikalne komponente premikov PS, ki ležijo v vzhodnem delu Bovške kotline (slika 8), glede na referenčno točko. Prvi stolpec podaja identifikator PS-a, drugi in tretji njegovo geografsko širino in dolžino, stolpec z oznako "v" predstavlja izračunano povprečno relativno vertikalno hitrost PS in "Koherenca" kvaliteto interference. Zadnjih sedem stolpcev prikazuje relativne vertikalne premike (v mm) glede na referenčno točko. Zadnja vrstica podaja povprečja za posamezne stolpce.

Table 2. Relative vertical displacement components of PS situated in the east part of Bovec basin (Fig. 8) according to reference point. First column is PS identification, second and third represent geographical latitude (N) and geographical longitude (E) respectively. Column "v" represents average relative vertical velocity component of PS, and column "Koherenca" represents coherence level of each PS. Last seven columns represent relative vertical displacements (in mm) according to reference point. Last row represents average values for all 21 PS in the Table 2.

#	Geog. širina (S)	Geog. dolžina (V)	v	Koherenca	Premiki glede na referenčno točko (mm)							
					09. 01. 98	20. 03. 98	24. 04. 98	29. 05. 98	03. 07. 98	06. 08. 98	07. 08. 98	11. 09. 98
05H30	46,330465°	13,569659°	-0,80	0,92	-1,12	-0,26	-0,30	-8,81	5,09	-0,79	-0,34	-0,08
05H31	46,330425°	13,569679°	-0,73	0,90	-2,03	0,30	-0,76	-9,10	2,92	-0,87	-0,01	-1,78
05H34	46,330254°	13,569843°	-0,65	0,89	0,99	-1,28	-2,14	-11,17	4,53	-1,65	-0,09	-1,59
05H2Z	46,330501°	13,569660°	-0,47	0,88	0,63	-0,33	-1,19	-8,85	8,52	-1,74	-1,51	1,79
05H35	46,330221°	13,569818°	-1,03	0,87	0,18	-1,13	-1,99	-9,49	6,20	1,45	-1,28	-1,17
05H37	46,330140°	13,569872°	-0,79	0,86	1,89	-1,14	-2,24	-10,18	5,99	0,21	-2,05	-0,73
05A1J	46,336699°	13,568143°	-0,43	0,86	0,39	1,86	-0,17	-10,95	10,88	2,29	-0,81	0,22
05DAP	46,336427°	13,562688°	-0,35	0,86	-0,61	0,91	-0,64	-7,99	5,09	0,96	-0,59	-1,15
05H2Q	46,330772°	13,570047°	-0,37	0,85	1,16	-1,81	-1,84	-10,11	7,48	-4,14	0,13	-0,97
056B9	46,337858°	13,583440°	-0,15	0,84	0,57	2,06	0,15	-6,46	2,05	1,02	-1,77	-0,64
05A1H	46,336732°	13,568162°	-0,36	0,82	-1,62	1,40	-0,71	-8,75	9,51	2,05	-0,41	1,08
059ZP	46,337298°	13,569501°	-0,08	0,80	-3,76	1,71	-0,44	-8,12	-6,21	-0,28	1,55	0,98
05A16	46,337110°	13,568084°	0,11	0,80	-1,21	0,34	-2,18	-9,22	12,00	2,13	0,61	-1,30
05H2R	46,330736°	13,570042°	-0,78	0,78	1,64	-1,61	-1,67	-9,77	5,82	-0,51	-0,01	-0,53
05H2Y	46,330536°	13,569670°	-0,59	0,77	1,75	-1,13	2,28	-11,81	5,24	-3,71	-3,12	2,00
056AY	46,338160°	13,583134°	-0,02	0,77	-1,46	2,13	1,08	-5,90	-0,08	3,95	-5,13	0,64
059ZQ	46,337265°	13,569482°	-0,77	0,75	-2,52	2,83	-1,14	-8,72	-10,48	1,69	0,13	-0,02
056AR	46,338222°	13,583447°	0,12	0,75	2,64	0,90	-0,58	-7,84	1,92	0,25	-2,86	0,34
059ZM	46,337348°	13,569657°	-0,42	0,74	-4,23	2,84	0,63	-8,26	-3,03	0,39	3,34	1,57
059ZL	46,337366°	13,569778°	-0,33	0,74	-2,50	-0,82	-0,68	-10,64	-6,43	1,81	0,95	0,82
056B7	46,337892°	13,583458°	0,63	0,74	1,61	1,17	0,55	-7,76	1,23	-3,54	-1,46	0,35
Povprečje (n = 21)			-0,39	0,82	-0,36	0,43	-0,67	-9,04	3,25	0,05	-0,70	-0,01

lastnih sredstev Geološkega zavoda Slovenije, sredstev Agencije za raziskovalno dejavnost R Slovenije in Ministrstva za okolje in prostor. Avtorja se zahvaljujeta sodelavcem, ki so kakor koli pomagali pri izdelavi analiz ali pa so s svojim znanjem in izkušnjami svetovali pri nastanku prispevka.

Literatura

- Bajc, J., Aoudia, A., Sarao, A. & Suhadolc, P. 2001: The 1998 Bovec-Krn mountain (Slovenia) earthquake sequence. – *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1839–1842.
- Bavec, M., Budkovič, T. & Komac, M. 2005: Geohazard – geološko pogojena nevarnost zaradi procesov pobočnega premikanja. Primer občine Bovec = Estimation of geohazard induced by mass movement processes. The Bovec municipality case study. – *Geologija*, 48/2, 303–310, Ljubljana.
- Bianchi, M. & Ferretti, A. 2006: Land deformation monitoring using satellite radar data processed with the Permanent Scatterers Technique (POLIMI PS Technique™). Processing Report Slovenia, western area ERS descending dataset (Poročilo o izvedbi analiz – 06.008C). – Tele-Rilevamento Europa, 30 p., Milano.
- Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Videm, 1 : 100.000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Bürgmann, R., Hilley, G., Ferretti, A. & Novali, F. 2006: Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. – *Geology*, 34/3, 221–224.
- Carnec, C. & Delacourt, C. 2000: Three years of mining subsidence monitored by SAR interferometry, near Gradane, France. – *Journal of Applied Geophysics*, 43, 43–54.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 2003a: Monitoring Landslides and Tectonic Motion with the Permanent Scatterers Technique. – *Engineering Geology*, 68, 3–14.
- Colesanti, C., Ferretti, A., Novali, F., Prati, C., & Rocca, F. 2003b: SAR Monitoring of Progressive and Seasonal Ground Deformation Using the Permanent Scatterers Technique. – *IEEE Transactions on Geoscientific Remote Sensing*, 41, 1685–1700.
- Dixon, T.H. 1995: SAR interferometry and surface change detection (ed.). – Report of a Workshop Held in Boulder, Colorado : February 3–4, 1994, University of Miami. (<http://southport.jpl.nasa.gov/scienceapps/dixon/index.html>, 2006)
- Dixon, H.T., Amelung, F., Ferretti, A., Novali, F., Rocca, F., Dokka, R., Sella, G., Kim, S.W., Wdowinski, S. & Whitman, D. 2006: Subsidence and flooding in New Orleans. – *Nature*, 441, 587–588.
- Ferretti, A., Bianchi, M., Prati, C. & Rocca, F. 2005: Higher-Order Permanent Scatterers Analysis. – *EURASIP Journal on Applied Signal Processing*, 20, 3231–3242.
- Ferretti, A. & Crippa, S. 2006: Advances in Differential SAR Interferometry: from DInSAR to PSInSAR™. – CSTARS “Height” Workshop October, 24th 2006, Miami, Florida.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 2000: Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. – *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 38/5, 2202–2212.
- Ferretti, A., Prati, C. & Rocca, F. 2001: Permanent Scatterers in SAR Interferometry. – *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing* 39/1, 8–20.
- Gams, I. & Ramovš, A. 1990: Julijske Alpe = Julian Alps. – In: Javornik, M. (Ed.) Enciklopedija Slovenije, 4, Mladinska knjiga, 352–354, Ljubljana.
- Gosar, A., Stopar, R., Car, M. & Mucciarelli, M. 2001: The earthquake on 12 April, 1998 in Krn mountains (Slovenia): Ground motion amplification study using microtremors and modeling based on geophysical data. – *Journal Appl. Geophys.*, 47/2, 153–167.
- Grenerczy, G., Sella, G., Stein, S. & Kenyeres, A. 2005: Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. – *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16311, doi: 10.1029/2005GL022947.
- Hilley, G.E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F. & Rocca, F. 2004: Dynamic of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. – *Science*, 304/5679, 1952–1955.
- Jurkovšek, B. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ, lista Beljak in Ponteža, 1 : 100.000. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Komac, M. 2005: Verjetnostni model napovedi nevarnih območij glede na premike pobočnih mas – primer občine Bovec = Probabilistic model of slope mass movement susceptibility – a case study of Bovec municipality, Slovenia. – *Geologija*, 48/2, 311–340, Ljubljana.
- Komac, M. & Ribičič, M. 2006: Landslide susceptibility map of Slovenia at scale 1 : 250.000 = Karta verjetnosti pojavljanja plazov v Sloveniji v merilu 1 : 250.000. – *Geologija*, 49/2, 295–309, Ljubljana.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabaut, T. 1993: The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. – *Nature*, 364, 138–142.
- Massonnet, D., Feigl, K.L., Rossi, M. & Adragna, F. 1994: Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. – *Nature*, 369, 227–230.
- Massonnet, D., Thatcher, W. & Vadon, H. 1996: Detection of post-seismic fault zone collapse following the Landers earthquake. – *Nature*, 382, 612–616.
- Oštir, K. 2000: Analiza vpliva združevanja radarskih interferogramov na natančnost modelov višin in premikov zemeljskega površja : doktorska disertacija. – Univerza v Ljubljani, 175 str., Ljubljana.
- Oštir, K. 2006: *Daljinsko zaznavanje*. – Založba ZRC, pp. 250, Ljubljana.
- Oštir, K. & Komac, M. 2007: PSInSAR and DInSAR methodology comparison and their applicability in the field of surface deformations – A case of NW Slovenia. – *Geologija*, 50/1 (v tisku), Ljubljana.
- Peltzer, G., Rosen, P.A., Rogez, F. & Hudnut, K. 1996: Postseismic rebound in fault stepovers caused by pore fluid flow. – *Science*, 273/5279, 1202–1204.

Peltzer, G., Crampé, F. & King, G. 1999: Evidence of the nonlinear elasticity of the crust from Mw 7.6 Manyi (Tibet) earthquake. – *Science*, *286/5438*, 272–276.

Placer, L. 1998: Contribution to the macro-tectonic subdivision of the border region between southern Alps and External Dinarides. – *Geologija*, *41*, 223–255.

Poljak, M., Živčič, M. & Zupančič, P. 2000: The seismotectonic characteristics of Slovenia. – *Pure Applied Geophysics*, *157*, 27–55.

Rižnar, I., Koler, B. & Bavec, M. 2005: Identifikacija potencialno aktivnih struktur vzdolž reke Save na podlagi topografskih podatkov in podatkov nivelmanskega vlaka. – *Geologija* *48/1*, 107–116, Ljubljana.

Rižnar, I., Koler, B. & Bavec, M. 2007: Recentna aktivnost regionalnih geoloških struktur v zahodni Sloveniji. – *Geologija*, *50/1*, 111–120, Ljubljana.

Vasco, D.W. & Ferretti, A. 2005: On the use of quasi-static deformation to understand reservoir fluid flow. – *Geophysics*, *70/4*, O13–O27.

Weber, J., Vrabc, M., Stopar, B., Pavlovčič Prešeren, P. & Dixon, T. 2006: The PIVO-2003 experiment: a GPS study of Istria peninsula and Adria microplate motion, and active tectonics in Slovenia. – V: Pinter, N., Grenerczy, G., Weber, J., Stein, S., Medak, D. (eds): *The Adria microplate: GPS geodesy, tectonics and hazards*. NATO Science Series, IV, Earth and Environmental Sciences, *61*, 305–320, Springer.

Vidrih, R. 2006: Geološki vidiki potresa 12. aprila 1998 v zgornjem Posočju : doktorska disertacija = Geological aspects of the earthquake on 12 April 1998 in upper Soča valley : Ph. D. thesis. – NTF Univerza v Ljubljani, 432 str., Ljubljana.

Zupančič, P., Ceci, I., Gosar, A., Placer, L., Poljak, M. & Živčič, M. 2001: The earthquake of 12 April 1998 in the Krn Mountains (Upper Soča valley, Slovenia) and its seismotectonic characteristics. – *Geologija*, *44/1*, 169–192.

Živčič, M. 2006: Katalog potresov. – Urad za seizmologijo in geologijo, ARSO. Neobjavljeno.

Recentna aktivnost regionalnih geoloških struktur v zahodni Sloveniji

Recent activity of the regional geologic structures in western Slovenia

Igor RIŽNAR¹, Božo KOLER² & Miloš BAVEC³

¹ Geološke ekspertize Igor Rižnar s.p., Ulica bratov Martinec 40, 1000 Ljubljana,
e-mail: igor.riznar@s5.net

² Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo, Jamova 2, 1000 Ljubljana,
e-mail: bozo.koler@fgg.uni-lj.si

³ Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ul. 14, 1000 Ljubljana,
e-mail: milos.bavec@geo-zs.si

Ključne besede: recentna tektonska aktivnost, geodinamika, nivelman, Kraški rob, Južnoalpska narivna meja, Nariv Julijskih Alp, Raški prelom, Divaški prelom, vertikalna geodinamična aktivnost, Slovenija

Key words: recent tectonic activity, geodynamics, levelling line, Kraški Rob, Southalpine Front, Julian Alps thrust, Raša fault, Divača fault, vertical geodynamic activity, Slovenia

Izvleček

Na podlagi analize in geološke interpretacije podatkov ponovljenega preciznega nivelmana smo vzdolž nivelmanskega poligona med Sečovljami in Lescami ugotovili in kvantificirali recentno aktivnost nekaterih najpomembnejših geoloških struktur v zahodni Sloveniji. Ob upoštevanju omejitev metode, zaznavamo lahko le vertikalno komponento premika, ugotavljamo, da so na obravnavanem območju recentno aktivne vsaj naslednje strukture: sinklinalno upogibanje med Strunjanom in Koperom, Kraški naluskani prag, Divaški prelom, Raški prelom, Južnoalpska narivna meja in nariv Julijskih Alp. Največja razlika hitrosti vertikalne komponente premika med Sečovljami in Bledom je približno 7 mm/a. Rezultati meritev oziroma hitrosti premikov so relativni in preračunani glede na izhodiščno točko v Sečovljah. Uvajamo pojem vertikalne geodinamične aktivnosti (VGA), kot vmesni člen med geološko interpretacijo geodetskih meritev in možnimi neposrednimi aplikacijami ter kot primerjalno veličino.

Abstract

Several important geological structures in the western Slovenia were identified as active and their activity was quantified. Geologic interpretation is based on the analysis of repeated leveling line campaigns data along the Sečovlje–Bled polygon. Taking into account the limitations of the method – only the vertical component of displacement is measured – the following structures were identified as active: a juvenile syncline between Strunjan and Koper, the Kras Imbricate Structure, the Divača fault, the Raša fault, the Southalpine Front and the Julian Alps thrust. Vertical movement rate is relative, calculated with respect to the benchmark in Sečovlje. The largest uplift rate difference between Sečovlje and Bled is 7 mm/a. Vertical Geodynamic Activity (VGA) is introduced as a link between geologic interpretation of geodetic measurements on one side and possible applications on the other as well as a mean of comparison between tectonically active regions.

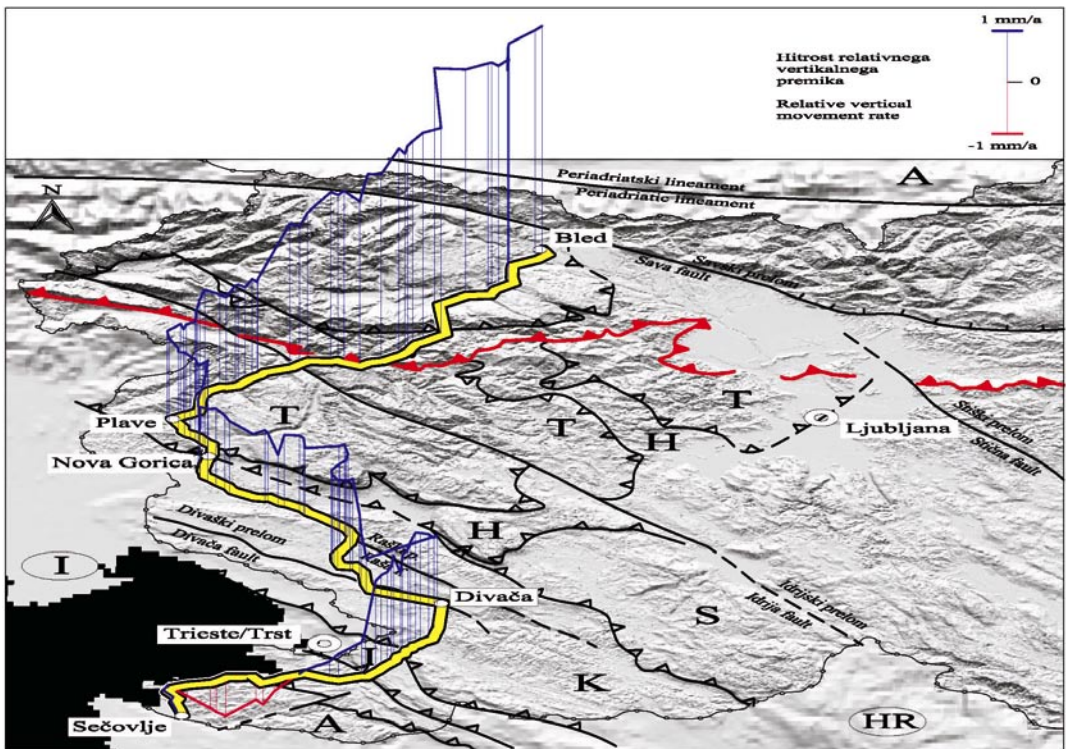
Uvod

Lega (geodetske, merske) točke v vertikalni ravnini je določena z višino točke nad neko izhodiščno, primerjalno ploskvijo. V nivelmanskih mrežah so nadmorske višine točk, reperjev, določene z metodo geometričnega nivelmana, ki spada med najnatančnejše geodetske merske metode. Če so nivelmanske mreže višjih redov merjene večkrat, potem lahko rezultate izmer uporabimo za določitev vertikalnih premikov reperjev.

Uporaba ponovljenih meritev nivelmana za oceno geodinamike v Sloveniji ni novost. Geodetske osnove je postavil Koler (2006), ki je ob analizi ponovljenih nivelmanov z območja celotne Slovenije ugotovil sistemske anomalije in jih pripisal geodinamskim premikom v času med dvema meritvama. Poljak (1997) je v Krški kotlini poskusil s kvantifikacijo premikov v povezavi z znano geološko strukturo, pisci tega prispev-

ka (Rižnar et al., 2005) pa so že določili količine relativnega vertikalnega premika med Ljubljano in Ratečami, vendar so bili pri navezavi na konkretne aktivne geološke strukture omejeni zaradi nedodelanega strukturnega modela Ljubljanske kotline. Za razliko od Ljubljanske kotline je tektonska slika zahodne Slovenije bolj jasna, poleg tega pa je bila recentna aktivnost nekaterih regionalnih struktur že nakazana (Placer, 2004, ustno sporočilo o domnevni aktivnosti Črnokalskega nariva; Placer, 2007 v tej reviji), o recentnih horizontalnih premikih na območju jugozahodne Slovenije pa so pisali tudi Weber in sodelavci (2005).

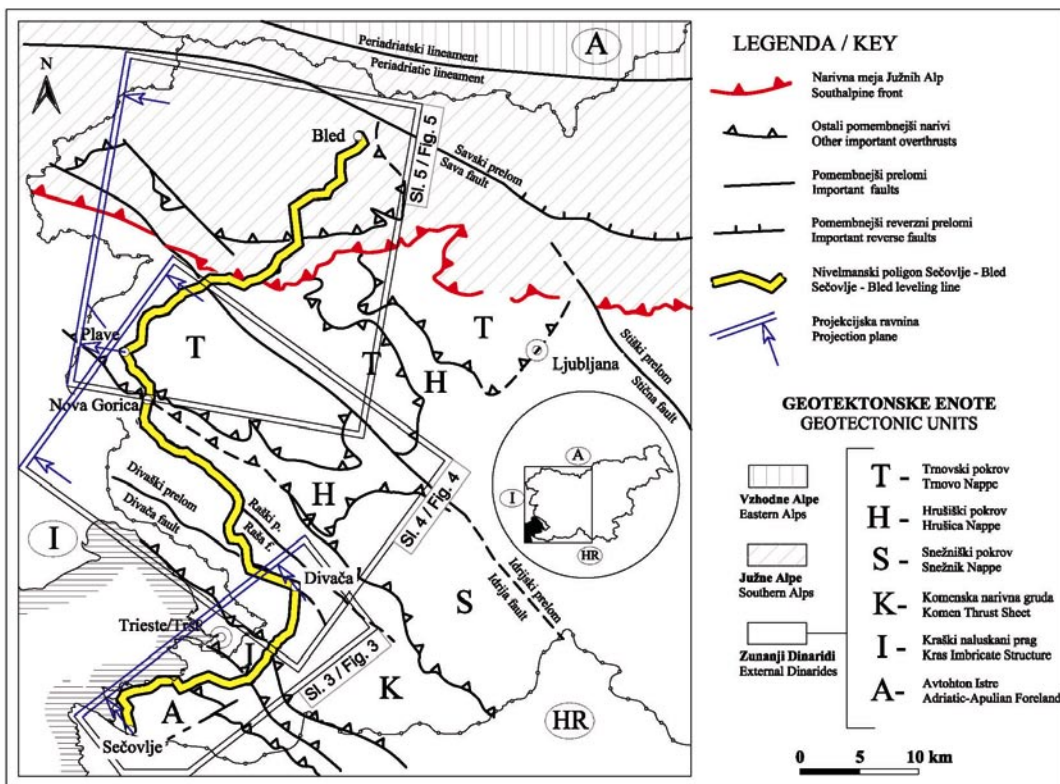
Namen tega dela je bil najprej oceniti uporabnost podatkov o višinski izmeri nivelmanskega poligona Sečovlje–Lesce za ocenjevanje vertikalnih premikov, nato pa te podatke uporabiti za kvantifikacijo vertikalne komponente aktivnega premikanja ob znanih geoloških strukturah v zahodni Sloveniji.



Slika 1. Geografska lega nivelmanskega poligona Sečovlje–Bled z relativnimi hitrostmi dviganja posameznih točk ter pomembnejšimi geološkimi strukturami (po Placerju, 1999; 2005).

Legenda na sliki 2.

Figure 1. Geographic position of the Sečovlje–Bled levelling line including relative vertical movement rates. See key on fig. 2.



Slika 2. Lega nivelmanskega poligona Sečovlje–Bled in projekcijskih ravnin, v katerih so prikazani posamezni odseki.

Figure 2. Position of the Sečovlje–Bled Levelling line with projection planes for presented sections.

Nivelmanski poligon Sečovlje–Bled

Nivelmanski poligon Sečovlje–Bled se začne v Sečovljah in poteka vzdolž obalne regionalne ceste mimo Portoroža, Strunjana in Izole do Kopra. Od tam se nadaljuje po magistralni cesti mimo črnega Kala preko Kraškega roba. Pri Divači se usmeri proti Sežani in sledi glavni cesti mimo Sežane in Štanjela do Nove Gorice. Severno od Gorice vstopi v dolino Soče in ji sledi do Mosta na Soči, kjer prečka Idrijo in vstopi v dolino Bače. Od tod poteka vzdolž železniške proge skozi Bohinjski predor, mimo Bohinjske Bele do Bleda (slika 1, 2). Obravnavani nivelmanski poligon se dejansko konča z navezavo na reper v Lescah, ki pa je že del nivelmanskega poligona Ljubljana–Rateče (Rižnar et al., 2005). Ker med Lescami in Bledom nimamo ohranjenih reperjev, ga imenujemo nivelmanski poligon Sečovlje–Bled. Omenimo naj še dejstvo, da je nivelmanski poligon Sečovlje–Bled sklenjen pre-

ko Lesc, Ljubljane in Divače in je na tem delu v bistvu zaprt poligon.

Metode dela

Nivelmanske mreže višjih redov, ki so stabilizirane na območju R Slovenije, so bile vključene v izmere I. in II. nivelmana visoke natančnosti (NVN). Nivelmanska mreža I. NVN je bila izmerjena po 2. svetovni vojni. Posamezni deli nivelmanskega poligona od Sečovlje do Lesc so bili izmerjeni v letih 1947, 1948, 1950 in 1953, omenjeni nivelmanski poligon pa je bil ponovno izmerjen leta 1971, ko je na območju R Slovenije potekala izmera II. NVN.

Ker je izmera I. NVN potekala v različnih letih, vertikalnih premikov reperjev ne moremo neposredno primerjati, saj so časovno nehomogeni. Tako smo ob predpostavki enakomerne premikanja določili hitrosti vertikalnih premikov na letni ravni, ki so ne glede na časovno obdobje med dvema

izmerama, med seboj primerljive. Hitrosti vertikalnih premikov reperjev in analiza natančnosti določitve hitrosti vertikalnih premikov se nanašajo na obdobje od I. do II. izmere NVN. Hitrosti vertikalnih premikov so bile izračunane v milimetrih na leto (mm/a) na osnovi spremembe nadmorskih višin točk in časa, ki je pretekel med dvema izmerama. Hitrosti vertikalnih premikov so določene glede na izhodiščni reper B.V. 478, ki je stabiliziran v bližini fundamentalnega reperja FR1014 (Črnuče).

Za potrebe določitve recentnih aktivnosti regionalnih struktur v zahodni Sloveniji smo hitrosti vertikalnih premikov preračunali tako, da znaša hitrost premika reperja 5491 v Sečovljah 0 mm/a. Vse predstavljene vertikalne hitrosti premika so torej relativne in se navezujejo na reper 5491 v Sečovljah. Natančnost določitve vertikalnega premika in hitrosti vertikalnega premika posameznega reperja je bila določena na osnovi natančnosti določitve nadmorskih višin točk v I. in II. izmeri NVN. V nivelmanskem poligonu od Sečovelj do Lesc (Bleda) imamo stabiliziranih 132 reperjev, ki so bili zajeti v obe izmeri NVN in za te smo lahko določili hitrosti vertikalnih premikov.

Vse reperje nivelmanskega poligona Sečovlje–Bled smo pregledali na terenu in jih kategorizirali glede na njihovo ohranjenost oziroma uporabnost in glede na medij v katerega so temeljeni objekti, v katere so reperji sidrani. Na ta način smo izločili za analizo neuporabne reperje. Stanje reperjev nivelmanskega poligona Sečovlje–Bled je glede na nivelmanski poligon (vlak) Ljubljana–Rateče (Rižnar et al., 2005) v zelo dobrem stanju. Več kot polovica (55 %) reperjev je še vedno uporabnih. Četrtnina reperjev je danes sicer uničenih, vendar smo ocenili, da so z redkimi izjemami njihovi podatki uporabni. Iz dokumentacije je namreč razvidno, da so bil reperji, ki smo jih uvrstili v kategorijo uničenih reperjev ali pa jih na terenu nismo našli, večinoma sidrani v matično kamnino ali cestne objekte, ki so bili temeljni v utrjen nasip. Te reperje so med rekonstrukcijo posameznih cestnih odsekov večinoma zasuili, vendar se je to zgodilo po zadnji izmeri NVN. Neuporabnih reperjev, sidranih v deformirane objekte ali v objekte, ki so temeljni v nestabilna tla, je zanemarljivo malo. Le trije reperji v celotnem nivelmanskem poligonu Sečovlje–Bled sodijo v skupino neuporabnih reperjev.

V obstoječo študijo smo poleg absolutno uporabnih reperjev uvrstili tudi t.i. uničene reperje, za katere smo na podlagi dokumentacije, terenskega ogleda in rezultatov meritev (gre za primere, kjer meritve ne odstopajo bistveno od sosednjih) domnevali, da so bili v času izmer relevantni.

Obravnavani poligon poteka med Sečovljami in Divačo ter med Plavami in Bledom v smeri proti severovzhodu, medtem ko osrednji del med Divačo in Plavami poteka proti severozahodu (slika 1, 2), razen tega pa poligon prečka vsaj tri področja z različnimi geodinamskimi in geometrijskimi značilnostmi. Zato smo izračunane hitrosti dviganja položili čez tektonsko skico zahodne Slovenije in izdelali enostaven tridimenzionalen model (slika 1), ki je bil ključen za analizo in razumevanje povezanosti določenih struktur z merjenimi podatki. S pomočjo modela smo namreč izračunane hitrosti lahko opazovali v poljubni ravnini oziroma projekciji. Zaradi lažje predstavitve podajamo rezultate analize poligona v treh delih od katerih je vsak prikazan v projekcijski ravnini orientirani pravokotno na slemenitev geoloških struktur, ki jih poligon prečka (slika 2):

- Odsek Sečovlje–Divača v smeri JZ–SV v projekcijski ravnini s slemenitvijo 52°,
- Odsek Divača–Plave v smeri JV–SZ v projekcijski ravnini s slemenitvijo 36° in
- Odsek Plave–Bled v smeri JZ–SV v projekcijski ravnini s slemenitvijo 10°.

Rezultati

Nivelmanski poligon Sečovlje–Bled je pomemben tudi ali predvsem zato, ker prečka vse najpomembnejše strukture v zahodni Sloveniji. V Sečovljah se začne na Avtohotnu Istre, ki spada k t.i. Jadranskemu oziroma Apulijskemu predgorju, prečka Kraški rob (Kraški naluskani prag oz. Čičarijska naluskana zgradba ...) in se nadaljuje naprej proti severovzhodu po Komenski narivni grudi. Znotraj Komenske narivne grude prečka Divaški in Raški prelom in se pri Gorici vzpne na Trnovski pokrov. V smeri proti severovzhodu v širši okolici Tolmina prečka cono Idrijskega preloma in Južnoalpsko narivno mejo, pri Podbrdu pa še nariv Julijskih Alp (Placer, 1999).

Odsek Sečovlje–Divača

(Strunjanska struktura, Kraški naluskani prag)

Nivelmanski poligon prečka na odseku med Sečovljami in Divačo geološke strukture s slemenitvijo SZ–JV približno pod pravim kotom, kar je za analizo najugodnejše. Izračunane hitrosti relativnega dviganja posameznih reperjev so za odsek Sečovlje–Divača projicirane na ravnino usmerjeno pravokotno na slemenitev struktur, torej približno vzporedno s potekom poligona na tem odseku.

Na območju med Sečovljami in Strunjanom se vertikalne komponente hitrosti posameznih točk gibljejo malo nad ničlo glede na izhodiščno točko v Sečovljah. Pri Strunjanu začne hitrost nenadoma linearno padati in doseže minimum ($-1,02$ mm/a) dva kilometra severovzhodno od Izole pri rtiču Viližan. Hitrost dviganja točk od Viližana do Črnega Kala narašča enakomerno, od tam do Črnotič, kjer preseže 2 mm/a, pa zelo strmo. Trend zmernega naraščanja hitrosti se od Črnotič do križišča lokalnih cest med Ocizlo in Klanca pri Kozini nadaljuje, nato do Klanca nekoliko pade in od tam do Hrpelj spet naraste do $2,74$ mm/a, kar je največja izmerjena vrednost na tem odseku. Hitrost dviganja od Hrpelj do Divače linearno pada in v Divači znaša $1,71$ mm/a.

Odsek obravnavanega nivelmanskega poligona med Sečovljami in Divačo prečka dva med seboj povezana kompleksa struktur, ki sta, kot kažejo meritve, aktivna. Na JV delu se to odraža z minimumom hitrosti pri Viližanu, na SZ delu pa z naglim porastom hitrosti med Črnim Kalom in Kozino.

Jugozahodni del grafa predstavljenega na sliki 3 interpretiramo v vertikalni ravnini kot sinklinalno upogibanje območja med Strunjanom in Črnim Kalom. Upogibanje je omejeno z območji sprememb trenda v naraščanju hitrosti. Ob upoštevanju doslej znanih podatkov o geološki zgradbi tega območja (Pleničar et al., 1969; Placer, 1981, 1999, 2005), lahko ugotovimo, da se sprememba trenda v naraščanju hitrosti na JV delu odseka ujema s povratnoreverznimi prelomi pri Strunjanu, ki jih opisuje Placer (2005, sl. 1) v sklopu Strunjanske strukture. Ti prelomi vergirajo proti severovzhodu. Os upogibanja poteka približno $2,5$ km severovzhodno od osi Izolske antiklinale. Proti SZ je upogibanje omejeno z narivi Kraškega naluskanega

praga, ki vergirajo proti jugozahodu. Tam hitrost dviganja skokovito naraste. Graf na sliki 3 kaže, da je upogibanje enakomerno (obe krili se upogibata enako hitro), vendar asimetrično (os upogibanja ni v osi območja, ki se upogiba), kar povezujemo z asimetrično zgradbo tega območja. Anomalij v trendu hitrosti dviganja ni opaziti na območju Izolske antiklinale, niti na območju Izolskega in Buzetskega narivnega preloma (Placer, 2005) iz česar sklepamo, da omenjene strukture niso aktivne.

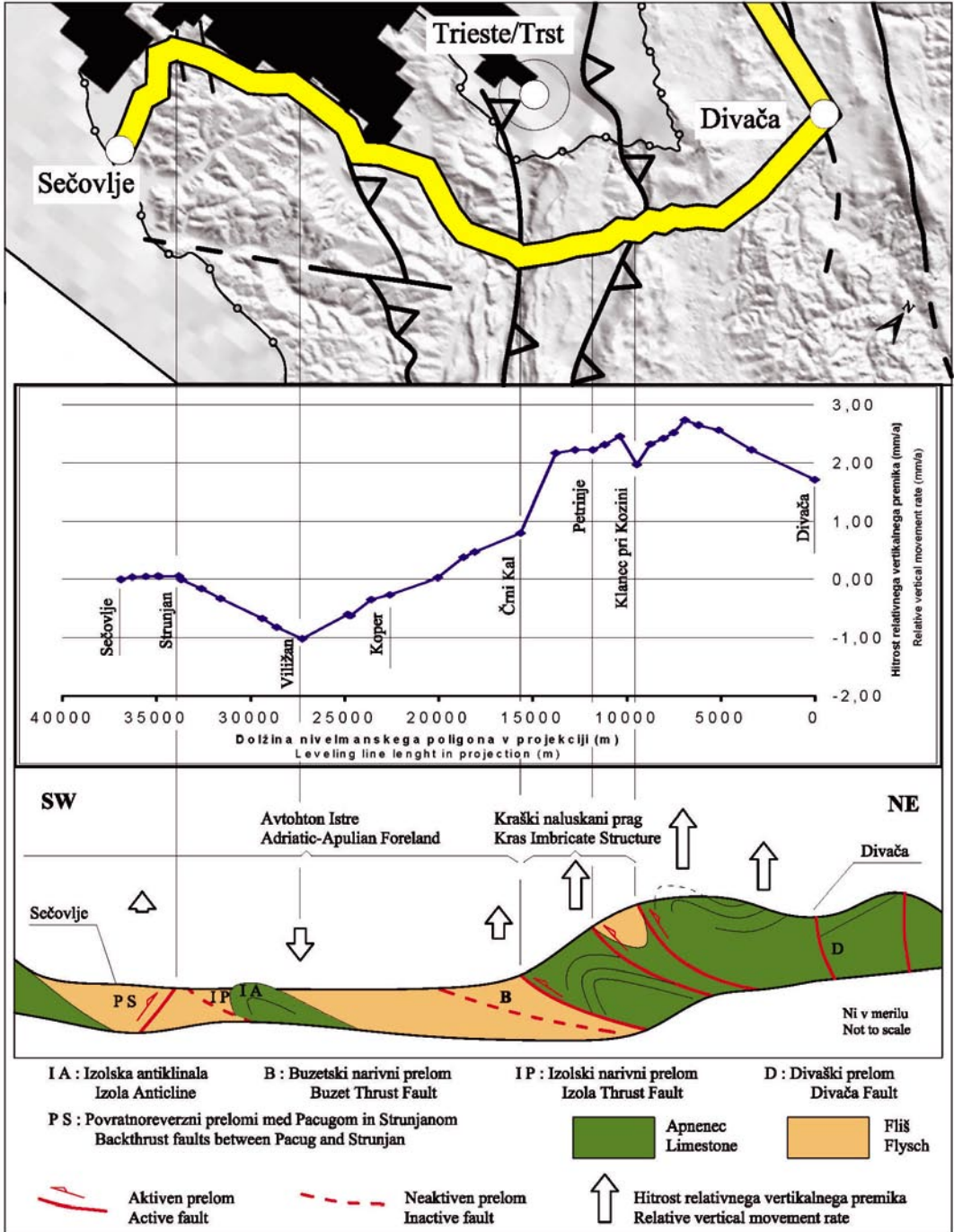
Na zahodnem delu odseka poligona, ki med Koprom in Divačo prečka Kraški naluskani prag in Čičarijski antiklinorij (Placer, 2005, sl. 2.), lahko po spremembi trenda hitrosti izpostavimo območji Črnega Kala in Klanca pri Kozini. Prvo se popolnoma ujema z narivom pri Črnem Kalu, drugo pa z reverznim prelomom, ki poteka ob jugozahodnem vzhodju Slavnika in mimo Klanca pri Kozini. Med obema omenjenima strukturama je v diagramu opazna še manjša anomalija na območju Petrinj. Na mestih, kjer smo opazili spremembe v trendu hitrosti dviganja, so narivi in luske označeni že na OGK list Trst (Pleničar et al., 1969), vendar niso posebej poimenovani.

Odsek Divača–Plave

(Divaški prelom – Raški prelom – narivna meja Trnovskega in Hrušiškega pokrova)

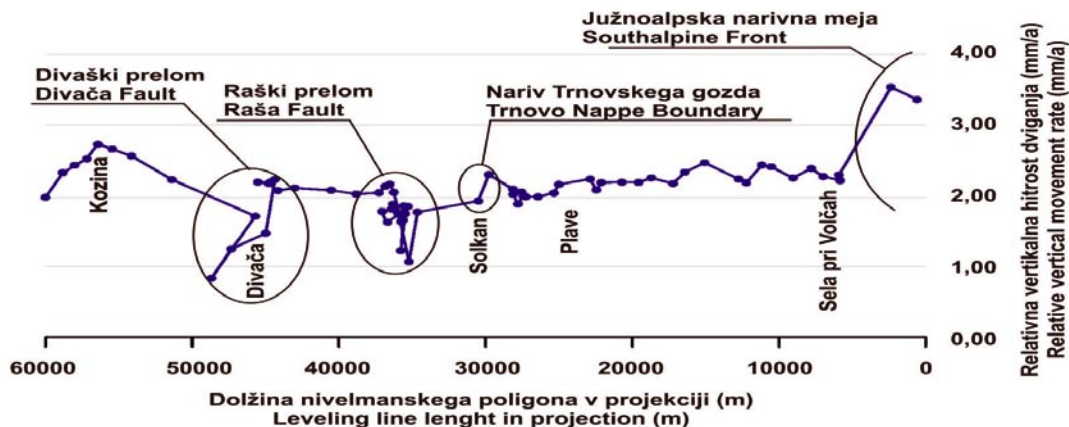
Med Divačo in Skopim poteka nivelmanski poligon v smeri proti SZ bolj ali manj vzporedno z Divaškim prelomom, nato zavije proti severu, se pri Kobdilju približa Raškemu prelomu vzdolž katerega poteka vse do Branika in Nove Gorice. Pri Solkanu prečka narivno mejo Hrušiškega in Trnovskega pokrova in tam vstopi v dolino Soče, po kateri poteka naprej proti Plavam.

Na odseku med Divačo in Plavami je potek nivelmanskega poligona za prikazovanje aktivnosti geoloških struktur, ki jih prečka, manj ugoden. Poligon namreč poteka v glavnem vzdolž, večinoma pa kar po prelomni coni Divaškega in Raškega preloma. Diagram na sliki 4 prikazuje vertikalne hitrosti v projekciji približno pravokotno na smer Raškega preloma, ker pa je odsek med Divačo in Plavami v tej projekciji razmeroma kratek, smo v isti projekciji za lažjo orientacijo prikazali še del poligona do Kozine na JZ in do Sel pri Volčah na SZ.



Slika 3. Diagram relativnih vertikalnih hitrosti geodetskih točk za odsek Sečovlje-Divača.

Figure 3. Diagram showing relative vertical movement rates for the Sečovlje-Divača section.



Slika 4. Diagram relativnih vertikalnih hitrosti geodetskih točk za odsek Divača–Plave.
Figure 4. Diagram showing relative vertical movement rates for the Divača–Plave section.

Jasen trend padanja hitrosti med Kozino in Divačo je proti severovzhodu omejen z Divaškim prelomom, kjer hitrosti dviganja padejo pod 1,5 mm/a in ostajajo nizke vse do Tomaja. Tu poligon zapusti vplivno območje Divaškega preloma. Med Tomajem in Kobdiljem oziroma med vplivno cono Divaškega in Raškega preloma hitrosti zopet narastejo in znašajo približno 2 mm/a. Hitrosti posameznih reperjev vzdolž Raškega preloma ne kažejo jasnega trenda, pač pa je očitnih nekaj odstopanj, kjer hitrosti naglo padejo skoraj na polovico (1 mm/a). Tak primer je, ko nivelmanski poligon vstopi v vplivno cono Raškega preloma (slika 4). Območje med Divaškim in Raškim prelomom se med Tomajem in Kobdiljem dviga enakomerno. Zaradi poteka poligona vzdolž Divaškega in Raškega preloma strukturna interpretacija na podlagi teh podatkov ni mogoča, jasno pa je, da sta oba preloma recentno aktivna.

Nivelmanski poligon prečka narivnici Trnovskega in Hrušiškega pokrova, ki se pri Solkanu severno od Nove Gorice popolnoma približata druga drugi. Vertikalne hitrosti reperjev od Rožne doline, kjer nivelmanski poligon zapusti vplivno območje domnevnega podaljška Raškega preloma, proti severu vzdolž doline Soče naraščajo razmeroma počasi z enakomernim trendom, srednja vrednost hitrosti dviganja pa znaša približno 2 mm/a. Sklepamo, da gre za »zmerno« recentno aktivnost Trnovskega pokrova oziroma njegove narivne meje.

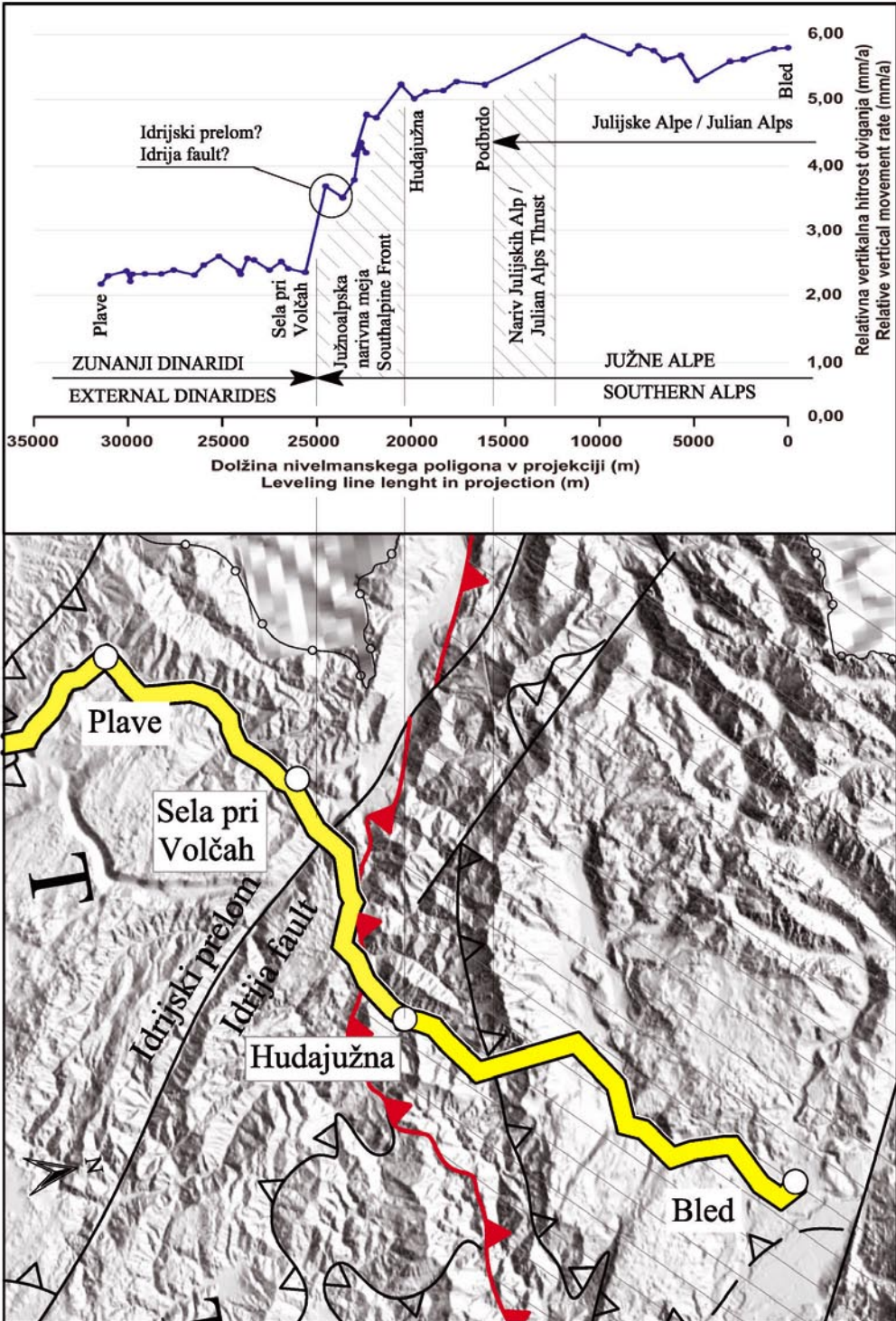
Odsek Plave–Bled

(Idrijski prelom, Južnoalpska narivna meja, Nariv Julijskih Alp)

Od Plav do Bleda poteka nivelmanski poligon v smeri JZ–SV, torej približno pravokotno na slemenitev »dinarskih« struktur. To je za analizo in prikaz dinamike nadvse ugodno. Manj ugodna pa je ta smer za prikazovanje »alpskih« struktur, ki med Tolminom in Bohinjsko Bistrico potekajo v smeri VSV–ZJZ in opisujejo s traso nivelmanskega poligona razmeroma majhen kot.

Med Plavami in Selami pri Volčah je potek hitrosti dviganja ozemlja vzdolž doline Soče približno konstanten in znaša glede na izhodiščno točko v Sečovljah med 2 in 2,5 mm/a. Hitrost dviganja začne pri Selah strmo naraščati, tako da znaša pri Klavžah že približno 3,5 mm/a. Trend naraščanja hitrosti se proti SV nadaljuje in pri Hudajužni, kjer prečka Južnoalpsko narivno mejo, doseže 5 mm/a. Od Hudajužne do Podbrda so hitrosti dviganja približno konstantne (5 mm/a). Kjer nivelmanski poligon prečka narivno mejo Julijskih Alp pa hitrosti zopet strmo narastejo do skoraj 6 mm/a v Bohinjski Bistrici. Od tod pa do Bleda se hitrosti nekoliko spreminjajo, vendar brez izrazitega trenda.

Na sliki 5 je prikazan graf, kjer so vertikalne hitrosti premikov posameznih reperjev projicirane na ravno pravokotno na slemenitev dinarskih struktur. Recentna tektonska aktivnost meje med Južnimi Alpami in Dinaridi (Južnoalpska narivna meja) ni



Slika 5. Diagram relativnih vertikalnih hitrosti geodetskih točk za odsek Plave–Bled.
 Figure 5. Diagram showing relative vertical movement rates for the Plave–Bled section.

omejena na posamezne prelomne ploskve, kot je to primer znotraj Kraške naluskane cone, pač pa hitrost dviganja narašča bolj ali manj zvezno v pasu, ki je širok približno 6,5 km v smeri pravokotno na slemenitev narivne meje. Na širšem območju sotočja Soče, Idrijce in Bače se prekrivata vplivni coni Idrijskega preloma in Nariva Južnih Alp, tako da vpliva posamezne strukture na tem območju ne moremo ločevati. Vsekakor pa je jasno, da sta tako Južnoalpska narivna meja kot tudi Nariv Julijskih Alp aktivni strukturi.

Vertikalna geodinamična aktivnost

Ker zgolj podatek o relativni hitrosti vertikalnega premika ne pove vsega o območju, za katerega vemo, da je tektonsko aktivno, ne poznamo pa vselej točne geometrije oziroma lokacij posameznih prelomov, na tem mestu vpeljujemo veličino vertikalne geodinamične aktivnosti (VGA), ki pove, za koliko naraste hitrost vertikalnega premikanja na znani razdalji v smeri (projekciji) pravokotno na slemenitev struktur oziroma aktivnosti pojava. Meje območja določimo na podlagi spremembe trenda v prirastu hitrosti, vrednost pa je izražena v mm/a/km. Smiselnost pojma VGA vidimo v primerjavi posameznih tektonsko aktivnih območij, ocenjevanju omejenosti deformacije na določeno strukturo in v povezavi z ocenjevanjem vplivov na okolje (geohazard). Na obravnavanem območju lahko izpostavimo Kraški naluskani prag, ki je omejen s spremembo v trendu prirasta hitrosti pri Črnem Kalu in maksimumom pri Kozini (slika 3). Izračunani indeks vertikalne aktivnosti za to območje znaša 0,22 mm/a/km. Ker je upogibanje območja med Strunjanom in Črnim Kalom enakomerno, je VGA za omenjeno območje ista in znaša 0,15 mm/a/km. Za primerjavo naj navedemo še VGA območja Južnoalpske narivne meje, ki smo ga omejili s spremembo trenda hitrosti pri Selah in maksimumom pri Hudajužni in znaša 0,43 mm/a/km.

Zaključki

Na podlagi analize podatkov ponovljenega preciznega nivelmana med Sečovljami in Bledom smo ugotovili, da so skoraj vse večje strukture, ki jih prečka nivelmanski

poligon med Sečovljami in Bledom, recentno aktivne. Med Strunjanom in Črnim Kalom je območje, ki se sinklinalno upogiba s hitrostjo približno 1 mm/a na razdalji 6,5 km. Upogibanje je omejeno s povratnoreverznimi prelomi z vergenco proti SV med Pacugom in Strunjanom (JZ del Strunjanske strukture) ter narivom pri Črnem Kalu. Recentna aktivnost Kraškega naluskanega praga je zgoščena vzdolž narivov pri Črnem Kalu, pri Petrinjah in vzdolž reverznih prelomov pri Klancu pri Kozini. Vertikalna komponenta premika znaša samo vzdolž nariva pri Črnem Kalu približno 1,5 mm/a med točkama, ki sta oddaljeni približno 1,5 km. Na recentno aktivnost Divaškega in Raškega preloma sklepamo po nižjih hitrostih (dviganja) točk, ki se nahajajo znotraj vplivne cone omenjenih prelomov. Območje med Divaškim in Raškim prelomom se, kolikor lahko sklepamo po podatkih izmerjenih med Tomajem in Štanjelom, dviga enakomerno. Trnovski pokrov kaže neznaten trend naraščanja hitrosti proti severu. Nenaden porast hitrosti in enakomeren trend dviganja na območju med Selami pri Volčah in Hudajužno priča o vertikalni geodinamični aktivnosti Južnoalpske narivne meje, ki znaša približno 2,8 mm/a na razdalji 6,5 km. Očitna je tudi aktivnost Nariva Julijskih Alp, vendar je ta neprimerljiva z Južnoalpsko narivno mejo, ki je v smislu vertikalne komponente hitrosti premikanja najaktivnejša struktura v Zahodni Sloveniji.

Vse trditve v tem prispevku se nanašajo le na vertikalno komponento premikanja. Ob upoštevanju znane geometrije opisanih struktur je jasno, da gre tako v primeru Kraškega naluskanega praga, kakor tudi Južnoalpske narivne meje in Nariva Julijskih Alp za narive, kjer je vertikalna komponenta premika podrejena. Če privzamemo, da prelomne ploskve obravnavanih narivov vpadajo pod kotom 30° in da so vektorji premikov pravokotni na njihovo slemenitev, so torej skupni letni premiki ob teh strukturah lahko dvakrat večji.

Zahvale

Delo je nastalo z združevanjem rezultatov pridobljenih v okviru različnih projektov med katerimi izpostavljam projekt Karta aktivnih prelomov, ki ga podpira in vodi Agencija za okolje RS pri Ministrstvu za okolje in prostor RS, projekt Regionalna

geologija Slovenije, program Regionalna geologija ter program P2-227 Geoinformacijska infrastruktura in trajnostni prostorski razvoj Slovenije, ki poteka pod okriljem Agencije za raziskovalno dejavnost RS. Avtorji prispevka se zahvaljujemo za finančno podporo. Za pregled angleškega prevoda se zahvaljujemo Andreji Maver.

Recent activity of the regional geologic structures in western Slovenia

Summary

The two campaigns of gathering levelling line data allowed us to infer the vertical movement rates for the points measured along the geodetic levelling line between Sečovelje and Bled (Figs. 1, 2). Nearly all major geological structures along the levelling line were identified as active. Levelling line data indicate that a synform deformation is in progress between Strunjan and Črni Kal with a vertical movement rate of 1 mm/a at a distance of 6.5 km between the confining backthrust faults at Strunjan and the thrust fault at Črni Kal (Fig. 3). The geodynamic activity of the Kras Imbricate Structure is concentrated along the thrust faults at Črni Kal and Petrinje as well as along the reverse fault at Klanec. Only across the thrust fault at Črni Kal was the relative vertical movement rate as high as 1.5 mm/a between two points measured at a distance of 1.5 km (Fig. 3). Recent activity of the Divača and Raša Faults is inferred from the lower vertical movement rates within the fault zones in relation to the ones outside these zones. According to the analyzed data, the area between Tomaj and Štanjel is being uplifted steadily. A subtle but steady increase in the movement rate towards the north was observed within the Trnovo Nappe (Fig. 4). The abrupt increase in the movement rate between Sela pri Volčah and Hudajužna is attributed to the vertical geodynamic activity of the Southalpine Front. At a distance of 6.5 km, the relative increase in velocity rises for app. 2.8 mm/a. The activity of the thrust of the Julian Alps is also obvious, though minor compared to the Southalpine Front (Fig. 5). The latter seems to be the most active structure in western Slovenia, at least as far as the rate of its vertical movement is concerned. A maximum of 7 mm/a of differ-

ence in the relative vertical movement rate was observed along the whole distance of the Sečovelje–Bled levelling line.

Some of the major geological structures described above (i.e. the Kras Imbricate Structure, the Southalpine Front and the Julian Alps thrust) dip at approximately 30°. This signifies that the measured vertical component of displacement is actually merely half the value of the horizontal one.

Vertical Geodynamic Displacement VGA [mm/a/km] is introduced as a measure of the vertical movement rate over a known distance in the direction perpendicular to the strike of the geologic structure. The purpose of VGA is in 1) the characterization and comparison of different tectonically active areas, 2) the estimated distribution of the uplift among the main and the secondary fault planes and consequently in 3) it serving as an additional tool for geohazard mitigations.

Literatura

- Koler, B. 2006: Vertical Movements in Slovenia from Leveling Data. In: N. Pinter et al. (eds.), *The Adria Microplate. – GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, Springer, 223–236, Berlin.
- Placer, L. 1981: Geološka zgradba južne Slovenije. – *Geologija* 24/1, 27–60, Ljubljana.
- Placer, L. 1999: Contribution to the macro-tectonic subdivision of the border region between Southern Alps and Dinarides. Prispevek k makrotektonski razonizaciji ozemlja med Južnimi Alpami in Zunanji Dinaridi. – *Geologija* 41, 223–255, Ljubljana.
- Placer, L. 2004: Strukturne posebnosti severne Istre. Structural curiosity of the northern Istria. – *Geologija* 48/2, 245–251, Ljubljana.
- Placer, L. 2007: Kraški rob, Geološki prerez vzdolž AC Kozina–Koper. – *Geologija*, 50/1, 29–44, Ljubljana.
- Pleničar, M., Polšak, A. & Šikić, D. 1969: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Trst. Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Poljak, M. 1997: Geološka interpretacija geodetskih meritev v okviru projekta stalnega določanja tektonskih premikov v okolici JE Krško. – Interno poročilo, 13 str., 3 karte, 12 dodatkov. Arhiv Geološki zavod Slovenije, Ljubljana.
- Rižnar, I., Koler, B., & Bavec, M. 2005: Identifikacija potencialno aktivnih struktur vzdolž reke Save na podlagi topografskih podatkov in nivelmanskega vlaka. – *Geologija*, 48/1, 107–116, Ljubljana.
- Weber, J. C., Vrabec, M., Stopar, B., Pavlovčič Prešeren, P. & Dixon, T. 2005: Ugotavljanje recentne kinematike Jadranske mikroplošče in aktivnih tektonskih deformacij v Sloveniji in Istri na osnovi GPS opazovanj (projekt PIVO 2003). – *Geol. zb.* 18, 129–130, Ljubljana.

Rheological investigation for the landslide Slano Blato near Ajdovščina (Slovenia)

Reološke raziskave za plaz Slano Blato pri Ajdovščini

Karmen FIFER BIZJAK¹ & Andreja ZUPANČIČ²

¹Slovenian National Building and Civil Engineering Institute, Dimičeva 12, 1000 Ljubljana, Slovenia

²Faculty of Chemistry and Chemical Technology, Department of Chemical Engineering, University of Ljubljana, Aškerčeva 5, 1001, Ljubljana, Slovenia

Ključne besede: zemljinski tok, plaz, geotehnika, reološke lastnosti materiala, numerično modeliranje, Burgerjev model, Slano Blato, Slovenija

Key words: earth flow, landslide, geotechnical engineering, rheological properties, numerical modelling, Burger model, Slano Blato, Slovenia

Abstract

The landslide Slano Blato, is situated above the village Lokavec near Ajdovščina in the west of Slovenia. It has a relatively long history and was first mentioned in a document in 1887. At that time it destroyed a part of a main road and reconstruction works took 17 years. In the last decade, movement of the landslide was observed in November 2000, when it reached distances of 60–100 m/day. By means of geotechnical research work on the landslide in the year 2004, several rheological tests were also carried out, which is not usual for geotechnical research work. A stability analysis was carried out numerically by applying the Burger elasto-plastic model. The model took into account geomechanical and rheological characteristics of the landslide.

Izvleček

Plaz Slano Blato leži nad vasjo Lokavec pri Ajdovščini v zahodnem delu Slovenije. Ima že dokaj dolgo zgodovino, saj je bil v dokumentih omenjen že leta 1887. V tem času je uničil glavno cesto in njegova sanacija je trajala 17 let. V zadnjem desetletju so bili prvi večji premiki na plazu v novembru 2000. Največji izmerjeni pomiki splazele mase so bili 60–100 m/dan. V letu 2004 so se izvajale geotehnične raziskave za namen pridobitve podatkov za sanacijo plazu. V sklopu teh raziskav so bile izvedene tudi obsežne reološke raziskave. Stabilnostne analize so bile izvedene z Burgerjevim elasto-plastičnim modelom. Model pri izračunu upošteva geomehanske in reološke karakteristike splazele mase.

Introduction

Landslide is an important erosion process in Slovenia, affecting 8000 km² of labile or potentially unstable slopes (around 40 % of the country's area) mainly composed of unconsolidated or partially consolidated fine – grained soils (Mikoš et al., 2004).

The Slano Blato landslide is situated in the west of Slovenia (Figure 1), above Lokavec village (Figure 2), on the border between the Alps and the Mediterranean region. Within 100 km of Slano Blato there are three large landslides, each with a potential sliding mass of over 500,000 m³. Also some other relatively large landslides are located in the Slovenian Alps.



Figure 2. The Landslide Slano Blato, above the village Lokavec

Slika 2. Plaz Slano Blato, nad vasjo Lokavec

The Slano Blato landslide has a relatively long history and having been first mentioned in a document in 1887. At that time it destroyed a part of a main road after which reconstruction works took 17 years. More recently, movement of the landslide was observed in November 2000, when it reached peak displacement rates of 60–100 m/day.

The landslide Slano Blato was probably activated, as an earth flow, by a combination of several events. In 1998, a strong earthquake occurred in the Upper Soča River valley (Vidrih, 2001). And next, the year 2000 was very wet and the old drainage system was not maintained any more. Intense rainfalls which cause large landslides are not rare in the Alpine regions of Italy, (Guzzetti, 2004), Switzerland and Austria (Moser, 2002).

Detailed investigation of the landslide was undertaken in the year 2004, to determine the depth of the landslide, its geotechnical and rheological parameters.

The models, which are usually used for the analysis of landslides are the Mohr-Coulomb, the Drucker Prager or the von Mises model.

A numerical stability analysis was performed by applying the finite difference method with Burger visco-plastic model.

The model takes into account the geomechanical and rheological characteristics of the landslide. The model has not been used in geotechnical practice very often. Probably is the reason in the relevant rheological soil parameters for the calculation. For that aim exacting rheological tests have to be done that are not usual tests in the geotechnical investigation work.

The finite element model has already been used for the Val Pola landslide, using the classical elasto-plastic law and quasi static time stepping (Crosta, 2001). The Burger visco-plastic model, which was used in our case, has not been used for the landslide problems yet.

Geology

The Slano Blato landslide is situated at the contact between Triassic limestone and Eocene flysch formation (Figure 3). The Eocene flysch consists of marl and layers of sandstone with thickness of centimetres or several meters. The rock is highly tectonically deformed.

The limestone was overthrust on to the flysch over a very large distance along

the Trnovski overthrust. In consequence the region consists of large synclines and anticlines. The upper part of the limestone is at 670 m above sea level. Limestone is fissured into blocks with dimensions of several cubic meters.

The limestone is overthrust on to the massive sandstone, which belongs to the flysch series. The contact dips at approximately 10° to the NW. Based on the sediment texture, inverse positions of layers were established in the upper part of the landslide. Inverse layers are observed even up to 550 m. Throughout the landslide several faults with dinaritic dip direction $330\text{--}345/55\text{--}75^\circ$ were observed.

The flysch in the region of the landslide can be divided into three parts:

- layers of sandstone of thickness between one and several meters
- a region with alternation of marl and 10 cm thick layers of sandstone
- a region where layers of marl prevail under the layers of sandstone.

The dip direction of layers is WN, which is favourable for slope stability.

The flysch is covered with clayey gravel, that forms the landslide mass. This is very

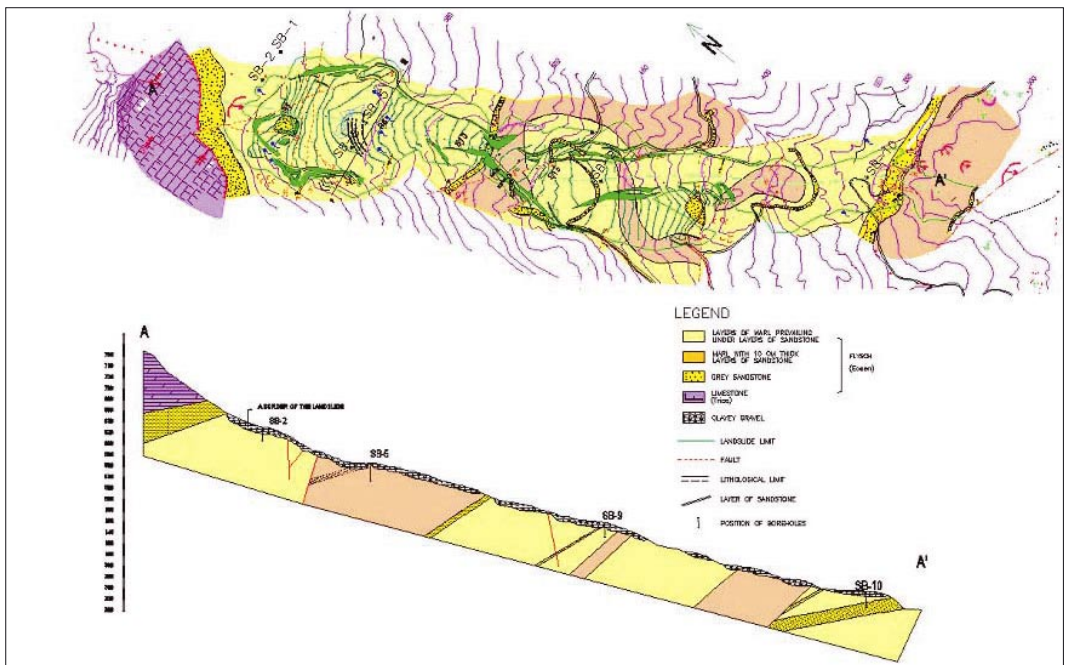


Figure 3. Geological map and profile of the landslide Slano Blato

Slika 3. Geološka karta in profil za plaz Slano Blato

heterogeneous, with blocks of limestone, sandstone and clayey silty gravel. The thickness of the gravel is 3 to 10 m, as ascertained by borehole logging and geophysical investigations.

Field and laboratory measurements

Geomechanical characterisation of the landslide

Geomechanic characterisation of the gravel material and the flysch have been undertaken as follows.

Flysch layers

Logging of the boreholes determined that the RQD index of the flysch is 0. The marl is highly tectonized, in places even into silty grey clay. The intermediate layers of sandstone are also highly fissured. In the laboratory tests the water content (w), liquid limit (w_l), plastic limit (w_p), dry unit weight (γ_{dry}), uniaxial strength (Q_u), angle of friction (ϕ) and cohesion (c) were determined (table 1). The uniaxial strength Q_u proved to be very low. Shear vane test, yielded on intact friction angle of 8.4° , and a residual friction angle of, $\phi_{rez} = 4.4^\circ$. These values are very low.

Table 1. Geomechanical properties of the flysch layers

Tabela 1. Geomehanske lastnosti flišnih plasti

w %	γ_{dry} KN/m ³	Q_u kN/m ²	ϕ °	c KN/m ²
10–14	18–20.6	155–323	22–27	0–37

Landslide gravel material

The results of geotechnical testing of the landslide gravel material proved to be highly depended upon the condition at the take of sampling. Samples collected in dry weather had a much lower water content (around 12 %) and higher strength (Table 2). The sam-

ples that were taken during a rainy period of drilling, on the other hand, had water content of 16–17 % and lower strength. The index of plasticity, I_p , was between 19 and 32 % in keeping with results obtained for Austrian earth flows (Moser, 2002).

Rheological investigations

For rheological tests samples were prepared from sieved landslide materials with particles below 63 μm . This particle fraction represented 36 wt % of the total sieved material, which was proved as the critical part for material sliding. Samples of different water contents, from 35 to 60 %, were prepared by adding water to dry powders. Samples were taken from the surface and at a depth of 8 m at different locations of the upper part of the landslide. In order to allow complete wetting of the particles, rheological tests were performed two days after the preparation.

The rheological tests were carried out using the controlled stress rheometer, Haake RheoStress RS 150, equipped with a parallel plates sensor geometry (with serrated surface), PP 25, of 1.2 mm gap. The measurements were carried out under destructive and non destructive shear conditions at 23 °C. A small amount of water, placed around the measuring sensor and covered by a solvent trap, was necessary to prevent water evaporation from the samples. Due to the peculiar behaviour of the investigated semi-solid samples, measuring protocols were predetermined in order to obtain repeatable experimental data. Shear stress was increased for 3 minutes under destructive shear conditions. The shear stress ranges, which depended on the amount of water in the sample, were selected in the range where the transition from creep flow to shear flow was expected.

The viscoelastic properties of samples were examined under non-destructive conditions of oscillatory shear and by creep-recovery tests. The upper limit of the linear viscoelastic response (LVR) was determined

Table 2. Main geomechanical properties of sliding mass

Tabela 2. Geomehanske lastnosti splazele mase

Properties	w %	w_p %	w_l %	γ_{dry} KN/m ³	Q_u kN/m ²	E MPa	ϕ °	c KN/m ²
Boring in dry period	12	21	52	19.6–20.3	7	29	15	
Boring in wet period	16–25.6	20.4	50	15.2–15.6	64–125	4	24	18

	$w = 50\%$	$w = 40\%$
G_M – Maxwell, (Pa)	1.92E + 05	1.11E + 06
η_M Maxwell, (Pa.s)	1.95E + 07	1.30E + 09
η_K (Kelvin Voight), (Pa.s)	2.14E + 06	5.02E + 06
G_K (Kelvin Voight) (Pa)	5.92E + 04	1.53E + 05

Table 3. The material properties, the elastic modulus $G_{M,K}$ and the viscosities, $\eta_{M,K}$, evaluated as parameters of the Burger model for sample 405 at water content of 40 % and 50 %

Tabela 3. Reološke lastnosti, elastični modul $G_{M,K}$ viskoznost, $\eta_{M,K}$, kot parametri Burgerjevega modela za vzorec 405 pri vsebnosti vlage 40 % in 50 %

from stress sweep tests under oscillatory shear conditions. The mechanical spectra of the examined suspensions were evaluated by applying frequency sweep experiments in the LVR. Creep-recovery tests were performed by applying a constant shear stress for 5 min and measuring the increased shear deformation in the sample during creep and recovery.

By increasing the shear stress during the rheological tests under destructive shear conditions the material deformed (creep flow) and in narrow shear stress range the viscosity drastically dropped, as shown in Figure 4. Due to high solid loadings and the nature of the samples, a homogeneous shear flow field was not achieved. Critical shear stress, at which the transition from creep flow to shear flow occurred, was determined for samples with different contents of water. Viscosities of the samples at different water contents were taken from the plateau region of the creep flow. As shown in Figure 5, the critical shear stress and the viscosity strongly decreased with increased water content in the investigated samples, independently of

sample location in the landslide. From rheological tests and from the geomechanical characterisation of the examined landslide materials it was concluded that the critical water content for the formation of earth flow could be about 40 %.

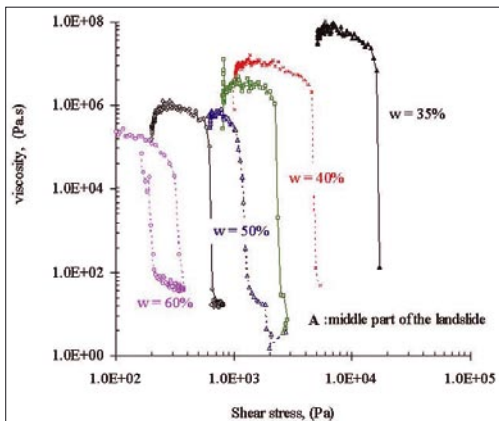


Figure 4. Determination of critical shear stress from stress sweep tests for the sample from middle part of the landslide contained different water content, from 35 % to 60 %

Slika 4. Določitev kritične strižne trdnosti iz reološke preiskave za vzorec iz osrednjega dela plazju, pri vsebnosti vlage med 30 in 60 %

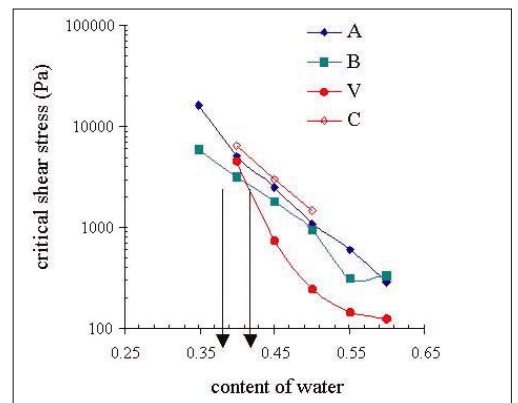
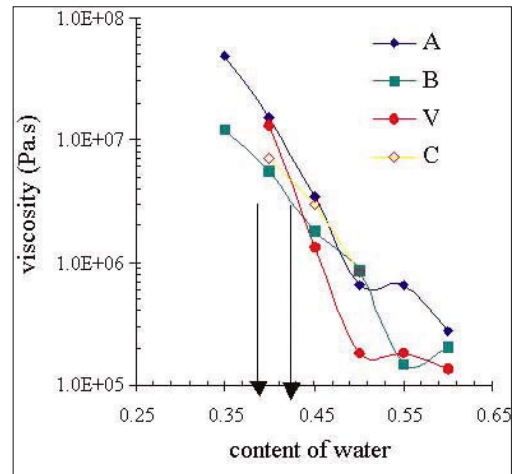


Figure 5. Influence of water content on critical shear stress and viscosity of examined samples taken from different regions of the landslide: A: middle part, B: from borehole of the upper part, C: upper part – at the same location as B, D: upper part

Slika 5. Vpliv vlage na kritično strižno trdnost preiskanih vzorcev vzeti iz A: osrednjega dela plazju, B: iz vrtnice zgornjega dela plazju, C: površina, ista lokacija kot B, D: spodnji del plazju

In order to determine the parameters required for numerical simulations of the earth flow with the FLAC program, the rheological tests of the samples having water content of 40 % and 50 % were performed under non-destructive shear conditions. Measurements showed that the investigated samples with water content of 40 % exhibited viscoelastic behaviour with predominant elastic contribution to the viscoelastic response. From the experimental data measured in creep and recovery tests, the parameters of the Burger model were evaluated.

The Burger model (Barnes, 2000) describes the response of many real viscoelastic materials on the applied constant shear stress (τ_c) in the range of linear response. It consists of four simple mechanical elements, two springs (G – elastic modulus) and two dash-pots (η – viscosity) and represents a combination of the Maxwell (describes viscoelastic-liquid response) and the Kelvin-Voight (describes viscoelastic-solid response) mechanical model in a series (Figure 6).

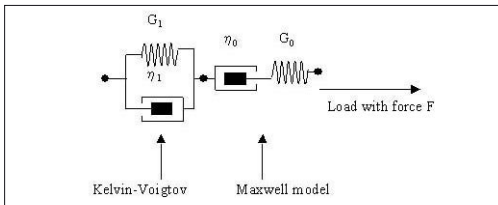


Figure 6. Burghers mechanical model – a combination of Kelvin-Voight mechanical model and Maxwell model

Slika 6. Burghersov model sestavlja zaporedno vezana Kelvin-Voightov in Maxwellov model

The Burger model describes shear deformation (γ) of the material during creep tests as:

$$\gamma(t) = \frac{\tau_c t}{\eta_M} + \frac{\tau_c}{G_M} + \frac{\tau_c}{G_K} \cdot \{1 - \exp(-t/\lambda_K)\}$$

$$\text{and } \gamma(t) = \tau(t)/G(t) = \tau_c/G(t)$$

where λ_K represents the Kelvin-Voight relaxation time, $\lambda_K = \eta_K/G_K$ and τ_c the applied shear stress and $G(t)$ the time dependence of the shear modulus. The Burger model is often written in terms of time dependence of compliance $J(t)$, which is defined as [$J(t) = 1/G(t)$]. This means that time dependence of shear deformation can be written as:

$$\gamma(t) = \tau(t) \cdot J(t) = \tau_c \cdot J(t)$$

Then the Burger model can be expressed:

$$J(t) = \frac{t}{\eta_M} + J_M + J_K \cdot \{1 - \exp(-t/\lambda_K)\}$$

For the evaluation of the model parameters it is necessary to determine the dependence of $\gamma(t)$ experimentally. Viscous (η_M and η_K) and elastic (G_M and G_K) contributions to the viscoelastic response of the investigated sample, taken from the upper part of the landslide, at water contents of 40 % and 50 %, were calculated from the creep tests. For calculation the examined range of water content was selected in order to compare the model parameters evaluated for the sample with solid-like viscoelastic response ($w = 40\%$) with the sample with fluid-like response ($w = 50\%$). As reported in Table 3, the decrease of humidity in the examined range increased the values of material properties by at least ten times. The experimental data and the corresponding curves calculated by using the Burger model are shown in Figure 7. It is evident that the model correlated with the experimental data in a satisfactory way. For calculation of all Burger's parameters the SOLVER protocol in Excel was used. Experimental data from creep and recovery curve were fitted with Burger's parameters.

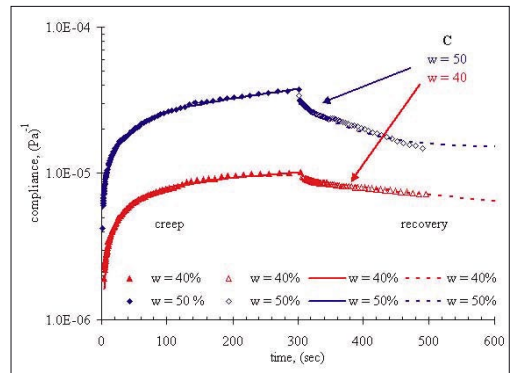


Figure 7. Creep and recovery tests for the sample taken from the upper part of the landslide at water content of 40% and 50%. Curves passing the experimental data are correlated by the Burger model

Slika 7. Test lezenja za vzorce vzete iz zgornjega dela plazuz, z vsebnostjo vode 40 in 50 %. Krivulja je korelirana z Burgerjevim modelom

Geomechanical and rheological investigations of landslide materials showed that the material properties of the samples are strongly influenced by water content, as

well as by the time in which the materials were exposed to wetting, therefore by the precipitation conditions on the landslide.

During drilling, influx of underground water was observed in layers at different depths.

Numerical analyses

The aim of numerical modelling was to establish the most critical parts of the landslide and the mechanism of failure. For the calculation, the FLAC program was used. This is an explicit finite difference program that performs Lagrangian analyses.

Because of the large dimension of the landslide, it was divided for the numerical calculations into 5 regions. Each region begins and finishes with stable layers of sandstone. In that way the influence of the border effects was reduced.

Burger - visco-plastic model

The Burger visco-plastic model considers visco-elasto-plastic deviatoric behaviour and elasto-plastic volumetric behaviour. The visco-elastic and plastic strain-rate component act in a series. The visco-elastic part corresponds to the Burger model and the plastic part to the Mohr-Coulomb model.

The deviatoric component was described with the relation:

$$\dot{e}_{ij} = \dot{e}_{ij}^K + \dot{e}_{ij}^M + \dot{e}_{ij}^p$$

where e_{ij}^K – Kelvin strain component, e_{ij}^M – Maxwell strain component, e_{ij}^p – plastic strain component, σ_{ij} – deviatoric stress.

$$\sigma_{ij} = 2\eta^K \cdot \dot{e}_{ij}^K + 2G^K \cdot \dot{e}_{ij}^K$$

$$\dot{e}_{ij}^M = \frac{\dot{\sigma}_{ij}}{2G^M} + \frac{\dot{\sigma}_{ij}}{2\eta^M}$$

$$\dot{e}_{ij}^p = \lambda \cdot \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}} - \frac{1}{2} \dot{e}_{vol}^p \delta_{ij}$$

where they are; g – potential function, λ , plastic flow parameter, e_{vol}^p – plastic volume strain rate.

The volumetric behaviour is determined with:

$$\dot{\sigma}_0 = K(\dot{e}_{vol} + \dot{e}_{vol}^p)$$

where e_{vol} is volume strain rate.

Results of the Burger visco-plastic model

The Burger visco-plastic model was used only for the gravel landslide mass. The aim of this calculation was to simulate the earth flow of the landslide gravel mass at the time of the largest movements. For the flysch layers, the Mohr-Coulomb model was used. Input geomechanical and rheological data are given in Table 4.

Table 4. Geomechanical parameters for the Burger visco-plastic model of gravel and slide mass

Tabela 4. Geomehanski parametri za Burgerjev visko-plastičen model za splazelo maso

γ KN/ m ³	E MPa	ϕ	c KN/ m ²	ν	G_M MPa	η_M Pas	G_K MPa	η_K Pas
21	3	24	1	0,3	1,11e6	1,3e9	1,53e5	5,02e6

Considering the material properties in the Burger visco-elasto-plastic model, the maximal deformations developed in one day were calculated with numerical simulations.

At the time of maximal landslide movement the observed deformations were in the range of 60–100 m/day. The best results of numerical simulations were obtained when the geomechanical parameters were taken into account for the material water content ranging between 35 and 40 %. With these material properties, taken at different parts of the landslide, the simulated deformations were in the range 70–80 m/day.

The results of the numerical analyses are presented in Figure 8, from the upper part of the landslide to the bottom. At the end of the landslide, several meters thick layer of sandstone represents a natural barrier before the village. There was an important question whether that thick layer of sandstone was strong enough or whether it could collapse under additional gravel landslide mass from the upper part of the landslide. Geomechanical investigation proved, with inclinometer measurements, that the natural barrier is stable. Also numerical analyses confirm that it is stable even under additional landslide mass. In the case of landslide moving, the landslide mass will pour over the sandstone layer, but the natural barrier of sandstone will remain stable.

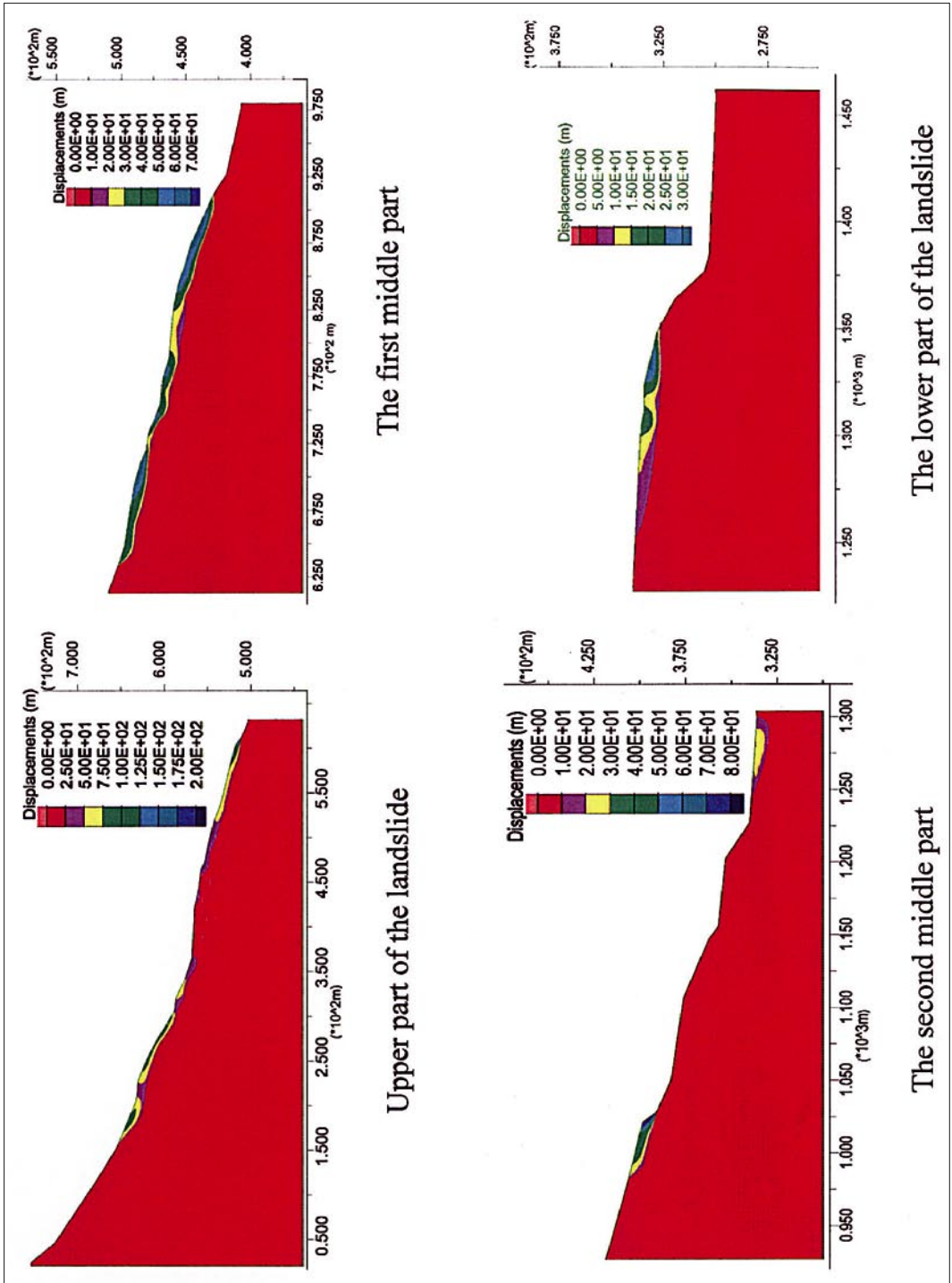


Figure 8. Results of Burger elasto-plastic mode; displacements per day
 Slika 8. Rezultat izračuna z Burgerjevim visko-plastičnim modelom; premiki na dan

Conclusions

With the visco-plastic Burger model the rheological characteristics of gravel landslide mass were considered. Taking into account also the rheological properties of the materials at different landslide locations, the model allowed us to describe the actual situation on the landslide. In this way, we were able to simulate even the largest deformations when the smallest particles fraction had a water content between 35 and 40 %. The Burger model is not often used for this type of geotechnical problem. Our experience is that together with good rheological tests it could present quite a reliable prediction of landslide movement with time.

Geomechanical laboratory tests showed that shear properties depend on the percentage of moisture. The samples taken from boreholes during a wet period had poorer geomechanical properties than those taken during a dry period, but the evaluated results did not differ drastically. Greater differences were observed from rheological characterisations. For example, the viscosity changes were in the range between 10^3 and 10^8 Pas, depending on the content of water.

Five reinforced concrete wells – dowels were constructed in the upper part of the landslide in year 2005. Wells were used for dewatering and as a retaining structure. Until that larger movements on landslide have not observed.

Acknowledgement

This work was financially supported by Ministry of Environment, Spatial planning and Energy.

References

Alleoti, P. 2004: A warning system for rainfall-induced shallow failures. – *Engineering geology*, 73, 247–265.
 D'Amato, A. G., Gianecchini, R. & Puccinelli, A. 2004: The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate

environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). – *Engineering geology*, 73, 215–228.

Duan, J. 1996: A coupled hydrologic-geomorphic model for evaluating effects of vegetation change on watersheds. – Ph.D. thesis, Dept. of Forest Engineering, Oregon State University.

Barnes, H. A. 2000: A handbook of elementary rheology. – University of Wales, Institute of non Newtonian fluid mechanics, Aberystwyth SY23 3BZ.

Buma, J. & Dehn, M. 1998: A method for predicting the impact of climate change on slope stability. – *Envir. Geol.*, 35, 190–196.

Crosta, G., Calvetti, F., Imposimato, S., Roddeman, D., Frattini, O. & Agliardi, F. 2001: Granular flows and numerical modelling of landslides. – *Damocles*, Università di Milano.

Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Cipolla, F., Sebastiani, C., Galli, M. & Salvati, P. 2004. Landslides triggered by 23 November 200 rainfall event in the Imperia province, Western Liguria, Italy. – *Engineering geology*, 73, 229–245.

Hutchinson, J.N. 1988: General Report: morphological and Geotechnical parameters of landslides in relation of geology and hydrogeology. – In: Bonnard, C. (Editor), *Proceeding, Fifth International Symposium of Landslides*, Christchurch, N.Z., 3, 1805–1841.

Iverson, R.M. & Valance, J.M. 2001: New views of granular mass flows. – *Geology*, 29, 115–118.

Mikoš, M., Četina, M. & Brilly, M. 2004: Hydrologic conditions responsible for triggering the Stože landslide, Slovenia. – *Eng. geol.*, 73, 3/4, 193–213.

Kočevar, M. 2001: Poročilo o geoloških in hidrogeoloških geomehanskih raziskavah na plazu Slano Blato. – Internal report, archives MOP, Ljubljana.

Moser, M. 2000: Geotechnical aspects of landslide in the Alps. – In: Rybar, J., Stember, J., Wagner, P. (Eds), *Landslides*, 23–43.

Marinos, P. & Hoek, E. 2000: GSI: A geological friendly tool for rock mass strength estimation. – *Proceedings of the International Conference on Geotechnical & Geological Engineering (GeoEng, 2000)*, Technomic Publishing Co. Inc., Melbourne, Australia, 1422–1440.

Petkovšek, A. 2002: Poročilo o geomehanskih laboratorijskih raziskavah zemljine iz plazu Slano Blato nad Lokavcem. – Internal report, archives ZAG, Ljubljana.

Sasaki, Y., Fujii, A. & Asai, K. 2000: Soil creep process and its role in debris slide generation – filed measurements on the north side of Tsukuba Mountain in Japan. – *Engineering Geology*, 56, 163–183.

Vidrih, R., Ribičič, M. & Suhadolc, P. 2001: Seismological effects on rocks during the 12 April 1998 upper Soča territory earthquake (NW Slovenia). – *Tectonophysics*, 330 3/4, 153–175.

Onesnaženost tal v okolici Litije kot posledica rudarskih in metalurških dejavnosti ter naravnih danosti

Soil pollution in surroundings of Litija as a reflection of mining, metallurgy and natural conditions

Robert ŠAJN & Mateja GOSAR

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ul. 14, 1001 Ljubljana, Slovenija
e-mail: robert.sajn@geo-zs.si, mateja.gosar@geo-zs.si

Ključne besede: geokemija, rudarjenje, metalurgija, težke kovine, onesnaženje, Litija, Slovenija

Key words: geochemistry, mining, smelting, heavy metals, pollution, Litija, Slovenia

Izvleček

Na območju Litije in bližnje okolice smo raziskovali vplive rudarjenja in naravnih danosti na stanje obremenjenosti okolja s težkimi kovinami. Z vzorčenjem smo zajeli 30 km². Na 120-tih enakomerno porazdeljenih lokacijah smo vzorčili tla v dveh globinah: od 0 do 5 cm (A talni horizont) in od 15 do 30 cm (B talni horizont).

Na celotnem raziskanem ozemlju je v zgornjem talnem horizontu mejna vsebnost kate-rekoli od zakonsko obravnavanih težkih kovin presežena na 24 km², opozorilna na 20 km² ter kritična na 1,6 km². Obremenjenost spodnjega talnega horizonta je nekoliko manjša. Najbolj so povišane vsebnosti svinca, živega srebra in arzena. Območje povišanih vsebnosti zajema hrib Sitarjevec in v njegovem vznožju lokalnost Podsitarjevec, kjer je odlagališče jalovine in metalurških žlinder. Povišane vsebnosti obravnavanih težkih kovin smo ugotovili tudi v neposredni bližini nekdanje topilnice.

Abstract

The influence of mining and metallurgic activities as well as natural conditions on heavy metal pollution in Litija and surroundings was defined. Sampling grid in an area of 30 km² was determined. Soil samples were collected on 120 equally distributed locations in two different depths: horizon A (0–5cm) and horizon B (20–30cm).

In total researched area concentrations of considered elements in upper soil horizon exceed the official limit concentration on 24 km², warning concentration on 20 km² and critical concentration on 1.6 km². Pollution of bottom soil horizon is several times lower. The highest are contents of lead, mercury and arsenic. Areas of enhanced concentrations include a hill Sitarjevec and hill base Podsitarjevec, where the dumps of mining waste and metallurgic slag are situated. Increased concentrations of heavy metals were determined also in the immediate vicinity of former smelter.

Uvod

V Litijskem rudnem polju, natančneje med naseljema štangarske Poljane na zahodu in Mamolj na vzhodu, so v deset kilometrov dolgem pasu od nekdanj rudarili na številnih lokacijah. Gre za svinčeva, cinkova

in baritna rudišča, od katerih so največja Sitarjevec, Zavrstnik, Zagorica in Maljek. Rudarstvo se je na tem območju začelo že zelo zgodaj. Domnevajo, da so v Litiji rudarili že Kelti, vendar za to ni trdnih dokazov. Najdišča žlindre v neposredni bližini Litije pričajo o rudarjenju v rimskih časih.

Od srednjega veka pa vse do leta 1965 so z manjšimi prekinitvami na tem območju pridobivali svinec, cink, živo srebro, srebro, železo in barit.

Kljub temu da je rudarstvo v okolici Litije pred več desetletji zamrlo, so številni sledovi rudarjenja v okolju še opazni. Najdemo številne vhode v opuščene rudnike, deponije siromašne rude, prikamnine in žlindre, zavedamo se ogroženosti zaradi možnosti izbruhov ujete rudniške vode v zapuščenem rudniku Sitarjevec in kislih izcednih vod, ki odteka iz rudnika.

Ugotavljanje obremenjenosti okolja s težkimi kovinami v Litiji in okolici smo obravnavali v zadnjih letih v več vzporednih raziskavah. Vsebnosti v podstrešnem prahu in v tleh na vrtovih vzorčevanih hiš je v diplomskem delu obravnavala M. Jemec (2006). Ugotavljanje porazdelitve težkih kovin v tleh v okolici teh polimetalnih rudnikov pa je bila naloga raziskave, ki jo predstavljamo v tem prispevku.

Opis raziskanega ozemlja

Geografski opis raziskovanega ozemlja

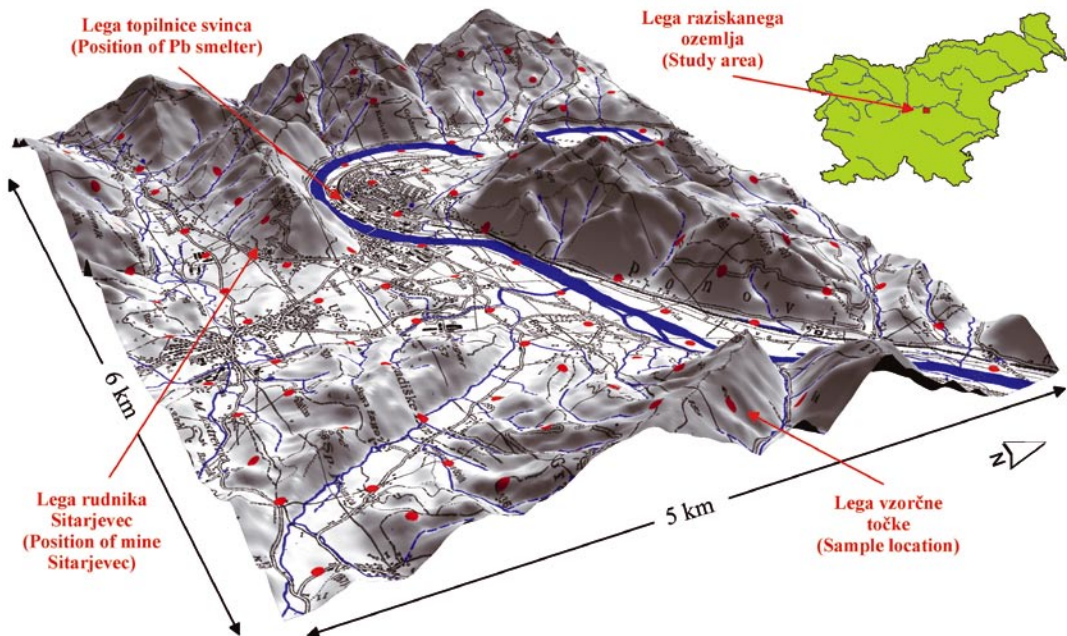
Dolina Save je v zgornjem Zasavju vrezana v alpski smeri, prečnih naravnih pre-

hodov ni. Sava naredi pri Litiji največji ovinek na vsej svoji poti skozi Posavsko hribovje. Ob tem zavojju je nekaj več ravnega sveta, ki se nadaljuje še ob spodnjem toku Reke do Šmartnega pri Litiji. Sava je na območju Litije s svojo erozijo ustvarila širše dolinsko dno z nekaj terasami in deli Litijo na dva dela; starejši del se nahaja na desnem bregu reke Save ob vznožju Sitarjevca, novejši del pa je na levem rečnem bregu, na območju Gradca in Graške Dobrave. Vzhodno od Litije se razprostira obsežno rodovitno Litijsko polje vse do izliva potoka Reke v Savo.

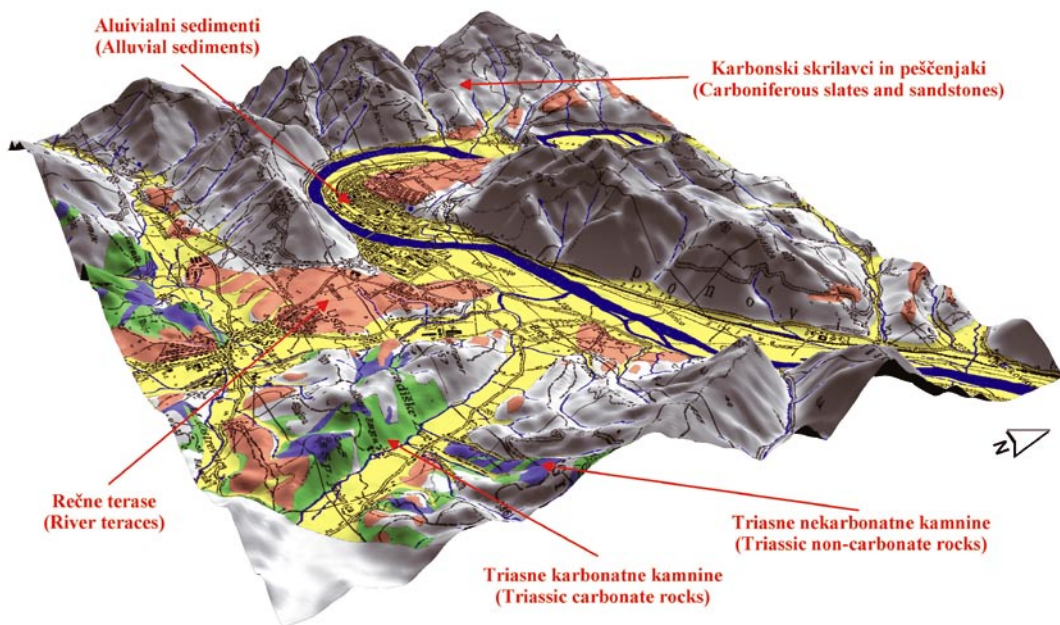
Obravnavali smo ozemlje, ki je veliko 6 x 5 km (slika 1). Na raziskovalnem ozemlju so bolj ali manj strnjena naselja in vasi, ponekod so tudi samotni zaselki. Največ površin se uporablja v kmetijski obdelovalni namene ter vrtove, veliko površine, kot na primer hrib Sitarjevec, pa prekriva mešani gozd.

Geološki opis ozemlja

Geološka zgradba ozemlja povzema po Mlakarju (1994) in delno tudi po Osnovni geološki karti lista Ljubljana, v merilu 1: 100.000 (Premru, 1982) (slika 2).



Slika 1. Lega raziskanega ozemlja z lokacijami vzorčenja
Figure 1. Location of study area with sampling locations



Slika 2. Pregledna geološka karta raziskanega ozemlja
Figure 2. Generalized geological map of study area

Širše ozemlje Litije pripada litijskemu antiklinoriju. Narivi, prelomi in tektonske drse kažejo na premikanje od severa proti jugu. Na območju Litije so tri tektonske enote, in sicer: Litijska antiklinala, na katero sta narinjena Litijski in Dolski nariv.

Najstarejše kamnine so karbonske in permske starosti. Predstavljajo jih glinavci, muljevci, meljevci, kremenovi peščenjaki in konglomerati. Izdanjajo na večjem delu raziskovanega ozemlja. Nahajajo se na severnem obrobju litijsko-šmarskega ozemlja, v coni štangarske Poljane–Kepa–Zavrstnik, vzdolž Berečanovega in Bedenovega grabna, Dragarjevi dolini in Maljeku. Karbonske plasti peščenjakov z vložki temnosivega glinavca ali konglomerata so na zahodnem območju Litije in Šmartnega, na Sitarjevcu, na Velikem Vrhu, ob Ponoviškem prelomu, na območju hriba Cvingar, Slatna, Ojstermanovem hribu, na območju Zagorice, predelu vzhodno od Tenetiš ter na območju Gradiških Laz.

V zgornje karbonskih kamninah so našli rastlinske ostanke zahodno od Zavrstnika. Le-ti imajo pomembno vlogo pri interpretaciji nastanka kamnin (Kolar-Jurkovšek & Jurkovšek, 1986).

Mezozojski skladi se začnejo s skitskimi kamninami. Največ je rdečkastega do

rumenkastega in ploščastega dolomita, ki ponekod vsebuje oolitne leče, peščenjake, glinavce in meljavce. Te plasti se nahajajo na območju Šmartnega, Grmač, Poščavnika, na grebenu južno od Dragarjeve doline, na vmesnem prostoru med Jablaniškim potokom in Reko ter na Pajkovem hribu. Anizijske in ladinijske plasti dolomita, tufa in tufta izdanjajo jugozahodno od Šmartnega pri Litiji. Ladinijske plasti se nahajajo jugozahodno od Šmartnega, na grebenu Tičnica–Grmače, kjer je dolomit s posameznimi polami črnega roženca ter sivo zelene tufe in tuftite z rožencem. Tuftske kamnine z rožencem leže neposredno na skitskih skladih (Pajkov hrib, Slatna, Pašava, Roje) in predstavljajo majhne izdanke (Mlakar, 1994).

Najmlajše kamnine na litijskem ozemlju predstavljajo kvartarne usedline, ki jih delimo v starejši in mlajši zasip. V starejši zasip uvrščamo usedline iz gline in ilovice s prodniki ali gruščem ter ostanki wurmskih postglacialnih sedimentov. Izdanjajo na območju mesta Litije, naselij Tenetiš in Šmartno, v coni Ježa–Grbin–Šmarska Dobrava–Zavrstnik in predelu jugovzhodno od Gradiških Laz. Mlajši zasip, iz proda in peska, najdemo vzdolž reke Save med Kresniškimi Poljanami in Litijo, okoli pritokov Reka, črnega potoka ter Jablaniški potok,

na območju Grmač in Zavrstnika ter Kostrevniški dolini. Ponekod se je na pobočjih nakopičil tudi grušč, ki zavzema večji obseg le na severnih pobočjih Sitarjevca, na Poščavniku in Tičnici, Ojstermanovem hribu in špilju (Mlakar, 1994).

Tla na obravnavanem območju

Na obravnavanem ozemlju prevledujejo klastiti karbonske in permske starosti. Na tej matični osnovi se prepletajo distrična rjava tla in distrični ranker. Distrični ranker se pojavlja le mestoma, večinoma na strmih pobočjih, kjer erozija preprečuje nadaljnji razvoj. Po svojih značilnostih je podoben rendzini (A–C profil). Distrična rjava tla predstavljajo razvitejši stadij tal na nekarbonatnih kamninah. So že globlja in večinoma so porasla z gozdom, na nekaterih platojih pa jih izkoriščajo za travnike, pašnike in tudi za njive. Zgradba profila je A–(B)–C. Gre predvsem za gozdna tla, ki jih le poredkoma izkoriščajo za kmetijstvo (Škorić, 1977).

Na karbonatnih fluvio-glacialnih prodnih zasipih ter dolomitih in apnencih se pojavljata rendzina (A–C profil) in evtrična oziroma pokarbonatna rjava tla (A–(B)–C profil). Zaradi valovitega reliefa, vrtač in kotanj, je globina pokarbonatnih tal različna (Stritar, 1990).

Med obrečna tla na peščeno-prodnatem aluviju spadajo tla na sipkem produ Save. Neposredno ob vodotoku so sipine in prodišča. Prodiščem sledijo v notranjosti plitva, vendar že utrjena obrečna tla. Na starejših rečnih nanosih brez vpliva podtalnice so razvita evtrična rjava tla.

Rudnik Sitarjevec in topilnica svinca Litija

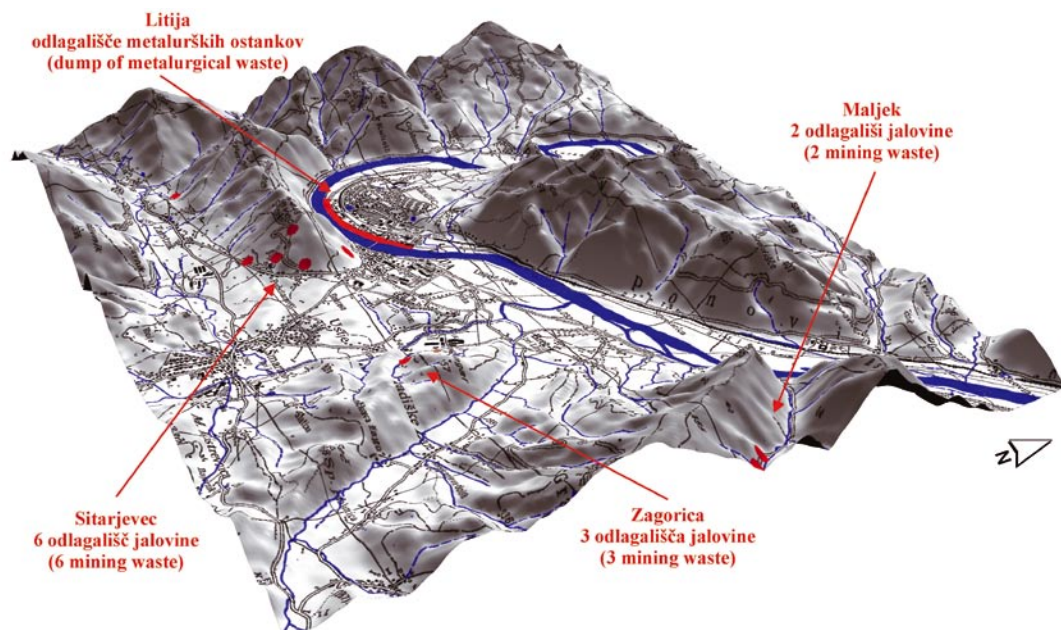
Litijski rudnik ali Sitarjevec spada med naša večja rudna nahajališča, Litija pa je verjetno najstarejše slovensko rudarsko mesto (Mlakar, 1994). Hrib Sitarjevec se razprostira nad mestnim jedrom Litije in meri 448 metrov nadmorske višine. Uvrščamo ga v niz rudišč, ki so nastala v Posavskih gubah. Žilno rudišče Sitarjevec ima dolgo zgodovino in je bilo celo eno največjih tovrstnih rudišč v Avstro-Ogrski monarhiji. V njem so kopali predvsem svinec, živo srebro, srebro, železo in v zadnji fazi tudi barit.

Pas, ki obsega rudarska dela je dolg okoli 600 metrov in širok med 250 in 300 metrov. Najvišji rov je na koti 420 m, najnižjo točko pa so dosegli s Kidričevim slepim jaškom na koti 171,5 m. Rudarska dela so se raztezala na okoli 250 metrih višinske razlike, dolžina rovo pa je ob zaprtju rudnika leta 1965 znašala vsaj 15 km. Na sliki 3 so prikazane lokacije odlagališč jalovine in metalurških žlinder.

Začetek rudarstva v litijskem območju domnevno sega že v čas Keltov, ki so tu kopali svinčevo rudo. V večjem obsegu so tu rudarili tudi Rimljani (Godec, 1992).

V okolici Litije so v srednjem veku delale manjše topilnice železa. Vzporedno z železovo rudo so verjetno od časa do časa kopali v manjšem obsegu tudi svinčevo in cinkovo rudo (Češmiga, 1959). Že v začetku 16. stoletja je bil v Litiji višji rudarski urad. Prvi pisani dokument o rudarjenju na tem področju je nagrobni spomenik rudarskemu mojstru Christofu Brukherschmidu z letnico 1537, ki stoji danes v šmarski cerkvi. Leta 1604 je rudnik prenehal delovati (Češmiga, 1959). Valvasor je leta 1689 napisal, da kažejo kosi rude z opušenih odvalov na nekoč velik rudnik svinca in živega srebra (Češmiga, 1959). Leta 1792 so v Pasjoku vzhodno od Litije zgradili topilnico železa, za katero so rudo občasno kopali tudi na Sitarjevcu (Fabjančič, 1972).

1838. leta so podelili pravice za raziskovanje železove rude na hribu Sitarjevec. 1878. je začela delovati Rudarska družba (Gewerkschaft Littai), ki je delovala do leta 1941, leta 1925 so jo preimenovali v slovensko podjetje Rudarska združba Litija. V tistem času je bilo na Sitarjevcu le nekaj opušenih rudarskih del (Almin in Karlov rov). Na obsežen limonitni klobuk so naleteli že v začetni fazi raziskav, v letu 1874 pa so odkrili 30 do 50 cm debelo baritno in cinabaritno rudno žilo. V letih 1875 in 1876 so pridobivali le živo srebro. Pri poglobljanju pa so naleteli tudi na galenit in od leta 1877 je bila proizvodnja svinca glavna dejavnost (Fabjančič, 1972). Kmalu po začetku odkopavanja, so zgradili čez reko Savo do bližine litijske železniške postaje 364 metrov dolgo žičnico, po kateri so skozi Avgustov rov dovažali rudo neposredno v prebiralnico (Mohorič, 1978). Tu so rudo prali, ločevali ter sortirali za nadaljnjo obdelavo. V letu 1886 so v Litiji začeli pridobivati tudi srebro, največ so ga pridobili leta 1890 in sicer 614,7 kg. Znano je, da so v tem času



Slika 3. Lega odlagališč jalovine in metalurških žlinder
 Figure 3. Locations of mine and metallurgical waste deposits

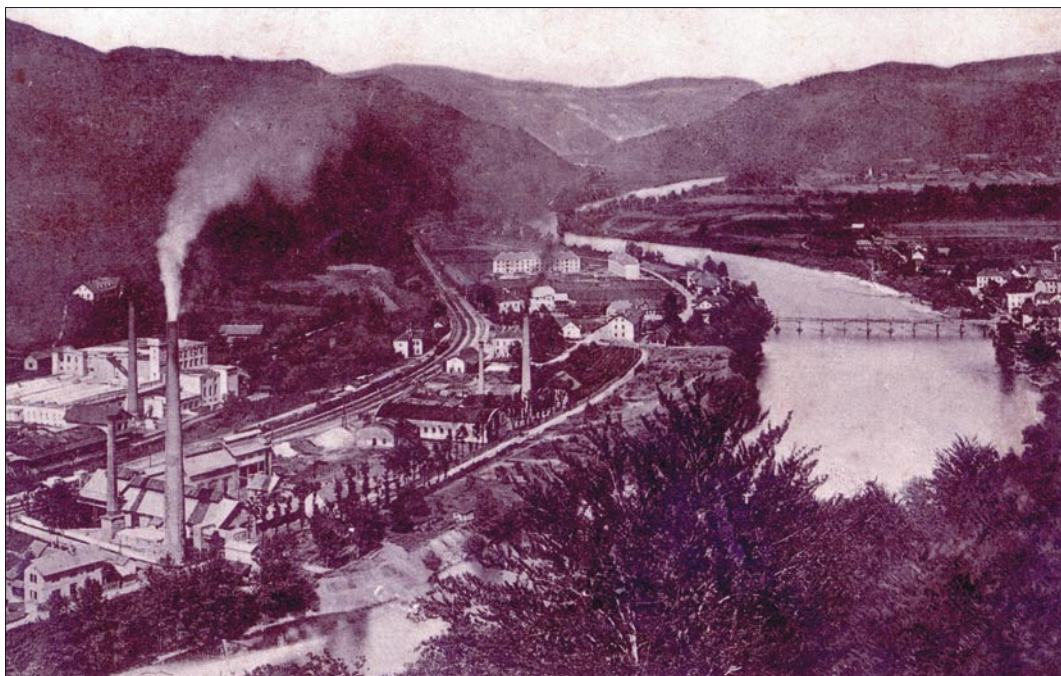
na Dunaju iz litijskega srebra izdelali sporninske kovance imenovane litijski tolarji (Fabjančič, 1972). Do leta 1883 so vso živosrebrno rudo s 15 % Hg prodajali Idriji, tistega leta pa so jo začeli predelovati tudi sami. Ruda predelana leta 1885 je vsebovala 2,7 % Hg. Tega leta so pridobili tudi največ živega srebra (26,3 t), največ svinca pa leto prej (1.900 t). Okrog leta 1890 je Litija dajala okrog 10 % avstrijske proizvodnje svinca (Fabjančič, 1972). Po letu 1894 v Litijski niso več kopali živosrebrne rude, v letu 1897 pa je obstala tudi proizvodnja svinčeve rude. To je bil razlog, da so si v topilnici nato vse do leta 1917 pomagali s koncentracijo pridobljenimi v drugih kranjskih, koroških, čeških, bosanskih, srbskih in celo afriških rudiščih (Mohorič, 1978). Zato je proizvodna svinca močno narasla in znašala leta 1914 kar 3.660 ton, naslednje leto pa so pridobili tudi največ srebra, in sicer 2.750 kg in celo 2,13 kg zlata (Fabjančič, 1972). Slika 4 prikazuje topilnico leta 1910.

Dolgotrajni sodni procesi in visoke odškodninske zahteve, ki so jih postavljali okoličani zaradi škod, ki jih je povzročal dim topilnice in prah na okoliških gozdovih in kulturah ter splošna gospodarska kriza, so povzročili zaprtje topilnice leta 1917 (Mohorič, 1978). Obrat se je zopet urad-

no odprl leta 1918, vendar so dela obstala že leta 1922 zaradi spora s čebelarji, ki so se pritoževali zaradi onesnaževanja čebelje paše s strupenimi plini iz predelovalnih naprav (Mlakar, 1994). Dela so obnovili leta 1924, do intenzivnejšega obratovanja pa je prišlo šele leta 1927, ko so zagnali gravitacijsko separacijo s flotacijo. Takrat je tona svinca vsebovala 20 do 25 g srebra, ruda pa 7 do 10 % svinca (Fabjančič, 1972). Konec leta 1930 so ustavili proizvodnjo svinca zaradi velikega padca cen.

Leta 1941 so Nemci rudnik zaplenili, rudarska dela pa so začeli istega leta obnavljati, zaradi potrebe po baritu. Zaradi partizanske diverzantske dejavnosti so se leta 1944 raziskave ustavile. V letih 1943 in 1944 so pridobili 2.299 ton barita. Med okupacijo je zgorel tudi celoten jamomerski arhiv.

Leta 1947 so ponovno začeli z raziskovalnimi deli, tako da so leta 1951 začeli z izkopavanjem barita. Z letom 1961 je rudnik začel poslovati kot samostojna enota v okviru rudnikov svinca in topilnice Mežica. Kljub padanju vsebnosti prvin v rudi, ki se je bližala rentabilnostni meji, so nekaj let še vztrajali pri proizvodnji svinčevega koncentrata in barita. Zaradi pomanjkanja rudnih rezerv, nizke vsebnosti kovin in barita v rudi, težav z vdori vode v najglob-



Slika 4. Topilnica svineca v Litiji leta 1910

Figure 4. Smelter in Litija in 1910

ljih delih ter zaradi vrtnanja v kremenovem peščenjaku, ki je povzročal hudo rudarsko bolezen na pljučih – silikozo, je leta 1965 rudnik prenehal obratovati. Uradno je prenehal obstajati 28. aprila 1966, ko so v katastru izbrisali eksploatacijsko polje Litija (Fabjančič, 1972).

V vsem tem času, od zgodnjega začetka rudarjenja v Litiji pa do ukinitve rudnika, so po oceni Drovenika in sodelavcev (1980) pridobili iz domače rude 50.000 ton Pb, 1.000 kg Ag ter 42,5 ton Hg ter 30.000 ton barita. Fabjančič (1972) je zbral podatke o proizvodnji v Litiji, ki je predelovala tudi uvoženo rudo. Ocenjuje, da so po letu 1880 pridobili okoli 68.000 ton Pb, skoraj 12 t srebra in kar 150 t živega srebra.

Rudnik ob zaprtju ni bil primerno saniran. Takrat so vhode v rudnik zaminirali. Ker so nekateri rovi tik pod površjem, je prišlo do zruškov in nastale so nove povezave s površjem, ki so marsikje tudi nevarne, saj so neoznačene in skrite v podrasti gozda. Le-te so za obiskovanje zanimivega, a nevarnega podzemlja uporabljali raziskovalci starih rudniških rogov in zbiralci mineralov, saj Sitarjevec slovi kot rudnik z najbolj pestro mineralno sestavo v Sloveniji. Pojav-

lja se preko šestdeset različnih mineralov (cerusit, barit, cinabarit, galenit, limonitni kapniki,...). V zapuščenih in delno zarušenih rudniških rovih se tvorijo limonitni kapniki (slika 5) in limonitne pregrade, za katerimi zastajajo velike količine limonitnega blata in rudniške vode (slika 6). To pa predstavlja nevarnost za okolico Sitarjevca. Pride lahko do porušitve teh pregrad in posledično do izlitja več kubičnih metrov zajezenega materiala na površje. Tako bi zaradi porušitve večje pregrade limonitno blato lahko zalilo tudi Litijo. Skozi nižje ležeče rove, kot je na primer Savski rov (slika 6), tudi stalno izteka onesnažena rudniška voda.

Materiali in metode dela

Vzorčenje tal in analitika

Vzorčenje tal je potekalo leta 2004 v mreži 500 x 500 m na ozemlju, velikem približno 30 km² (slika 1) Vzorčili smo v dveh globinah oziroma talnih horizontih: v globini od 0 do 5 cm oziroma A talni horizont brez morebitnega organskega horizonta in v



Slika 5. Limonitni stalagmit v opuščenem rudniškem rovu (foto M. Gosar)

Figure 5. Limonitic stalagmite in abandoned mine (foto M. Gosar)



globini 15–30 centimetrov oziroma B talni horizont.

Na 120 vzorčnih lokacijah je bilo odvzeto skupno 240 vzorcev tal. Posamezen vzorec je predstavljal kompozit vzorca v osrednji točki in štirih 10 metrov oddaljenih točkah severno, vzhodno, južno in zahodno od osrednje. Celotni tako zbrani vzorec je tehtal približno en kilogram. Zbrani vzorci so bili zračno posušeni, potem pretrti v keramični terilnici in sejani. Frakcija pod 2 mm je bila zmleta v ahatnem krogličnem mlinu in dodatno presejana pod 0,125 mm. Vzorčenje, priprava vzorcev in analitika je opravljena po že uveljavljeni metodologiji (Šajn, 1999, 2003).

Kemična analiza vzorcev tal je bila opravljena v laboratoriju ACME Analytical Laboratories Ltd. v Vancouvru v Kanadi. Za kemične prvine razen Hg je bila uporabljena plazemska emisijska spektrometrija (ICP) po štirikislinskem razklopu (HClO_4 , HCl , HF in HNO_3), ki je potekal pri temperaturi 200 °C. Vzorce so analizirali na 42 prvin (Al, Ca, Fe, K, Mg, Na, P, S, Ti, Ag, As, Au, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Hf, La, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn in Zr). Za določitev vsebnosti Hg je bilo 0,5 g vzorca prelito s 3 ml zlatotopke (mešanica kislin HCl , HNO_3 in H_2O v razmerju 3:1:2), eno uro segrevano na 95 °C in potem razredčeno do 100 ml z destilirano vodo. V raztopini je bila določena vsebnost Hg z neplamensko AAS. Vzorce in naključno izbrane dvojnike ter geološke standardne materiale GXR-2, GXR-5 in GXR-6 so v laboratoriju analizirali po naključnem zaporedju. V članku smo se omejili le na obravnavo vsebnosti in prostorsko porazdelitev zakonsko normiranih težkih kovin (Ur. list RS 68/96). Občutljivost, pravilnost in natančnost analitike obravnavanih prvin je bila zadovoljiva.

Obdelava podatkov in prikaz prostorske porazdelitve prvin

Za statistične izračune smo uporabili program Statistica 6.1. Izračunane osnovne statistike so: minimalne in maksimalne vrednosti, mediane in povprečne vredno-

Slika 6. Ujeta voda in limonitno blato v rudniških rovih (foto M. Gosar)

Figure 6. Captured mine water and limonitic mud in abandoned mine (foto M. Gosar)

sti normalnih ali logaritmiranih podatkov. Ocena normalnosti je izdelana na osnovi statističnega preizkusa asimetričnosti, sploščenosti ter vizualnega opazovanja histogramov.

Rezultate smo prikazali v obliki kart porazdelitev vsebnosti težkih kovin v zgornjem (0–5 cm) in spodnjem (20–30 cm) horizontu tal (slike 7, 8, 9, in 10). V postopku izdelave smo uporabili interpolacijsko metodo univerzalnega krigriranja z linearnim variogramom (Davis, 1986), opravili pa smo jo s programom Surfer for Windows (Keckler, 1994).

Mejne vsebnosti razredov smo izbrali na osnovi percentilov porazdelitve interpoliranih vrednosti tako, da so vrednosti okrog povprečja v širših razredih, nizke in visoke pa v ožjih razredih. Odločili smo se za 7 vsebnostnih razredov: 0–10, 10–25, 25–40, 40–60, 60–75, 75–90 in 90–100 percentilov porazdelitve prvine. Izdelali smo tudi karto prostorske porazdelitve zakonsko normiranih kovin v tleh glede na mejne, opozorilne in kritične vrednosti, ki so določene v Uradnem listu RS 68/96.

Rezultati

Arzen (As)

V vzetih vzorcih na območju Litije, znaša mediana arzena za zgornji talni horizont (0–5 cm) 14 mg/kg, opazovane vsebnosti pa nihajo od 5 do 78 mg/kg (tabela 1). V spodnjem talnem horizontu (20–30 cm) je vrednost mediane za As 14 mg/kg in variira od najmanjše vsebnosti 7 do najvišje 41 mg/kg. Obe mediani sta enaki kot mediana za slovenska tla (14 mg).

Najvišje vrednosti arzena so bile določene v zgornjem talnem horizontu (0–5 cm) na celotnem hribu Sitarjevec, širšem območju nekdanje topilnice v Litiji in na JZ obravnavanega ozemlja (južno od reke Reke) (slika 7a). Nekoliko so vsebnosti povišane tudi nad Ponovičami, v okolici Podšentjurja. V spodnjem talnem horizontu na Sitarjevcu so vsebnosti arzena nižje kot v zgornjem horizontu tal. To potrjuje antropogeni vnos arzena v tla. V spodnjem horizontu tal so vsebnosti arzena nekoliko povišane pri Ponovičah ter v okolici Šmartnega (slika 7b).

Na treh lokacijah, ki se nahajajo ob vznožju hriba Sitarjevec ob reki Savi, smo ugotovili presežene kritične vsebnosti (55 mg/kg, Uradni listi, 1996) arzena v tleh (78 mg/kg,

73 mg/kg in 69 mg/kg). Domnevamo, da so posledica rudarskih in metalurških dejavnosti v preteklosti.

Kadmij (Cd)

Nekoliko povišane vsebnosti kadmija smo ugotovili v dolini reke Save od Podšentjurja do Litije ter v Ponovičah. Tudi pri Podsitarjevcu in šmartnem so vsebnosti kadmija nekoliko povišane. Najvišja izmerjena vsebnost Cd je bila v zgornjem (1,5 mg/kg) in spodnjem (1,7 mg/kg) talnem horizontu v dolini reke Save v bližini Ponovič. Kadmij je vezan predvsem na sedimente reke Save. Za kadmij velja, da so višje vsebnosti v zgornjem talnem horizontu (0–5 cm), z globino se vsebnosti kadmija praviloma manjšajo. Kritična in opozorilna vrednost kadmija v tleh ni presežena. Mejna vrednost (1 mg/kg, Uradni listi, 1996) pa je presežena le na štirih vzorčenih lokacijah v dolini reke Save (tabela 2).

Kobalt (Co)

Mediana za kobalt je v zgornjem talnem horizontu (7,7 mg/kg) in spodnjem talnem horizontu (9 mg/kg) nižja kot je povprečje za slovenska tla (16 mg/kg) (tabela 1). Prostorski porazdelitvi kobalta v obeh obravnavanih horizontih jasno kažeta na območje z nekoliko višjimi vsebnosti kobalta od šmartnega proti Kostrevnici in Jablaniški dolini, nadalje v Ponovičah ter tudi v Zavrstniku in Grmačah. Na raziskanem območju je za kobalt značilno, da se vsebnosti z globino povečujejo. Opozorilna vrednost ni presežena na nobeni lokaciji, mejna (20 mg/kg) pa na dveh lokacijah na skrajnem JV obravnavanega ozemlja v obeh talnih horizontih ter na skrajnem SV le v spodnjem horizontu (tabela 2).

Krom (Cr)

Na podlagi raziskanih vzorcev znaša mediana kroma v zgornjem talnem horizontu na obravnavanem območju 54 mg/kg, vsebnosti pa nihajo v razponu od 16 do 160 mg/kg (tabela 1). V spodnjem talnem horizontu znaša mediana za krom 61 mg/kg, vsebnosti so v razponu od 22 do 230 mg/kg (tabela 1). Mediana za slovenska tla znaša 91 mg/kg in je višja kot mediani obeh obravnavanih horizontov. Najvišji izmerjeni vsebnosti v obeh talnih horizontih sta bili določeni na lokaciji zahodno od Šmartnega in znašata v zgornjem horizontu 160 mg/kg, v spodnjem

Tabela 1. Mediane in razponi (mg/kg) vsebnosti prvin v zgornjem in spodnjem talnem horizontu na obravnavanem ozemlju in v Sloveniji, n = 120 (Šajn, 2003)

Table 1. Medians and ranges of elements (mg/kg) in topsoil and bottom soil in study area and in Slovenia

Prvina	Slo Md	Litija Md	(tla/soil 0–5 cm) (Min – Max)	Litija Md	(tla/soil 20–30 cm) (Min – Max)
As	14	14	(5.0 – 78)	14	(7.0 – 41)
Cd	0.45	0.41	(0.10 – 1.5)	0.24	(0.050 – 1.7)
Co	16	7.7	(1.0 – 25)	9.0	(1.0 – 30)
Cr	91	54	(16 – 160)	61	(22 – 230)
Cu	31	18	(7.7 – 43)	16	(4.8 – 41)
Hg	0.065	0.35	(0.065 – 6.0)	0.22	(0.080 – 6.0)
Mo	0.80	0.83	(0.30 – 1.7)	0.62	(0.20 – 1.5)
Ni	50	18	(4.6 – 41)	20	(4.5 – 47)
Pb	42	120	(24 – 790)	74	(28 – 610)
Zn	130	93	(31 – 420)	95	(30 – 490)

Tabela 2. Onesnaženost raziskanega območja (km²)Table 2. Pollution of researched area (km²)

	Tla/Soil (0–5 cm)			Tla/Soil (20–30 cm)		
	Mejno limit	Opozorilno Warning	Kritično Critical	Mejno Limit	Opozorilno Warning	Kritično Critical
As	5.7	1.8	0.52	2.4	0.18	-
Cd	0.29	-	-	0.050	-	-
Co	0.26	-	-	0.76	-	-
Cr	0.23	-	-	1.6	0.10	-
Cu	0.19	0.05	-	-	-	-
Hg	3.4	1.1	0.02	2.4	0.42	-
Mo	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-
Pb	22	20	1.6	13	10	0.07
Zn	1.3	0.28	0.01	0.75	0.10	-
Skupno/ Total	24	20	1.6	16	11	0.07

pa 230 mg/kg in sta verjetno posledici obratovanja usnjarne IU V Vrhniku. To je tudi edina lokacija kjer vsebnost kroma presega opozorilno vrednost (150 mg/kg, Uradni listi, 1996) (tabela 2).

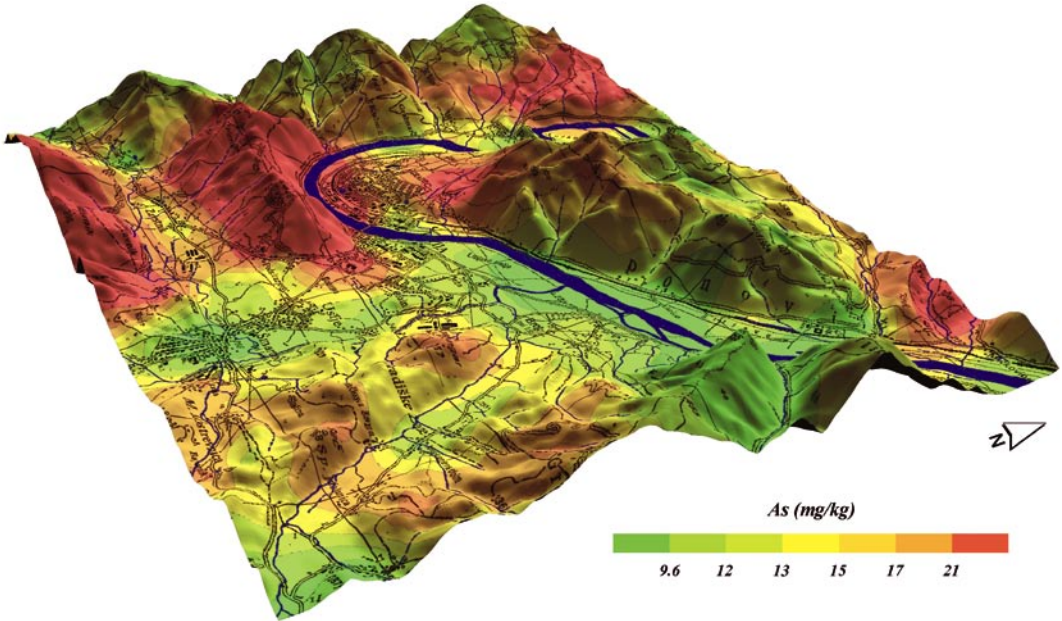
Baker (Cu)

Vsebnosti bakra so nizke. Mediani zgornjega horizonta (18 mg/kg, tabela 1) in spodnjega horizonta tal (16 mg/kg) sta za polovico manjši kot mediana za slovenska tla (31 mg/kg) (tabela 1). Prostorska porazdelitev bakra kaže na relativno višje vsebnosti v dolini Save in na območju Šmartnega in Šmarske Dobrave ter pri Podstitarjevcu. Vsebnosti bakra se z globino zmanjšujejo. Mejna vrednost ni bila presežena (tabela 2).

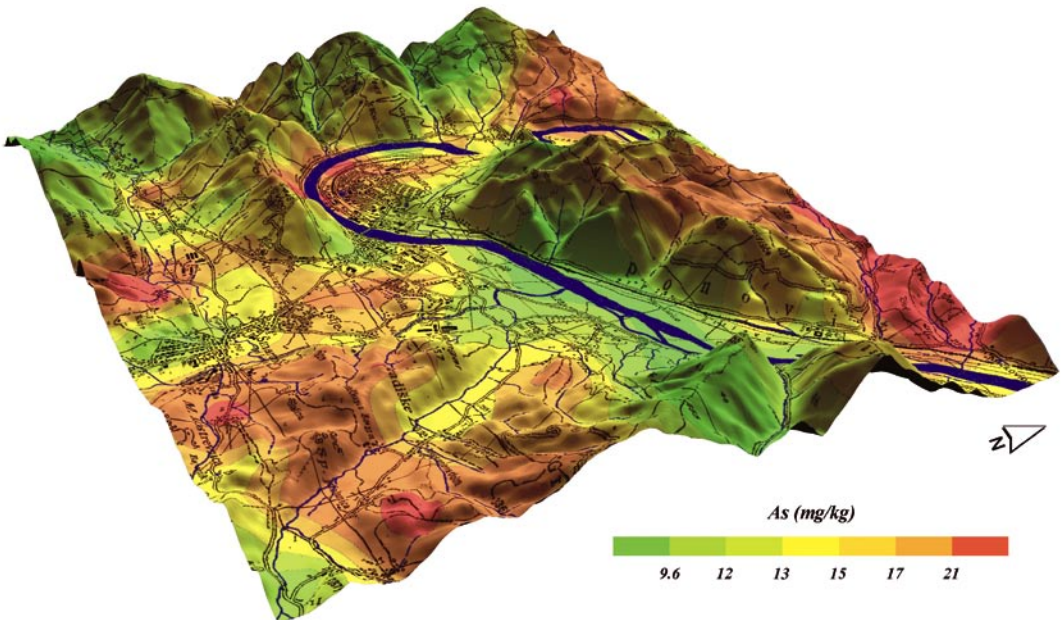
Živo srebro (Hg)

Mediana za Hg v zgornjem talnem horizontu (0–5 cm) znaša 0,35 mg/kg, vsebnosti pa nihajo v razponu med 0,065 do 6 mg/kg (tabela 1). V spodnjem talnem horizontu (20–30 cm) je mediana nekoliko nižja 0,22, vsebnosti Hg pa nihajo v razponu od 0,08 do 6,0 mg/kg. Obe mediani za tla na litijskem območju presežeta slovensko povprečje za tla, ki znaša 0,065 mg/kg (tabela 1).

Prostorsko je anomalija živega srebra najbolj izražena na območju rudnika Sitarjevec in nekdanje topilnice Litija vse do Zagorice in hriba Slatine (sliki 8a in 8b). Na teh območjih so v preteklosti tudi izkoriščali živosrebrno rudo. Anomalija Hg se v spodnjem horizontu (20–30 cm) nekoliko



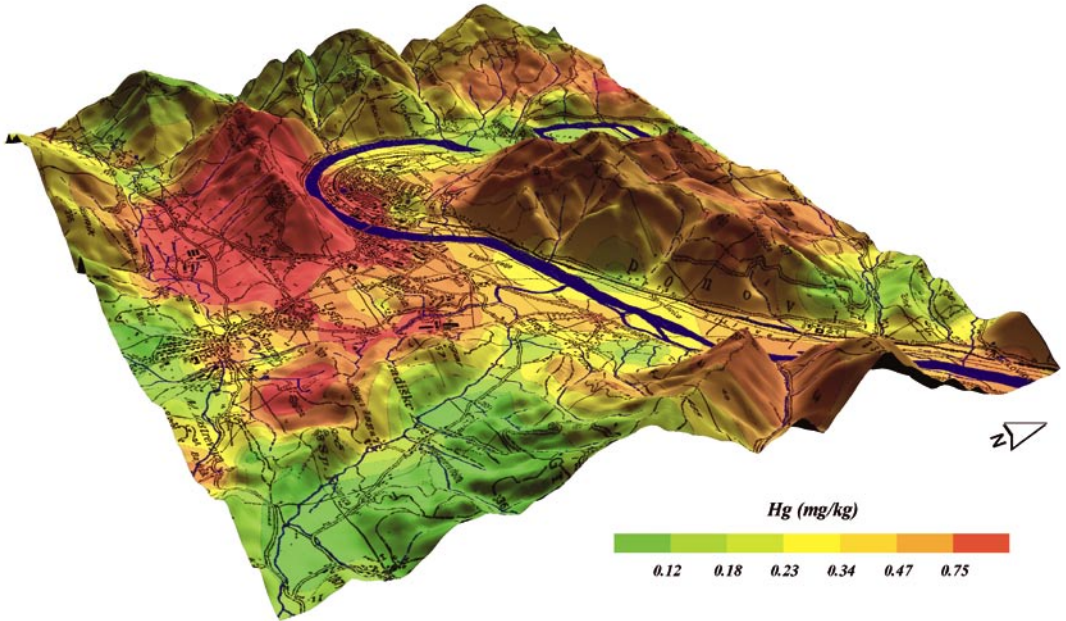
Slika 7a. Porazdelitev arzena v zgornjem horizontu tal (0–5 cm)
 Figure 7a. Spatial distribution of arsenic in topsoil (0–5 cm)



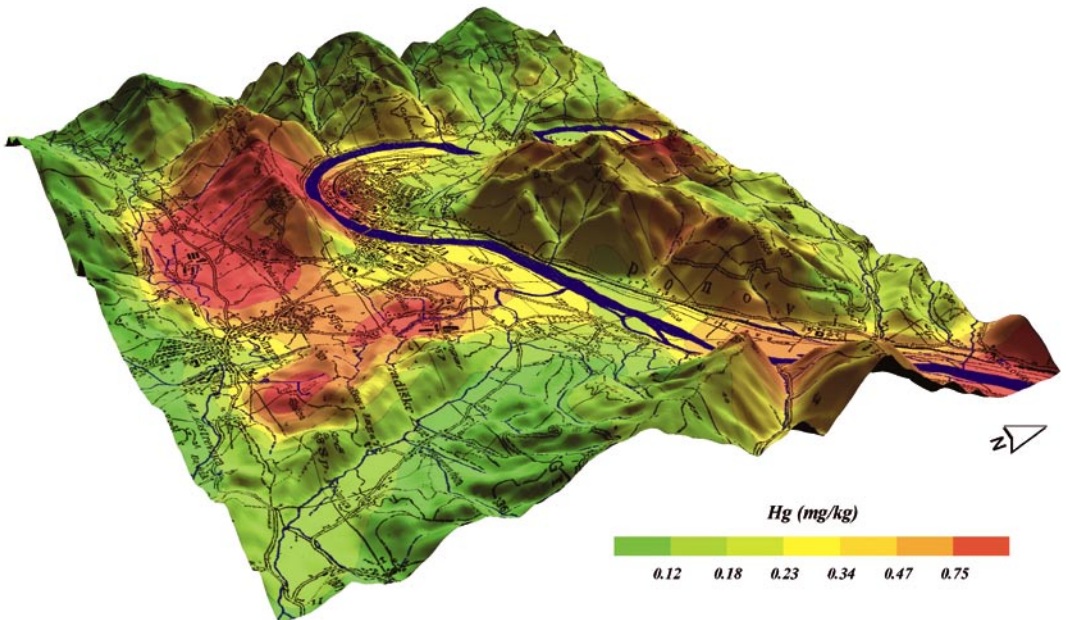
Slika 7b. Porazdelitev arzena v spodnjem horizontu tal (20–30 cm)
 Figure 7b. Spatial distribution of arsenic in bottom soil (20–30 cm)

zmanjša, vendar še vedno zajema precejšen del Sitarjevca, območje Zagorice, ter hrib Slatine.

Najvišje izmerjene vsebnosti Hg v zgornjem (6,0 mg/kg) in spodnjem talnem horizontu (5,9 mg/kg) (tabela 1) smo ugotovili



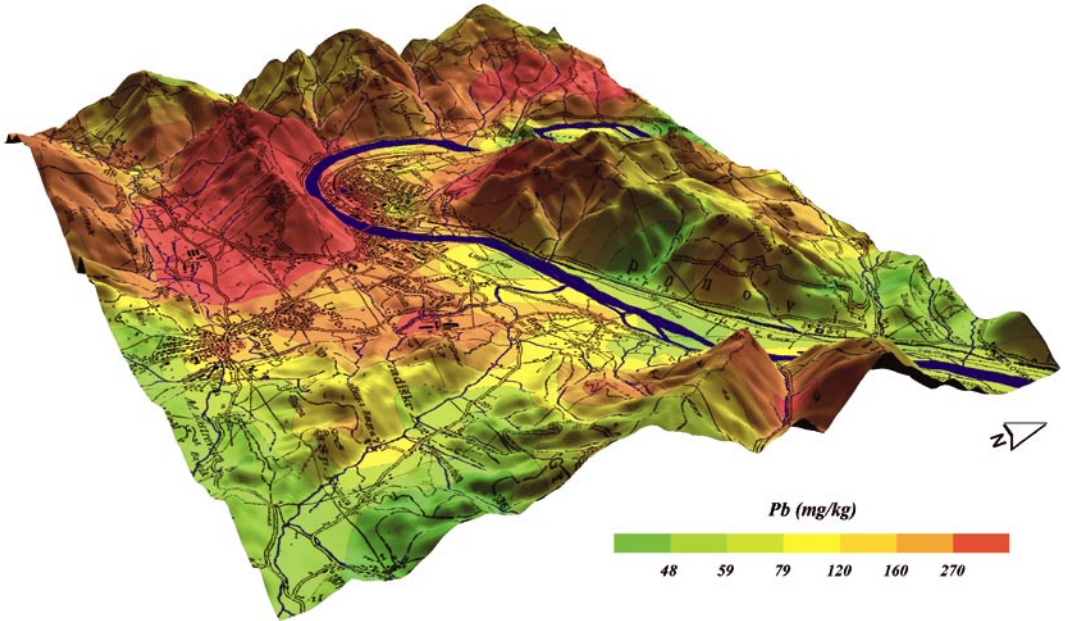
Slika 8a. Porazdelitev živega srebra v zgornjem horizontu tal (0–5 cm)
Figure 8a. Spatial distribution of mercury in topsoil (0–5 cm)



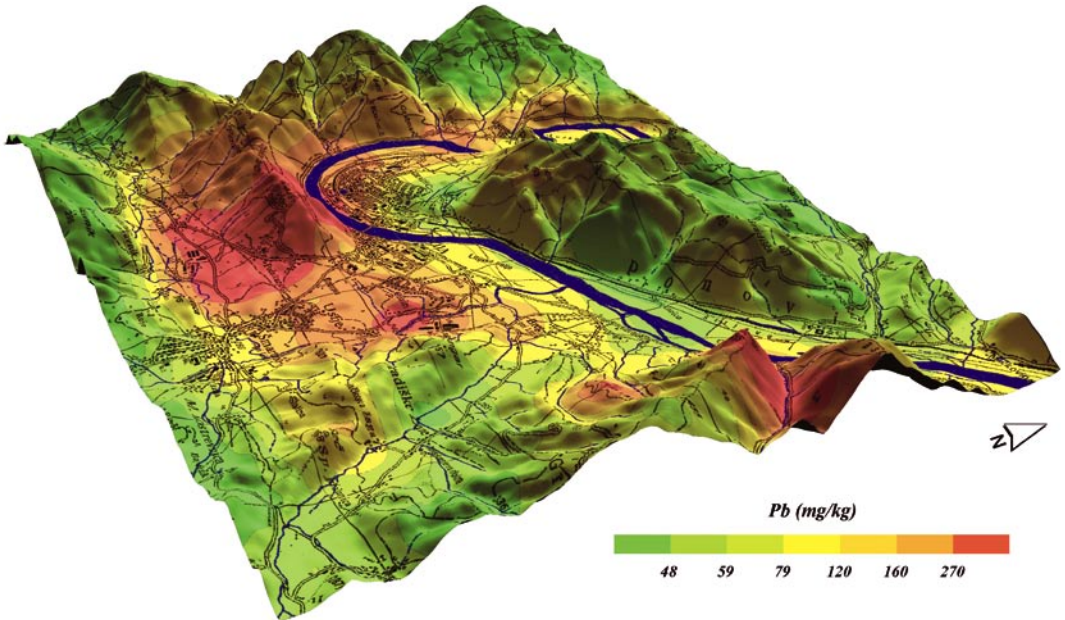
Slika 8b. Porazdelitev živega srebra v spodnjem horizontu tal (20–30 cm)
Figure 8b. Spatial distribution of mercury in bottom soil (20–30 cm)

na travnikih in pašnikih Kmetijske Zadruga Litija zahodno od Šmartnega. Visoke vsebnosti živega srebra smo zasledili tudi v

Podkrajju, na severnem vznožju Sitarjevca v bližini opuščenega rudniškega rova.



Slika 9a. Porazdelitev svinca v zgornjem horizontu tal (0–5 cm)
Figure 9a. Spatial distribution of lead in topsoil (0–5 cm)



Slika 9b. Porazdelitev svinca v spodnjem horizontu tal (20–30 cm)
Figure 9b. Spatial distribution of lead in bottom soil (20–30 cm)

Molibden (Mo)

Vsebnosti molibdena so v mejah geokemičnega ozadja. Mediana zgornjega hori-

zonta znaša 0,83 in spodnjega 0,62 mg/kg (tabela 1). To je blizu slovenskega povprečja (0,8 mg/kg). Na litjskem prostoru so najvi-

šje vsebnosti molibdena v tleh v zgornjem horizontu tal (1,7 in 1,6 mg/kg) SV od Litije, to je na širšem območju mesta Litije in Svibnega s Strešnim Vrhom. Manjša ozemlja s povišanimi vsebnostmi molibdena so tudi na Kostrevniškem ozemlju, Podsitarjevcu, Grmačah in hribu nad Ponovičami. V spodnjem horizontu tal je molibdena nekoliko manj, rahla povišanja je opaziti po dolini reke Save od Ponovič do Spodnjega Loga.

Nikelj (Ni)

Vsebnosti niklja so na celotnem obravnavanem ozemlju nizke, se z globino povečujejo in predstavljajo naravno ozadje. Mediana zgornjega horizonta znaša 18, spodnjega pa 20 mg/kg (tabela 1). Tudi vsebnosti niklja ne presegajo mejne vrednosti (tabela 2).

Svinec – Pb

Na podlagi raziskanih vzorcev znaša mediana svinca v zgornjem talnem horizontu na obravnavanem območju 120 mg/kg, vsebnosti pa nihajo v razponu od 24 do 790 mg/kg (tabela 1). V spodnjem talnem horizontu znaša mediana za svinec 74 mg/kg, vsebnosti so v razponu od 28 do 610 mg/kg (tabela 1). Mediana za slovenska tla znaša 42 mg/kg in je nižja kot mediana obeh obravnavanih horizontov. Kritična vrednost za svinec v tleh (530 mg/kg, Uradni listi, 1996) je v zgornjem horizontu tal presežena na osmih lokacijah, v spodnjem pa na petih. Največ svinca smo določili na severnem pobočju Sitarjevca (790 in 770 mg/kg).

Prostorski porazdelitvi svinca v zgornjem in spodnjem talnem horizontu sta si podobni, s tem da so vsebnosti v zgornjem horizontu nekoliko višje (sliki 9a in 9b). Povišane vsebnosti so na Sitarjevcu in v njegovem vznožju pri Podsitarjevcu ter vse do Zavrstnika in Grmač. Manjše anomalije svinca so opazne tudi v Zagorici, Maljeku ter nad Podšentjurjem.

Cink (Zn)

Prostorska porazdelitev za cink v tleh nam pokaže najvišje vsebnosti v dolini Save v bližini Ponovič. Tam smo ugotovili povišane vsebnosti cinka tako v spodnjem (490 mg/kg) kot v zgornjem (420 mg/kg) horizontu tal (tabela 1). Na območjih Litije, Grbine, Zagorice, Podsitarjevca in Zavrstnika pa se vsebnosti cinka z globino zmanjšujejo. Do povišanih vsebnosti cinka je prišlo deloma zaradi rudarjenja, pa tudi

naplavine Save so prinašale s cinkom obogaten material. Opozorilna vrednost (300 mg/kg, Uradni listi, 1996) je presežena na treh lokacijah, tako v zgornjem kot spodnjem horizontu. Vse našteje lokacije so v dolini Save in v spodnjem horizontu je nekoliko več cinka kot v zgornjem. Mejna vrednost je presežena še na devetih lokacijah (tabela 2).

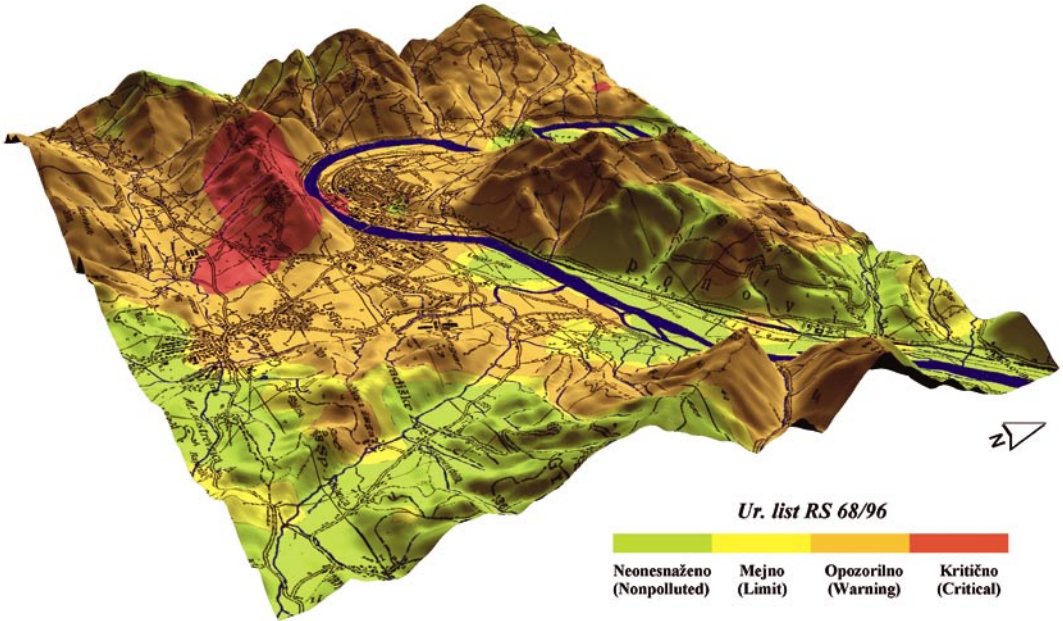
Onesnaženost raziskanega ozemlja s težkimi kovinami

V tabeli 2 so prikazani deleži onesnaženosti raziskanega območja za posamezno kemično prvino (Ur. list RS 68/96). Površine so bile določeno računsko, na podlagi naših vzorcev. Zato so nekatere površine zelo majhne, kar pravzaprav pomeni, da sta le eden ali dva vzorca preseгла neko vsebnost. Glede na dejstvo, da so najbolj povišane vsebnosti živega srebra, arzena in svinca, jih ločeno obravnavamo. Na koncu podajamo tudi oceno celotne onesnaženosti.

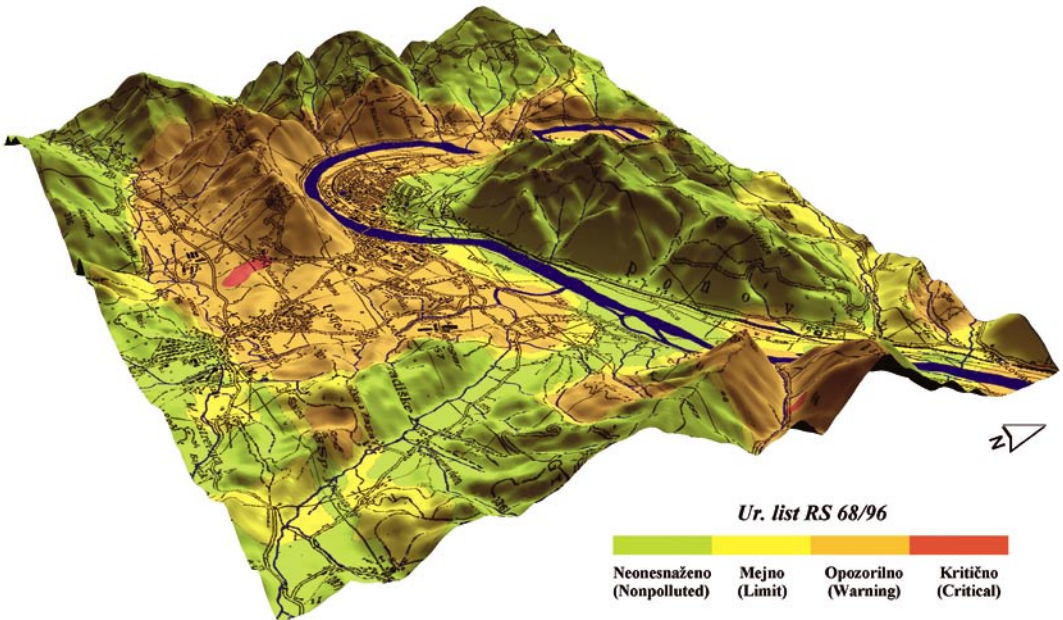
Kritična vsebnost Hg v zgornjem sloju tal (0–5 cm) je presežena na ozemlju Podsitarjevca, kjer so kopali rudo in jo tudi sortirali, na območju velikem 2 ha, opozorilna vsebnost na širšem območju Podsitarjevca (1,1 km²) ter mejna vsebnost na celotnem hribu Sitarjevec (3,4 km²). V spodnjem sloju tal (20–30 cm) kritična vsebnost Hg ni presežena. Na območju Grmač, kjer ima travnike in pašnike Kmetijska Zadruga (42 ha), je presežena opozorilna vsebnost, mejna vsebnost pa na ozemlju velikem 2,4 km², ki obsega območja Zagorice in Jezov, hrib Slatina, Zavrstnik in posamezne predele Sitarjevca (tabela 2).

Kritična vsebnost As v zgornjem sloju tal (0–5 cm) je presežena na hribu Sitarjevec, na območju velikem 52 ha, opozorilna vsebnost na širšem območju hriba Sitarjevec (1,8 km²), mejna vsebnost pa ob vznožju hriba Sitarjevec, na območju Poščavnika, Graške Dobrave in Gornjega Loga (5,7 km²). V spodnjem sloju tal (20–30 cm) kritična vsebnost As ni presežena. Le na posameznih manjših območjih je presežena opozorilna vsebnost na območju velikem 18 ha, mejna vsebnost pa na območju velikem 2,4 km² (tabela 2).

Kritična vsebnost Pb v zgornjem sloju tal (0–5 cm) je presežena na ozemlju rudnika Sitarjevec ter v neposredni okolici topilnice, na območju velikem 1,6 km². Opozorilna



Slika 10a. Celotna onesnaženost zgornjega horizonta tal (0–5 cm) s težkimi kovinami
Figure 10a. Spatial distribution of limit, warning and critically polluted topsoil (0–5 cm)



Slika 10b. Celotna onesnaženost spodnjega horizonta tal (20–30 cm) s težkimi kovinami
Figure 10b. Spatial distribution of limit, warning and critically polluted bottom soil (20–30 cm)

vsebnost je presežena na območju velikem 20 km², to je na območju Zavrstnika, Šmartnega, Šmarske Dobrave vse do Brega pri Li-

tiji in Maljeka na vzhodu, Litijsko ozemlje s Podšentjurjem, Pogonikom ter Svibnim in Strešnim Vrhom. Na 22 km² pa je preseže-

na mejna vsebnost za Pb v tleh. V spodnjem sloju tal (20–30 cm) je kritična vsebnost za Pb v tleh presežena na ozemlju Podsitarjevca, velikem 7 ha, opozorilna vsebnost na območju velikem 10 km², ki zajema širše območje hriba Sitarjevec, Šmartnega in Litije ter Maljek, mejna vsebnost pa na ozemlju velikem 13 km² (tabela 2).

Na celotnem raziskanem ozemlju (okoli 30 km²) je v zgornjem talnem horizontu (0–5 cm) mejna vsebnost katerekoli od zakonsko obravnavanih težkih kovin presežena na 24 km², opozorilna na 20 km² ter kritična na 1,6 km². Obremenjenost spodnjih talnih horizontov (20–30 cm) je nekoliko nižja. Mejna vsebnost težkih kovin je presežena na 16 km², opozorilna na 11 km² ter kritična na 7 ha (sliki 10 a in 10b).

Kritične vsebnosti težkih kovin v zgornjem sloju tal (0–5 cm) so presežene na hribu Sitarjevec in v neposredni bližini nekdanje topilnice. V največji meri je ta anomalija posledica pridobivanja svinca in njegove predelave. Opozorilna vsebnost je presežena na velikem območju vse od Zavrstnika, šmartnega, Litije do Gornjega Loga, na severu tudi na velikem območju Svibnega, na vzhodu pa na ozemlju od Grbina vse do Brega pri Litiji ter na območju Maljeka. V spodnjem sloju tal (20–30 cm) so kritične vsebnosti težkih kovin presežene le na majhnem območju pri Podsitarjevcu. Opozorilne vsebnosti pa so presežene na nekoliko manjšem ozemlju kot velja za zgornji horizont tal (sliki 10 a in 10b).

Zahvala

Za financiranje predstavljene raziskave se zahvaljujemo občini Litija in Agenciji za raziskovalno dejavnost RS.

Literatura

- Češmiga, I. 1959: Rudarstvo LR Slovenije. – Nova proizvodnja, 267 str., Ljubljana.
- Davis, J.C. 1986: Statistic and data analysis in geology. – Willey & Sons, 651 p., New York.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji. – Geologija, 23/1, 1–137, Ljubljana.
- Fabjančič, M. 1972: Kronika litijskega rudnika. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Godec, I. 1992: Litija nekoč in danes. – Košarkaški klub Litija, 56 str., Litija.
- Jemec, M. 2006: Porazdelitev kemičnih prvin v tleh in podstrešnem prahu na območju Litije. Naravoslovnotehniška fakulteta, Diplomsko delo, 84 p. Ljubljana.
- Keckler, D. 1994: Surfer for Windows (Manual). – Golden Software, Inc., 1/1 – 23/3 str., Denver, Colorado.
- Kolar-Jurkovšek, T. & Jurkovšek, B. 1986: Karbonska (westfalijska) makroflora iz Zavrstnika. – Rudarsko-metalurški zbornik, 33/1–2, 3–34, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1994: O problematiki Litijskega rudnega polja. – Geologija, 36/1, 249–338, Ljubljana.
- Mohorič, I. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem: zgodovina rudarstva in topilništva v stoletju tehnične revolucije. Knjiga 1, Osnove rudarskega dela. – Založba Obzorja, 281 str., Maribor.
- Premru, U., 1982: Osnovna geološka karta SFRJ. 1 : 100.000, list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Stritar, A. 1990: Raba in varstvo tal v Sloveniji. – Partizanska knjiga, 174 str., Ljubljana.
- Šajn, R. 1999: Geokemične lastnosti urbanih sedimentov na ozemlju Slovenije. – Geološki zavod Slovenije, 136 str., Ljubljana.
- Šajn, R. 2003: Distribution of chemical elements in attic dust and soil as reflection of lithology and anthropogenic influence in Slovenia. In: XIIth International Conference on Heavy Metals in the Environment; 2003, Grenoble. Journal de Physique, Les Ulis, 107, 1173–1176, Grenoble.
- Skorić, A. 1977: Tipovi naših tala. – Sveučilišna naklada Liber, 134 str., Zagreb.
- Uradni list RS, 1996: Uredba o mejnih, opozorilnih in kritičnih imisijskih vrednostih nevarnih snovi v tleh. – Uradni list Republike Slovenije, 68/96, 5773–5774, Ljubljana.

Porazdelitev slednih prvin v treh kraških talnih profilih v Sloveniji

Trace element distribution in three karst soil profiles from Slovenia

Mateja GOSAR

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ul. 14, 1000 Ljubljana, Slovenija
e-mail: mateja.gosar@geo-zs.si

Ključne besede: kraška tla, sledne prvine, geokemija, Slovenija
Key words: karst soil, trace elements, geochemistry, Slovenia

Izvleček

Na krasu smo v treh globokih profilih v tipičnih kraških žepastih tleh t.i. jerovice ali »terre rosse« obravnavali vsebnosti slednih prvin. Skupno smo analizirali 45 vzorcev iz različnih globin. Rezultati kažejo, da vsebnosti Mo, Ni, As, V, Hg, Sb, Bi, U, Cu, Li, Cr, Co v obravnavanih profilih močno presegajo slovensko povprečje. Vsebnosti Pb, Zn in Sb so na nivoju slovenske mediane. Ba, Sr in Mn pa je v obravnavanih tleh nekoliko manj kot v povprečnih slovenskih tleh. Vrednosti povprečnega količnika obogatitve obravnavanih profilov glede na slovensko mediano so izrazito najvišje za molibden. V profilu Pliskovica znaša kar 31, v drugih dveh okoli 5. Tudi pri živem srebru, uranu in delno niklju obogatitveni količnik profila Pliskovica za več kot faktor 2 presega druga dva. Večina obravnavanih slednih prvin kaže trend naraščanja z globino. V zgornjem delu profilov, v tako imenovanem A horizontu, je izrazito manj slednih prvin, v talnem žepu pa so vsebnosti močno povišane.

Abstract

In the karstic area in three deep soil profiles in typical karst pockets of the so called terra rossa the trace element contents were considered. In total 45 samples were collected at various depths. Results show that Mo, Ni, As, V, Hg, Sb, Bi, U, Cu, Li, Cr and Co contents in profiles considerably exceed the Slovenian averages. Pb, Zn and Sb contents are on the level of Slovenian median values. Contents of Ba, Sr and Mn in considered soils are slightly lower of the Slovenian soil averages. The value of mean enrichment factors in profiles with respect to Slovenian median values is by far the highest for molybdenum. In the Pliskovica profile it amounts to 31, and in the other profiles to around 5. Also for mercury, uranium and in part nickel the enrichment factor in the Pliskovica profile is more than twice as high as in other two profiles. Most considered trace element contents show an increasing tendency with depth. In the upper part of profiles, in the A horizon, the trace element contents are lower, and in the soil pocket distinctly increased.

Uvod

Na apnencih in dolomitih opazamo kraške pojave, zato se pogosto uporablja za ta področja izraz »kras«. Kras je delo vode, ki že milijone let in tudi še zdaj oblikuje njegovo podobo v kamnu. Ta je v znatni meri odvisna od lastnosti kamnine. Kamnini na krasu v Sloveniji sta skoraj v celoti samo dve: apne-

nec in dolomit. Pri obeh so velike razlike v trdnosti, zrnatosti, plastovitosti, razpokanosti, čistosti, vsebnosti magnezijevega karbonata in debelini plasti. Vpliv kamnine na zakrasevanje se izraža predvsem prek stopnje vodne prepustnosti (Gams, 2004).

V pasu, ki je med kraškim površjem in nižjim z vodo prežetim pasom, prenika površinska voda pretežno navzdol. Ker ne za-

polnjuje vseh medsebojno povezanih praznih prostorov, govorimo o zračnem, aeracijskem pasu. Ločimo vrhnji epikraški sloj, tj. navadno stik tal in kamnine, kjer se preperina zajeda med skalo v obliki žepov, jaškov in špranj zapolnjenih z ilovico. Sestavo epikraškega sloja vidimo v kamnolomih, ob cestnih usekih in drugih odkopih za gradnje, globokih od nekaj metrov do deset in več. Njegova raznolikost je velika in je odvisna od lastnosti in tektonske pretrtosti spodaj ležeče kamnine.

Vprašanje kemične sestave tal v epikraškem sloju je pomembno, saj se skozenj pretaka voda s površja do spodaj ležečih jam. Na tej poti pride do kemičnega raztapljanja, naraščanja trdote vode in morebitnega onesnaževanja.

Tla na krasu

Tla nastajajo ob preperevanju litosfere zaradi medsebojnega delovanja glavnih pedogenetskih faktorjev: matične podlage, podnebja, reliefa, časa in organizmov (Čirić, 1986). Matična podlaga daje osnovo, iz katere sestojijo tla. Na apnencih in dolomitih so iz tal že na začetku odstranjeni skoraj vsi karbonatni minerali oz. kalcijevi in magnezijevi ioni, zato je na teh kamninah matična osnova pravzaprav netopni ostanek. Ker nastajajo opisana tla na apnencih in dolomitih z 1 do 2 % netopnega ostanka, je bilo potrebno dolgo obdobje, da so se ta tla razvila. V dolgem časovnem obdobju nastajanja tal so bila tla lahko tudi pod vplivom eolskega nanašanja, zato je del talne osnove lahko tudi eolskega izvora.

Nastanek terre rosse in na splošno tal na zelo čistih apnencih in dolomitih je tudi v svetovnem merilu še nerešeno vprašanje. Znanstveniki se še vedno niso poenotili glede vprašanja o alohtonosti ali avtohtonosti matičnega materiala. Močno je razširjena teorija, da se je terra rossa razvila na netopnem ostanku spodaj ležečih karbonatnih kamnin. Druga teorija pa pravi, da je vpliv netopnega ostanka močno zmanjšan zaradi alohtonih vnosov (eolski nanosi, vulkanski pepel itd.) (Durn, 2003). Prevladuje mnenje, da so to reliktna poligenetskega tla, ki so nastala v terciarju in/ali v toplih obdobjih kvartarja (Bronger & Bruhn-Lobin, 1997 in Altay, 1997 v Durn, 2003). Nekateri avtorji (Verheye & Stoops, 1973 v Durn, 2003) so uspeli dokazati, da rdeča tla nastajajo tudi danes na ozemljih, ki imajo dolo-

čene podnebne karakteristike (na primer v Libanonu).

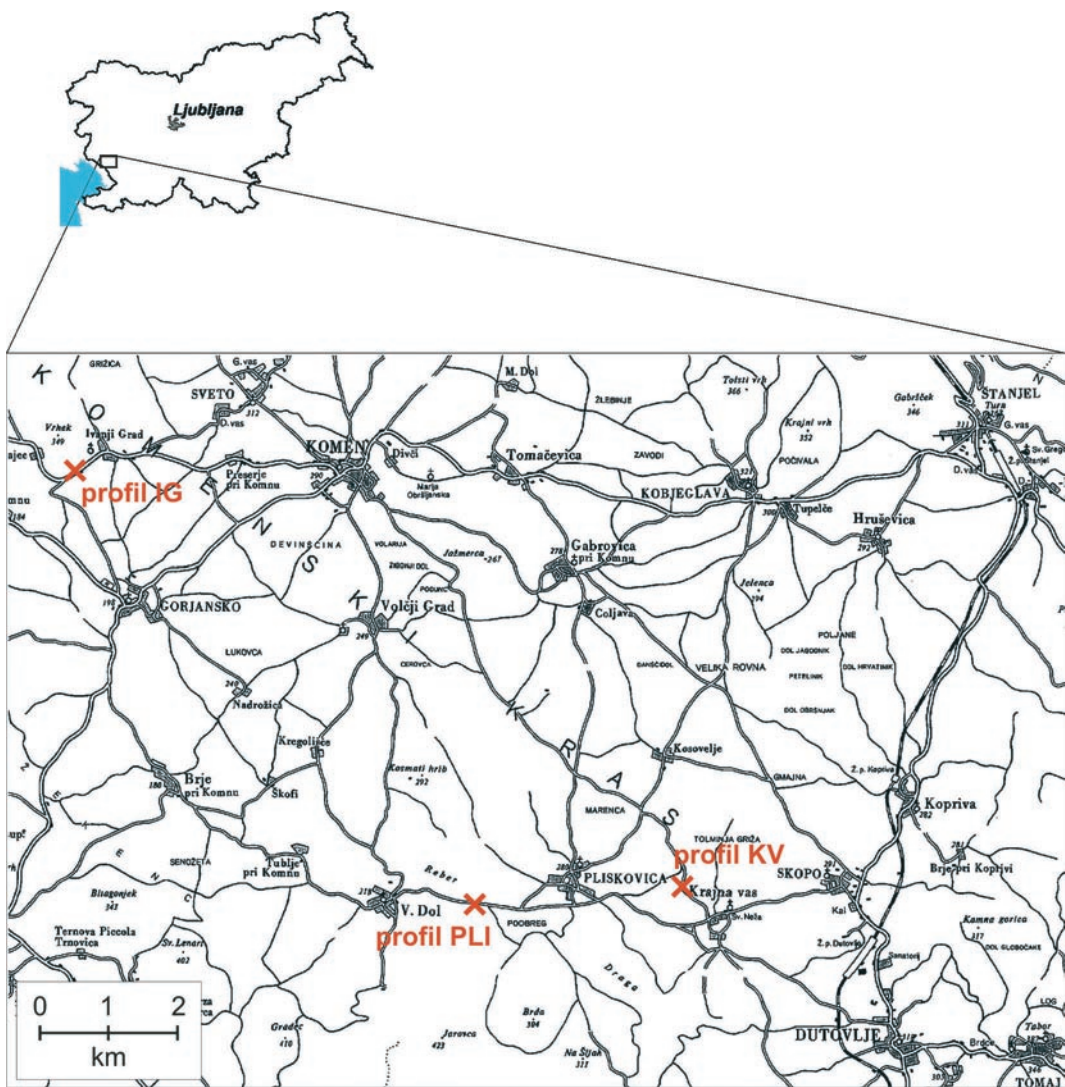
V karbonatnih kamninah prevladujejo minerali kalcit, dolomit, magnezit, aragonit in organski skeleti iz kalcita in aragonita, kot primesi pa kremen, glinenci, kalcedon, anhidrit, limonit, pirit, glavkonit itd. Železove primesi ponekod obarvajo kamnino rjavkasto in rdečkasto, bituminozne pa temno rjavo. Netopnih ostankov je v obravnavanih apnencih le do 2 %. Toda to velja za trdno kamnino. V karbonatnih kamninah se nahajajo tudi vložki iz netopnih peščenih, ilovnatih in glinastih sedimentov. Ti so, potem ko so karbonati raztopljeni, osnova za nastanek tal. V tleh prevladujejo kremen, minerali glin, limonit, hematit in sljude. (Gregorič, 1969).

Po Škoriću (1986) sodi jerovica oz. terra rossa med avtomorfna, kambična tla z značilnimi talnimi horizonti A–(B)–C. Zanj je značilna rdeča obarvanost (B) horizonta zaradi prisotnosti hematita. Osnovni specifični pedogenetski proces za *terro rosso* je rubifikacija. Pomembno pri rubifikaciji je, da pride do dehidracije in kristalizacije železovih oksidov, ki so adsorbirani na površini mineralov glin, ki nastajajo iz apnenca kot netopni ostanek. Tako kristalizira hematit, ki tla obarva značilno rdeče (Čirić, 1986; Škorić, 1977; Durn, 2003). Za ta proces je potrebno dovolj dolgo vlažno in toplo obdobje, ki omogoči hitro izpiranje karbonatov in akumulacijo netopnega ostanka ter tudi suho obdobje, da se lahko izvrši dehidracija. Tudi vsebnost organske snovi ima pomembno vlogo pri nastajanju teh tal. Če je na voljo dovolj organske snovi, nastajajo organokovinski kompleksi, iz katerih se s počasno biodegradacijo izloča železo in kristalizira goethit, ki daje tlem rjavo barvo. Če ni na voljo dovolj organske snovi nastaja kriptokristalni ferihidrid, ki hitro prehaja v hematit značilne rdeče barve (Čirić, 1986).

Opis raziskanih profilov

Na Tržaško-komenski planoti smo ugotavljali geokemično sestavo žepastih kraških tal v treh profilih, katerih lokacije prikazuje slika 1.

Profil Pliskovica je lociran ob cesti Pliskovica–Veliki Dol (slika 2). Leži na meji apnencev in dolomitov Brske formacije, ki je razvita med Divaškim prelomom in slo-



Slika 1. Lokacije obravnavanih profilov

Figure 1. Locations of karst soil profiles

vensko-italijansko mejo in sodi stratigrafsko v spodnjo kredno (aptij) (Jurkovšek et al., 1996). Jurkovšek in sodelavci (1996) so ugotovili, da med diagenetske značilnosti te formacije sodi dolomitizacija in tudi pojav do 0,2 mm velikih avtigenih kremenovih kristalov in drobnih piritnih framboidov. Profil smo vzorčili do globine 100 cm.

Kilometer severno od naselja Krajna vas smo vzorčili 110 cm globok profil z oznako Krajna vas (slika 3). Leži na apnenčih Sežanske formacije, ki stratigrafsko sodi v zgornjo kredno (zgornji turonij in spodnji

santonij) (Jurkovšek et al., 1996). Olivno siv apnenec je tu večinoma plastovit.

Zahodno od Komna pri naselju Ivanji grad smo vzorčili istoimenski profil, ki je segal 170 cm globoko. Tudi profil Ivanji grad leži na zgornjekrednih apnenčih turonijske starosti (Buser, 1964).

V profilih Pliskovica in Krajna vas sega A horizont nekako do globine 25 cm, v profilu Ivanji grad pa je domnevno prišlo do premešanja materiala in zato menimo, da je material, ki ustreza A horizontu nakopičen do globine 45 cm, sledi kraški žep.



Slika 2. Profil kraških tal na lokaciji Pliskovica
Figure 2. Karst soil profile from location Pliskovica



Vzorčenje tal in analitika

Vzorčenje tal je potekalo julija 2006. Profile smo vzorčili z brazdo v 10 cm intervalih. Celotni tako zbrani vzorec je tehtal približno en kilogram. Laboratorijska obdelava vzorcev je obsegala sušenje pri temperaturi 30 °C in drobljenje sprijetih grud, ne pa skeleta, v keramični terilnici. S suhim sejanjem smo pridobili frakcijo manjšo od 2 mm; to smo potem zmelili v ahatnem krogličnem mlinu in dodatno presejali na situ z odprtini 0,125 mm.

Kemična analiza vzorcev tal je bila opravljena v laboratoriju ACME Analytical Laboratories Ltd. v Vancouvru v Kanadi. Za kemične prvine razen Hg je bila uporabljena plazemska emisijska spektrometrija (ICP) po štirikislinskem razkroju (HClO_4 , HCl , HF in HNO_3) pri temperaturi 200 °C. V vzorcih so bile tako določene vsebnosti As, Ba, Bi, Co, Cr, Cu, Li, Mn Mo Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, U, V, in Zn. Za določitev vsebnosti Hg je bilo

Slika 3. Profil kraških tal na lokaciji Krajna vas
Figure 3. Karst soil profile from location
Krajna vas

vzorec – sample	As	Ba	Bi	Co	Cr	Cu	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	U	V	Zn	Hg
IG 80-90	36	3	1.1	25.3	125.3	45.3	83.0	259	3.4	102.7	38.3	1.7	4.1	30	3.2	198	110	0.133
IG 80-90 R	35	4	1.2	25.9	140.3	45.9	85.0	286	3.4	104.5	43.1	1.9	4.5	39	3.3	204	114	0.155
<i>rel. razlika v %</i> <i>rel.difference in %</i>	3	29	8.7	2.3	11.3	1.3	2.4	10	0	1.7	11.8	11.1	9.3	26	3.1	3	4	15
KRV 30-40	41	5	1.3	27.7	246.4	63.5	102.0	436	4.8	181.2	46.5	2.6	5.0	37	4	359	168	0.142
KRV 30-40 R	40	6	1.2	25.9	248.5	61.8	101.3	442	4.5	177.2	48.4	2.8	5.0	48	3.9	367	156	0.145
<i>rel. razlika v %</i> <i>rel.difference in %</i>	2	18	8.0	6.7	0.8	2.7	0.7	1	6.5	2.2	4.0	7.4	0	26	2.5	2	7	2
PLI 50-60	61	11	0.9	56.4	172.1	73.5	118.0	272	32.6	255.5	46.7	5.2	6.1	52	8.6	390	143	0.320
PLI 50-60 R	59	10	1.0	58.4	169.6	77.2	117.0	274	32.8	261.6	46.4	5.0	6.1	51	8.9	414	150	0.329
<i>rel. razlika v %</i> <i>rel.difference in %</i>	3	10	10.5	3.5	1.5	4.9	0.9	1	0.6	2.4	0.6	3.9	0	2	3.4	6	5	3
<i>povp. rel. raz. v %</i> <i>av. rel. diff. in %</i>	3	19	9	4	5	3	1	4	2	2	5	7	3	18	3	4	5	7

Tabela 1. Relativne razlike med dvojicami analiz za isti vzorec (vsebnosti prvin v mg/kg)

Table 1. Relative differences between two duplicates (element contents in mg/kg)

standard GXR-6	As	Ba	Bi	Co	Cr	Cu	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	U	V	Zn	Hg
ponovitev 1	313	1241	0.2	13.2	72.7	67.1	37.0	1033	2.6	22.0	102.0	2.9	1.4	34	1.3	194	130	0.058
ponovitev 2	321	1264	0.2	14.0	76.0	72.6	37.0	1080	2.2	22.6	109.4	2.9	1.4	36	1.3	200	138	0.073
ponovitev 3	332	1211	0.2	13.4	78.2	72.9	36.3	1096	2.2	22.3	103.7	2.5	1.4	39	1.3	196	135	0.076
povp. pon.	322	1239	0.2	13.5	75.6	70.9	36.8	1070	2.3	22.3	105.0	2.8	1.4	36	1.3	197	134	0.069
prip. vrednost (P)	330	1300	0.3	14.0	96.0	105.0	32.0	-	2.4	22.0	101.0	3.8	1.7	35	1.5	186	120	0.068
razmerje v %	98	95	69	97	79	67	115	97	101	104	73	82	104	87	106	112	101	

Tabela 2. Ponovitev analiz standarda GXR-6, povprečna vrednost in razmerje s priporočeno vrednostjo

Table 2. Three analyses of standard GXR-6, mean contents and ratios with standard values

0,5 g vzorca prelito s 3 ml zlatotopke (mešanica kislin HCl, HNO₃ in H₂O v razmerju 3 : 1 : 2), eno uro segrevano na 95 °C in potem razredčeno do 100 ml z destilirano vodo. V raztopini je bila določena vsebnost Hg z neplamensko AAS. Vzorce in naključno izbrane dvojnice ter geološki standard GXR-6 (Epstein, 1990) so v laboratoriju analizirali po naključnem zaporedju.

Natančnost analitike predstavlja mero ponovljivosti določanja nekega parametra v istem vzorcu ne glede na odstopanje od resnične vrednosti (Rose et al., 1979). Nekatere naključno izbrane vzorce smo podvojili in jih dali po naključnem vrstnem redu v analizo. Izračunana je bila vrednost *d* v odstotkih, ki predstavlja relativno razliko dvojic analiziranih določitev (Blejec, 1976). Večja je relativna razlika, večja je analizna napaka oz. slabša je natančnost analitike. Relativna razlika 67 % pomeni, da je vrednost prvine v enem vzorcu dvakrat večja kot v vzporednem vzorcu, 100 % pa pomeni trikrat večjo vrednost. Pri obravnavanih prvinah so relativne razlike pri analiziranih prvinah manjše od 10 %, nekoliko višja je relativna razlika le pri bariju (19 %) in stronciju (18 %) (tabela 1).

Pravilnost ali točnost analitike smo ocenili z razliko med analitsko vrednostjo prvine v vzorcu in njeno dejansko vrednostjo. Primerjali smo analitske vrednosti standarda GXR-6 s priporočenimi vrednostmi (Abbey, 1983). Standard je bil pod laboratorijskimi številkami naključno porazdeljen med ostale vzorce in 3-krat analiziran. V tabeli 2 so navedene analizirane vrednosti, njihova aritmetična sredina, priporočene vrednosti in razmerja med aritmetično sredino ponovitev analiz in priporočenimi vrednostmi. Tako izračunana razmerja so pravzaprav popravni količnik, s katerim bi morali deliti analizirane vrednosti, da bi dobili prave. Analizne vrednosti se dobro prilegajo priporočenim saj so odstopanja manjša od 30 %. Zato lahko ugotovimo, da sta natančnost in točnost uporabljene analitske metode zadovoljivi.

V nadaljnjih izračunih, slikah in v tabelah smo uporabili za vzorce, ki so bili po dvakrat analizirani, aritmetično sredino obeh določitev.

Rezultati in diskusija

Osnovne statistike obravnavanih profilov so prikazane v tabeli 3, porazdelitev nekaterih prvin v profilih na slikah 4 do 7, vrednosti povprečnega količnika obogatitve obravna-

vanih profilov glede na slovensko mediano pa so predstavljeni na sliki 8.

V profilu Pliskovica znaša mediana arzena 46 mg/kg, v profilu Krajna vas 40 mg/kg in v profilu Ivanji grad 36 mg/kg. Opazovane vsebnosti pa nihajo od 25 do 60 mg/kg (tabela 1). Glede na Uredbo o mejnih vrednostih nekaterih težkih kovin v tleh (Uradni list RS 68/96), lahko ugotovimo, da vsebnost arzena v vseh vzorcih presega mejno vsebnost, ki znaša 20 mg/kg (Uradni list RS 68/96). V spodnjih delih profilov pa je presežena tudi opozorilna vsebnost. Kritična vrednost (55 mg/kg) je presežena le v vzorcu z globline 55 cm v profilu Pliskovica. V vseh treh profilih se vsebnost arzena v spodnjih delih profila zviša (slika 4). Tako lahko ugotovimo, da je v talnih žepih arzen obogaten. Mediane profilov za 2,5 do 3,3 krat presega slovensko povprečje (14 mg/kg; Šajn, 2003) in še bolj presega mediano za evropska tla, ki znaša 6 mg/kg (Salminen et al., 2005). Razlike z evropskim povprečjem so večje kot s slovenskim, ker Slovenijo večinoma pokrivajo karbonatne kamnine, ki so v evropskem merilu v podrejenem položaju.

Mediana za kobalt je v profilu Pliskovica 30,5 mg/kg, Krajna vas 21,2 mg/kg in Ivanji grad 26,3 mg/kg. Vsebnosti nihajo od 16,9 do 64,8 mg/kg. Mediani za slovenska tla (16 mg/kg, Šajn, 2003) in evropska tla (8,9 mg/kg; Salminen et al., 2005) sta tako preseženi v vseh vzorcih. Obogatitveni količnik je največji v profilu Pliskovica (1,9) (slika 8).

Na podlagi raziskanih vzorcev znašajo mediane kroma v profilu Pliskovica 163,2 mg/kg, Krajna vas 228 mg/kg in Ivanji grad 138,3 mg/kg. Mediane vseh profilov presega slovensko povprečje (91 mg/kg; Šajn, 2003). Obogatitveni količnik je največji v profilu Krajna vas (2,5) (slika 8).

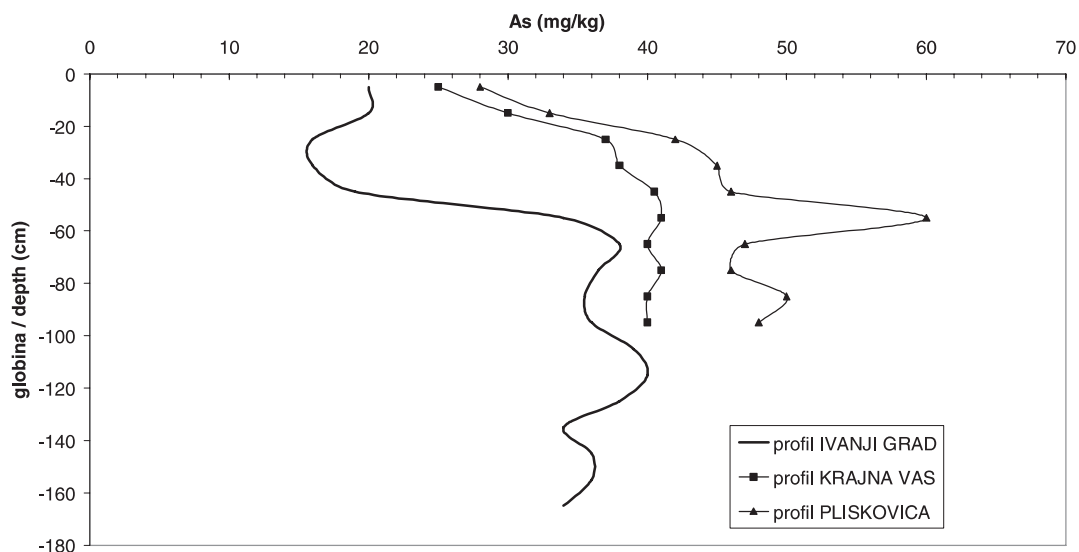
Tudi vsebnosti bakra so najvišje v profilu Pliskovica, kjer znaša mediana 74,3 mg/kg in obogatitveni količnik glede na slovensko mediano 2,4. Mediana v profilu Krajna vas je 63 mg/kg in v profilu Ivanji grad 50,1 mg/kg.

Mediana za živo srebro je v profilih Pliskovica 0,291 mg/kg, Krajna vas 0,131 mg/kg in Ivanji grad 0,129 mg/kg. Tudi živo srebro je v profilu Pliskovica zelo obogateno, saj ga je 2,5 krat več kot v drugih dveh profilih. V vseh profilih vsebnost živega srebra v talnih žepih naraste za približno faktor 2 glede na zgornji horizont (slika 5).

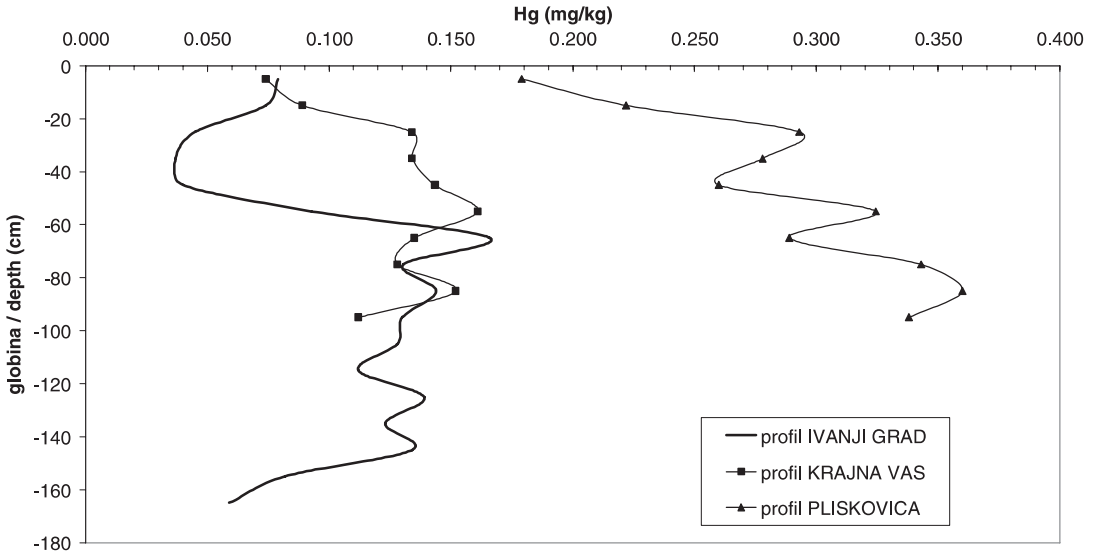
	profil PLISKOVICA				profil KRAJNA VAS				profil IVANJI GRAD				SLO	Europe
	Md	min	max	SD	Md	min	max	SD	Md	min	max	SD	Md	Md
As	46	28	60	9	40	25	41	5	36	34	40	2	14	6.02
Ba	172	118	236	43	196	154	219	22	190	178	240	19	358	385
Bi	1.0	0.7	1.2	0.2	1.2	0.7	1.3	0.2	1.1	0.9	1.3	0.1	0.4	<0,5
Co	30.5	16.9	64.5	16.2	21.2	18.6	26.8	2.7	26.3	23.3	64.8	13.0	16	8.97
Cr	163.2	87.9	170.9	26.4	228.0	160.0	247.5	29.0	138.3	130.7	155.5	8.2	91	62
Cu	74.3	43.4	77.3	12.1	63.0	42.7	67.6	8.2	50.1	45.6	55.1	3.2	31	13.9
Hg	0.291	0.179	0.360	0.057	0.131	0.074	0.025	0.025	0.129	0.059	0.166	0.029	0.065	0.022
Li	112.1	66.5	119.9	17.1	98.1	61.5	105.5	13.7	89.3	84.0	96.1	3.9	50	/
Mn	259.5	191.5	558.0	146.7	484.5	339.0	671.0	123.9	303.5	208.0	525.0	97.6	1054	740
Mo	24.8	17.1	32.7	4.8	4.3	3.4	5.0	0.5	3.6	3.2	3.9	0.2	0.8	0.52
Ni	195.9	111.6	258.6	44.2	175.3	102.7	180.4	26.2	114.1	101.7	129.2	9.6	50	21.8
Pb	46.0	39.6	49.9	3.3	43.8	41.4	52.2	3.4	42.5	36.1	47.1	3.4	42	17.2
Sb	3.6	2.6	5.1	0.7	3.6	2.6	2.8	0.7	1.9	1.7	2.2	0.1	1.1	0.47
Sn	5.8	3.6	6.1	0.9	2.6	2.0	5.4	0.2	4.3	3.8	4.8	0.3	3.1	3
Sr	45	41	52	3	42	36	94	17	30	27	36	3	77	95
U	8.6	5.2	9.5	1.3	3.5	2.1	4.4	0.6	3.3	2.8	3.7	0.3	2.2	2.03
V	340.5	155.0	402.0	72.0	333.0	200.0	363.0	50.9	210.8	191.0	236.0	13.2	102	62.8
Zn	145.8	97.0	153.0	18.8	163.5	116.0	172.0	19.6	114.5	98.0	127.0	8.5	124	47

Tabela 3. Mediane in razponi vsebnosti prvin (mg/kg) v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad in mediani za Slovenijo (Šajn, 2003) in Evropo (Salminen et al., 2005)

Table 3. Medians and ranges of elements (mg/kg) in profiles Pliskovica, Krajna vas, Ivanji grad and medians for Slovenia (Šajn, 2003) and Europe (Salminen et al., 2005)



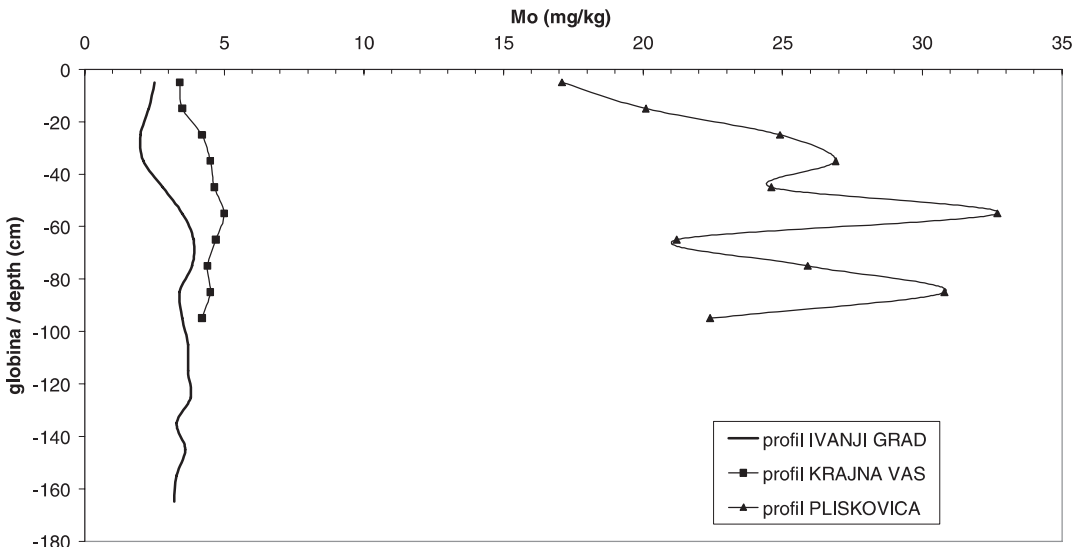
Slika 4. Vsebnosti arzena v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad
Figure 4. As contents in profiles Pliskovica, Krajna vas and Ivanji grad



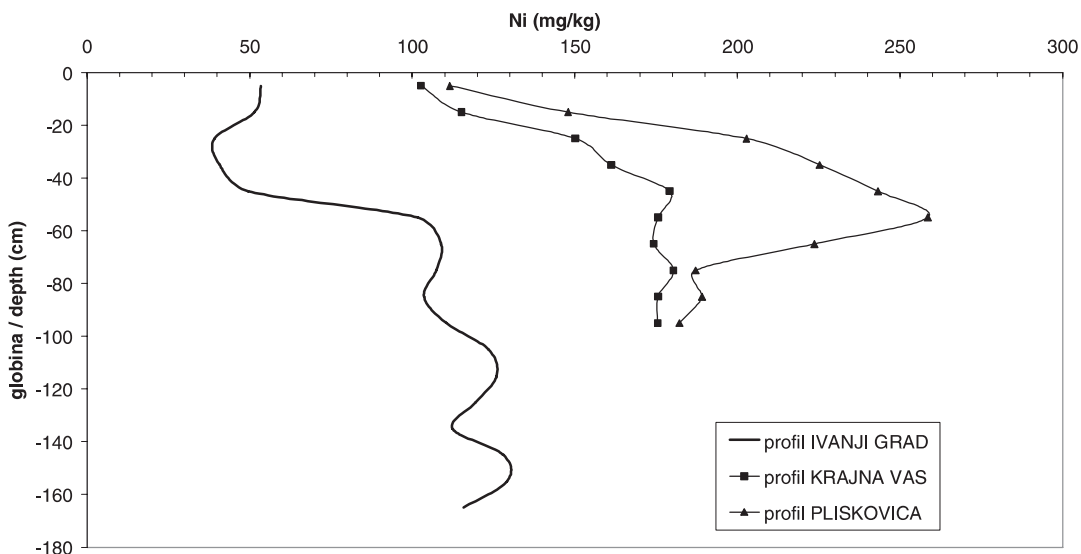
Slika 5. Vsebnosti živega srebra v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad
Figure 5. Hg contents in profiles Pliskovica, Krajna vas and Ivanji grad

Vsebnosti molibdena so v obravnavanih profilih glede na slovensko povprečje močno povišane. Mediana profila Pliskovica znaša kar 24,8 mg/kg in za 31 krat presega slovensko povprečje (0,8 mg/kg) (sliki 6 in 8). Tudi mediani profilov Krajna vas (4,3 mg/kg) in Ivanji grad (3,6 mg/kg) sta glede na slovensko povprečje povišani. Visoke vrednosti molibdena v tleh pri Pliskovici so zanimive

in kažejo na nekoliko drugačen izvorni material ali druge vplive kot pri profilih Krajna vas in Ivanji grad. Njegov izvor bo potrebno dognati z nadaljnjimi raziskavami. Zanimivo je, da so, tudi glede na navedbe v literaturi (Adriano, 1986), v profilu Pliskovica nenavadno visoke vrednosti Mo za tla na neonesnaženih območjih in da njegove vsebnosti v omenjenem profilu presegajo tudi



Slika 6. Vsebnosti molibdena v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad
Figure 6. Mo contents in profiles Pliskovica, Krajna vas and Ivanji grad

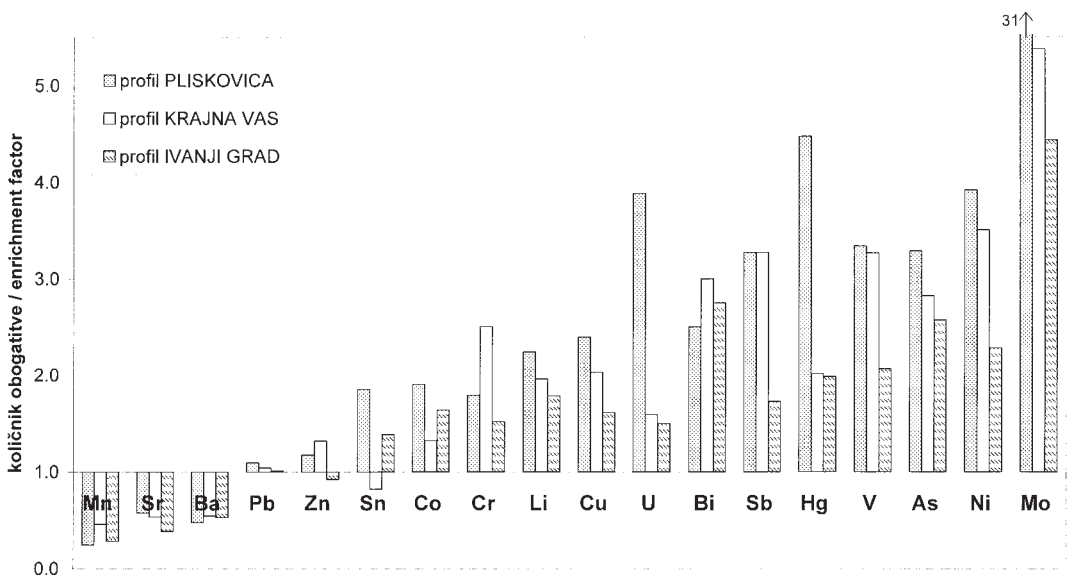


Slika 7. Vsebnosti niklja v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad
 Figure 7. Ni contents in profiles Pliskovica, Krajna vas and Ivanji grad

mejno vrednost za tla, ki znaša 10 mg/kg (Uradni list RS 68/96).

Tudi vsebnosti niklja so visoke. Mediana profila Pliskovica znaša 196 mg/kg, Krajna vas 175 in Ivanji grad 114 mg/kg. Vse mediane močno presegajo slovensko povprečje, ki znaša 50 mg/kg. Zanimivo je, da je tudi mejna vsebnost glede na slovensko zakono-

dajo postavljena na 50 mg/kg in opozorilna na 70 mg/kg (Uradni list RS 68/96). Torej so vsebnosti v vseh obravnavanih profilih nad opozorilno vrednostjo, v spodnjem delu profila Pliskovica pa presegajo celo kritično vsebnost (210 mg/kg) (slika 7). Pri tem naj opozorimo, da smo mnenja, da na lokacijah profilov ni opaznejšega antropogenega vpli-



Slika 8. Povprečni količniki obogatitve prvin v profilih Pliskovica, Krajna vas in Ivanji grad
 Figure 8. Average enrichment factors of elements in profiles Pliskovica, Krajna vas and Ivanji grad

va, torej je povišanje naravno pogojeno. V vseh treh profilih se vsebnosti niklja z globino povečujejo. V talnem žepu je vsebnost niklja povprečno 2 krat višja kot v A horizontu (slika 7).

Na podlagi raziskanih vzorcev znaša mediana svinca v profilu Pliskovica 46 mg/kg, Krajna vas 43,8 in Ivanji grad 42,5 mg/kg. Mediana za slovenska tla znaša 42 mg/kg in zelo ustreza ugotovljenim vsebnostim v profilih. Tudi vsebnosti cinka so v mejah slovenskega povprečja; od 97 do 153 mg/kg, z medianami, ki so blizu slovenski, ki znaša 124 mg/kg.

Razvoj in sestavo tal na karbonatnih kamninah so raziskovali tudi Pirc in sodelavci (1991). Primerjava z našimi rezultati pokaže, da so tudi oni določili nekoliko povišane vsebnosti Cr, Ni in V glede na slovensko povprečje. Povišanja pa niso tako izrazita kot v tu opisanih tleh. Hg, As in Mo niso določali.

Kemično sestavo tal na kraških terenih v sosednji Hrvaški in na Slovaškem so obravnavali Miko in sodelavci (2003). Na Hrvaškem so v tleh v Istri ugotovili povišane vsebnosti Cr, Ni, V, Mn, Cu, Cd in Mo. Na splošno so ugotovili, da imajo tla na karbonatnih terenih več As, Co, Cu, Pb, Ni, Mn, Th, V, Cr, Zn, Zr in Nb kot tla na nekarbonatnih terenih. To se dobro sklada z našimi rezultati, ki tudi kažejo višje vsebnosti Mo, Ni, As, V, Hg, Sb, Bi, U, Cu, Li, Cr in Co glede na slovensko in evropsko povprečje. Na Hrvaškem in Slovaškem so pripisali povišane vsebnosti Pb, Hg, As in Cd zračnim vplivom, ker so te težke kovine nekoliko povišane v A horizontu. Ker se v našem primeru vsebnosti slednih prvin z globino povečajo, le-teh ne moremo pripisati recentnim zračnim vplivom, lahko pa so na njihove vsebnosti vplivali zračni depoziti v dolgi zgodovini nastajanja teh tal.

Zahvala

Za pomoč pri delu na terenu sem hvaležna Tamari Teršič. Raziskavo je financirala Agencija za raziskovalno dejavnost RS.

Literatura

Abbey, S. 1983: Studies and standards samples of silicate rocks and minerals 1969–1982. – Geological Survey of Canada, Paper 83–15, 114 pp., Ottawa.

Adriano, D.C. 1986: Trace elements in the terrestrial environment. – Springer-Verlag, 533 pp., New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.

Blejec, M. 1976: Statistične metode za ekonomiste. – Ekonomska fakulteta, Univerza v Ljubljani, 687 str., Ljubljana.

Buser, S. 1964: Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100.000, list Gorica. – Zvezni geološki zavod, Beograd.

Čirić, M. 1986: Pedologija. – SOUR Svjetlost; 312 pp., Sarajevo.

Durn, G. 2003: Terra rossa in the Mediterranean Region: parent materials, composition and origin. – *Geologia Croatica*, 56/1, 83–100, Zagreb.

Epstein, M. S. 1990: Report of analysis. – U.S. Department of commerce, National institute of standards and technology, 16 pp., Gaithersburg, Maryland.

Gams, I. 2004: Kras v Sloveniji v prostoru in času. – Založba ZRC, 515 pp., Ljubljana Gregorič, V. 1969: Nastanek tal na triadnih dolomitih (Soil formation on the triassic dolomites). – *Geologija*, 12, 201–230, Ljubljana.

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 paleogenske karbonatne kamnine (Geological map of the southern part of the Trieste–Komen Plateau: Cretaceous and Paleogene carbonate rocks). – Ljubljana: Institut za geologijo, geotekniko in geofiziko, 143 pp., Ljubljana.

Miko, S., Durn, G., Adamcova, R., Čović, M., Dubikova, M., Skalsky, R., Kapelj, S & Ottner, F. 2003: Heavy metal distribution in karst soils from Croatia and Slovakia. – *Environmental Geology*, 45, 262–272, Berlin.

Pirc, S., McNeal, M.J., Lenarčič, T., Prohić, E. & Svrkota, R. 1991: Geochemical mapping on carbonate terrain. – *Applied Earth Science*, 100, 74–83.

Rose, A. W., Hawkes, H.E. & Webb, J.S. 1979: Geochemistry in mineral exploration. – Academic Press, 656 pp., London, New York, Toronto, Sydney, San Francisco.

Salminen R., Batista, M. J., Bidovec, M., Demetriades, A, De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamić, J., Heitzmann, P., Lima, A., Jordan, G., Klaver, G., Klein, P., Lis, J., Locutura, J., Marsina, K., Mazreku, A., O'connor, P., Olsson, S. A., Ottesen, R.T., Petersell, V., Plant, J., Reeder, S., Salpeteur, I., Sandström, H., Siewers, U., Steenfelt, A. & Tarvainen, T., 2005: Geochemical atlas of Europe. Part 1, Background information, methodology and maps. – Espoo: Geological Survey of Finland, 525 pp.

Škorić, A. 1977: Tipovi naših tala. – Sveučilišna naklada Liber, 134 pp., Zagreb.

Uradni list RS, 1996: Uredba o mejnih, opozorilnih in kritičnih imisijskih vrednostih nevarnih snovi v tleh. – Uradni list Republike Slovenije, 68/96, 5773–5774, Ljubljana.

Hydrogeochemical characteristics of the River Sava watershed in Slovenia

Hidrogeokemične značilnosti porečja reke Save v Sloveniji

Tjaša KANDUČ & Nives OGRINC

Department of Environmental Sciences, Jožef Stefan Institute, Jamova 39, 1000 Ljubljana, Slovenia

Key words: River Sava, chemical composition, stable isotopes, sulphur, carbon, oxygen, deuterium

Ključne besede: reka Sava, kemijska sestava, stabilni izotopi, žveplo, ogljik, kisik, devterij

Abstract

The River Sava is a typical $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ River. Total alkalinity increases in the part of the watershed composed of carbonate and clastic rocks, which are less resistant to weathering processes. $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ratios are around 2 in the carbonate part of the watershed and increase in the watershed composed of carbonate and clastic rocks, indicating dissolution of calcite with magnesium. According to PHREEQC for Windows calculations, the River Sava and its tributaries are oversaturated with respect to calcite and dolomite. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ are related to the meteorological patterns in the drainage basin. River water temperatures fluctuate annually following air temperatures. The relationship between the temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ values primarily reflects the strong dependence of $\delta^{18}\text{O}$ and δD on precipitation and evaporative enrichment in heavy oxygen and hydrogen isotopes of infiltrating water recharging the River Sava from its slopes. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values are controlled by processes in the terrestrial ecosystem and stream processes such as: (1) dissolution of carbonates, (2) soil derived CO_2 , and (3) equilibration with atmospheric CO_2 . Lower $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values are observed in the spring sampling season due to abundant precipitation related to soil leaching of CO_2 in the river system. From discharge and concentration measurements of sulphate and according to the drainage area of the River Sava basin, the annual sulphur flux at the border with Croatia was estimated to be 1.4×10^7 g SO_4/km^2 . Assuming that the sources of SO_4^{2-} to the Sava are its tributaries, precipitation and other sources, the contributions of these inputs were calculated according to steady state equations and estimated to be 52 : 8 : 40 %, respectively. Other sources are attributed to human influences such as industrial pollution and oxidation of sulphides.

Izvleček

Reka Sava je tipična $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ reka. Totalna alkalnost narašča po porečju navzdol, ki ga sestavljajo poleg karbonatnih tudi klastične kamnine, ki so manj odporne na procese preperevanja. Razmerje $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ je okrog 2 v karbonatnem delu porečja in naraste v porečju, ki ga sestavljajo karbonatne in klastične kamnine, kar kaže na raztapljanje kalcita z magnezijem. Glede na izračune PHREEQC for Windows so reka Sava in njeni pritoki prenasičeni s kalcitom in dolomitom. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ in $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ vrednosti sta povezani z meteorološkimi spremenljivkami v drenažnem bazenu. Temperatura rečne vode se letno spreminja glede na temperaturo v zraku. Povezava med temperaturo, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ odraža močno odvisnost $\delta^{18}\text{O}$ v padavinah in evaporativno obogatitev na težjih izotopih kisika infiltrirajoče vode s pobočij, ki napaja reko Savo. $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ vrednosti kontrolirajo procesi v terestričnih ekosistemih in v reki, kot so: (1) raztapljanje karbonatov, (2) preperinski CO_2 ter (3) uravnoteženje z atmosferskim CO_2 . Bolj negativne vrednosti $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ so posledica večje količine padavin in spiranja izotopsko lažjega preperinskega CO_2 s terestričnega ekosistema v spomladanskih mesecih. Iz podatkov o pretokih, koncentracijah sulfata v vodi in odvodnjevalni površini smo izračunali letni snovni tok žvepla na meji s Hrvaško, ki znaša $1,4 \times 10^7$ g SO_4/km^2 . Glede nato, da smo predpostavili sledeče vire sulfata v reki Savi: pritoke, padavine in ostale vire, smo izračunali deleže posameznih prispevkov iz ravnotežnih enačb koncentracijske in izotopske masne bilance, ki znašajo 52 : 8 : 40 %. Ostale vire lahko pripišemo industrijski onesnaženosti in oksidaciji sulfidnih mineralov.

Introduction

The geochemical study of river water allows important information to be obtained on chemical weathering of rocks/soil and the chemical and isotopic compositions of the drainage basin (Gibbs, 1972; Reeder et al., 1972; Hu et al., 1982; Stallard & Edmond, 1983; Goldstein & Jacobsen, 1987; Elderfield et al., 1990; Zhang et al., 1995; Huh et al., 1998). Since carbonate weathering largely dominates the water chemistry of river waters, characterization of the water chemistry of rivers draining carbonate-dominated terrain is crucial to precisely identify the various contributions of the different sources to water solutes, and to estimate weathering rates of the continental crust and associated CO₂ consumption (Fairchild et al., 1994, 1999, 2000; Gailardet et al., 1999; Liu & Zhao, 2000).

Rivers also reflect biogeochemical processes occurring in their catchment areas and help to quantify material transport from land to ocean (Palmer et al., 2001). Within this context, understanding of the carbon cycle is particularly important because it helps to evaluate the health of the river and its catchment basin (Telmer & Veizer, 1999). Investigations of major elements and stable carbon isotopes of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) are useful for such studies and to evaluate environmental influences (Karim & Veizer, 2000; Barth et al., 2003).

Rivers represent a linkage between precipitation and groundwater, which all together form the hydrogeological cycle. Stable isotopes of oxygen and hydrogen are used to trace processes of evaporation, condensation, snow melting, mixing of waters of different origin and recharge conditions in the studied watersheds (Clark & Fritz, 1997).

The natural sources of SO₄²⁻ in river water are rainfall, groundwater, and weathering of S-rich minerals. Human activities (e.g. air pollution, mining, smelting of sulphide ore, refining of petroleum, and chemical industries) also contribute to the SO₄²⁻ content of river water. These multiple sources of sulphate can frequently be distinguished by their specific isotopic signatures. For example, river sulphate derived from dissolution of evaporates has positive $\delta^{34}\text{S}$ values whereas sulphate from oxidation of sulphides or from biogenic emissions may have strongly negative $\delta^{34}\text{S}$. The latter is due to the fact

that sulphide minerals tend to be isotopically lighter than sulphate minerals, and hence the oxidation of sulphides (and that of organic sulphur) transposes the depleted $\delta^{34}\text{S}$ signal to sulphate products (Pearson & Rightmire, 1980).

The main objectives of this study were to understand the hydrogeochemical characteristics of the River Sava watershed through time (different seasons and flow regimes), and to quantify sources, fluxes and sinks of carbon and sulphur from the isotopic characteristics of their dissolved species.

Characterization of the River Sava drainage basin

The River Sava, the largest river in Slovenia and a tributary of the Danube, originates in the Triassic carbonate hinterland at Zelenci (Figure 1, location 1) as the Sava Dolinka and the karst spring Savica (Figure 1, location 6) as the Sava Bohinjka. The confluence of these two sources is at Radovljica. From there the river is named Sava and finishes its course at Belgrade, merging with the Danube. From the source of the Sava Dolinka to the national border with Croatia its length is 219 km. Along its studied course of 219 km, as well as the Sava Bohinjka source, the river flows through agricultural areas and the urban centres of Jesenice, Kranj, Ljubljana, the mining area of Zasavje and Krško (Figure 1).

Discharge regimes along its flow are controlled by precipitation and the configuration of the landscape. In the upper part of the Sava a snow – rain regime prevails and turns over in the central and lower part to a rain – snow regime (Hrvatín, 1998). Annual maxima are characteristics in spring and late summer, while minima occur in summer and winter months. In the years 1961–1990 the mean annual amount of precipitation in the River Sava watershed was 1500 mm (Zupančič, 1998). Long term (from the years 1960–1991) the mean annual discharge varies at the gauging stations of Radovljica (in the upper part of the watershed), Hrastnik (in the central part of the watershed) and čatež (in the lower part of the watershed) from 18.6, 181.7 and 290 m³/s, respectively (ARSO, 2004). Discharge ratios between high and low waters are 1 : 100 (extreme 1 : 250) and are also controlled by hydroelectric power plant outflows.

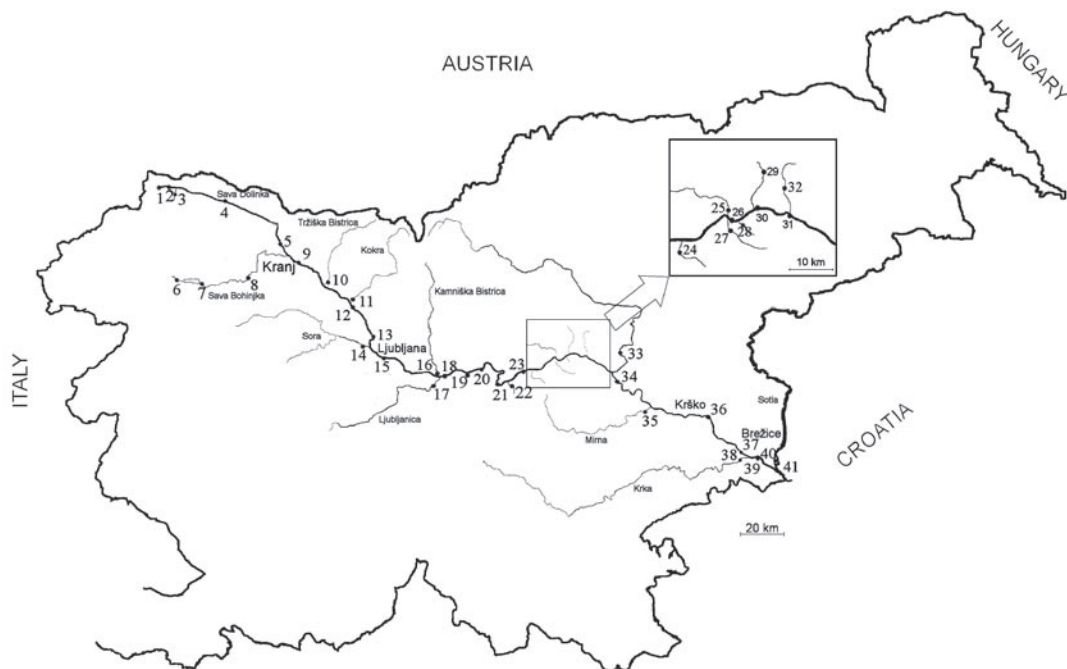


Figure 1. Detailed location map of the numbered sampling sites in the River Sava watershed. Sample sites are described in Table 1.

The drainage area of the River Sava in Slovenia is 10881 km² (ARSO, 2004).

The valley of the Sava extends in a NW–SE direction and comprises almost half the Slovenian territory with variegated geological composition. At the confluence of the Sava Bohinjka and Sava Dolinka it accumulates Pleistocene fluvio-glacial sediments and formed terraces, from Ljubljana the watershed is mainly composed of Permo-Carbonian clastic sediments, which alternate with Triassic carbonates in the Zasavje area and pass over to Miocene sandstones, clays and gravels on the left bank of the river. In the Krško–Brežice area the watershed mainly consists of terrace Pleistocene sediments and from there the flow continues to Croatia.

The watershed of the Sava's tributaries is composed of Triassic and Jurassic carbonates, Permo-Carbonian, Oligocene, Miocene clastic rocks and Pleistocene sediments (Busser & Draksler, 1989).

Methodology

Surface water sampling locations were selected based on their relationship to the

confluences of major and minor streams, at points before and after the confluence. Sampling locations of the Sava watershed are presented in Figure 1. Sampling was performed at 41 locations in different seasons (April – spring 2004, September – late summer 2004 and January – winter 2005), according to the discharge regimes of the Sava and its tributaries.

Temperature, conductivity, dissolved oxygen (DO), and pH measurements were performed in the field. Sample aliquots collected for chemical analysis were immediately passed through a 0.45 µm nylon filter into bottles and kept refrigerated until analysed. Samples for cation (pre-treated with HNO₃), anion and alkalinity analyses were preserved in HDPE bottles. Samples for DIC (dissolved inorganic carbon) and δ¹³C_{DIC} analyses were stored in glass bottles, filled to the top, with no headspace. Samples for DOC analyses were acidified and sampled in glass bottles of volume 30 ml. Samples for isotopic composition of sulphur were collected in 4.5 l plastic bottles and were acidified after filtration to pH 2. Then BaCl₂ was added to precipitate BaSO₄, which was then collected by filtering through a 0.45 µm fil-

ter. Sampling of water samples for $\delta^{18}\text{O}$ and δD analyses was performed in plastic bottles of volume 50 ml filled to the top.

Total alkalinity was measured by Gran titration with a precision of $\pm 1\%$ within 24 h of sample collection. Major elements (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Sr^{2+} , Si , NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-) in water samples were determined by Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectroscopy (ICP-OES) and ion chromatography, with a precision of $\pm 2\%$. Dissolved organic carbon (DOC) concentrations were measured using a high-temperature platinum-catalyzed carbon analyzer via combustion, followed by infrared detection of CO_2 (Shmidizu TOC-5000A) with an uncertainty of $\pm 2\%$. The concentrations of DIC were determined on a UIC Coulometrics CO_2 Coulometer with a precision of $\pm 2\%$.

Isotopic composition of light elements (H, C, N, O, S) in sample is expressed as δ value as relative difference of stable isotope ratios with regard to default reference material as follows:

$$\delta_{\text{vz}} = \frac{R_{\text{vz}} - R_{\text{RM}}}{R_{\text{RM}}} \cdot 1000 \quad [\text{‰}] \quad (1)$$

Value R is ratio between heavier stable isotope and lighter stable isotope: D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$.

Positive δ values (expressed in ‰) mean that sample contains more heavier isotope than reference material, and negative that it contains less (O'Neil, 1979).

Isotopic reference materials are determined by International Atomic Energy Agency (IAEA) and National Institute of Standards and Technology (NIST). For each of the element the reference materials are selected so that isotopic ratio in reference material is similar to average ratio of the same isotopes in nature.

At measurements of isotopic composition of oxygen (hydrogen), carbon, nitrogen and sulphur the following reference materials are used:

- VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water
- VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite
- AIR – Air
- VCDT – Vienna Cañon Diablo Troilite

The stable isotope composition of dissolved inorganic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) was determined with a Europa Scientific 20–20 continuous flow IRMS ANCA – TG preparation module. Phosphoric acid (100 %) was added

(100–200 μl) to a septum-sealed vial which was then purged with pure He. The water sample (6 ml) was injected into the septum tube and headspace CO_2 was measured. In order to determine the optimal extraction procedure for surface water samples, a standard solution of Na_2CO_3 (Carlo Erba) with a known $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of $-10.8 \pm 0.2\%$ was prepared with a concentration of either 4.8 mmol/l (for samples with an alkalinity above 2 mmol/l) or of 2.4 mmol/l (for samples with alkalinity below 2 mmol/l). Since no reference material for $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ measurements exists, CO_2 was used with $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - 5.2 \pm 0.2\%$ as a laboratory standard, which is calibrated to international reference materials: NIST 8562, NIST 8563 and NIST 8564 with default δ value relative to VPDB.

The isotopic composition of oxygen and hydrogen in water ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) were measured with a Varian Mat 250. The same reference materials (NIST) were used for $\delta^{18}\text{O}$ and for $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ measurements as described above. For measurement control of δD value IAEA OH4 and IAEA OH1 reference materials were used with $-109\% \pm 1.5$ and $-3.9\% \pm 1.5$ to relate analytical results to VSMOW.

The stable isotope composition of sulphur ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$) was determined with a Europa Scientific 20–20 continuous flow IRMS ANCA – SL preparation module. About 10 mg of BaSO_4 was scraped from the filters and transferred to a tin capsule. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ was determined after combustion (1000 °C) of the capsule and reduction in a Cu tube (600 °C). NBS 127 and NBS 22 reference materials for sulphur were used to relate analytical results to the VCDT standard.

Partial pressure of CO_2 (p_{CO_2}), as well as saturation indexes of calcite and dolomite ($\text{SI}_{\text{calcite}}$, $\text{SI}_{\text{dolomite}}$), were calculated by the PHREEQC for Windows program (Parkhurst & Appelo, 1999).

Results and discussion

Major chemistry

The concentration of Ca^{2+} in Sava water seasonally changes from 39.9 to 60.8 mg/l in spring 2004, from 36.5 to 62.8 mg/l in late summer and from 39.2 to 72.8 mg/l in winter 2005. The concentration of Ca^{2+} in water of Sava tributaries seasonally ranges from 5.95 to 93.5 mg/l in spring 2004, from 11.9 to 95.4 mg/l in late summer 2004 and from 6.76 to 96.2 mg/l in winter 2005, respectively (Tables 1, 2 and 3).

The concentration of Mg^{2+} in Sava water changes from 8.0 to 12.8 mg/l in spring 2004, from 10.1 to 13.7 mg/l in late summer and from 11.8 to 16.7 mg/l in winter. The concentration of Mg^{2+} in water of Sava tributaries seasonally ranges from 1.84 to 22 mg/l in spring 2004, from 3.4 to 28 mg/l in late summer 2004 and from 1.9 to 29.9 mg/l in winter (Tables 1, 2 and 3).

A Ca^{2+}/Mg^{2+} molar ratio around 2 is characteristic of carbonate weathering (Meybeck, 1996) and therefore for the carbonate part of the Sava watershed (sampling locations 1–5, upper part of the watershed). Deviation from this ratio arises from additional mineralization of water due to erosion of mechanically less resistant clastics rocks in the central and lower part of the River Sava flow, where the ratios are higher and also concentrations of Ca^{2+} increase in comparison to the Sava Bohinjka and Sava Dolinka, where weathering of carbonates prevails (Figure 2). The Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio also increases at the confluence of the Sava Dolinka and Bohinjka (9) in the spring sampling season due to snow melting and higher amounts of precipitation. The Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio also indicates the relative contributions of calcite and dolomite which contribute to the chemical composition of water. Dolomite weathering give a Ca^{2+}/Mg^{2+} molar ratio around 1, while carbonate weathering gives a ratio around 2 (Pawellek et al., 2002). In the case of weathering of calcite as the dominant mineral, the Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio rises above 5. From the Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio in the Sava watershed it can be concluded that its chemical composition is mainly controlled by weathering of calcite with magnesium. Precipitation of tufa is a common process (Ramovš, 1983) at location 28 in the late summer season (low discharge conditions), which is reflected in the Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio. In the late summer sampling season the Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio is 2.7, while in spring it increases to 4.5.

Saturation indexes for the Sava watershed were calculated by the PHREEQC program for Windows (Parkhurst & Appelo, 1999). Thermodynamically calculated of saturation indexes of carbonates (SI_{calcite} , SI_{dolomite}) were in the range of 0.5 from equilibrium (Appelo & Postma, 1994) and are presented for the River Sava system in Tables 1, 2 and 3. These saturation indexes indicate precipitation of carbonate in the central and lower Sava River flow, while in the upper flow the index rarely reaches satura-

tion. The stable isotope composition of particulate inorganic carbon ($\delta^{13}C_{\text{PIC}}$) measured from the River Sava watershed varied from 0.5 to 2.1‰ with an average of 1.3 ± 0.5 ‰ ($n = 9$), virtually identical in value that of carbonate rocks (Kanduč, 2006). This suggests that suspended carbonate material in these streams is detrital in origin and does not represent authigenic carbonate formed in response to the high degrees of supersaturation with respect to calcite.

The partial pressure of CO_2 in the Sava watershed changed from 158.5 ppm to 2951 ppm in spring 2004, from 446 to 9120 ppm in late summer and from 549 to 2290 ppm in winter (Tables 1, 2 and 3). The highest partial pressure was observed in the late summer season probably due to degradation of organic matter in soils leaching into the river and/or in the river itself (Dever et al., 1983). The higher partial pressure in the winter sampling season could also be attributed to higher CO_2 dissolution in water in the winter months (Atkins, 1994). The River Sava in Slovenia shows seasonal patterns of CO_2 flux between the water – atmosphere interface similar to other large rivers, like the Rhine (3300 ppm), Amazon (4000 ppm) and Yangtze (from 3160 to 4700 ppm) (Gao & Kempe, 1987).

Alkalinity in the River Sava ranged from 2.61 to 3.75 mmol/l in spring 2004, from 2.63 to 4.76 mmol/l in late summer 2004 and from 2.67 to 4.22 mmol/l in winter 2005, respectively. Alkalinity ranged from 0.38 to 5.22 mmol/l in spring 2004, from 0.84 to 6.02 mmol/l in late summer 2004 and from 0.44 to 6.30 mmol/l in winter 2005 (Tables 1, 2 and 3). This seasonal variability of alkalinity is due to discharge conditions as well as processes in the River Sava watershed (Figures 3 A and 3 B). Lower alkalinities are observed in the spring sampling season due to dilution of river water by precipitation with an alkalinity around 0 mmol/l, while in late summer the higher alkalinity could be attributed to oxidic degradation of organic matter. In winter 2005 discharges, degradation processes and leaching from the terrestrial to the river ecosystem are limited and consequently alkalinities are higher in comparison with the spring sampling season. In late summer higher alkalinities are observed due to lower discharge conditions and higher degradation of organic matter. Alkalinity is also related to the geological composition of the River Sava watershed. The upper part

Table 1. Chemical and isotopic data for the River Sava watershed, spring 2004. Locations are plotted on Figure 1.

Sampling point	Q (m ³ /s)	T (°C)	D. O. (%)	Conductivity (μS/cm)	Alkalinity pH	DIC (mmol/l)	DOC (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	
1		8.6	88.0	276	7.83	2.98	2.98	3.83	40.75	12.60	1.23
2	1.55	8.9	96.0	244	8.14	2.62	2.54	2.64			
3		7.6	94.5	216	8.36	2.37	2.29	3.11	32.94	10.64	1.59
4	11.4	9.7	99.3	251	8.28	2.81	2.69	4.07	39.96	12.81	1.60
5	28.6	9.7	98.6	283	8.48	3.19	2.81	2.76	45.09	10.40	2.18
6	n.a.	6.2	102.5	172	8.32	2.00	1.65	3.03	30.32	4.39	0.16
7	3.75	12.3	112.7	201	8.26	2.35	2.07	2.66	36.01	4.88	1.11
8	10.5	9.5	96.0	203	8.43	2.30	2.24	1.48	40.50	4.73	0.66
9	39.9	10.3	102.6	254	8.57	2.91	2.47	2.23	44.04	8.00	1.60
10	2.37	11.0	111.4	277	8.95	2.60		2.27	48.73	10.74	1.99
11	42.1	12.1	100.5	264	8.10	2.64	2.45	1.51	43.20	10.52	1.71
12	31.9	10.5	108.8	246	8.59	2.89	2.60	3.45	45.93	8.53	1.77
13	67.2	10.6	86.5	305	8.42	2.79	2.73	3.11	47.38	9.19	2.93
14	4.32	10.2	94.7	260	8.37	2.48	2.43	1.18	37.48	10.45	2.75
15		10.4	102.8	302	8.43	3.16	2.77	1.67	46.21	9.49	2.23
16	0.731	11.2	107.0	381	8.17	3.90		2.09	56.88	11.26	8.09
17	7.22	10.9	97.0	391	8.10	4.01	3.65	2.36	58.89	12.21	3.90
18		10.9	110.2	338	8.23	3.27	3.15	1.45	54.42	10.94	3.97
19		13.0	99.4	62	7.79	0.39	0.44	3.88	5.95	1.84	2.99
20		11.1	105.5	324	8.20	3.60	3.15	1.58	53.16	10.92	3.85
21	105	12.1	114.0	323	8.27	3.28		2.41	53.58	11.04	3.74
22		13.4	99.0	272	8.18	2.59	2.51		32.12	15.09	4.02
23		11.2	90.0	344	8.18	3.00	2.94	1.63	50.44	10.96	3.52
24		8.4	93.1	208	8.17	1.87			22.82	10.85	3.43
25	1	8.7	91.0	491	8.16	4.15	3.98		65.88	18.52	6.69
26		10.4	87.4	380	8.10	3.32	3.27		53.78	11.59	3.96
27		8.7	98.0	424	8.34	4.26	4.15		59.17	22.01	3.35
28		8.4	95.0	318	8.19	3.34	3.32		63.14	8.26	0.74
29		10.1	89.2	389	8.31	3.56	2.69		36.39	18.36	8.89
30		10.7	84.2	395	8.08	3.57	3.27		54.98	11.95	4.49
31	92.2	10.8	84.6	349	8.08	3.38	2.95		53.03	11.31	4.04
32		11.0	93.7	573	8.10	4.48	4.10				
33	25	14.4	127.8	375	8.98	3.04	2.74	6.53	52.07	10.56	7.40
34		11.6	66.7	375	8.10	3.66	3.27		53.84	11.38	4.66
35	1.94	12.9	95.6	443	8.48	4.57	4.27		66.37	20.03	2.48
36		13.4	94.0	383	8.42	3.17	3.17	2.44	55.46	11.73	4.37
37		14.2	90.2	396	8.04	3.39	3.25		56.82	12.63	4.86
38	26.9	13.5	105.5	423	8.32	4.33	3.75		66.81	12.24	2.55
39	120	13.4	98.0	412	8.28	3.52	3.53		60.81	12.24	3.60
40	1.8	14.0	91.5	570	8.15	5.22	5.09	3.85	93.46	16.61	8.56
41	144	13.8	106.3	398	8.23	3.75	3.47		59.39	12.26	4.02

of the watershed is composed of carbonate rocks, where low alkalinities are observed, while in the central and lower flow higher alkalinities are observed since the watershed is composed of carbonate and clastic rocks.

The annual flow of dissolved inorganic carbon (F_{DIC}), calculated from carbonate alkalinity and discharges (EIONET, 2005) was

estimated to be 4.1×10^{11} g C/year or 4.0×10^7 g C/(year km²) at the Bregana (41) location, according to the drainage area of the River Sava in Slovenia.

In Tables 1, 2 and 3 results of other cation (Na^+ , K^+ , Sr^{2+} and Si) and anion (NO_3^- , SO_4^{2-} and Cl^-) analyses are also presented.

K	Sr	Si	NO ₃	SO ₄	Cl	SI _{calcite}	SI _{dolomite}	P _{CO2}	δ ¹³ C _{DIC}	δ ¹⁸ O	δD	δ ³⁴ S _{SO4}
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)			(ppm)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)
0.00	0.02	0.72	2.11	6.01	0.04	0.04	-0.34	2138.0	-10.7	-10.4	-65.5	16.66
			1.39	9.24	5.27			158.5	-10.3	-10.2	-64.1	16.48
0.00	0.10	0.35	2.24	6.39	0.04	0.36	0.31	489.8	-7.9	-10.5	-67.1	15.85
0.00	0.15	0.72	2.05	12.29	0.05	0.45	0.54	707.9	-8.6	-10.5	-67.9	15.05
0.00	0.12	0.70	2.53	14.57	0.16	0.75	0.98	501.2	-9.6	-11.0	-65.5	21.4
0.00	0.01	0.14	2.55	2.86	0.02	0.21	-0.37	457.1	-5.8	-12.4	-80.0	17.96
0.00	0.01	0.30	2.55	3.76	0.02	0.38	0.06	645.7	-8.3	-10.2	-62.8	17.78
0.00	0.02	0.37	2.64	4.02	1.17	0.54	0.26	407.4	-9.1	-10.6	-71.5	12.24
0.00	0.07	0.55	2.76	8.78	0.09	0.8	0.99	371.5	-9.0	-10.8	-66.0	19.32
0.00	0.32	0.81	2.46	34.95	0.13	1.12	1.73	128.8	-6.8	-10.5	-66.0	16.95
0.00	0.12	0.45	2.62	18.02	0.05	0.33	0.2	1047.1	-7.0	-10.3	-66.7	14.67
0.24	0.09	0.62	2.94	11.97	2.97	0.83	1.07	354.8	-9.5	-10.6	-66.4	17.34
1.12	0.09	0.68	3.95	12.98	0.08	0.67	0.76	512.9	-10.2	-10.2	-69.7	10.88
0.35	0.07	1.31	5.32	11.15	0.05	0.48	0.52	512.9	-11.2	-9.3	-61.5	11.97
0.05	0.09	0.72	4.62	12.97	0.07	0.72	0.88	562.3	-10.7	-10.1	-67.0	12.79
1.30	0.06	1.03	13.00	16.46	0.07	0.64	0.72	1288.2	-12.4	-9.2	-60.9	11.78
0.13	0.06	0.70				0.6	0.67	1548.8	-13.5	-10.0	-66.3	12.7
0.15	0.08	0.78	6.13	14.15	0.06	0.61	0.66	933.3	-12.7	-9.9	-68.0	10.21
1.14	0.03	4.45	1.84	6.35	2.65	-1.56	-3.46	338.8	-8.1	-9.1	-57.6	14.29
0.47	0.07	0.78	1.84	13.73	0.06	0.61	0.68	1096.5	-12.5	-9.8		
0.14	0.08	0.74	1.84	14.22	0.06	0.66	0.79	871.0	-12.3	-9.8		
1.23	0.03	3.03	1.84	13.36	0.06	0.29	0.43	891.3	-13.2	-9.4		
0.24	0.08	0.82	1.84	13.69	5.72	0.5	0.48	977.2	-12.0	-9.7	-63.3	13.33
1.26	0.05	3.99	1.84	14.51	3.33	-0.06	-0.36	616.6	-11.6	-9.6	-61.2	14.64
2.11	0.14	2.76	1.84	36.24	0.13	0.66	0.87	1349.0	-13.0	-9.8	-61.0	16.42
0.19	0.08	0.72	1.84	15.43	5.85	0.48	0.41	1288.2	-11.0	-10.4	-68.0	14.16
0.48	0.06	1.49	1.84	24.26	5.77	0.8	1.28	912.0	-12.4	-10.2	-63.4	17.18
0.09	0.02	0.88	1.84	16.13	1.74	0.6	0.41	1023.3	-12.6	-10.2		
1.73	0.07	3.34	1.84	26.85	0.18	0.53	0.89	831.8	-10.5	-10.3	-72.3	9.07
0.53	0.09	0.76	1.84	19.79	6.22	0.5	0.46	1445.4	-11.5	-10.0		
0.32	0.08	0.66	1.84	15.38	6.19	0.46	0.39	1380.4	-11.5	-10.7	-70.5	14.03
			1.84	108.37	7.50			1819.7	-9.5	-10.1	-62.6	17.19
1.13	0.15	0.89	1.84	28.35	0.08	1.27	2.06	141.3	-8.5	-10.2	-67.0	13.58
0.74	0.10	0.74	1.84	18.61	0.08	0.53	0.54	1445.4	-11.1	-10.2	-64.7	15.88
0.14	0.11	1.87	1.84	17.97	0.08	1.07	1.8	724.4	-11.5	-10.0	-65.0	14
0.44	0.09	0.74	1.84	17.05	5.77	0.82	1.14	588.8	-10.0	-10.6	-65.4	18.34
0.72	0.10	0.90	1.84	21.43	0.08	0.5	0.54	2951.2	-11.9	-9.7	-55.7	20.93
0.11	0.05	1.02	1.84	9.81	0.05	0.92	1.3	1023.3	-12.9	-10.1	-69.9	9.89
0.16	0.07	0.92	1.84	15.12	5.62	0.76	1.02	912.0	-11.1	-10.5	-64.8	18.15
2.00	0.39	2.43	1.84	39.56	10.40	0.95	1.35	1819.7	-11.8	-10.3	-66.5	14.87
0.49	0.08	0.90	1.84	18.33	0.07	0.74	0.98	1096.5	-11.1	-10.2	-68.8	11.78

Carbon Isotopes

Values of δ¹³C_{DIC} in the River Sava ranged from -12.7 to -8.6 ‰ in spring 2004, from -11.8 to -7.3 ‰ in late summer 2004 and from -10.6 to -6.3 ‰ in winter 2006 (Tables 1, 2 and 3, Figure 3 C). In the Sava tributaries δ¹³C_{DIC} values ranged from -13.5 to -5.8

‰ in spring 2004, from -12.8 to -3.3 ‰ in late summer 2004 and from -11.9 to -4.2 ‰ in winter 2005 (Tables 1, 2 and 3, Figure 3 D). Lower δ¹³C_{DIC} values in the Sava and its tributaries were observed in the spring season due to more abundant precipitation. More positive δ¹³C_{DIC} values were observed in all sampling seasons in the carbonate

Table 2. Chemical and isotopic data for the River Sava watershed, late summer 2004. Locations are plotted on Figure 1.

Sampling point	Q (m ³ /s)	T (°C)	D.O. (%)	Conductivity (μS/cm)	pH	Alkalinity (mmo/l)	DOC (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)
1		5.6	110.0	279	7.54	2.63	9.17	36.57	11.40	1.55
2	1.55	7.1	103.0	380	7.56	2.67	5.94	37.45	11.51	2.95
3		7.6	114.0	239	7.82	3.36	5.50	34.36	10.75	1.04
4	11.4	8.5	110.0	286	7.86	2.65	7.13	40.04	12.32	1.62
5	28.6	10.7	118.0	311	8.31	3.06	10.75	44.88	12.28	2.35
6	n.a.	6.0	116.0	190	8.08	2.19	13.72	30.14	5.49	0.21
7	3.75	9.5	104.0	369	7.85	4.11	7.17	93.62	12.41	6.39
8	10.5	12.0	118.0	247	8.11	2.69	5.23	43.15	5.80	0.83
9	39.9	12.2	112.0	305	8.26	3.24	6.99	47.22	11.33	2.46
10	2.37	11.3	107.0	378	8.44	2.81	4.89	55.22	14.50	2.43
11	42.1	10.7	109.0	333	8.20	3.22	9.71	49.24	13.05	2.15
12	31.9	14.7	107.0	632	7.57	3.22	6.57	55.21	12.55	3.88
13	67.2	12.8	109.0	307	8.17	4.76	9.66	48.82	10.14	2.61
14	4.32	12.5	104.0	379	7.48	4.51	5.48	55.20	15.39	4.45
15		13.2	102.0	379	7.32	2.99	6.26			
16	0.731	13.8	99.0	554	7.74	4.6	6.35	68.81	14.19	16.95
17	7.22	15.7	96.0	500	7.93	4.79	13.85	68.95	18.03	11.87
18		14.0	106.0	366	8.08	3.44	6.92	53.78	12.04	5.20
19		11.9	100.0	118.5	7.24	0.84		11.98	3.39	3.72
20		11.5	100.0	387	7.29	3.58	5.99	58.14	12.01	4.03
21	105	12.1	100.0	393	7.81	3.48	6.42	59.23	12.03	5.22
22		13.6	96.0	416	7.89	3.93	6.53			
23		13.6	106.0	378	8.32	3.81	6.53	57.56	11.84	3.99
24		12.7	108.0	316	8.34	2.59	12.38			
25	1	18.5	99.0	574	8.64	4.89	3.58	67.73	24.30	9.35
26		13.7	95.0	403	8.35	3.63		59.77	12.53	4.10
27		14.7	85.0	487	8.74	5.15	5.11	60.90		2.72
28		15.0	95.0	414	8.72	4.03	3.01	61.80	13.44	1.44
29		12.5	94.0	512	8.04	4.22	18.66	56.42	24.22	16.40
30		17.2	96.0	403	8.48	3.54	4.09	59.39	12.73	4.95
31	92.2	13.5	100.0	376	8.52	3.45	3.20	57.34	12.34	4.48
32		17.3	64.0	575	8.34	3.42	11.10	66.85	24.65	17.68
33	25	14.3		473	8.82	3.42		64.97	13.70	15.71
34		14.4		397	8.54	3.36	3.61	58.39	12.94	7.36
35	1.94	14.4		511	8.99	5.49	2.95	69.46	28.03	5.31
36		14.6		453	8.63	3.6	5.00			
37		14.4		428	7.86	3.29	4.86	62.83	13.67	8.46
38	26.9	14.5		459	8.77	4.65	3.47			
39	120	14.7		412	8.20	3.74	4.50	59.63	13.07	7.91
40	1.8	12.4		630	8.61	6.02	7.67	95.43	20.29	15.36
41	144	14.0	88.0	424	7.93	3.51	6.18	61.15	13.46	6.89

part of the watershed, while in the central and lower Sava flow, which is composed of carbonate and clastic rocks, more negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values were observed. In the carbonate part of the Sava watershed lower alkalinities and lower saturation indexes were determined in comparison with the central and lower flow (Tables 1, 2 and 3). Also a

negative trend of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values versus alkalinity was observed in all sampling seasons (Kanduč, 2006).

The isotopic composition of the source material should be studied before making an interpretation of the origin of DIC in a river ecosystem. Plants represent the source of organic material in rivers, while carbo-

K	Sr	Si	NO ₃ ⁻	SO ₄	Cl	SI _{calcite}	SI _{dolomite}	Pco ₂	δ ¹³ C _{DIC}	δ ¹⁸ O	δD	d
(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)			(ppm)	(‰)	(‰)	(‰)	(‰)
0.47	0.03	0.62	2.10	4.58	2.52	-0.39	-1.25	3630.8	-7.8	-9.9	-66.5	11.7
0.06	0.07	1.27	1.82	9.91	10.54	-0.34	-1.12	3548.1	-8.6	-9.8	-67.5	9.9
0.78	0.09	0.36	1.99	5.24	1.55	-0.01	-0.44	2454.7	-5.4	-10.4	-72.0	10.2
0.81	0.12	0.71	3.54	38.87	1.95	-0.04	-0.5	1737.8	-7.3	-10.1	-66.6	13.2
0.29	0.15	0.74	3.70	18.45	4.39	0.58	0.73	724.4	-7.3	-9.8	-67.1	10.3
0.00	0.01	0.20	1.82	2.79	0.47	0.01	-0.68	871.0	-3.3	-8.8	-58.0	11.5
0.81	0.05	1.09	5.39	5.86	8.42	0.52	0.28	2754.2	-12.8	-9.2	-60.6	12.1
0.20	0.02	0.48	2.81	7.28	2.91	0.35	-0.01	1047.1	-7.2	-9.1	-58.9	13.0
1.29	0.11	0.80	2.88	14.23	3.55	0.6	0.74	871.0	-7.3	-9.6	-67.5	8.3
0.35	0.51	1.45	2.49	55.49	2.06	0.73	1.04	489.8	-6.4	-9.7	-66.5	10.1
0.47	0.16	1.28	3.00	20.14	2.25	0.53	0.61	977.2	-7.5	-9.3	-63.5	10.0
0.56	0.14	1.22	6.01	17.17	6.77	0.02	-0.41	4466.8	-8.8	-9.3	-68.6	4.9
0.62	0.11	0.86	3.66	12.50	3.57	0.69	0.87	1584.9	-8.1	-9.4	-68.9	5.4
1.88	0.11	2.03	9.01	14.84	6.75	0.03	-0.33	7413.1	-10.5	-8.8	-57.8	11.7
			4.54	12.07	3.73			7762.5	-8.6	-9.1	-60.4	11.5
6.46	0.07	1.88	42.60	17.23	18.11	0.39	0.29	4168.7	-9.3	-9.0	-58.2	12.9
2.15	0.11	1.02	6.49	13.70	16.48	0.62	0.88	2884.0	-11.8	-8.7	-58.3	10.4
1.51	0.10	1.10	7.58	14.81	6.68	0.52	0.59	1445.4	-9.9	-8.9	-61.1	9.2
0.98	0.06	5.46	1.78	7.35	3.08	-1.51	-3.42	2511.9	-9.0		-61.0	
1.70	0.09	1.48	6.25	14.00	4.97	-0.25	-1.03	9120.1	-11.8	-9.0	-65.3	5.8
1.78	0.09	1.53	7.45	14.74	6.43	0.27	0.01	2691.5	-10.9	-8.7	-59.2	9.5
			6.52	14.89	10.64			2691.5	-11.6		-59.5	
1.08	0.09	1.48	5.94	13.70	5.07	0.81	1.13	891.3	-10.2	-9.0	-66.4	4.7
			2.03	16.84	3.35			631.0	-10.4	-9.3		
3.67	0.13	2.97	7.31	29.78	9.21	1.31	2.44	537.0	-11.0	-9.4	-63.4	10.9
0.84	0.09	1.55	5.97	14.47	5.52	0.92	1.35	977.2	-9.8		-64.7	
0.00	0.07	1.57	3.04	22.91	4.01	1.33	2.53	426.6	-10.1	-9.8	-65.2	12.2
1.02	0.03	1.07	4.46	21.70	2.37	1.24	2.04	363.1	-10.9	-10.1		
4.04	0.10	4.16	3.66	12.50	3.57	0.55	0.9	1905.5	-11.4	-9.0	-58.0	13.1
1.57	0.10	1.51	6.68	16.85	5.68	0.99	1.56	588.8	-10.9	-9.1		
1.44	0.09	1.39	10.32	14.59	5.29	0.96	1.44	501.2	-10.2	-9.1	-64.2	7.7
4.72	0.15	3.78	6.32	42.22	14.63	0.87	1.55	776.2	-11.6		63.6	
3.06	0.20	2.83	7.58	48.86	11.90	1.25	2.04	234.4	-10.2	-8.8	-63.7	5.8
1.53	0.12	1.62	6.16	22.84	7.50	0.98	1.51	467.7	-9.9	-8.8	-57.0	12.5
3.48	0.12	2.60	3.27	17.55	4.92	1.59	3.01	234.4	-11.2	-9.1	-62.1	9.8
			7.20	23.97	8.11			446.7	-10.4	-8.7	-58.0	10.7
2.29	0.11	1.84	6.79	27.25	8.66	0.35	0.23	2290.9	-10.8	-8.8	-55.7	13.8
			7.27	9.78	5.66			407.4	-11.1	-9.3	-64.0	9.5
1.91	0.11	1.79	6.31	25.83	8.27	0.71	0.97	1174.9	-11.5	-8.8	-59.4	10.1
6.77	0.40	4.52	8.34	37.39	13.90	1.41	2.33	660.7	-12.2	-8.5	-60.2	7.0
1.82	0.10	1.67	2.49	21.40	2.06	0.42	0.37	2089.3	-10.8	-8.9	-59.4	10.9

nates represent the source of inorganic material. Plants in the Sava watershed have an average value of $-31.6\text{‰} \pm 1.5$ ($n = 22$), while Mesozoic carbonates have an average value of $1.4\text{‰} \pm 1.3$ ($n = 13$).

The major inputs to the DIC flux (DIC_{out}) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ originate from tributaries (DIC_{tri}), degradation of organic matter

(DIC_{org}), exchange with the atmosphere (DIC_{ex}), and dissolution of carbonates (DIC_{ca}):

$$\text{DIC}_{\text{out}} = \text{DIC}_{\text{tri}} - \text{DIC}_{\text{ex}} + \text{DIC}_{\text{org}} + \text{DIC}_{\text{ca}} \quad (2)$$

$$\text{DIC}_{\text{out}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{out}} = \text{DIC}_{\text{tri}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{tri}} - \text{DIC}_{\text{ex}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{ex}} + \text{DIC}_{\text{org}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{POC}} + \text{DIC}_{\text{ca}} \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{Ca}} \quad (3)$$

Table 3. Chemical and isotopic data for the River Sava watershed, winter 2005. Locations are plotted on Figure 1.

Sampling point	Q (m ³ /s)	T (°C)	Conductivity (μS/cm)	pH	Alkalinity (mmo/l)	DOC (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)
1		5.3	257	8.06	2.73		39.21	11.78	1.21	0.70
2	0.66	2.3	286	8.25	2.67	0.84	41.78	12.39	2.33	0.58
3		2.3	285	8.29	2.35	1.26	35.54	10.92	0.85	1.20
4	6.66	5.1	288	8.34	2.88	1.04	43.80	12.94	1.24	0.96
5	14.90	3.3	327	8.43	3.14	0.77	51.54	14.13	2.69	0.29
6		3	187	8.51	1.81					
7	1.40	3.3	187	8.25	2.12	0.93				
8	2.95	3.2	260	8.75	2.73		48.20	6.91	0.61	0.43
9	20.70	3.1	391	8.21	3.42	1.03	56.68	13.53	2.57	3.88
10	2.84	3	385	8.42	2.48	1.02	69.20	26.57	3.13	0.53
11	1.69	2.4	337	8.51	3.18	3.07	57.42	14.13	1.62	3.98
12	9.69	4.2	440	8.02	3.64	0.24	62.17	14.38	8.06	1.83
13	92.30	4.4	373	8.1	3.51	0.54	64.08	15.91	5.72	1.96
14	7.03	3.6	334	8.22	3.11	0.77	51.99	14.45	3.00	0.92
15		4.5	373	8.26	3.44		58.19	14.45	3.41	0.88
16	0.31	7.7	565	7.76	4.89	1.66	79.33	16.64	14.17	4.31
17	18.10	5.5	401	8.14	3.95	0.79	70.43	15.66	2.21	0.48
18		5.2	415	8.12	3.82	0.89	62.78	15.01	4.30	0.52
19		1.6		7.85	0.44	1.43	6.76	1.89	2.56	0.80
20		3.8	414	8.25						
21		4.3	441	8.31	4.00	1.64	66.01	14.92	4.32	1.13
22		2.4		8	3.71	0.11	46.76	23.54	2.92	0.52
23		1.9	423	7.98	3.93	1.44	64.11	15.48	5.03	2.64
24		2.1		8.1	2.24	0.48	28.12	14.37	2.46	2.33
25		1.4		8.17	4.62	0.24	69.74	23.65	6.07	1.47
26		2.8		7.88	3.58	0.13	63.57	15.82	5.33	3.64
27		1.6		8.38	4.71	0.86	62.66	27.89	1.94	2.87
28		5.5	370	8.28	3.58	2.15	63.04	10.96	0.41	0.78
29		4.4	928	7.87	6.30					
30		3.2	432	7.94	4.22	0.60	64.68	15.73	5.35	1.44
31	62.20	3.9	421	7.97	4.17	0.40	69.53	9.35	0.47	2.31
32		3.2	544	8.1	4.89	1.55	63.67	24.39	12.96	3.88
33	12.40	1.3	481	8.54	3.80		72.08	14.58	13.82	3.44
34		3.4	444	8.14	3.88	0.42	60.01	14.06	3.71	1.10
35	1.29				5.10					0.00
36		3.2	424	8.2	3.97	0.53	65.21	15.63	5.96	1.30
37		6.2	467	8.08	3.96	0.35	72.76	16.71	6.67	1.49
38	12.40	2.8	469	8.44	4.33					
39	96.30	5.4	445	8.27	3.54	0.55	67.21	16.11	6.71	1.64
40	1.67	0.4	606	8.22	5.91	0.84	96.95	22.18	12.49	4.14
41	128.00	4.9	445	8.29	3.49	0.53	69.17	16.57	5.79	1.83

The process of photosynthesis was considered insignificant and therefore excluded from the mass balance calculations. Dissolved oxygen saturation reached a maximum of only 118 % in the late summer sampling and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$, with an average value of -26.7% , indicates that organic matter derived from aquatic photosynthesis is re-

latively insignificant in the River Sava system.

According to the concentration and isotope mass balance calculations (equations 2 and 3) of dissolved inorganic carbon, the proportions of the four processes (1) effect of tributaries (DIC_{trib}), (2) degradation of organic matter (DIC_{org}), (3) dissolution of

Sr (mg/l)	Si (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	Cl (mg/l)	Si _{calcite}	Si _{dolomite}	P _{CO2} (ppm)	δ ¹³ C _{DIC} (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	δD (‰)	d (‰)
0.00	0.25	3.44	4.34	2.78	0.17	-0.16	1174.9	-9.3	-9.1	-70	2.3
0.06	0.65	3.40	11.59	5.52	0.32	0.07	707.9	-8.2	-10.0		
0.08	0.17	1.77	7.42	2.21	0.24	-0.07	575.4	-7.3			
0.11	0.34	2.22	14.56	3.06	0.50	0.49	631.0	-7.5	-10.0	-69	9.7
0.16	0.48	3.00	20.81	5.75	0.65	0.73	549.5	-6.3	-9.8	-68	9.3
		1.70	2.53	0.45			263.0	-4.2	-9.6	-59	17.1
		2.18	2.91	0.96			575.4	-7.5	-9.6	-64	12.3
0.01	0.25	2.86	4.56	1.92	0.87	0.90	223.9	-7.3	-8.8	-59	10.3
0.09	0.50	6.14	16.30	9.68	0.51	0.38	1000.0	-8.9	-9.1	-63	9.1
0.09	0.90	3.38	52.98	5.01			446.7	-5.8	-9.6	-67	9.3
0.45	0.60	1.77	12.90	1.31			457.1	-6.4	-9.1	-61	10.8
0.14	0.61	8.31	23.06	12.58	0.40	0.17	1659.6	-9.4	-9.3	-63	10.5
0.10	0.53	7.77	20.96	6.80			1349.0	-8.7	-9.1	-61	10.8
0.07	1.03	8.21	14.04	4.77	0.45	0.35	891.3	-9.7	-8.9	-59	11.4
0.12	0.67	8.96	21.57	7.25	0.59	0.59	912.0	-8.5	-9.2	-63	10.0
0.06	0.93	39.21	19.23	19.94	0.41	0.22	4265.8	-10.9			
0.06	0.58	5.22	13.15	4.68			1380.4	-11.9	-8.6	-60	7.5
0.09	0.68	8.21	16.94	7.00	0.54	0.48	1412.5	-10.0	-8.9	-59	10.9
0.01	2.32	2.52	6.92	2.61	-1.57	-3.74	302.0	n.a.	-8.8	-61	8.3
								n.a.			
0.09	0.65						933.3	-9.7	-8.8	-61	8.7
0.01	1.23	4.29	13.28	4.59	0.24	0.14	1737.8	-10.7	-8.7	-63	5.7
0.10	0.50	9.81	19.39	10.30	0.37	0.07	1949.8	-10.0	-8.3	-60	5.3
0.03	1.73	2.17	16.47	3.71	-0.07	-0.47	851.1	-10.4	-8.9	-57	13.7
0.11	1.01	5.06	30.37	7.86	0.63	0.74	1445.4	-10.2	-9.1	-63	9.1
0.10	0.54	8.29	19.76	10.54	0.24	-0.14	2238.7	-9.1	-8.9	-61	9.5
0.04	0.57	3.73	25.96	6.24	0.80	1.20	912.0	-9.0	-9.3	-66	8.0
0.00	0.45	4.45	18.66	3.16	0.68	0.63	912.0	-10.6	-9.8	-62	15.4
							4073.8	-11.0	-9.1	-63	8.9
0.11	0.54	9.13	21.59	8.98	0.38	0.13	2290.9	-9.5	-8.8	-56	13.1
0.00	0.44	8.11	19.97	8.44			2138.0	-9.5	-8.9	-63	7.2
0.10	1.34	9.05	40.60	15.85	0.58	0.73	1819.7	-8.5	-9.4	-62	12.3
0.18	1.02	10.70	44.57	14.08	0.93	1.10	501.2	-8.8	-9.1	-62	9.6
0.13	0.61	9.08	23.00	9.65	0.52	0.40	1349.0	-10.5	-8.8	-61	9.0
0.00	0.00	3.83	18.00	5.63				-10.0	-9.2	-62	11.0
0.11	0.65	8.54	21.66	8.99	0.61	0.59	1174.9	-9.2	-8.9	-62	8.1
0.12	0.76	9.10	25.63	10.18	0.59	0.58	1621.8	-10.6	-8.9	-60	10.1
		8.09	10.07	6.33			741.3	-10.3	-9.8	-65	12.5
0.11	0.63	10.40	23.60	9.97			912.0	-10.4	-8.8	-61	8.2
0.37	1.28	5.55	38.90	16.04	0.75	0.93	1621.8	-10.9	-9.4	-67	7.1
0.10	0.62	5.47	15.15	6.68			1096.5	-9.8	-9.2	-60	12.8

carbonates (DIC_{carb}) and (4) equilibration of atmospheric CO₂ (DIC_{ex}) that influence δ¹³C_{DIC} values in the river were calculated. The calculated proportions of each process, i. e. DIC_{trb} : DIC_{org} : DIC_{ex} : DIC_{carb} vary seasonally and at Bregana (41) are: 70 : 11 : - 1:19 % in spring 2004, 62 : 17 : - 5:26 % in late summer 2004 and 70 : 11 : - 4 : 23 %

in winter 2005. Among the biogeochemical processes the dissolution of carbonates contributes a higher proportion than degradation of organic matter and is reflected in all sampling seasons (Kanduč, 2006, Kanduč et al. in press).

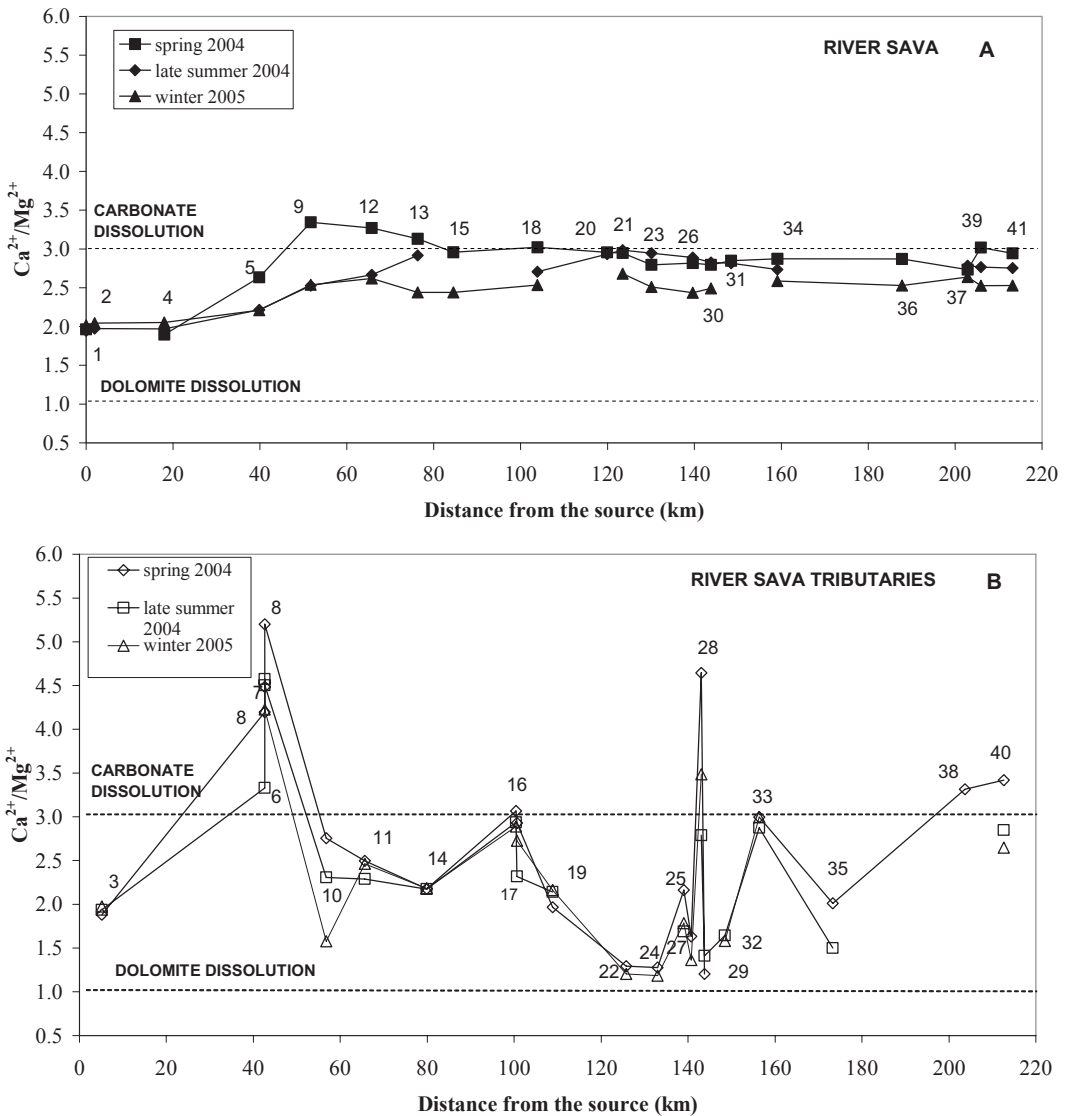


Figure 2. $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ ratio versus distance to the source (A – River Sava, B – River Sava tributaries).

Oxygen and Hydrogen Isotopes

Discharges at the sampling locations (Tables 1, 2 and 3) in the River Sava are dependent on precipitation, evaporation, evapotranspiration, infiltration, equilibration with run-off and anthropogenic engineering structures like dams (Yee et al., 1990).

The contributions of tributary discharges to the River Sava were estimated at locations where discharge data exists (Tables 1, 2 and 3). At the confluence of the Sava Bohinjka and Sava Dolinka (sampling point 9,

Sava Otoče) the Sava Bohinjka contributes 64 %, while the Sava Dolinka represents 55 % of the total discharge at the confluence in the spring sampling season. In the late summer and winter sampling season the Sava Bohinjka contributes 26 and 14 % of total discharge, while the Sava Dolinka contributes 72 %. The tributaries have higher contributions in the spring sampling season due to snow melting, the higher amount of precipitation and consequent surface and subsurface leaching from the slopes to the tributaries and finally to rivers. Those Sava

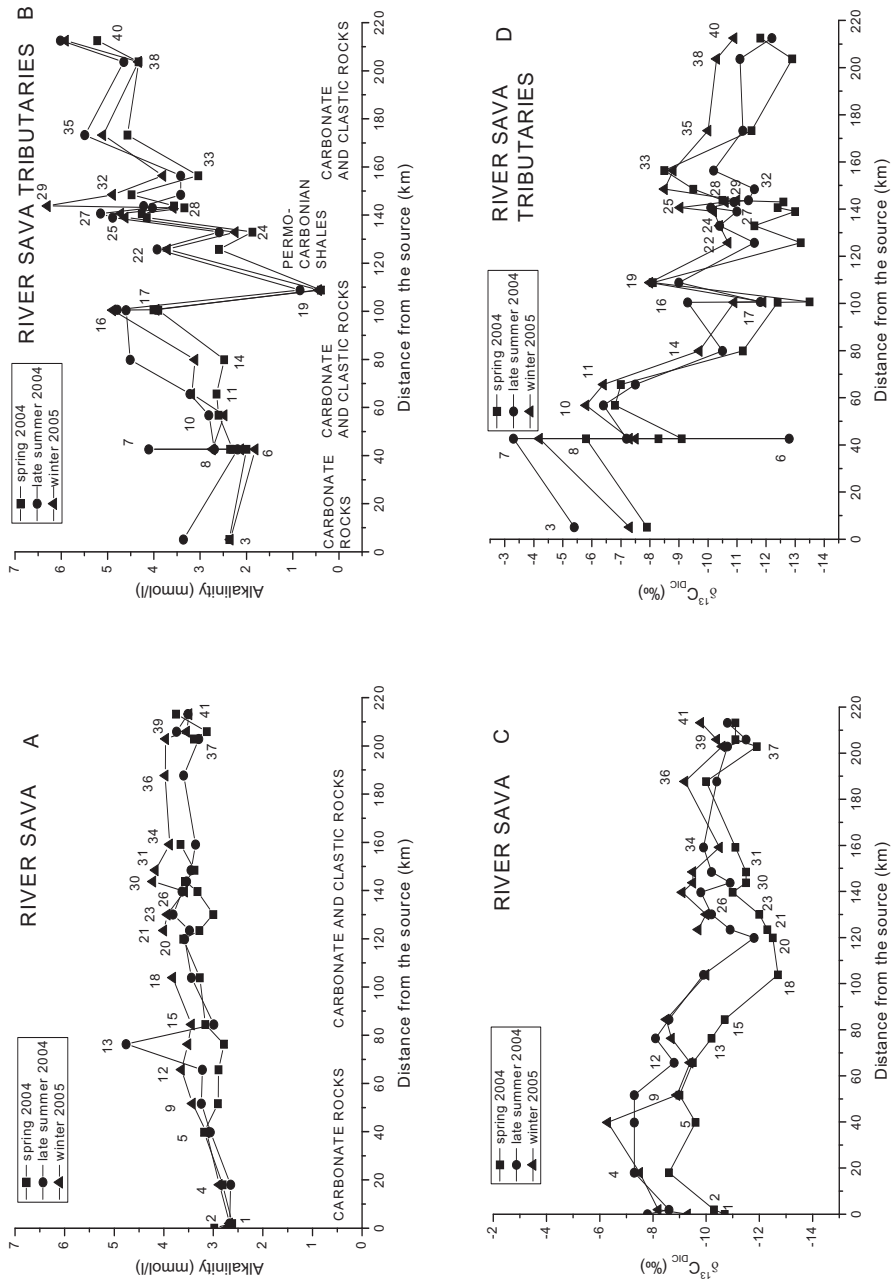


Figure 3. Alkalinity and $\delta^{13}C_{DIC}$ values versus distance to the source of the River Sava (A – River Sava, B – River Sava tributaries, C – River Sava, D – River Sava tributaries).

tributaries with higher drainage areas, namely the Ljubljana (17), Savinja (33) and Krka (38), have contributions of 42 %, 14 % and 18 % in the spring sampling season, 7 %, 27 % and 22 % in late summer and 33 %, 20 % and 13 % in winter, respectively.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values in the River Sava seasonally changed from -11.0 to -9.7 ‰ in spring 2004, from -10.1 to -8.9 ‰ in late summer 2004 and from -10.0 to -8.8 ‰ in winter 2006, respectively. Values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ of Sava tributaries varied from -12.4 to -9.1 ‰ in spring 2004, from -10.4 to -8.7 ‰ in late summer 2004 and from -9.8 to -8.6 ‰ in winter month (Tables 1, 2 and 3, Figure 4 A and 4 B). Lower $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ was observed in the Sava watershed in spring 2004 while in the late summer and winter seasons lower $\delta^{18}\text{O}$ values were observed due to the high amount of precipitation and water leached from slopes forming the watershed (Vreča et al., 2004). In the winter sampling season more negative $\delta^{18}\text{O}$ values would be expected due to the isotopically lighter precipitation, but in fact the values were similar to the late summer sampling season. Seasonal variation of $\delta^{18}\text{O}$ values in the Sava watershed results from differences in water temperature and the height of the recharge area between sampling points in the watershed. The River water temperature is higher in all three seasons in the central and lower part of the River Sava flow in comparison with the upper part of the flow (sampling point 9). The height of the recharge area in the upper flow (sampling point 5) is above 1500 m a. s. l. in comparison to the central and lower part of the flow, where the height above sea level is up to 1000 m a. s. l.

The longer residence time in dams could affect the evaporation process and enrichment with heavier oxygen isotope in the summer months in the lower part of the Sava flow (location 36, see Figure 4 A and 4 B). Kinetic effects during evaporation may be attributed to surface water temperature, wind velocity (shear at the surface water) and, most importantly the relative humidity of the air (molecular diffusion between water-atmosphere) (Gonfiantini, 1986). Evaporation between the River Sava and the atmosphere in the watershed is also dependent on the air temperature, which varied from 8.6 to 14.2 °C in spring 2004, from 10 to 19 °C in late summer 2004 and from -4.9 to 2.2 °C in winter (EIONET, 2005). In the Sava

watershed fog phenomena (condensation), which are more pronounced in late summer, could also daily affect $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ and $\delta\text{D}_{\text{water}}$ values (Petkovšek, 1969).

In the spring sampling season the $\delta^{18}\text{O}$ value was lower above the confluence of the Sava Dolinka and Sava Bohinjka (sampling location 5) than below the confluence (sampling location 9) since the Sava Bohinjka (sampling location 8) contributes 64 % of the discharge, with higher $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ than the Sava Dolinka. A higher deviation in $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values between the seasons was observed at sampling location 6 (Sava Bohinjka source). In spring the lower $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value is due to snow melting, isotopically lighter rain and the height of the recharge area, which is around 1800 m a. s. l. (Urbanč & Brancelj, 2002). The higher $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value at location 6 in comparison to other locations could be due to isotopically heavier precipitation in the late summer months since generation of water vapour and precipitation is a complicated process, which includes kinetic evaporation and mixing (Clark & Fritz, 1997). The lower $\delta^{18}\text{O}$ at sampling location (7), which reflects mixing of water and biogeochemical processes in lake Bohinj in the late summer season in comparison with sampling location (8), could be attributed to mixing of waters in the lake after stratification (mixing of cold and warm water) and/or anthropogenic influence. In the late summer season at sampling location (7) higher concentrations of other parameters were also observed (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} and NO_3^-).

$\delta\text{D}_{\text{water}}$ values in the Sava River watershed ranged from -80.0 to -55.7 ‰ in spring 2004, from -72.0 to -55.7 ‰ in late summer 2004 and from -69.6 ‰ to -56.4 ‰ in winter 2005, respectively. The correlation between $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ and $\delta\text{D}_{\text{water}}$ for most meteorological and surface waters which do not reflect evaporation is expressed by the GMWL (Global Meteoric Water Line), which is determined by the equation: $\delta\text{D} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ and is valid for a humidity of more than 85 % (Clark and Fritz, 1997). In precipitation from Ljubljana the local meteorological line (LMWL) for the period from 2001 to 2003 was expressed by $\delta\text{D} = 7.9 \delta^{18}\text{O} + 8.3$ (Vreča et al., 2004). Sampling points deviating from the LMWL in the Sava watershed are a result of kinetic evaporation/condensation processes and are dependent on conditions above the surface water (temperature,

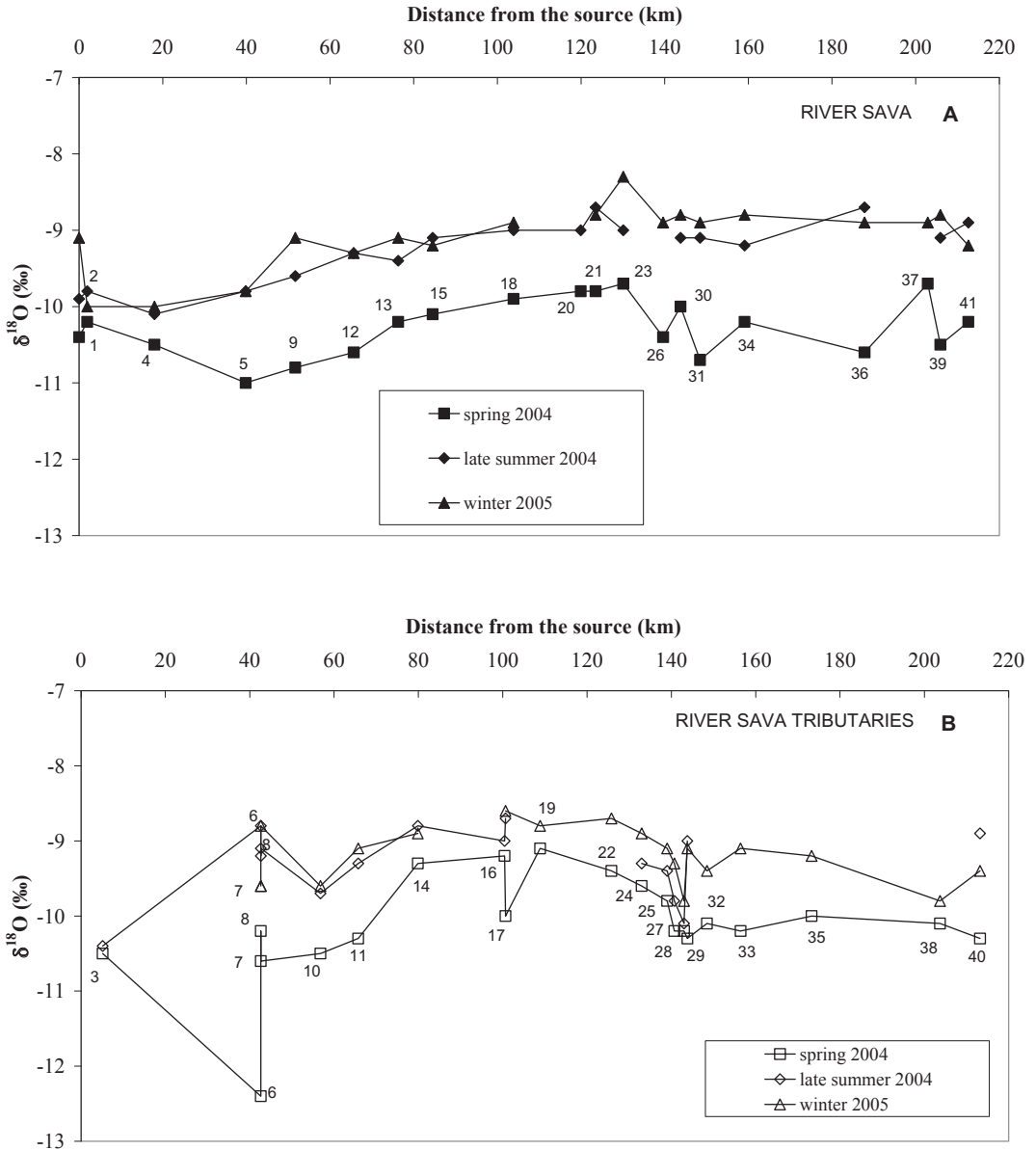


Figure 4. $\delta^{18}\text{O}$ versus distance to the source of the River Sava (A – River Sava, B – River Sava tributaries).

relative humidity). Previous investigations of the isotopic composition of precipitation collected in the Mediterranean basin indicate a deuterium excess (d) for the western part of the Mediterranean basin of 14 ‰, while for eastern part it was 22 ‰ (IAEA, 2005). It was found that at locations where the value of d in precipitation is below 10 ‰ (Dansgaard, 1964) this is due to secondary processes (evaporation in periods

of low relative humidity in the atmosphere), while values above 10 ‰ belong to precipitation from the Mediterranean Sea (Cruz - San et al., 1992). In the Sava watershed d values changed from 9.1 to 21.4 ‰ in spring 2004, from 4.7 to 13.8 ‰ in late summer 2004 and from 2.3 to 17.1 ‰ in winter 2005 (Tables 1, 2 and 3).

Sulphur isotopes

The concentration of sulphate in the Sava watershed changed from 6 to 39.6 mg/l in spring 2004, from 4.6 to 55.5 mg/l in late summer and from 4.3 to 25.6 mg/l in winter (Tables 1, 2 and 3, Figure 6). The highest concentrations were observed in the periods of low discharges (late summer 2004) while the opposite trend is observed in spring (Figure 6). The lowest sulphate concentration was observed at the Sava Dolinka spring (sampling point 1, Figure 1) during different sampling seasons. The highest sulphate concentrations were observed in all sampling seasons at the locations Trboveljščica (29), Savinja (33) and Sotla (40) due to anthropogenic influences, arising from coal mining waste water at location 29, industry with sulphuric acid production at location 33 and spraying vineyards with Bordeaux mixture at location 40. High sulphate concentrations were also observed at Tržiška Bistrica (10) due to dissolution of Palaeozoic carbonates with evaporates which form the watershed. Furthermore, higher concentrations of sulphate were observed in the River Sava at sampling locations 4 and 26. At all sampling locations in the Sava River watershed sulphate concentrations are below 250 mg/l, which represents the limiting concentration for tap water.

Values of $\delta^{34}\text{S}$ in the Sava watershed (Figure 7) which were sampled in spring 2004 varied from -1.3‰ (sampling point 40) to 14.9‰ (sampling point 10). More positive values (14.9‰ , sampling point 10) indicate dissolution of evaporates (Krouse, 1980). The $\delta^{34}\text{S}$ depleted signature of the River Sotla suggests that its SO_4^{2-} was derived from the oxidation of sulphide minerals. Oxidation of sulphide minerals composing sedimentary clastic rocks could contribute higher sulphate concentrations than atmospheric sources (precipitation) and result in $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ values up to 10‰ (Clark & Fritz, 1997). Figure 7 also shows that most of the samples did not originate from precipitation (except sampling point 1) and from soil (except locations 11, 16, 36 and 39) due to their higher concentrations of sulphate. Precipitation and soil water are not the sole sources contributing to sulphate concentrations in Sava water samples.

Assuming that the sources of SO_4^{2-} to the Sava River are from tributaries (F_{tri}), precipitation (F_{p}) and other sources (F_{other}), the contributions of these inputs can be quantified by the following steady state equations:

$$F_{\text{SR}} = F_{\text{tri}} + F_{\text{p}} + F_{\text{other}} \quad (4)$$

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{SR}} \cdot F_{\text{SR}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{tri}} F_{\text{tri}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{p}} F_{\text{p}} + \delta^{34}\text{S}_{\text{other}} F_{\text{other}} \quad (5)$$

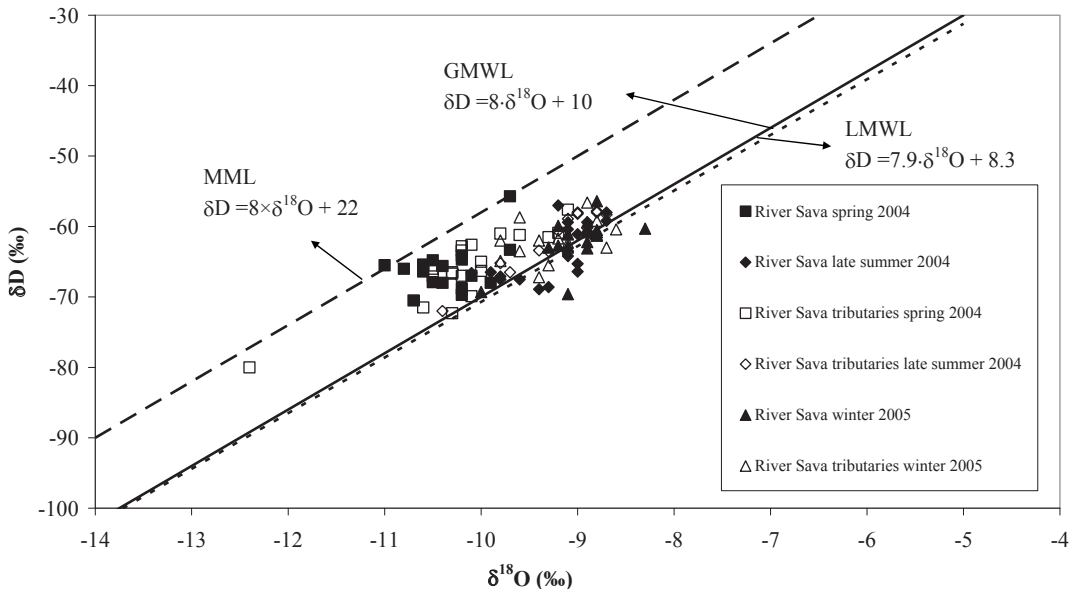


Figure 5. δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ for the River Sava system in Slovenia. GMWL – Global meteorological water line, LMWL – Local meteorological water line, MML – Mediterranean meteorological water line.

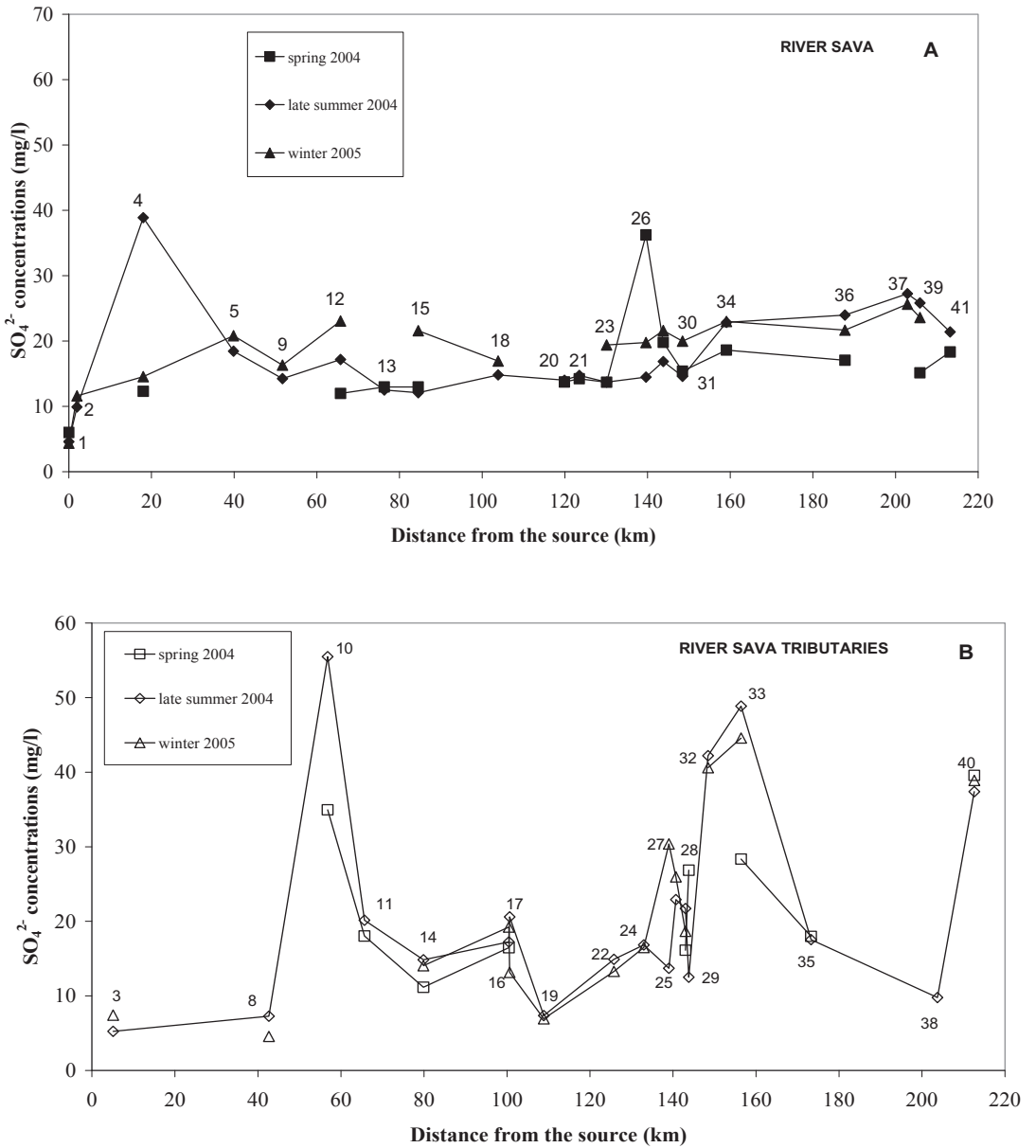


Figure 6. Sulphate concentrations versus distance to the source (A – River Sava, B – River Sava tributaries).

Where:

$$F_i = Q_i \cdot [SO_4^{2-}]_i \text{ (mol/s)} \quad (6)$$

i = RS – River Sava, tri – tributaries, p – precipitation, other – other sources

F_{RS} (mol/s) – is the annual dissolved sulphate flow at the Bregana sampling location

and contributions affecting flow of dissolved sulphate in water: from tributaries (F_{tri}), precipitation (F_p) and other sources (F_{other})

$\delta^{34}S_{RS}$ (‰) – is the measured isotopic composition of sulphur at the Bregana sampling location and contributions affecting isotopic composition of sulphate at this point: from tributaries ($\delta^{34}S_{tri}$), precipitation ($\delta^{34}S_p$) and other sources ($\delta^{34}S_{other}$)

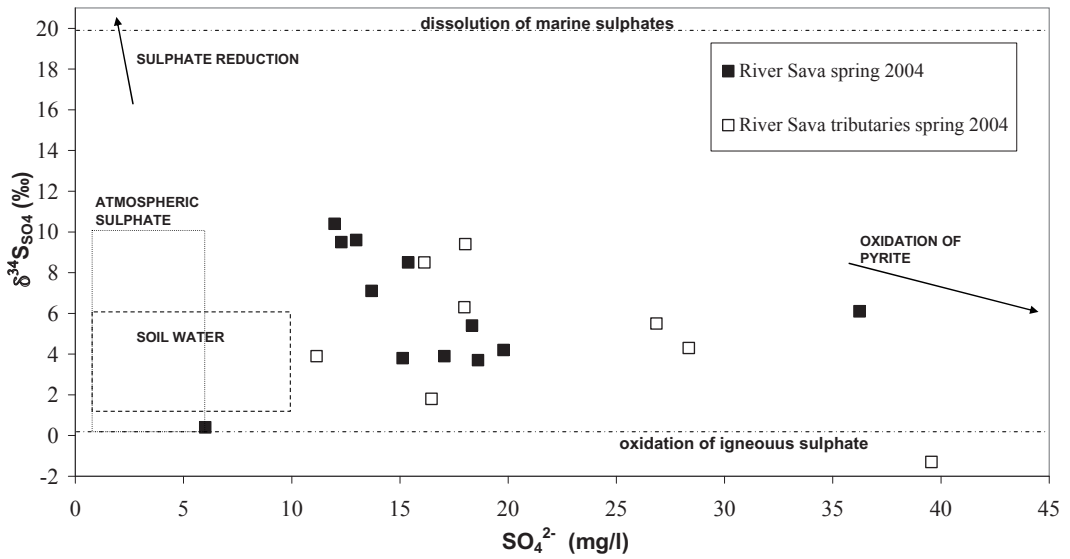


Figure 7. Scatter diagram of sulphur isotopic composition versus sulphate concentration of sulphate for the River Sava system (after Yang et al., 1996).

Q_i (m³/s) – is discharge in River Sava at the Bregana sampling location (RS) and contributions affecting discharge at this location from tributaries (tri), average annual precipitation amount in the watershed (p) and discharge of other sources (other)

$[SO_4^{2-}]_i$ – are the measured sulphate concentrations (mmol/l) at the Bregana sampling location (RS) and contributions affecting sulphate concentration at this location from tributaries (tri), precipitation (p) and other sources (other)

F_{others} (mol/s), $\delta^{34}S_{\text{others}}$ (‰) are in equations (4) and (5) unknowns.

Assuming that the sources of SO_4^{2-} to the River Sava arise from the tributaries (F_{tri}), precipitation (F_{p}) and other sources (F_{other}), the contributions of these inputs were calculated to be 52 : 8 : 40 % for spring 2004 at the Bregana location (41).

The three main tributaries contributing to the sulphate flux are the Tržiška Bistrica (10.1 %), the Savinja (34 %) and the Krka (29.3 %). In precipitation a $\delta^{34}S_{SO_4}$ value of 5.2 ‰ was measured in spring 2004. The annual sulphur flow in precipitation according to the average amount of precipitation of 1500 mm/a and concentration of sulphate in precipitation 1 mg/l in spring (Kanduč, 2006) is estimated to be 1.7×10^8 mol S/a. The flux from other sources, that accounts for 40 % of SO_4^{2-} , may be derived

from sources such as dissolution of evaporate minerals, the oxidation of sulphides, or from anthropogenic sources, such as air pollution, smelting of sulphide ores and the chemical industry. Since evaporates and sulphide minerals have a limited distribution in the bed rocks of the Sava channel, and the calculated $\delta^{34}S_{\text{other}}$ value is 5.2 ‰, this suggests that evaporates are not the missing contributor. Industrial pollution probably accounts for the bulk of the “other” flux, amounting 8.2×10^8 mol/a of sulphur. Unfortunately, the isotopic composition of sulphur from these industrial operations is not available and this precludes a more precise assessment of industrial impact on the River Sava system. It is known that the Cinkarna Celje factory/industrial complex (sampling location 33) produced 100000 t/a of sulphuric acid from the year 1975 and represents a huge ecological problem for the Celje region (Podpečan, 1988).

From discharge and concentration measurements (EIONET, 2005), the annual sulphate flux was at Bregana (41) was calculated to be 1.5×10^9 mol/a. According to Ivanov (1983), the annual SO_4^{2-} flux from continents to oceans is 6.8×10^{12} mol/a, with contributions from rivers, anthropogenic emissions, and groundwater of 48, 48, and 4 %, respectively.

Conclusion

In the carbonate part of the Sava watershed lower Ca^{2+} and Mg^{2+} concentrations and lower alkalinity were found in comparison to the central and lower part of the river, which is composed of carbonate and clastic rocks. The partial pressure of CO_2 ranges from 129 ppm to 9120 ppm and on average is 5 times oversaturated in comparison to atmospheric CO_2 (316 ppm). The River Sava and its tributaries represent a source of CO_2 to the atmosphere in all sampling seasons, especially in late summer months. Thermodynamic calculations indicate precipitation of calcite and dolomite in the river system, but $\delta^{13}\text{C}_{\text{PIC}}$ values reveal detrital carbonate.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values change seasonally from -13.5 to -3.3 ‰ and reflect relations between the terrestrial, riverine and atmospheric reservoirs and the following processes: (1) influence of tributaries, (2) dissolution of carbonates, (3) degradation of organic matter and (4) equilibration with atmospheric CO_2 . The annual long term flux of dissolved inorganic carbon is estimated to be 4.1×10^{11} g C/year, and according to drainage area, 4×10^7 g C/year km^2 at the border with Croatia.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values in the River Sava change seasonally from -11.0 to -8.3 ‰, while in the tributaries they change from -12.4 to -8.6 ‰. More positive values are attributed to the evaporation process. More negative $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values are detected in spring months due to snow melting, while in the winter months $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values are comparable to the late summer months.

In the Sava watershed sulphate concentrations change seasonally from 4.34 to 55.5 mg/l. Concentrations of sulphate and $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ values indicate that the source of the Sava Dolinka spring is mainly recharged from precipitation. From discharge data, concentrations of sulphate in water and the drainage area, the sulphate flux is estimated to be 1.4×10^7 g SO_4/km^2 at the border with Croatia. Assuming that the sources of SO_4^{2-} to the River Sava are its tributaries, precipitation and other sources, the ratio of the contributions of these inputs are calculated to be 52 : 8 : 40 %. Other sources could be attributed to industrial pollution and oxidation of sulphide minerals. The calculated $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ value for other sources is 5.1 ‰, which indicates that the greatest contribution of these other source is from industrial activity.

Acknowledgements

The authors are thankful to Mr. Stojan Žigon for technical support. This research was conducted in the framework of the project L2-6458-792 funded by the Slovenian Research Agency (ARRS) and within the EU 6th Framework Specific Targeted Research Project – SARIB (Sava River Basin: Sustainable Use, Management and Protection of Resources), Contract No. INCO-CT-2004-509160. The project was also financially supported by the National Science Foundation, USA (NSF-EAR#0208182). Sincere thanks to Anthony Byrne for improving the English of the manuscript.

References

- Agency of Republic of Slovenia for the Environment (ARSO), 2004: monthly bulletin. – No. 1–12. (in Slovene).
- Appelo, C. A. J. & Postma, D. 1994: Geochemistry, groundwater and pollution. – A. A. Balkema, 536 pp., Rotterdam/Brookfield.
- Atkins, P. W. 1994: Physical chemistry. – Oxford University press, 1031 pp., Oxford.
- Barth, J. A. C., Cronin, A. A., Dunlop, J., & Kalin, R. M. 2003: Influence of carbonates on the riverine carbon cycle in an antropogenically dominated catchment basin: evidence from major elements and stable carbon isotopes in the Lagan River (N. Ireland). – *Chemical Geology*, 200, 203–216.
- Buser, S. & Draksler, V. 1989: Geological composition of Slovenia. In: Javornik, M., Voglar, D., Dermastia, A. (Eds.). *Encyclopedia of Slovenia*, 3, Mladinska knjiga Ljubljana, 200–201 (in Slovene).
- Clark, I. & Fritz, P. 1997: *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. – Lewis Publishers, 328 pp., New York.
- Cruz – San, J., Araguas, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M. C., Garcia – Lopez, S., Martinez – Garrido, J. C., Moral, F. & Olias, M. 1992: Sources of precipitation over South–Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. – *Tellus*, 44 B, 226–236.
- Dansgaard, W. 1964: Stable isotopes in precipitation. – *Tellus*, 16, 436–468.
- Dever, L., Durand, R., Fontes, J. Ch. & Vaucher, P. 1983: Etude pédogénétique et isotopique des néoformations de calcite dans un sol sur craie. – *Caractéristiques et origines*. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 2079–2090.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard, R. & Sholkovitz, E. R. 1990: The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54, 971–997.
- EIONET (2005) European Environment Information and Observation Network <http://eionet-eu.arso.gov.si> Cited 11 Nov 2005.

- Fairchild, I. J., Bradby, L., Sharp, M. & Tison, J.-L. 1994: Hydrogeochemistry of carbonate terrains in alpine glacial setting. *Earth Surface Processes Landforms*, 19, 33–54.
- Fairchild, I. J., Killawee, J. A., Hubbard, B. & Dreybrodt, W. 1999. Interactions of calcareous suspended sediment with glacial meltwater, a field test of dissolution behaviour. – *Chemical geology*, 155, 243–263.
- Fairchild, I. J., Borsato, A., Tooth, A. F., Frisia, S., Hawkesworth, C. J., Huang, Y., McDermott, F. & Spiro, B. 2000: Controls on trace element (Sr–Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. – *Chemical geology*, 166, 255–269.
- Gaillardet, J., Dupré, B. & Allègre, C. J. 1999: Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. – *Chemical geology*, 159, 3–30.
- Gao, W. & Kempe, S. 1987: The Changjiang: its long – term change in pCO₂ and pCO₂ carbonate mineral saturation. In: Degens E. T. (Ed.), *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Mitt. Geol. – Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 64, 207–216.
- Gibbs, R. J. 1972. Water chemistry of the Amazon River. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 36, 1061–1066.
- Goldstein, S. J. & Jacobsen, S. B. 1988: Rare earth element in river waters. – *Earth Planetary Science Letters*, 89, 35–47.
- Gonfiantini, R. 1986: Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P., Fontes J. Ch. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2, 113–168.
- Hrvatin, M. 1998: Discharge regimes in Slovenia. – *Geografski zbornik*, XXXVIII, 60–87.
- Hu, M.-H., Stallard, R. F. & Edmond, J. M. 1982: Major ion chemistry of some large Chinese rivers. – *Nature*, 298, 550 – 553.
- Huh, Y., Tsoi, M. Y., Zaitsev, A. & Edmond, J. M. 1998: The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian Craton. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 62, 1657–1676.
- IAEA 2005: Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. Final report of a coordinated research project 2000–2004. IAEA-TECDOC-1453, Vienna : IAEA, 223 pp.
- Ivanov, M. V. 1983: The sulfur cycle in continental reservoirs. In: Ivanov M. V., Frenay R. J. (Eds.) – *The Global Biogeochemical Sulphur Cycle*, 19, Wiley, SCOPE 19, 297–356.
- Javornik, M., Voglar, D. & Dermastia A., (Eds.) 1988: *Encyclopedia of Slovenia*, 2, pp. 68, Mladinska knjiga, Ljubljana.
- Kanduč, T. 2006: Hydrogeochemical characteristics and carbon cycling in the River Sava watershed in Slovenia. – Ph. D. Thesis, pp. 141, University of Ljubljana (in Slovene).
- Kanduč, T., Szramek, K., Ogrinc, N. & Walter M. L. 2007: Origin and cycling of riverine inorganic carbon in the Sava River watershed (Slovenia) inferred from major solutes and stable isotopes, *Biogeochemistry* in press.
- Karim, A. & Veizer, J. 2000: Weathering processes in the Indus River Basin: implications from riverine carbon, sulphur, oxygen, and strontium isotopes. – *Chemical geology*, 170, 153–177.
- Kempe, S. 1982: Long-term record of CO₂ pressure fluctuations in fresh waters: In Degens E.T. (Ed.) *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*, Part 1, 52, pp. 91–332. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg.
- Krouse, H. R. 1980: Sulphur isotopes in our environment. In: Fritz P., Fontes J. Ch. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I The Terrestrial Environment*, Elsevier, Amsterdam, 435–472.
- Liu, Z. & Zhao, J. 2000: Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink. – *Environmental geology*, 39, 1053–1058.
- Meybeck, M. 1996: River water quality: global ranges, time and space variabilities, proposals for some redefinitions. – *Verh. Internat. Verein Limnol.*, 26, 81–96.
- O’Neil, J. R. 1979: *Stable Isotope Geochemistry of Rocks and Minerals*. – V: *Lectures in Isotope Geology*, Jager, E., Hunzinger, J. C., (Eds.) – Springer Verlag, 235–263, Berlin.
- Palmer, S. M., Hope, D., Billett, M. F., Dawson, J. J. & Bryant, C.L. 2001: Sources of organic and inorganic carbon in a headwater stream: evidence from carbon isotope studies. – *Biogeochemistry*, 52, 321–338.
- Parkhurst, D. L. & Appelo, C. A. J. 1999: *User’s guide to PHREEQC for Windows (version 2)* – a computer program for speciation, batch – reaction, one – dimensional transport, and inverse geochemical calculations. – *Water – Resources Investigations Report*, 99–4259.
- Pawellek, F., Frauenstein, F., & Veizer, J. 2002: Hydrochemistry and isotope geochemistry of the upper Danube River. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66/21, 3839–2854.
- Pearson, F. J. & Rightmire, C. T. 1980: Sulphur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds. In: Fritz P. and Fontes J. Ch. (Eds.) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1, 227–259, Elsevier.
- Petkovšek, Z. 1969: Fog occurrence in lowlands of Slovenia, Thesis. – *Društvo meteorologov Slovenije*, 11, 57–89 (in Slovene).
- Podpečan, D. 1988: *Cinkarna Celje*. In: Javornik M., Voglar D., Dermastia A., (Eds.) *Encyclopedia of Slovenia*, 2, Mladinska knjiga, Ljubljana, pp. 68 (in Slovene).
- Ramovš, A. 1983: *Waterfalls in Slovenia*. – *Slovenska matica*, 1983, 188 pp., Ljubljana.
- Reeder, S. W., Hitchon, B. & Levinson, A. A. 1972: *Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie River drainage basin*, Canada: 1. Factors controlling inorganic composition. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 36, 181–192.
- Stallard, R. F. & Edmond, J. M. 1983: *Geochemistry of the Amazon*: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. – *Journal of Geophysical Research*, 88, 9671–9688.
- Telmer, K. & Veizer, J., 1999: Carbon fluxes, pCO₂ and substrate weathering in a large northern river basin, Canada: carbon isotope perspectives. – *Chemical geology*, 159, 61–86.
- Urbanč, J. & Brancelj, A. 2002: Hydrological Connections between some lakes in the Triglav Lakes Valley. In: Brancelj A. (Ed.) *High – mountain lakes in the eastern part of the Julian Alps*, Ljubljana : ZRC SAZU, National Institute for biology, pp. 77–90.

Vreča, P., Kanduč, T., Žigon, S. & Trkov, Z. 2004: Isotopic composition of precipitation in Slovenia. In: Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean basin in relation to air circulation patterns and climate: final report of a coordinated research project 2000–2004, (IAEA-TECDOC, 1453). – Vienna: IAEA, 2004, pp. 157–172.

Yang, C., Telmer, K., & Veizer, J. 1996: Chemical dynamics of the 'St. Lawrence' riverine system: δD_{H_2O} , $\delta^{18}O_{H_2O}$, $\delta^{13}C_{DIC}$, $\delta^{34}S_{Sulfate}$ and dissolved $^{87}Sr/^{86}Sr$. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60, 851–866.

Yee, P., Edgett, R., & Eberhardt, A. 1990: Great lakes – St. Lawrence River regulation; what it means and how it works. Joint publication of Environment Canada Ontario Region, and the U. S. Army Corps of Engineers.

Zhang, J., Quay, P. D. & Wilbur, D. O. 1995: Carbon isotope fractionation during gas – water exchange and dissolution of CO_2 . – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 59/1, 107–1146.

Zupančič, B. 1998: Precipitations. – *Geografski atlas Slovenije*, DZS, 99 pp., Ljubljana.

The origin of organic matter in Holocene sediments in the Bay of Koper (Gulf of Trieste, northern Adriatic Sea)

Izvor organske snovi v holocenskem sedimentu Kopskega zaliva

Nives OGRINC¹, Jadran FAGANELI², Bojan OGORELEC³ & Branko ČERMELJ²

¹Department of Environmental Sciences, "J. Stefan" Institute, Jamova 39, 1000 Ljubljana, Slovenia, nives.ogrinc@ijs.si

²Marine Biological Station, National Institute of Biology, Fornace 41, 6330 Piran, Slovenia, faganeli@mbss.org; cermelj@mbss.org

³Geological Survey of Slovenia, Dimičeva ul. 14, 1000 Ljubljana, Slovenia, bojan.ogorelec@geo-zs.si

Key words: marine sediments, organic matter, carbon, nitrogen, stable isotopes, northern Adriatic

Ključne besede: morski sedimenti, organska snov, ogljik, dušik, stabilni izotopi, severni Jadran

Abstract

Three cores, V-3, V-5 and MK-6, drilled in the inner part of the Bay of Koper were used to reconstruct the paleoenvironmental conditions occurring during the Holocene. Based on stable isotope results two depositing environments can be distinguished in the cores: the upper, marine and lower, brackish sedimentation. Marine sedimentation prevailed over fluvial sedimentation at depths of 15 m, 19 m and 10 m in the V-3, MK-6 and V-5 cores respectively. The marine part of the core V-3 was influenced by varying amounts of land-derived organic carbon transported by the River Rižana, while in MK-6 and V-5 cores the marine algae and/or microphytes constituted the main source of sedimentary organic carbon. The fluvial sedimentation has typically lower $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and higher C/N ratios, $\sim -26\text{‰}$ and > 12 respectively and based on stable carbon isotope mass balance the terrestrial organic carbon present up to 70 to 100 % of the sedimentary organic carbon. On the other hand, the higher $\delta^{15}\text{N}$ values observed at some depths in the fluvial sedimentation indicated that nitrogen could be of marine origin. The observed data in parallel with previous studies are in good agreement with the simultaneous rise of the sea level in the Northern Adriatic.

Izvleček

Jedra vrtin V-3, V-5 in MK-6, izvrtanih v notranjem delu Kopskega zaliva smo uporabili za rekonstrukcijo paleookoljskih razmer v času holocena. Na osnovi rezultatov izotopskih meritev ^{13}C in ^{15}N v organski snovi lahko v njih določimo dve sedimentacijski okolji – zgornje morsko in spodnje brakično. Morsko sedimentacijsko okolje prevladuje do globine 15 m v vrtini V-3, 19 m v MK-6 in 10 m v vrtini V-5. Morska sedimentacija v vrtini V-3 je bila pod variabilnim vplivom vnosa kopenske organske snovi z reko Rižano, medtem ko opažamo, da izvira organska snov v vrtinah MK-6 in V-5 pretežno iz morskih mikroalg in makrofitov. Okolje rečne sedimentacije karakterizirata nižja vrednost $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ $\sim -26\text{‰}$ in višje razmerje C/N > 12 . Delež kopenskega organskega ogljika v teh delih sedimenta, določen na osnovi masne bilance, znaša 70–100 %. Povišane vrednosti $\delta^{15}\text{N}$ ugotovljene v nekaterih globinah rečne sedimentacijske sekvence kažejo, da je N tudi morskega izvora. Naše ugotovitve, vzporedno s predhodnimi raziskavami, so ujemajo z dvigovanjem morja v severnem Jadranu v holocenu.

Introduction

A large source of the uncertainty in present understanding of the global carbon cycle is the distribution and dynamics of the coastal sediment organic carbon (OC) reservoir, where total organic carbon (TOC) is composed of material derived from both marine and terrestrial sources. Identification of environmental factors, especially those related to degradation and preservation of OC, allow reconstruction of paleo-productivity, terrigenous OC input and anthropogenic impact in relation to global environmental and climate changes. The organic matter (OM) in marine sediments typically accumulates at slower rates and over longer periods of time and consequently has the potential ability to record longer paleoceanographic histories and to reveal the effects of slow-acting diagenetic alteration. A variety of geochemical approaches have been employed to define the marine to terrestrial ratio of OC buried in sediments. On the basis of elemental and isotopic values it is possible to distinguish two end-members: land-derived OM, with $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim -26 \text{ ‰}$, $\delta^{15}\text{N} \sim 0.4 \text{ ‰}$, $\text{C/N} \sim 18$, and marine OM, with $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} = -20 \text{ ‰}$ to -22 ‰ , $\delta^{15}\text{N} \sim 8.6 \text{ ‰}$, $\text{C/N} \sim 8$ (Meyers, 1994, 1997). Despite the extensive early diagenetic processes which have influenced the OM, the C/N ratio and especially $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio appear, in general, not to have changed extensively. It was found that the C/N ratio of OM depends on sediment grain size. Lower C/N ratios were found in fine-sized sediments than in coarse sediments in which a larger proportion of intact land-plant debris was observed. Unlike C/N ratio, $\delta^{13}\text{C}$ values are not significantly influenced by sediment grain size making them useful in reconstructing past sources of OM. The $\delta^{15}\text{N}$ values can give additional information to distinguish the source of OM and to reconstruct past productivity rates. The dynamics of nitrogen in sediments are more complicated than those of carbon and make interpretation of sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ records more difficult. The isotopic signature depends on the source of the nitrogen, the rates of primary production and respiration, and the nitrification-denitrification processes (Macko et al., 1993; de Lange et al., 1994; Prahl et al., 1997; Sigman et al., 1999; Brenner et al., 1999). However, $\delta^{15}\text{N}$ values of sedimentary organic matter are widely used to complement $\delta^{13}\text{C}$ values in paleoproductivity studies (Bre-

ner et al., 1999; Meyers & Teranes, 2001; Huon et al., 2002).

The study of boreholes drilled in the Bay of Koper, inner part of the Gulf of Trieste (Fig. 1) has enabled us to reconstruct the sedimentation environment through the Holocene. The changes observed in the sediment are also closely related to the global rise of sea levels. Analyses at a depth of 26 m showed that, during the most intensive sea transgression marine sedimentation prevailed over fluvial sedimentation (Faganeli et al., 1987; Ogorelec et al., 1997), as illustrated in the lithology of cores V-3 and MK-6 presented in Figure 2. In addition, it can be seen that the V-3 core fluvial sedimentation is replaced by marine sedimentation and, in parallel a brackish environment changes into a marine environment in the MK-6 core.

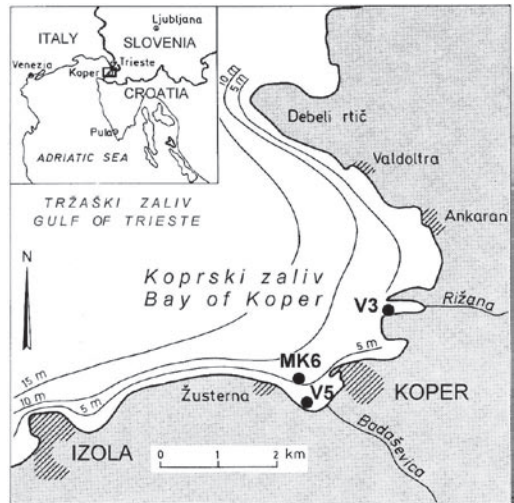


Figure 1. Sampling locations of the studied cores in the Bay of Koper

The aim of the present study was to determine stable carbon and nitrogen isotopic composition in three deep cores, V-3, V-5 and MK-6, drilled in the inner part of the Bay of Koper in order to better understand the paleoenvironmental conditions obtaining during the Holocene in this area.

Materials and methods

Site description – The Bay of Koper covers an area of about 35 km². At present it is a wide submarine plateau up to 20 m deep

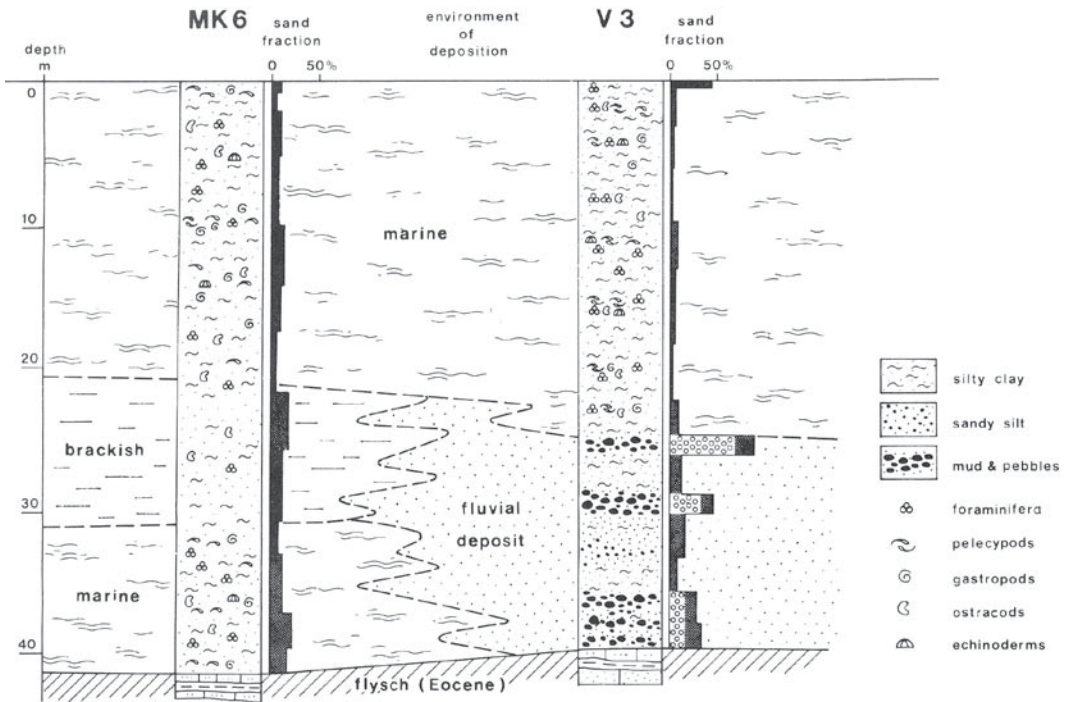


Figure 2. Changes in the Holocene sedimentary environments in the inner part of the Bay of Koper (from Ogorelec et al. 1991)

with restricted sea water circulation. In the west, i.e. along the Izola–Debeli rtič line, the Bay slopes downwards towards the open part of the Gulf of Trieste, while in the east it slopes upwards towards the inflow of the River Rižana. The Bay of Koper has a fairly steep coast which, at depths 5 and 10 metres, quickly grades into a sloping underwater plain. The coast is composed of Eocene flysch layers with alternating solid sandstone and soft marl. The flysch coast gives the Bay its characteristic form, particularly between Izola and Koper, at Cape Ronsek and between Valdoltra and Debeli rtič. The surficial sediment of the Bay of Koper can be divided into three distinct zones according to grain size distribution, mineral composition and carbonate content: a) coastal sediment b) sediment of the inner part and c) sediment of the open part of the Bay (Ogorelec et al., 1987). All three cores are located in the coastal part of the Bay. In this zone the sediment is composed of dark grey-green silt and sandy silt with up to 40 % of sand and with less than 15 % of clay (grain size < 2 μ m). The most abundant minerals in the recent sediments of the Bay of Koper are quartz and calcite. Quartz is present in all fractions originating

from flysch sandstones and marl and its content ranges from 20 to 35 %. The carbonate content composed of calcite, dolomite and skeletal remains of various organisms molluscs, foraminifers and echinoids ranges from 20 to 30 %. Calcite is mainly of terrigenous origin, however a rather large proportion is associated with organic skeletons. Dolomite, as the second most abundant carbonate mineral, is present at only about 5 %. The clay is composed of illite, chlorite and illite/montmorillonite, the last as a mineral with mixed composition. The OC content in the surficial 5 cm sediment layer ranges from 0.44 to 2.72 % with an average value of 1.38 ± 0.50 %. The total nitrogen content (TN) ranges from 0.05 to 0.46 %, with an average value of 0.18 ± 0.13 %. Higher OC and TN contents are found in the fine clayey silt fraction, while the coarse sediment along the shore, influenced by tides and sediment resuspension, contains less.

Samples and analyses – A coring platform was set up in the sea to take the cores from the boreholes located in the cargo port of Koper – V-3, 200 m off Koper – V-5 and 200 m off Žusterna – MK-6 (Fig. 1). The V-3 core was 41 m deep, taken at a sea water depth

of 4.5 m, while V-5 and MK-6 cores were 43 m deep, taken at a sea water depths of 5 and 7 m, respectively. The sediments were subsequently divided into several subsamples, which were freeze-dried and homogenized to a fine powder with a mortar. These samples were analysed for OC and TN contents and for stable isotopic composition of OC ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and TN ($\delta^{15}\text{N}$).

OC contents were determined using a Carlo Erba elemental analyzer (model EA 1108) after acidification with 1M HCl (Hedges & Stern, 1984). Weight percentages of TN and total C were determined similarly, but without acidification. The precision of measurements was $\pm 3\%$.

The isotopic composition of sedimentary OC was determined after treatment with 1M HCl to remove carbonate material. Samples were treated on a sand plate at 70 °C at least twice, until no further gas bubbling was observed. A washing step was used prior to sample analysis to remove dissolved salts (Schubert & Nielsen, 2000; Ogrinc et al., 2005). $\delta^{15}\text{N}$ of TN was determined directly on bulk powdered samples. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ of OC and TN fractions were determined by a Europa 20–20 continuous-flow isotope ratio mass spectrometer with ANCA-SL preparation module for solid and liquid samples. Isotopic ratios were expressed in the usual δ -notation in parts per mil (‰). For carbon, the standard is the V-PDB carbonate, while for nitrogen the standard is atmospheric (air) nitrogen. Data quality control was controlled by running a reference standard after every 8 samples: IAEA-CH-7 polyethylene and NBS22 were used for carbon, and IAEA-N-1 and IAEA-NO-3 were used for nitrogen. The overall analytical precision was $\pm 0.2\%$ and $\pm 0.3\%$ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values respectively.

Results and discussion

The results from **core V-3** are presented in Figure 3. The borehole reached the flysch basement at a depth of approximately 40 m. The core can be divided into two parts. The bottom section of the sediment starting at the depth of 25 m comprised alluvial deposit from the River Rižana with alternating layers of sand, silt and gravel. The sediment in the top 25 m of the core is mainly of marine origin and consists of dark grey silt

with uniform grain size and mineral composition.

In this upper part, many foraminifers, gastropods, molluscs and fragments of sea urchin remains are present. The mineral composition consists of quartz, calcite, illite, chlorite, illite/montmorillonite, feldspars, dolomite and pyrite, while the last is absent in the fluvial deposit (Ogorelec et al., 1984, 1997). The carbonate content ranged from 20 to 30 % except below the depth of 26 m where only 5 to 6 % of carbonate is present due to the higher influence of land derived terrestrial material.

The OC content varied from 0.23 to 1.62 % in the upper marine part of the core, while in the lower fluvial part it ranged from 0.2 to 1.1 %. The vertical distribution of total nitrogen follows the distribution of OC contents. The TN concentrations ranged from 0.10 to 0.30 % in the marine part and from 0.01 to 0.07 % in the fluvial part of the core. A plot of % TN vs. % OC showed a rather good correlation ($\% \text{TN} = 0.13 (\pm 0.03) * \% \text{OC} + 0.013 (\pm 0.03)$; $r = 0.77$), suggesting that there is close relationship between these two parameters. The intercept value indicates that some inorganic N may be present in these sediments. Previous estimates of exchangeable ammonium, nitrite and nitrate comprised up to 15 % of TN, while fixed ammonium comprised up to 56 % of TN in the sediments (Faganeli et al., 1987, 1991).

The $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values ranged from -21.5 to -26.2% , and from 1.7 to 7.8 ‰ for $\delta^{15}\text{N}$ values. Higher variability in $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ values was found in the upper 12 m of the core and they do not follow the OC pattern. These variations correspond to different proportions of terrestrial OC discharged by the River Rižana to sediments. The highest $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of -21.5% , a value typical for marine microalgae, was determined at a depth of 10 m, but the $\delta^{15}\text{N}$ value of 4.5 ‰ was lower than the expected value of 7.3 ‰, probably due to selective degradation of organic N. Higher $\delta^{15}\text{N}$ values of 7.8 ‰ and 6.0 ‰ were found at depths of 15 and 25 m, respectively. At these depths a prevalent terrestrial $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ signature of -25.7% was observed, but the higher ^{15}N contents in the sediment suggest that N is mainly of microalgal origin. Isotopic analysis below 15 m from the top of the core gave values of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim -25\%$, $\delta^{15}\text{N} \sim 2\%$ and $\text{C/N} \sim 12$ which, together with lithostratigraphic evidence, reflects sediments of mainly terrestrial origin.

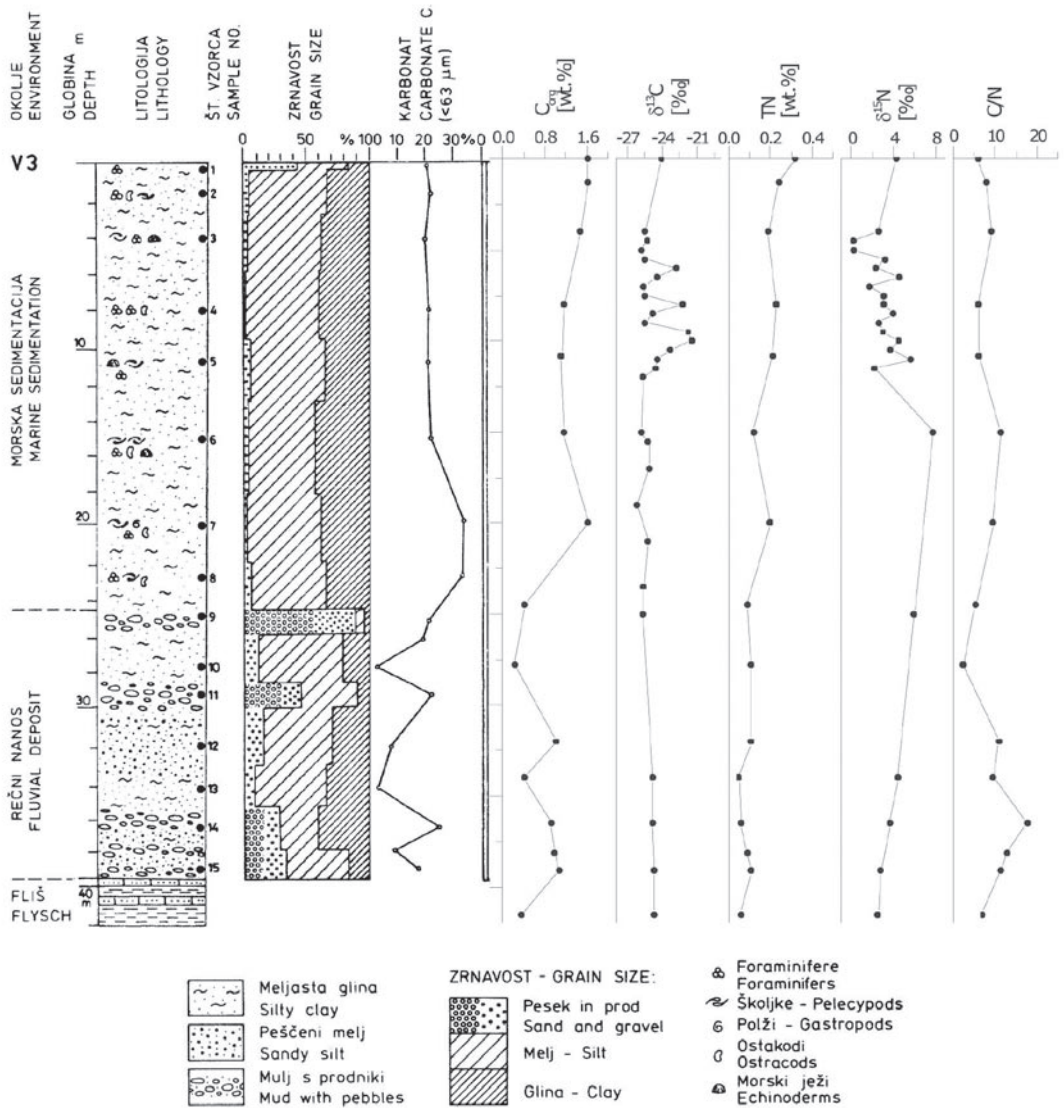


Figure 3. Vertical profiles of lithology, grain size, carbonate content, (Ogorelec et al., 1984, 1987), organic carbon (C_{org}) (Faganeli et al. 1987), δ¹³C_{org}, total nitrogen (TN), δ¹⁵N values and C/N ratios in the sediment core V-3.

A plot of δ¹⁵N vs. δ¹³C_{org} values were constructed, since the linear relationship is usually interpreted as a mixing trend between terrestrial and marine source of OM (Thornton & McManus, 1994; Muzuka & Hillarie-Marcel, 1999; Huon et al., 2002; Ogrinc et al., 2005). However, a low correlation (r = 0.05) and considerable spread in the distribution of values determined in the core V-3 suggests that other factors influence δ¹⁵N to a greater extent than δ¹³C_{org}. Since the

δ¹³C_{org} values provide a better indication of the potential sources of OC than δ¹⁵N values, a semi-quantitative estimate of the proportion of terrestrially derived OC of the cores was based on the stable carbon isotope mass balance:

$$\delta^{13}C_{org,x} = F_m \cdot \delta^{13}C_{org,m} + F_t \cdot \delta^{13}C_{org,t} \quad (1)$$

$$1 = F_m + F_t \quad (2)$$

where δ¹³C_{org,x}, δ¹³C_{org,m} and δ¹³C_{org,t} are the δ¹³C_{org} values for the sample, marine and

terrestrial source materials, respectively, and F_t and F_m are the respective terrigenous and marine OC fractions in the sample. For this calculation we assumed constant $\delta^{13}C_{org}$ end-member values for terrestrial and marine OC supply, since the effect of selective diagenesis of OC fractions that are isotopically heavy or light appears to be small, usually less than 2 ‰ (Meyers, 1997). A $\delta^{13}C_{org}$ value of -26 ‰ was used as the terrestrial end-member, while for the marine end-member the value of -21 ‰ was applied. The $\delta^{13}C_{org}$ for terrestrial end-member was based on the $\delta^{13}C_{org}$ determined in the sediments of the River Rižana outflow. This value is similar to terrestrial end-members identified in other studies (Wada et al., 1987; Thornton & McManus, 1994; Middelburg & Nieuwenhuize, 1998). Further, the average $\delta^{13}C_{org}$ value of -20.7 ± 1.6 ‰ for marine derived OC is well-established for the Gulf of Trieste (Faganeli et al., 1994). According to our estimates, between 10 and 92 % of OC in sediments is of terrestrial origin in the upper 10 m of the cores, while in the lower part the terrestrial OC comprises more than 70 %.

The results from the **core MK-6**, drilled in the location of the planned Koper marina (Žusterna), are shown in Figure 4. In this core no fluvial deposit was observed. The sediment is homogeneous, being composed of grey clayey silt with mean grain size less than 10 μm , similar to the composition of surface sediment in the central part of the Bay of Koper. Several fossil remains are present such as foraminifers, molluscs and ostracods. The mineral composition is rather uniform and consists of quartz, calcite, illite, chlorite, illite/montmorillonite, feldspars, dolomite and pyrite. The carbonate content was around 20 % in the upper 20 m of the core, but lower content (approx. 10%) deeper in the core. The OC content ranged from 0.58 to 2.59 %, while nitrogen content varied from 0.07 to 0.13 %.

The $\delta^{13}C$ and $\delta^{15}N$ values ranged from -19.0 to -27.0 ‰ and from 2.3 to 6.3 ‰, respectively. The highest $\delta^{15}N$ value of 6.3 ‰ was found at a depth of 34 m together with the $\delta^{13}C_{org}$ of -25.0 ‰, similar to the core V-3 at the depths of 17 m and 25 m. Again, the source of N is different from that of C and appears to be of marine origin. The highest $\delta^{13}C_{org}$ value of -19 ‰ indicates that benthic macrophytes could represent an additional source of OC at a depth of 4 m. The $\delta^{13}C_{org}$

values of some microphytes were found to be higher than those of phytoplanktonic and microphytobenthic OC: *Ulva rigida*: $\delta^{13}C = -17.9$ ‰; *Fucus virsoides*: $^{13}C = -15.6$ ‰; *Cymodocea nodosa*: $\delta^{13}C = -9.6$ ‰ and $\delta^{15}N = 4.8$ ‰ (Ogrinc et al., 2005).

The depth distribution of the two parameters is not so variable as it is in the V-3 core. Using $\delta^{13}C_{org}$ values, we can clearly distinguish two depositing environments with two different sources of OC. The OC is mainly of marine origin in the upper 17 m of the core, with only 40 % of terrestrial OC. Like the V-3 core, more than 70 % of OC is of terrestrial origin in the lower brackish part.

The depth distributions of OC, $\delta^{13}C_{org}$, TN, $\delta^{15}N$ and C/N ratios, together with the lithology of the **core V-5** are presented in Figure 5 which also shows the changes between marine and brackish environments during the Holocene deposition. OC and concentrations ranged from 0.54 to 1.85 wt. % and TN from 0.04 to 0.12 wt. %. The highest OC content was usually associated with the lowest $\delta^{13}C_{org}$ values, but not necessarily with the highest TN concentration. The C/N ratios ranged from 11.6 to 31.0, the highest found at a depth of 13 m. The $\delta^{13}C_{org}$ values varied by over 11.0 ‰, from -27.2 to -17.1 ‰, the highest being found at the depth of 2.5 m. The $\delta^{15}N$ values were less variable, ranging from 3.7 to 6.5 ‰. A good correlation between OC and TN contents in core sediments ($\% \text{ TN} = 0.036 (\pm 0.01) * \% \text{ OC} + 0.033 (\pm 0.013)$; $r = 0.59$) suggests that there was a close relationship between OC and TN, while the intercept value of 0.033 indicates that there was more inorganic N present in the sediment than in the core V-3. This is also the reason why a slope-derived C/N value could not be representative of the bulk OC in these samples. Larger variations in $\delta^{13}C_{org}$ values were present in the upper 4 m of the core. These variations reflect a different cause of the changes of OC between marine algae and microphyte derived OC. In addition to a higher $\delta^{13}C_{org}$ values, the microphyte derived OC also had higher C/N ratios (> 20). Deeper in the core the terrestrial signature, with more than 70 % of OC, was first observed at depths of 5 and 6 m, then at 8 m, and in all samples below 10 m.

Changes in the marine and brackish environments during the Holocene deposition were also reflected in the downcore profile of the V-6 core drilled in the salt marsh Sečovlje near the inflow of River Dragonja.

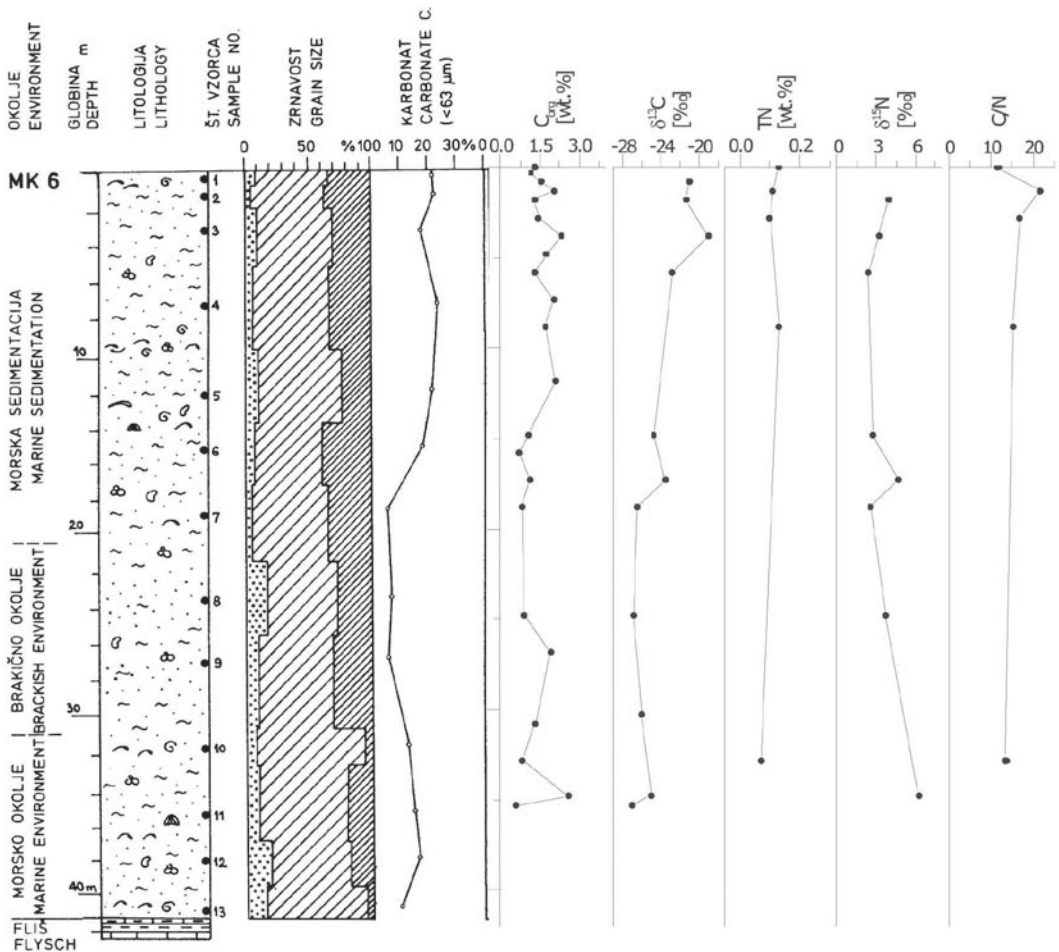


Figure 4. Vertical profiles of lithology, grain size, carbonate content (Ogorelec et al., 1987), organic carbon (C_{org}), $\delta^{13}C_{org}$, total nitrogen (TN) (Faganeli et al., 1991), with $\delta^{15}N$ values and C/N ratios in the sediment core MK-6.

This was characterized by the changing of the carbon and nitrogen isotopic compositions of OC at depth intervals of 6–8 m, 8–14 m, 16–24 m (Ogrinc et al., 2005). However, the presence of terrestrial OC in the upper part of core V-3 is more abundant than in sediments of the core V-6, indicating that the River Rižana has a greater influence on sediments than the River Dragonja with lower mean discharge. In addition, the changes in $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N$ values observed in the upper part of the core V-6 are comparable to those obtained in the core V-5, but the C/N ratios are different. The data indicate changing variations in organic $\delta^{13}C$ values affected by marine algae production and/or microphyte presence in the sediments. On

the other hand, in the core GT2, collected near the River Soča/Isonzo outflow, variations of terrestrial OC are similar to those in the upper part of the V-3 core, indicating variable inputs of allochthonous material to sediment relative to *in situ* production (Ogrinc et al., 2005).

Conclusions

Due to their tight isotope-environment relation, carbon and nitrogen stable isotopes were used to draw a more detailed picture of the changes occurring in the sediments of the Bay of Koper during the Holocene. The considerable spread in the distribution of $\delta^{15}N$ vs. $\delta^{13}C_{org}$ values suggests that C and N were of

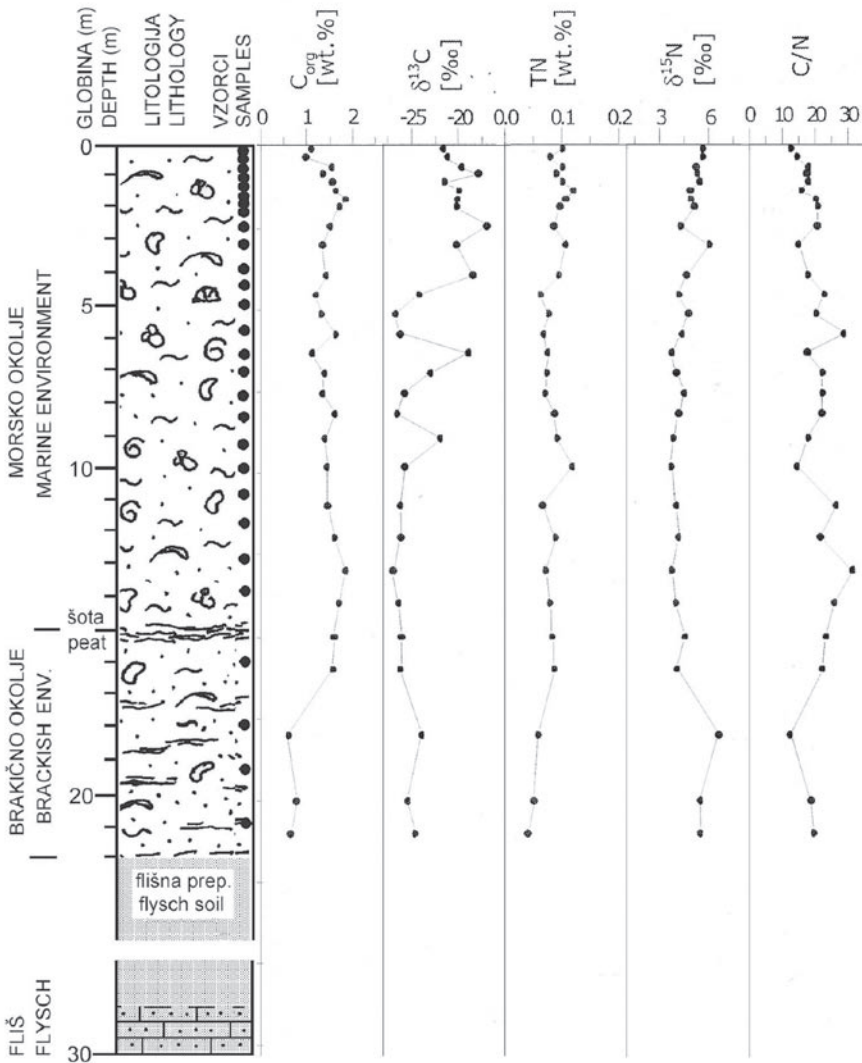


Figure 5. Vertical profiles of lithology, organic carbon (C_{org}), $\delta^{13}C_{org}$, total nitrogen (TN), $\delta^{15}N$ values and C/N ratios in the sediment core V-5.

different origin and that additional processes influence $\delta^{15}N$ values to a greater extent than $\delta^{13}C_{org}$. Variations in parameters determined in the depth profiles of the V-3, MK-6 and V-5 cores show variable inputs of allochthonous material relative to *in situ* biological production in the upper, marine part of the core. The marine sediments in core V-3 were additionally influenced by transport of terrestrial OC by River Rižana and OC originating mainly from algal production was observed only at the depth of 9 and 10 m. The MK-6 and V-5 sedimentary OC showed a different pattern. The isotopic composi-

tion of carbon and nitrogen indicate that most of the sediment OC was from marine algae, while at some depths the influence of OC derived from microphytes was observed, as is evident from $\delta^{13}C_{org}$ values ranging from -17.9 to -19.8 ‰ and high C/N ratios of > 20 . There are significant changes in the source of OC at depths of 15 m, 19 m and 10 m in V-3, MK-6 and V-5 cores respectively, indicating fluvial depositional environment. According to stable isotope mass balance the terrestrial supply was estimated to contribute up to 70 to 100 % of the OC. In the fluvial sedimentation the highest $\delta^{15}N$ values

(6.0 ‰, 6.3 ‰, 6.5 ‰ and 7.8 ‰) were found, together with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of ~ -25.0 ‰ at depths of 17 m and 25 m in V-3, 34 m in MK-6 and 18 m in V-5 core. These results suggest that N was probably originating from marine algae and was thus of different origin from C.

Acknowledgments

We acknowledge the financed support of the Slovenian Research Agency (ARRS). Authors thank Prof. Roger H. Pain for linguistic corrections.

References

- Brenner, M., Whitmore, T.J., Curtis, J.H., Hodell, D.A. & Schelske, C.L. 1999: Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. – *Journal of Paleolimnology*, 22, 205–221.
- De Lange, G. J., van Os, B., Pruyssers, P. A., Middelburg, J. J., Castradori, D., van Santvoort, P., Müller, P. J., Eggenkamp, H., Prahl, F. G. 1994: Possible early diagenetic alteration of palaeo proxies. In *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains on the Ocean's Role in Global Changes* (R. Zahn et al. eds.). NATO ASI Series, 1(17), 225–258, Springer.
- Faganeli, J., Ogorelec, B., Mišič, M., Dolenc, T. & Pezdič, J. 1987: Organic geochemistry of two 40-m Sediment Cores from the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25, 157–167.
- Faganeli, J., Planinc, R., Pezdic, J., Smodis, B., Stegnar, P. & Ogorelec, B. 1991: Marine geology of the Gulf of Trieste (northern Adriatic): Geochemical aspects. – *Marine Geology*, 99, 93–108, Elsevier.
- Faganeli, J., Pezdič, J., Ogorelec, B., Mišič, M. & Najdek, M. 1994: The origin of sedimentary OM in the Adriatic – *Continental Shelf Research*, 14, 365–384.
- Hedges, J. I. & Stern, J. H. 1984: Carbon and nitrogen determinations in carbonate-containing solids. – *Limnology and Oceanography*, 29, 45–57.
- Huon, S., Grousset, F. E., Burdloff, D., Bardoux, G. & Mariotti, A. 2002: Sources of fine-sized OM in North Atlantic Heinrich Layers: $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ tracers. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 223–239.
- Macko, S. A., Engel, M. H. & Parker, P. L., 1993: Early diagenesis of OM in sediments. Assessment of mechanisms and preservation by the use of isotopic molecular approaches. In *Organic Geochemistry* (ed. M.H. Engel and S.A. Macko), 211–224. Plenum.
- Middelburg, J. J. & Neiuwenhuize, J. 1998: Carbon and nitrogen stable isotopes in suspended matter and sediments from the Schelde Estuary. – *Marine Chemistry*, 60, 217–225.
- Meyers, P. A. 1994: Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. – *Chemical Geology*, 114, 289–302.
- Meyers, P. A. 1997: Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. – *Organic Geochemistry*, 27, 213–250.
- Meyers, P. A. & Teranes, J. L. 2001: Sediment organic matter: in *Tracking the Environmental Change Using Lake Sediments, Volume 2: Physical and Geochemical Methods*, W.M. Last & J. P. Smol (eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands., 239–269.
- Muzuka, A. N. N., Hillarie-Marcel, C., 1999: Burial rates of OM along the eastern Canadian margin and stable isotope constraints on its origin and diagenetic evolution. – *Marine Geology*, 160, 251–270.
- Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Šercelj, A., Cimerman, F., Dolenc, T. & Pezdič, J. 1984: Kvartarni sediment vrtnice V-3 v Koprskem zalivu (Quaternary sediment from the borehole V-3 in the Bay of Koper). – *Slovensko morje in zaledje*, 6/7, 165–186, Koper.
- Ogorelec, B., Mišič, M., Faganeli, J., Stegnar, P., Vrišer, B. & Vuković, A. 1987: Recentni sediment Koprškega zaliva. The recent sediment of the Bay of Koper (Northern Adriatic). – *Geologija*, 30, 87–121, Ljubljana.
- Ogorelec, B., Mišič, M. & Faganeli, J. 1991: Marine geology of the Gulf of Trieste (northern Adriatic): Sedimentological aspects. – *Marine Geology*, 99, 79–92.
- Ogorelec, B., Faganeli, J., Mišič, M., & Čermelj, B. 1997: Reconstruction of paleoenvironment in the Bay of Koper (Gulf of Trieste, Northern Adriatic). *Rekonstrukcija paleookolja v Koprskem zalivu*. – *Annales*, 11, 187–200, Koper.
- Ogrinc, N., Fontolan, G., Faganeli, J. & Covelli, S. 2005: Carbon and nitrogen isotope composition of organic matter in coastal marine sediments (the Gulf of Trieste, N Adriatic Sea): Indicators of sources and preservation. – *Marine Chemistry*, 95, 163–181.
- Prahl, F. G., de Lange, G. J., Scholten, S. & Cowie, G. L. 1997: A case of post-depositional aerobic degradation of terrestrial OM in turbidite deposits from the Madeira Abyssal Plain. – *Organic Geochemistry*, 27, 141–152.
- Schubert, C. J. & Nielsen, B. 2000: Effects of decarbonation treatments on $\delta^{13}\text{C}$ values in marine sediments. – *Marine Chemistry*, 72, 55–59.
- Sigman, D. M., Altabet, M. A., Francois, R., McCorkle, D. C. & Gaillard, J.-F. 1999: The isotopic composition of diatom-bound nitrogen in Southern Ocean sediments. – *Paleoceanography*, 14, 118–134.
- Thornton, S. F. & McManus, J. 1994: Application of organic carbon and nitrogen stable isotopes and OC/TN ratios as a source indicators of OM provenance in estuarine system: Evidence from the Tay Estuary, Scotland. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38, 219–233.
- Wada, E., Minagawa, M., Mizutani, H., Tsuji, T., Imaizumi, R. & Karasawa, K. 1987: Biogeochemical studies on the transport of OM along the Otsuchi River watershed, Japan. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 25, 321–336.

Vpliv mehanskih lastnosti kamnine na odboj kamnitega kosa

The impact of mechanical properties of rock to the collision of rock piece

Borut MACUH & Bojan ŽLENDER

Univerza Maribor, Fakulteta za gradbeništvo, Smetanova ulica 17, 2000 Maribor, Slovenija
e-pošta: borut.macuh@uni-mb.si, bojan.zlender@uni-mb.si

Ključne besede: podor, trk, enoosna tlačna trdnost, modul elastičnosti
Key words: rock-fall, collision, uniaxial compressive strength, elasticity modulus

Izvleček

Namen pričujočega prispevka je ugotoviti pogoje pri katerih pride do loma kamnitega kosa in s tem do zmanjšanja njegove mase in spremembe odbojnih karakteristik. Lom kamnitega kosa je odvisen od strukture in kvalitete kamnine, ki sta izraženi z modulom elastičnosti in enoosno tlačno trdnostjo kamnine.

Abstract

The paper presents the analytical solution of the rock piece motion considering influences of geometrical and mechanical characteristics of rock mass on the arbitrary slope. The main objective of the paper is to determine the motion of the rock piece considering possibility of rock piece failure due to collision. Brief description of the analytical solution of the rock piece motion on a steep slope is given. The laboratory tests were performed to determine uniaxial compressive strength and elastic properties of the considered rock mass. Further, velocities that cause rock piece failure were determined. These maximum velocities indirectly belong to certain mass of rock piece and can be lower than velocities calculated in rock-fall analysis for certain slope geometry. Consequently, the energy magnitude is limited, because at certain velocity and mass of rock piece bigger pieces crash at collision.

Uvod

Članek obravnava vpliv mehanskih lastnosti podorne kamnine na pogoje odboja padajočega kamenja. Analitične rešitve gibanja posameznega kamnitega kosa po pobočju se izpeljejo z upoštevanjem teorije trka dveh teles in prostega pada.

Rešitve upoštevajo naslednje vplive: velikost in maso kamnitega kosa, geometrijo pobočja, ravnost podlage, vpadni kot, pogoje trka, hrapavost podlage oz. pogoje drsenja in gravitacijo.

Obravnavane so naslednje mehanske in geometrijske lastnosti kamnine: masa in velikost padajočega kamenja, koeficient trka,

koeficient statičnega trenja, koeficient kinetičnega trenja, enoosna tlačna trdnost in modul elastičnosti. S terensko prospekcijo in laboratorijskimi preizkusi so bili določeni odbojni parametri, trdnost in elastičnost obravnavane kamnine in posredno določene hitrosti pri katerih pride do loma posameznih kamnitih kosov.

Rezultati analitičnih rešitev so običajno translacijske in rotacijske hitrosti gibanja kamnitega kosa pred in po vsakem odboju od podlage, spremembe hitrosti po odbojih, vpadni koti in koti odboja od podlage, število odbojev, krivulje gibanja kamnitega kosa,

dolžine in višine posameznih odbojev ter iz njih izhajajoče energije.

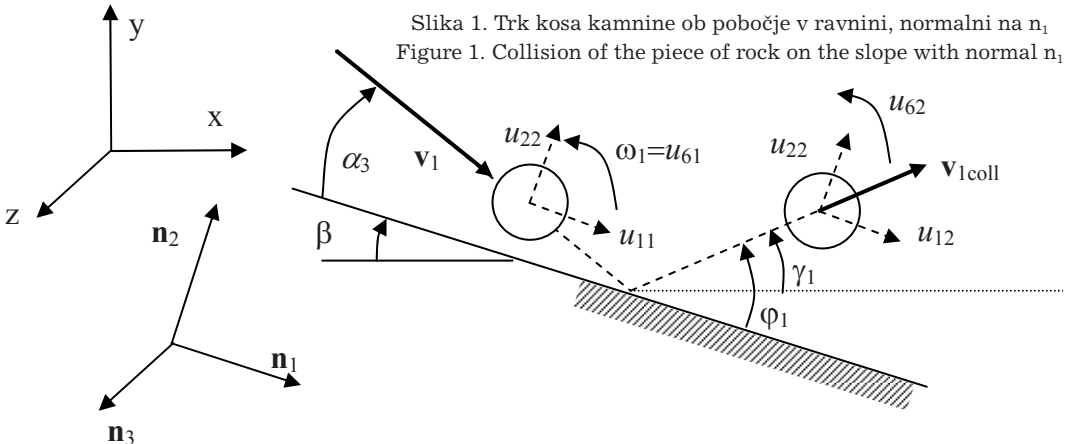
Z upoštevanjem pogojev loma kamnitega kosa pa imajo te rešitve določene omejitve. Namen pričujočega prispevka je analizirati pogoje pri katerih pride do loma kamnitega kosa in s tem do zmanjšanja njegove mase in spremembe odbojnih karakteristik. Lom kamnitega kosa je odvisen od strukture in kvalitete kamnine, ki sta izraženi z modulom elastičnosti in enoosno tlačno trdnostjo kamnine. Parametri strukture in kvalitete kamnine se določijo kot kombinacija rezultatov terenske raziskave in laboratorijskih preizkusov trdnosti vzorcev kamnin.

Teorija trka

Uporabljena je teorija trka, ki s koeficientom trka e upošteva pogoje trka, s koeficientoma statičnega μ in kinetičnega μ' trenja pa upošteva pogoje hrapavosti oz. možnost drsenja (Kane & Levinson, 1985).

Izpeljave uporabljene teorije apliciramo na obravnavano okroglo kamnito maso z maso m in radijem R , ki trči pod kotom α ($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$) glede na osnovo s translatorsno hitrostjo \mathbf{v}_1 in kotno hitrostjo ω_1 (slika 1). Generalizirane hitrosti v smeri \mathbf{n}_i , ter v časih t_1 (pred trkom) in t_2 (po trku) označimo z u_{i1} oziroma u_{i2} ($i = 1, 2, \dots, 6$). Njihove začetne vrednosti so:

$$\begin{aligned} u_{11} &= \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{n}_1 = v_1 \cdot \cos\alpha_2 \cdot \cos\alpha_3 \\ u_{21} &= \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{n}_2 = v_1 \cdot (\cos\alpha_2 \cdot \sin\alpha_3 + \sin\alpha_2 \cdot \sin\alpha_1) \\ u_{31} &= \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{n}_3 = v_1 \cdot \sin\alpha_2 \cdot \cos\alpha_1 \\ u_{41} &= \omega_1 \cdot \mathbf{n}_1 = \omega_1 \cdot \sin\alpha_2 \cdot \cos\alpha_1 \\ u_{51} &= \omega_1 \cdot \mathbf{n}_2 = \omega_1 \cdot (\sin\alpha_2 \cdot \sin\alpha_3 + \cos\alpha_2 \cdot \sin\alpha_1) \\ u_{61} &= \omega_1 \cdot \mathbf{n}_3 = \omega_1 \cdot \cos\alpha_2 \cdot \cos\alpha_3 \end{aligned} \quad (1)$$



Če je smer gibanja kamnite mase v ravnini, ki jo tvori enotska vektorja in \mathbf{n}_1 in \mathbf{n}_2 , ($\alpha_1 = \alpha_2 = 0$), se generalizirane hitrosti reducirajo v naslednje izraze:

$$\begin{aligned} u_{11} &= \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{n}_1 = v_1 \cdot \cos\alpha_3 \\ u_{21} &= \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{n}_2 = v_1 \cdot \sin\alpha_3 \\ u_{61} &= \omega_1 \cdot \mathbf{n}_3 = \omega_1 \cdot \cos\alpha_3 \end{aligned} \quad (2)$$

Trk – odboj brez drsenja

Pogoj, da pride do trka je $u_{21} < 0$. Hitrosti po trku so v primeru gibanja kamnite mase v ravnini, ki jo tvori enotska vektorja in \mathbf{n}_1 in \mathbf{n}_2 enake

$$\begin{aligned} u_{12} &= -R \cdot u_{62} \\ u_{22} &= -e \cdot u_{21} \\ u_{32} &= -R \cdot u_{42} = 0 \\ u_{42} &= \frac{I \cdot u_{41} - m \cdot R \cdot u_{31}}{m \cdot R^2 + I} = 0 \\ u_{52} &= 0 \\ u_{62} &= \frac{I \cdot u_{61} - m \cdot R \cdot u_{11}}{m \cdot R^2 + I} = \frac{2}{7} \cdot u_{61} - \frac{5}{7} \cdot \frac{u_{11}}{R} \end{aligned} \quad (3)$$

Komponenti impulza v tangencialni smeri S_1 in normalni smeri S_2 sta

$$\begin{aligned} S_1 &\approx m \cdot (u_{12} - u_{11}) \\ S_2 &= -m \cdot (e + 1) \cdot u_{21} \end{aligned} \quad (4)$$

Če je izpolnjen pogoj

$$\begin{aligned} |S_1| &< \mu |S_2| \\ u_{12} - u_{11} &< \mu \cdot (e + 1) \cdot u_{21} \end{aligned} \quad (5)$$

v času t_2 ne pride do drsenja ter je kot odboja enak

$$\varphi' = \arctan |u_{22} / u_{12}| \quad (6)$$

Dršenje

V primeru, da pogoj (5) ni izpolnjen, pride v času t_2 do drsenja in je potrebno uporabiti naslednje dodatne enačbe:

$$\begin{aligned} \alpha^* &\equiv u_{11} + R \cdot u_{61} \\ S_1 &= -\mu' \cdot \alpha^* \cdot |S_2| / |\alpha^*| \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} u_{12} &\approx u_{11} + S_1 / m \\ u_{62} &\approx u_{61} + R \cdot S_1 / I \end{aligned} \quad (8)$$

Kot odboja ϕ' je prav tako enak izrazu (6). V obeh primerih, tudi ko je $u_{12} < 0$, je dejanski kot odboja enak

$$\phi = \pi/2 + \phi' \quad (9)$$

Kotaljenje

Kotaljenje nastopi, ko je hitrost po odboju manjša od neke primerljive hitrosti v_{\min} . Obravnavamo različne primere, glede na velikost naklona pobočja β in strižni kot ϕ .

$$\beta = \phi$$

Končna hitrost v_k je enaka hitrosti pred začetkom kotaljenja v_z .

$$v_k = v_z \quad (10)$$

$$\beta > \phi$$

Hitrost se povečuje, če poznamo razdaljo d od začetka kotaljenja do opazovane točke je končna hitrost v_k enaka (v_z je začetna hitrost tangencialno na segment):

$$v_k = \sqrt{v_z^2 + 2 \cdot d \cdot g \cdot (\pm \sin \beta - \cos \beta \cdot \tan \phi)} \quad (11)$$

Zgornji predznak v gornji enačbi je uporabljen za začetno hitrost navzdol ali nič, spodnji pa za začetno hitrost navzgor.

$$\beta < \phi$$

Hitrost se zmanjšuje, končno razdaljo d_k določimo z izrazom:

$$d_k = -\frac{v_z^2}{2 \cdot g \cdot (\pm \sin \beta - \cos \beta \cdot \tan \phi)} \quad (12)$$

Analiza padajočega kamenja

Pobočje opišemo v globalnem kartezijem koordinatnem sistemu. Pobočje razdelimo na segmente, ki jih opišemo z množico

ravnin, točk, ki tvorijo ravnine in so njihove ogliščne točke in linij, ki razmejujejo posamezne ravnine.

Karakteristike odboja

Obravnavamo kamnito maso z lastnostmi

m [kg]	masa
V [m ³]	prostornina
ρ [kg/m ³]	gostota
R [m]	pripadajoči radij idealno okrogle kamnite mase
I [kgm ²]	pripadajoči vztrajnostni moment

$$V = \frac{T}{\gamma} = \frac{m \cdot g}{\rho \cdot g}$$

$$R = \sqrt[3]{\frac{4 \cdot m}{3 \cdot \pi \cdot \rho}} \quad (13)$$

$$I = \frac{2}{5} m \cdot R^2$$

Trk kamnite mase ob površino pobočja opišemo z mehanskimi parametri

e [-]	koeficient trka
μ [-]	koeficient statičnega trenja
μ' [-]	koeficient kinetičnega trenja

Potek analize

Padajoči kos kamnine z maso m in radijem R ima nek začetni položaj na pobočju (x_0, y_0, z_0) in začetno hitrost (v_0, ω_0), ki je posledica odloma kamnite mase. Hitrost gibanja telesa opišemo s komponentami v kartezijem koordinatnem sistemu.

Njihove začetne vrednosti za prvi korak so:

v_{x0} [m/s]	horizontalna translatorska hitrost v smeri geološkega prereza na pobočje
v_{y0} [m/s]	vertikalna translatorska hitrost
v_{z0} [m/s]	horizontalna translatorska hitrost v smeri pravokotni na prerez
ω_{x0} [s ⁻¹]	kotna hitrost okoli x osi
ω_{y0} [s ⁻¹]	kotna hitrost okoli y osi
ω_{z0} [s ⁻¹]	kotna hitrost okoli z osi

Komponente hitrosti pred trkom, zapišane v globalnem koordinatnem sistemu, transformiramo v lokalni koordinatni sistem, ki ima izhodišče v točki trka tako, da je rezultanta translatorske hitrosti v ravnini, ki jo definirata enotska vektorja n_1 in n_2 .

Enotski vektor n_1 deluje v smeri tangente na pobočje, enotski vektor n_2 pa v smeri normale.

Členi transformacijske matrike iz globalnega v lokalni koordinatni sistem so smerni kosinusi osi lokalnega glede na globalni koordinatni sistem.

Nadalje določimo velikosti rezultante translatorne hitrosti in rezultantne kotne hitrosti, njihove komponente v lokalnem koordinatnem sistemu ter komponente generalizirane hitrosti pred trkom.

Z uporabo zvez iz teorije trka določimo generalizirane hitrosti po trku, normalno in tangencialno komponento translatorne in kotne hitrosti po trku v lokalnem koordinatnem sistemu ter komponente translatorne hitrosti v globalnem koordinatnem sistemu.

Po odboju se zaradi prostega pada poveča vertikalna komponenta hitrosti, ostale komponente ostanejo nespremenjene. Najprej izračunamo položaj točke trka, koordinate točke drugega trka, vpadna kota glede na pobočje in vpadno hitrost pred drugim odbojem.

Izračunamo tudi maksimalno višino odboja padajočega kosa kamnine med odbojema.

Po zgornjem opisu ponavljamo analizo za vse naslednje odboje.

V vsakem trenutku lahko določimo translatorno, rotacijsko in totalno kinetično energijo:

$$W_{k,t} = \frac{1}{2} m \cdot v^2$$

$$W_{k,r} = \frac{1}{2} I \cdot \omega^2 \quad (14)$$

$$W_{k,tot} = \frac{1}{2} m \cdot v^2 + \frac{1}{2} I \cdot \omega$$

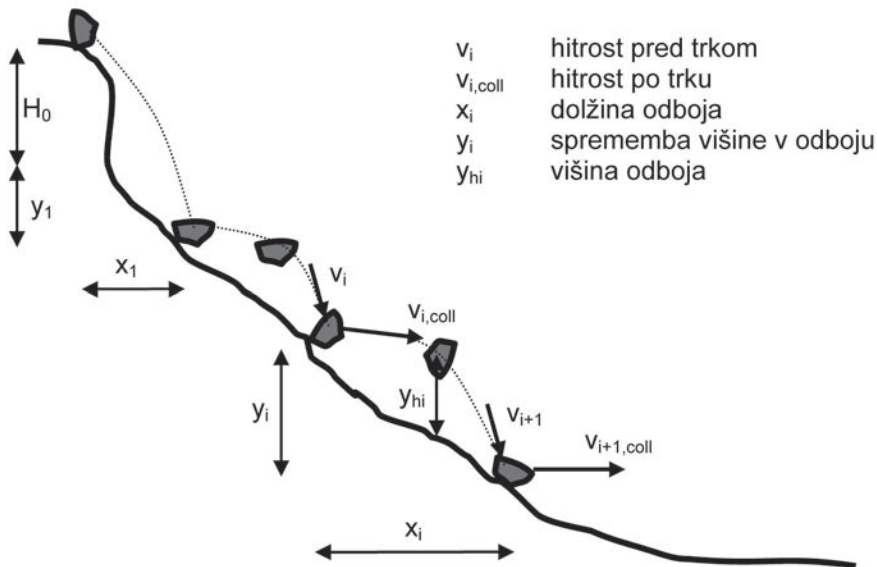
Hitrost pri lomu

Za določitev hitrosti pri porušitvi predlagamo naslednji postopek. Kljub temu, da so vrednosti posameznih količin v predstavljenem postopku podane za laporje z Meljskega hriba v Mariboru, je postopek uporaben za kakršnikoli drug material.

Interval časa odboja ob oviro Δt je določen iz poti $s = R \cdot \varepsilon_f = v_{pop} \cdot \Delta t$ (zajema deformabilnost osnove, R je radij kamnitega kosa, ε_f pa specifična deformacija pri porušitvi), ki jo je opravil kamniti kos pri poprečni mejni hitrosti pri porušitvi $v_{pop} = v_f/2$:

$$\Delta t = \frac{2 \cdot R \cdot \varepsilon_f}{v_f} \quad (15)$$

Z uporabo zakona o enakosti spremembe gibalne količine in impulza lahko določimo mejno hitrost pri porušitvi za okrogel kamniti kos $\Delta G = F \cdot \Delta t \Rightarrow m \cdot v_f = F \cdot \Delta t = \sigma_{ci} \cdot A \cdot \Delta t$; $= \rho \cdot V = \rho \cdot \frac{4 \cdot \pi \cdot R^3}{3}$;). Mejna hitrost pri porušitvi v_f in energija pri tem W_f sta enaki:



Slika 2. Prezrez pobočja s prikazano potjo kosa kamnine
Figure 2. Cross-section of the slope with motion of rock piece

$$v_f = \sigma_{ci} \cdot \sqrt{\frac{3}{2 \cdot \rho \cdot E}} \quad (16)$$

$$W_f = \frac{3 \cdot m \cdot \sigma_{ci}^2}{4 \cdot \rho \cdot E},$$

kjer je E elastični modul, ρ gostota kamnite mase, m masa in σ_{ci} enoosna tlačna trdnost kamnite mase. Za gostoto kamnite mase je bila vzeta vrednost $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$, enoosna tlačna trdnost in elastični modul pa sta bila določena z laboratorijskimi preiskavami. Poiskati je potrebno odnos med elastičnim modulom in maso za določitev mejne hitrosti pri poružitvi za posamezni kamniti kos. Poprečna masa preizkušancev je bila okoli 0.75 kg, elastični modul za vse preizkušance je razviden iz slike 4 in je enak 4600 MPa.

Ker so bile mase preizkušancev relativno majhne (okoli 1 kilogram), smo elastični modul za večje mase določili indirektno kot funkcije mase iz zveze podane v Hoek s sodelavci. (2002).

$$E_m [GPa] = \left(1 - \frac{D}{2}\right) \sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}} \cdot 10^{\left(\frac{GSI-10}{40}\right)} \quad (17)$$

kjer je D dislokacijski faktor, ki vključuje relaksacijo napetosti in poškodbe hribine pri gradnji ($D = 1$), σ_{ci} je enoosna tlačna trdnost ter GSI je geološki indeks trdnosti.

Hitrost pri kateri pride do loma kamnitega kosa ob trku s podlago je torej odvisna predvsem od enoosne tlačne trdnosti in elastičnega modula. Z višanjem enoosne tlačne trdnosti kamnitega kosa se viša tudi hitrost pri kateri pride do loma, z višanjem modula elastičnosti pa se mejna hitrost (nelinearno) manjša.

Primer uporabe

Uporabnost modela je prikazana na praktičnem primeru potencialnega padanja kamenja po pobočju Meljskega hriba. Ob vznožju hriba vzdolž reke Drave je situirana cesta v nevoznem stanju, predvidena pa je gradnja nove ceste. Dolžina obravnavanega odseka ceste je približno 500 m in je izpostavljena padajočemu kamenju z bližnjega zelo strmega pobočja, ki med drugim vsebuje v zgornjem delu previse. V analizi so upoštewane predpostavljene vrednosti mase, velikosti in oblike kamnitih kosov, višina pada s previsa in aproksimirana konfiguracija terena (z naključnimi nakloni pobočja v točkah trka).

Pobočja Meljskega hriba so izredno strma, v osrednjem delu okoli 45° , zgornje stene pa so skoraj navpične. Hrib v celoti do višine 150 m sestavljajo plasti laporja s polami peščenjaka. Plasti vpadajo proti severu pod kotom $15\text{--}20^\circ$. V spodnjem delu ob erozijskih jarkih so vpadi niz pobočja pod kotom $15\text{--}30^\circ$. Preko pobočja (prečno na pobočje) poteka več prelomov, ob katerih se ustvarjajo erozijski jarki, po katerih odnaša material v dolino.

V spodnjem delu je pobočje dokaj zaraščeno z drevjem in grmovnicami, medtem ko so previsi v zgornjem delu nezaraščeni. Na pobočju je vidnih šest večjih žlebov (erozijskih jarkov) po katerih se odbijajo, kotaliijo oz. drsijo razpadle kamnite mase, ki so vidne v vznožju žlebov in pod ogroženo cesto vse do struge reke Drave. Večino kamnite mase tvorijo zdobljeni kosi do premera 10 cm, posamezni kamniti kosi pa so tudi do premera približno 50 cm.

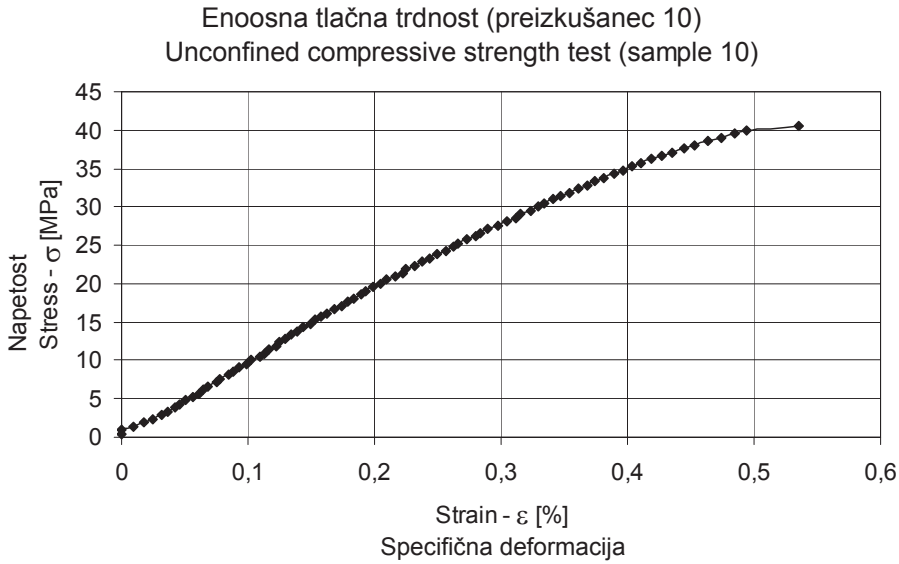
Cesta, ki je že več kot 20 let v nevoznem stanju je bila v preteklosti varovana pred padajočim kamenjem s palisadami ter kamnitimi in opečnimi zidovi. Ti ukrepi varovanja so dotrajani in večinoma neuporabni.

Terenska raziskava

Na osnovi zbranih podatkov in terenske prospekcije obravnavanega območja smo ugotovili, da obstaja velika in permanentna možnost odlomov kamnitih mas iz stene strmega pobočja zaradi vremenskih in ostalih vplivov. Na stenah so razvidne sledi prepevanja in ponekod večje razpoke.

Laboratorijski preizkusi

Laboratorijski preizkusi enoosne tlačne trdnosti so bili izvedeni na trinajstih (13) preizkušancih lapornatih kosov z območja Meljskega hriba v Mariboru. Preizkušanci so bili iregularne oblike z različnimi razmerji višina proti premer ter različnimi površinami prerezov po višini. Mase preizkušancev so bile med 0.3 in 1.5 kg. Na sliki 3 je prikazan linija odvisnosti napetost – specifična deformacija za enega od takšnih testov. Na sliki 4 pa je razviden elastični modul za obravnavano kamnino, ki je enak regresijski premici skozi izhodišče in točke za napetosti in specifične deformacije pri poružitvi. Večina vrednosti enoosnih tlačnih trdnosti je bila med 35 MPa in 55 MPa, porušitev pa je nastopila pri specifični deformaciji med



Slika 3. Odnos napetost – deformacija za preizkušanec 10
Figure 3. Stress vs. strain for sample 10

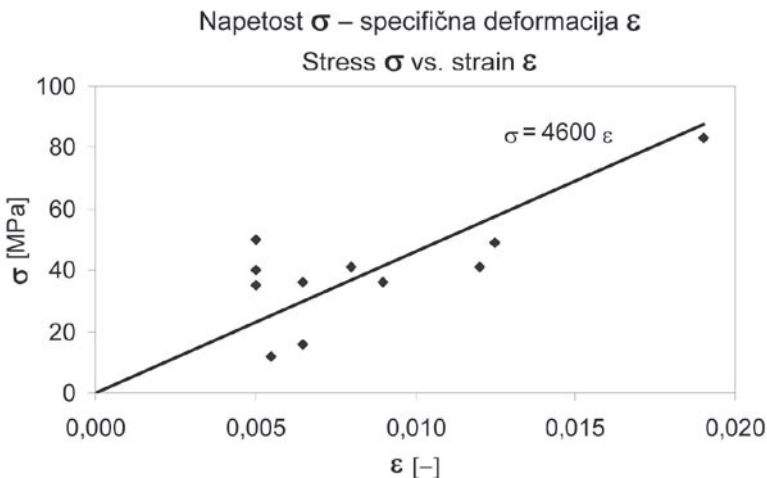
0.5% in 1.25%. Poudariti je potrebno, da se specifične deformacije pri porušitvi nanašajo na statične pogoje.

Privzete lastnosti kamnine

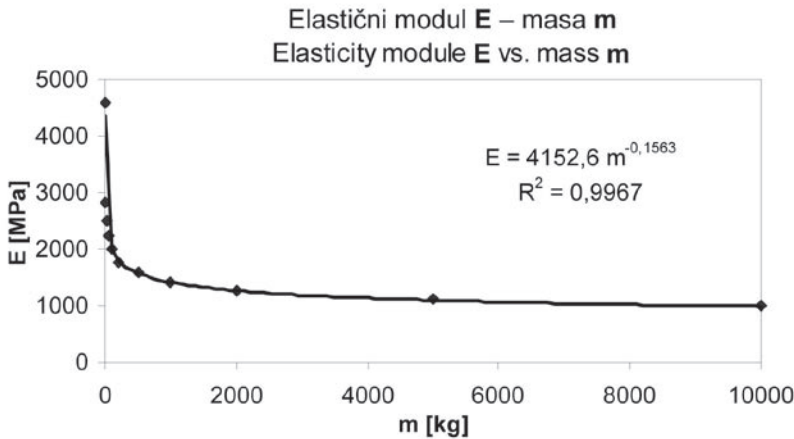
Na sliki 5 je prikazan odnos med elastičnim modulom in maso, ki vključuje elastični modul 4600 MPa za poprečno maso preizkušancev 0.75 kg iz slike 4 in izračunane elastične module za ocenjene geološke indekse trdnosti za različne izbrane mase in poprečno enoosno tlačno trdnost iz preizkusov $\sigma_{ci} = 40$ MPa. Te vrednosti lahko aprok-

simiramo z eksponentno funkcijo $E = 4152.6 \cdot m^{-0.1563}$, ki je bila uporabljena v nadaljnjih izračunih.

Prav tako je na sliki 5 v grafični obliki prikazan izraz (17). Hitrosti pri porušitvi so predstavljene kot funkcije elastičnega modula $E = 4152.6 \cdot m^{-0.1563}$ za različne enoosne tlačne trdnosti σ_{ci} . Ker je elastični modul enak naklonu napetostne deformacijske linije za linearno elastičen material, lahko izračunamo hitrosti pri porušitvi za določeno mejno specifično deformacijo in elastični modul. Hitrosti pri porušitvi za izolinijske trije mejnih specifičnih deformacij $\epsilon_f = 0.5, 1$



Slika 4. Odnos napetost – deformacija za pri porušitvi
Figure 4. Stress vs. strain at failure



Slika 5. Odnos elastični modul – masa za $\sigma_{ci} = 40$ MPa
Figure 5. Elasticity module vs. mass for $\sigma_{ci} = 40$ MPa

in 2% pri porušitvi so prikazane na sliki 6. Enačba regresijske linije hitrost pri porušitvi za izbrano mejno specifično deformacijo pri porušitvi ε_f je enaka:

$$v_f [m/s] = \frac{\sigma_{ci}}{E} \cdot \sqrt{\frac{3 \cdot E}{2 \cdot \rho}} = \varepsilon_f \cdot \sqrt{\frac{3 \cdot E}{2 \cdot \rho}}$$

$$= 745.36 \cdot \varepsilon_f \cdot \sqrt{E [GPa]}$$

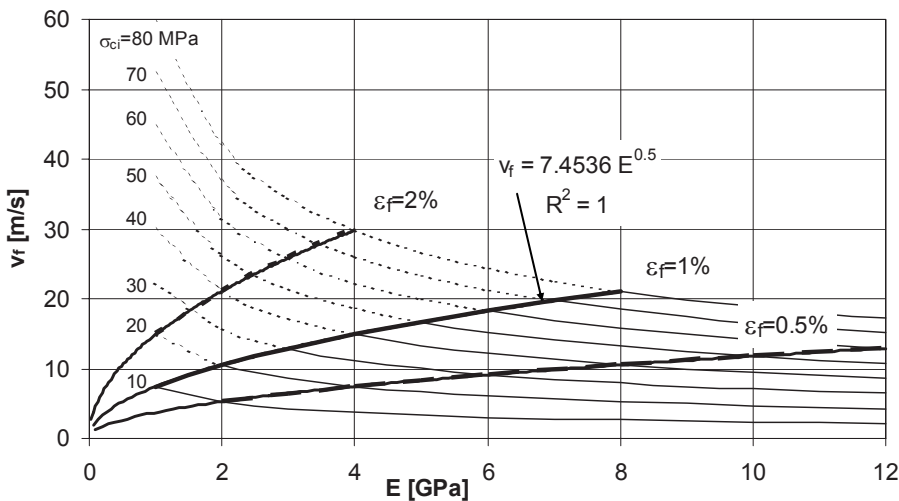
$$v_f [m/s] = \frac{\sigma_{ci}}{E} \cdot \sqrt{\frac{3 \cdot E}{2 \cdot \rho}} = \varepsilon_f \cdot \sqrt{\frac{3 \cdot E}{2 \cdot \rho}} = \varepsilon_f \cdot \sqrt{\frac{3 \cdot E [GPa] \cdot 10^9}{2 \cdot 2700}} = 745.36 \cdot \varepsilon_f \cdot \sqrt{E [GPa]}$$

(18)

Za vrednost mejne specifične deformacije pri porušitvi ε_f enaki 1% dobi zgornja enačba naslednjo obliko $v_f = 7.4536 \cdot E^{0.5}$.

Iz slike 6 je razvidno, da se velikost mejne hitrosti pri porušitvi povečuje z večjo enoosno tlačno trdnostjo σ_{ci} in mejno specifično deformacijo pri porušitvi ε_f . Nadalje, z večanjem mase (ki pomeni manjšanje elastičnega modula) mejna hitrost pri porušitvi raste pri določeni enoosni tlačni trdnosti in doseže svoj maksimum pri določeni mejni specifični deformaciji pri porušitvi.

Za laporje z območja Mejskega hriba lahko iz slike 6 ugotovimo, da je maksimalna hitrost kamnitega kosa z enoosno tlačno trdnostjo $\sigma_{ci} = 80$ MPa pri $\varepsilon_f = 2\%$ okoli 30 m/s (ali 108 km/h). Z laboratorijskimi preizkusi pa smo ugotovili, da je maksimalna specifična deformacija pri porušitvi bližje vrednosti 1%, in maksimalna hitrost okoli 21 m/s (ali okoli 75 km/h).



Slika 6. Odnos hitrost pri porušitvi – elastični modul, kot funkcija enoosne tlačne trdnosti σ_{ci} in izololinije mejnih specifičnih deformacij pri porušitvi ε_f
Figure 6. Velocities at failure vs. elasticity module as functions of uniaxial compressive strength σ_{ci} and isolines of limit strain at failure ε_f

Zaključki

Analitična rešitev gibanja kamnitega kosa po pobočju upošteva vplive geometrijskih in mehanskih karakteristik kamnite mase in pobočja.

Gibanje kamnitega kosa je opisano s pogoji trka, poleg pogojev drsenja in kotaljenja so upoštevani tudi pogoji loma kosa kamnine.

Do loma pride pri neki mejni hitrosti kosa kamnine. Ta mejna hitrost je izražena kot funkcija modula elastičnosti, enosne tlačne trdnosti in mejne specifične deformacije kamnine pri lomu. Mejne hitrosti so lahko nižje od izračunane hitrosti padajočega kamenja za določeno geometrijo pobočja, v tem primeru pride do loma kamnitega kosa.

Velikost energije padajoče kamnite mase je torej omejena z njeno mejno hitrostjo pri lomu.

Prikazan primer uporabe kaže, da je rešitev uporabna pri načrtovanju varovalnih ukrepov na pobočju in v njegovem vzhodju (varovanje cest, stavb, ..).

Literatura

Macuh, B. & Žlender, B. 2005: Spatial model of rock-fall. V: Eberhardt, E. (ur.). International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada, May 31 to June 3, 2005. Landslide risk management: proceedings: supplementary volume (CD).

Macuh, B. & Žlender, B. 2006: Influence of mechanical characteristics of rock piece on rock-fall analysis results. V: Eberhardt, E. (ur.). Proc. XIII th Danube European Conference on Geotechnical Engineering, Ljubljana, Slovenia, 29–31 May 2006, 2, 807–812.

Kane, R.T. & Levinson, A.D. 1985: Dynamics: Theory and Applications. McGraw-Hill, pp. 379, New York.

Hoek, E., Carranza-Torres, C. & Corkum, B. 2002: Hoek-Brown criterion – 2002 edition. Proc. NARMS-TAC Conference, 1, 267–273, Toronto.

Klasifikacija in količina rudarskih odpadkov nekovinskih kopov v Sloveniji

Mining Waste Classification and Quantity of Non-Metal Mines in Slovenia

Ana BURGER¹ & Slavko V. ŠOLAR²

¹ Kurirska pot 9, 1310 Ribnica, Slovenija, e-mail: anaxburger@gmail.com

² Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana, e-mail:slavko.solar@geo-zs.si

Ključne besede: rudarski odpadki, klasifikacija, nekovinske mineralne surovine, Slovenija

Key words: mining waste, classification, non-metals, Slovenia

Izvleček

Pri pridobivanju in bogatenju mineralnih surovin nastajajo tudi rudarski odpadki. Za potrebe uveljavljanja Evropske direktive o ravnanju z rudarskimi odpadki v Sloveniji smo ocenili količino rudarskih odpadkov, ki nastane pri pridobivanju in bogatenju nekovinskih mineralnih surovin v Sloveniji, in jih tudi klasificirali.

V rudarskih podjetjih nekovin smo si ogledali proizvodnjo in predelavo posamezne mineralne surovine. Količine in vrste rudarskih odpadkov smo ocenili na podlagi pregleda snovnega toka. Ker nismo obiskali vseh podjetij, ki se s tem ukvarjajo, smo del podatkov posplošili za celotno Slovenijo s pomočjo snovnih tokov.

Abstract

Mining is an important human activity that creates wealth and supplies materials for maintaining standard of living and further human development. However, mining has also negative impacts on the environment and society. One of them is the production of mining waste throughout the entire mining cycle, in particular in the mine development and operation /production stage.

Due to the EU Directive 2006/21/EC on the management of waste from the extractive industries and its implementation in Member state, estimation on quality and quantity of mining waste from active non-metal mines in Slovenia was carried out. In the selected mines mining and processing was closely examined. With material flow analysis quantity and characteristics of mining waste were defined for several mines of different commodities. Data on mining waste were afterwards generalized in order to get an overall country evaluation on mining waste "production" of non-metal mines.

Mining waste as a result of mining and beneficiation processes in non-metal mines of Slovenia is either inert or non-hazardous. Most of the mining waste is used for mine reclamation running simultaneously with the production phase. The largest amounts of mining waste per unit produced are created in dimension stone industry. Since the dimension stone production is small, the waste amount is negligible. Large quantities of mining waste are produced in crushed stone and, sand and gravel operations, because aggregate production is pretty large with regard to other non-metals production in Slovenia. We can therefore conclude that large quantities of mining waste from non-metal mines, which are mostly used in reclamation and for side products, do not represent danger to the environment.

Uvod

V Sloveniji je rudarstvo razvito že več stoletij. V letu 2005 je rudarstvo obsegalo 8 % skupne industrijske proizvodnje, od tega pridobivanje nekovinskih mineralnih surovin 4,6 % (Marc et al., 2005). Mineralne surovine razdelimo na energetske surovine, kovinske mineralne surovine in nekovinske mineralne surovine (Šolar, 2004). Od energetskih surovin v Sloveniji pridobivamo lignit, rjavi premog ter v manjših količinah tudi nafto in plin. Rudniki kovinskih mineralnih surovin so zaprti ali v fazi zapiranja. V Sloveniji močno prevladuje pridobivanje in predelava nekovinskih mineralnih surovin nižje tržne vrednosti, katerih največji porabnik je gradbena industrija.

V drugi polovici dvajsetega stoletja se je v družbi močno okrepila zavest, da človeštvo za svoj obstoj in napredek preveč obremenjuje okolje in izkorišča naravne vire; slednje večinoma hitreje kot je stopnja njihove regeneracije. Zavest o degradaciji okolja se je uveljavila na vseh področjih življenja, predvsem pa v gospodarstvu, industriji. Uveljavljanje je potekalo preko politik, usmeritev in kasneje tudi v obliki deklaracij, mednarodnih pogodb, zakonov in predpisov na mednarodnem, nacionalnem in lokalnem nivoju. Ponavadi so začetni oziroma prvi cilji, ukrepi in akcije prostovoljne, kasneje pa postanejo (zakonsko) obvezne. Tudi rudarstvo pri tem ni izjema, ampak uveljavlja okoliške standarde, predpise in zakone varstva okolja, in še posebej narave. Pri tem posamezni dogodki pospešijo njihovo uveljavitev. Slednje se je zgodilo po hujših okoljskih nesrečah v rudarstvu v Španiji (1998) in Romuniji (2000), kjer je v obeh primerih šlo za porušitev odlagališč jalovine. Eden od ukrepov Evropske komisije je bil oblikovanje direktive o ravnanju z rudarskimi odpadki. Po večletnih usklajevanjih je bila pomladi leta 2006 sprejeta direktiva (2006/21/ES) o ravnanju z odpadki iz rudarskih in drugih ekstrakcijskih dejavnosti. V njej je dvoletni rok za prilagoditev nacionalnih zakonodaj držav članic Evropske unije.

Pri pridobivanju in bogatenju nekovinskih mineralnih surovin nastajajo rudarski odpadki, ki so lahko stalni ali začasni. Stalni rudarski odpadki so odloženi zunaj pridobivalnega prostora in na tem mestu ostanejo, začasni pa so po odložitvi uporabljani, na primer za sanacijo opuščenih

delov pridobivalnega prostora. Tako glede na ekonomsko kategorijo rudarske odpadke razvrščamo v tri skupine (Colman et al., 2003): (a) odkrivka (sestavljena je iz prsti, humusa in kamnine v krovni), (b) jalovina, ki nastane pri pridobivanju (jalovi vložki so vložki nezaželenega materiala, ki se pojavljajo v sloju mineralne surovine) in (c) jalovina, ki nastane pri bogatenju surovine, predstavljajo pa jo lahko melj, glina ali drug nezaželen material, ki se odstranja. Glede na nevarnost, ki jo predstavljajo rudarski odpadki za okolje in zdravje ljudi, pa jih razdelimo v štiri kategorije (Colman et al., 2003): inertni odpadki, nenevarni odpadki (brez tveganja), nevarni odpadki (s tveganjem) in mineralne surovine, ki po pridobivanju in predelavi vsebujejo nevarne snovi (npr. cianid).

Pri rudarskih odpadkih je pomembno, da upoštevamo vse faktorje, ki vplivajo nanje, ko so ti odloženi. Pomembnejši faktorji so atmosfera, podtalnica in površinska voda. Precej pogost je primer spiranja nevarnih delcev iz kamnine, ki lahko potencialno ogroža okolje, če se ti delci ali kopičijo v usedalnem bazenu ali so izprani v podtalnico.

Količine rudarskih odpadkov smo vrednotili s pomočjo snovnega toka. Definicijo snovnega toka smo povzeli po Sznopeku in Brownu (1998): »Snovni tok je kompleksen pristop k razumevanju tega, kaj se dogaja z materialom od trenutka, ko se ga odkoplje, preko bogatenja, predelave in uporabe, ter do njegovega končnega odlagališča«. V delu smo na podlagi ocene količin rudarskih odpadkov ter njihovih lastnosti podali pregled stanja v Sloveniji, ki bo služil kot ena od strokovnih podlag pri uveljavljanju evropske direktive o ravnanju z rudarskimi odpadki v Sloveniji.

Metode dela

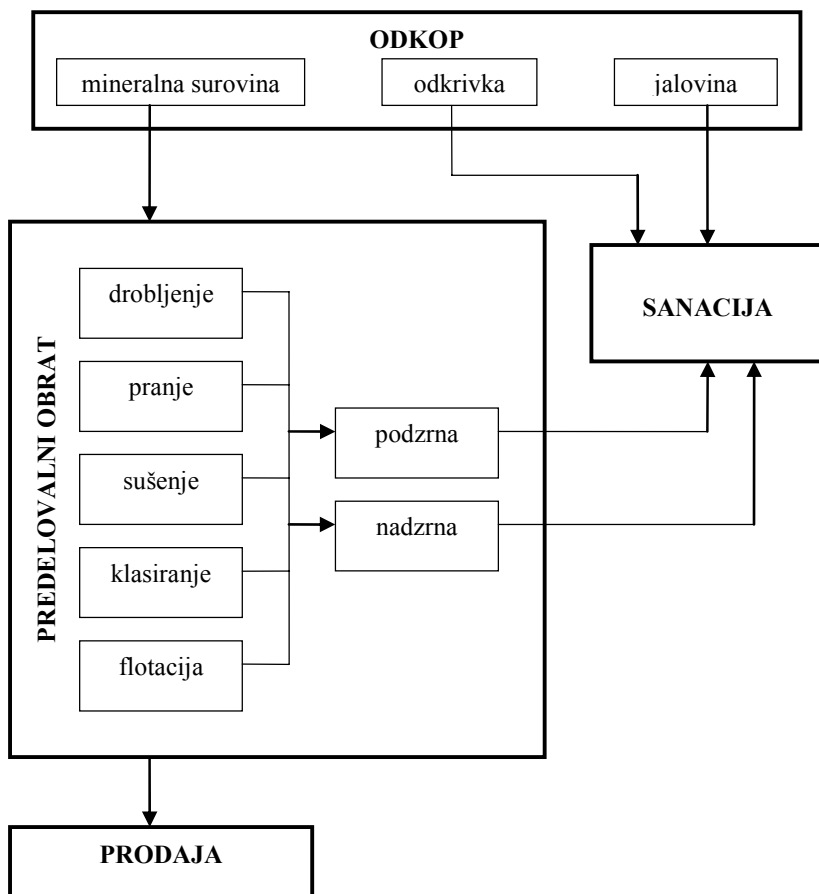
Za oceno količine rudarskih odpadkov, ki nastane pri pridobivanju in bogatenju nekovinskih mineralnih surovin, smo uporabili podatke iz aktivnih kopov, kjer pridobivajo kalcit, surovine za cementno industrijo, roženec, kremenov pesek in prod, keramično in opekarsko glino, naravni kamen, tehnični kamen ter prod in pesek. Podatke, ki smo jih pridobili v posameznih podjetjih, smo nato posplošili za celotno slovensko proizvodnjo nekovinskih mine-

ralnih surovin. V oceno pa nismo zajeli podatkov iz opušenih in nelegalnih pridobivalnih prostorov.

Vrsto in količino rudarskih odpadkov, ki nastane pri pridobivanju in bogatenju, pa smo spremljali skozi snovni tok pridobivanja in bogatenja posamezne mineralne surovine (slika 1). Pri prevladujočem površinskem pridobivanju nekovinskih mineralnih surovin je potrebno najprej odstraniti odkrivko in jalovino, ki se nahajata v prostoru odkopavanja. Pridobivanje poteka z metodo vrtnanja in razstreljevanja in z metodo strojnega pridobivanja. Kljub številnim negativnim dejavnikom (zvočni udar, seizmični vpliv itd.), ki spremljajo pridobivanje z vrtnanjem in razstreljevanjem, je to še vedno najpogosteje uporabljena metoda, ker je najcenejša (Burger, 2006). Surovino nato prepeljejo v predelovalni obrat, kjer potekajo postopki bogatenja. Bogatitilno tehniko

delimo v tri glavne procese (Ocepek, 1989): pripravljalno bogatenje, neposredno bogatenje in pomožne postopke. Pripravljalno bogatenje zajema postopke drobljenja, mletja, aglomeriranja, sejanja, klasiranja, odpraševanja itd.; k neposrednemu bogatenju štejemo postopke, kot sta optično prebiranje in flotiranje; pomožni postopki pa zajemajo čiščenje odpadnih vod, dimnih plinov in podobno (Ocepek, 1989).

V Sloveniji so najpogostejši postopki pripravljalnega bogatenja drobljenje, pranje in klasiranje. Ti postopki so enostavni in ne zahtevajo veliko vložka v obrat. Uporabljajo se pri bogatenju mineralnih surovin, ki se pridobivajo v velikih količinah (npr. tehnični kamen). Pri nekovinskih mineralnih surovinah, pri katerih je pomembna visoka čistost (npr. kremenov pesek), pa se uporabljajo postopki neposrednega bogatenja, kot sta flotacija in optično prebiranje.



Slika 1. Posplošen snovni tok pridobivanja in bogatenja nekovinskih mineralnih surovin

Primer klasifikacije in ocene količine rudarskih odpadkov

Posplošitev klasifikacije in ocene rudarskih odpadkov smo naredili na primeru podjetja Marmor Hotavlje d.d., ki pridobiva na Hotavljah naravni kamen apnenec, na Jezerskem pa lehnjak (slika 2). Apnenec pridobivajo v galerijah, lehnjak pa na površini, v etažah. V kamnolomu na Hotavljah letno pridobijo približno 2000 m³ apnenca, v kamnolomu na Jezerskem pa približno 3000 m³ lehnjaka. Kamnini pridobivajo ali z verižno žago ali z diamantno žično žago. Pri tem nastaja mulj, ki ga je manj kot 0,5 %. Mulj prestrežejo s čistilno napravo, nato pa ga stisnejo v filter stiskalnici v kamniti kolač. Tudi ta material je kasneje uporabljen za sanacijo. Za nadaljnjo obdelavo je primernih približno 600 m³ blokov apnenca in približno 300 m³ blokov lehnjaka. Ves preostali apnenec čez čas porabijo kot surovino za beton ali za sanacijo odkopa, lehnjak pa porabijo za izboljšavo kmetijskih zemljišč.

Bloke apnenca in lehnjaka prepeljejo v obdelovalni obrat. V podjetju Marmor Hotavlje d.d. bloke naravnega kamna tudi uvažajo. Bloke najprej razrežejo v plošče. Pri tem razrezu nastaja mulj, ki je kasneje uporabljen za sanacijo kamnoloma. Plošče nato razrežejo na manjše dele, ki jih tudi polirajo. Pri tej obdelavi ostajata mulj (20 %) in neuporabni kosi plošč (25–30 %). Ta odpadni material se odvažna na deponije oz. porabi za zapolnitve v odkopu.

Pri pridobivanju naravnega kamna v galerijah in njegovi nadaljnji obdelavi nastanejo rudarski odpadki, ki predstavljajo 88 % vsega materiala, ki se ga pridobi v samem kamnolomu. Preostanek (12 %) pa predstavljajo plošče, ki jih v podjetju prodajo. Rudarske odpadke predstavljata jalovina, ki nastane pri samem pridobivanju (71 %) in jalovina, ki nastane pri obdelavi (17 %). Pri pridobivanju naravnega kamna na etažah in njegovi nadaljnji obdelavi pa nastanejo rudarski odpadki, ki predstavljajo 96 % vsega pridobljenega materiala v kamnolomu. Plošč, ki jih kasneje prodajo je 4 %. Rudarske odpadke predstavljata jalovina (91 %) in jalovina, ki nastane pri obdelavi (5 %). Del rudarskih odpadkov, ki nastane pri proizvodnji plošč, direktno uporabijo za tombolone, del pa za lomljenec. Zato je odstotek skupne količine odpadkov manjši, povečana je količina uporabnega

materiala. Zgoraj opisani odstotki so točni, samo če kot produkt upoštevamo bloke. Če upoštevamo še te količine, se razmerje med rudarskimi odpadki in mineralno surovino, ki gre v prodajo močno zniža.

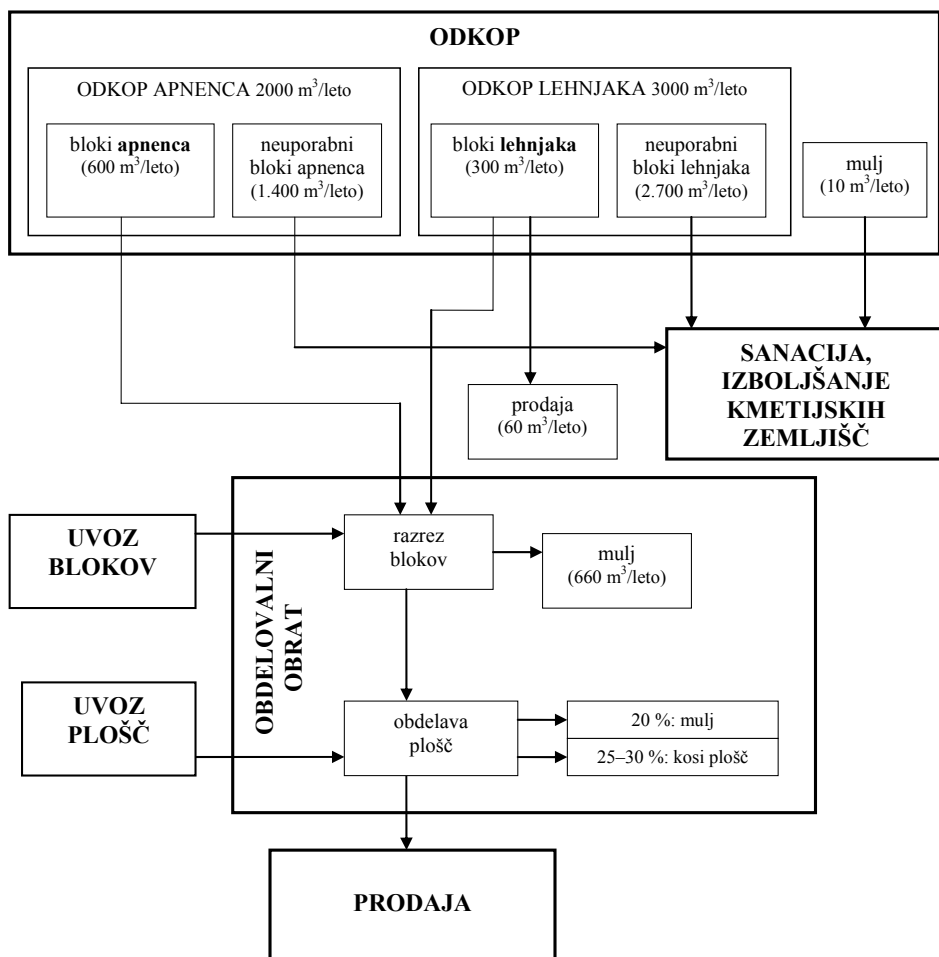
Podatke, ki smo jih pridobili na Hotavljah smo nato generalizirali za slovensko proizvodnjo naravnega kamna. Ko smo upoštevali celotno proizvodnjo naravnega kamna (poleg blokov tudi tombolone in lomljenec) smo ugotovili, da pri pridobivanju in obdelavi naravnega kamna ostane 40 % mineralne surovine, 60 % pa je rudarskih odpadkov. V Sloveniji je leta 2005 pri pridobivanju in obdelavi naravnega kamna tako nastalo 230.000 ton rudarskih odpadkov.

Rudarske odpadke pri pridobivanju naravnega kamna smo uvrstili med inertne in nenevarne rudarske odpadke. Skupina je odvisna od tega, katero kamnino se pridobiva. Večina materiala uvrščamo med inertne odpadke. Lehnjak lahko vsebuje limonit in zato ga uvrščamo med nenevarne odpadke. V magmatskih kamninah se lahko v sledovih pojavlja pirit in zato jih ravno tako uvrščamo med nenevarne rudarske odpadke. Rudarske odpadke, ki nastajajo pri pridobivanju in obdelavi naravnega kamna, podjetja večinoma uporabljajo za sanacijo.

Količine in klasifikacija rudarskih odpadkov

Podatke, ki smo jih pridobili v nekaterih značilnih podjetjih, ki odkopavajo nekovinske mineralne surovine, smo generalizirali za celotno slovensko proizvodnjo mineralnih surovin. Generalizacija ni tako zahtevna kot v primeru naravnega kamna, ker gre večinoma le za en produkt, precej manjše odstotki jalovin oziroma odpadkov, enostavnejše postopke pridobivanja in bogatenja. V nadaljevanju podajamo po posameznih nekovinskih mineralnih surovinah vrsto in količino rudarskih odpadkov, ki nastajajo v rudarskih podjetjih v Sloveniji.

KALCIT – V Stahovici pri Kamniku pridobivajo nizko metamorfoziran apnenec, ki ima prodajno ime kalcit. Mineralno surovino perejo in zato voda vsebuje delce, ki so velikosti pod 0,063 mm. Vodo z delci preusmerijo v filter stiskalnico, kjer naredijo t.i. kolač. Kolač odlagajo na začasni deponiji. Pri pridobivanju kalcita nastane 5 % jalovine, 95 % pa je mineralne surovine, ki



Slika 2. Snovni tok apnenca in lehnjaka v Marmorja Hotavlje d.d.

se uporablja v nadaljnji proizvodnji. Jalovino, ki nastane pri bogatenju kalcita, uvrščamo med nenevarne rudarske odpadke.

SUROVINE ZA CEMENTNO INDUSTRIJO – Pri pridobivanju in bogatenju surovin za cementno industrijo je potrebno odstraniti odkrivko in jalovino. Količina rudarskih odpadkov pa je odvisna od geoloških razmer v posameznem nahajališču, od vrste mineralne surovine, ki se pridobiva, ter od tehnoloških procesov. V nahajališčih Salonita in Lafarge cementa se pojavlja do 7 % odkrivke, pri predelavi pa je potrebno odstraniti do 5 % jalovine. Rudarske odpadke, ki nastanejo, uvrščamo med inertne rudarske odpadke, uporabljajo pa se za sanacijo.

ROŽENEC – Pri pridobivanju in bogatenju roženca, ki ga pridobivajo v Jersovcu,

rudarske odpadke predstavljata odkrivka (15 %) in jalovina, ki nastane pri bogatenju (28 %). Preostanek pa je mineralna surovina, ki se uporablja v nadaljnji proizvodnji. Uvrščamo ju med nenevarne rudarske odpadke, uporabljata pa se za sanacijo zemljišč.

KREMENOV PESEK IN PROD – Pri pridobivanju kremenovega peska in prod v Sloveniji je potrebno najprej odstraniti odkrivko (do 4 %) in jalovino (okoli 14 %). Njena količina je odvisna od geoloških razmer v pridobivalnih prostorih. Tudi pri bogatenju nastane od 24 do 27 % jalovine. Rudarske odpadke uvrščamo med nenevarne. Pri bogatenju se uporabljajo flokulanti, ki niso okolju škodljivi. Rudarski odpadki se uporabljajo za sanacijo in izboljšanje kmetijskih zemljišč.

OPEKARSKA IN KERAMIČNA GLINA – Pri pridobivanju gline je potrebno odstraniti odkrivko in jalovino. Rudarske odpadke, ki nastanejo v glinokopih, uvrščamo med nenevarne. Količina rudarskih odpadkov, ki nastane pri pridobivanju, pa se razlikuje od posameznega glinokopa. V glinokopih, kjer pridobivajo keramično glino, je približno 5 % odkrivke, preostalih 95 % je mineralna surovina, ki jo uporabljajo v proizvodnji. V glinokopih opekarske gline pa v povprečju odstranijo 10 % odpadkov, 90 % je mineralne surovine, ki gre v proizvodnjo opek in strešnikov. Rudarski odpadki se uporabljajo za sanacijo zemljišč.

NARAVNI KAMEN – Postopek smo opisali v predhodnem poglavju. Pri pridobivanju naravnega kamna (blok, tomboloni, lomljenec) v kamnolomih odstranijo razpokane bloke in manjše kose kamnine, ki predstavljajo jalovino. Dodatna jalovina nastane še pri obdelavi. Rudarske odpadke uvrščamo med nenevarne in inertne rudarske odpadke, uporabljajo pa se za sanacijo in izboljšavo kmetijskih zemljišč. Količina rudarskih odpadkov je odvisna od geoloških razmer v kamnolomih in od načina pridobivanja. Pri pridobivanju blokov v galerijah je količina rudarskih odpadkov manjša. V galerijah ostane 80 % jalovine, nadaljnjih 12 % jalovine pa nastane pri obdelavi. Tako pridobijo približno 8 % plošč in drugih izdelkov, primernih za prodajo. Pri pridobivanju blokov na etažah je jalovine 91 %, nadaljnjih 5 % jalovine nastane pri obdelavi, skupno je le 4 % plošč, primernih za prodajo. Ker pa podjetja poleg blokov pridobivajo tudi tombolone in lomljenec, se odstotki rudarskih odpadkov močno znižajo. Tako v kamnolomih naravnega kamna nastane 60 % rudarskih odpadkov, 40 % pa je mineralne surovine, ki gre v prodajo.

TEHNIČNI KAMEN – Količina in vrsta odpadkov v kamnolomih tehničnega kamna je odvisna od lokalne topografije in geologije. Odpadek predstavljajo odkrivka, jalovina, ki nastane pri pridobivanju in jalovina, ki nastane pri pripravljalnem bogatenju. Uvrščamo jih med nenevarne rudarske odpadke, uporabljajo pa se za sanacijo. V kamnolomih apnenca se pojavlja do 3 % odkrivke, do 2 % jalovine, pri predelavi pa lahko nastane še 1 % jalovine. Preostalo je mineralna surovina, ki gre v prodajo. V kamnolomih dolomita je potrebno odstraniti do 5 % odkrivke ter do 10 % jalovine. Pri bogatenju nastane do 4 % jalovine. Če

so kamnolomi v bližini kovinskih mineralnih surovin, se lahko v apnencu in dolomitu pojavljajo žile z galenitom, sfaleritom, piritom in baritom. Ti nezaželeni minerali, ki jih sestavljajo svinec, fluor, barij, arzen in drugi elementi, so navadno le v manjših količinah.

PROD IN PESEK – Pri pridobivanju in predelavi se pojavljata dve vrsti odpadkov, in sicer jalovina (do 3 %) in jalovina, ki nastane pri bogatenju (do 5 %). V gramoznicah, kjer poteka pridobivanje pod nivojem talne vode, nastaja pri bogatenju drobnozrnata jalovina. Če so gramoznice na suhem, je količina jalovine večja, ker voda ne spirata drobnih delcev. Odpadke uvrščamo med inertne ali nenevarne. V Soči in v zgornjem delu reke Save najdemo karbonatni prod, zato so odpadki, ki nastajajo pri pridobivanju in bogatenju, uvrščeni med inertne rudarske odpadke. V spodnjem toku Save, v Dravi in Muri pa prod sestavljajo silikatne kamnine, zato te odpadke uvrščamo med nenevarne rudarske odpadke. Če sta prod in pesek nastala s preperevanjem granita ali drugih magmatskih kamnin, lahko vsebujeta tudi manjši delež težkih mineralov. Ti minerali so apatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3$, monacit CePO_4 in cirkon ZrSiO_4 . V bazaltnih kamninah sta pogosta minerala magnetit in ilmenit.

Zaključki

Rudarske odpadke nekovinskih mineralnih surovin Slovenije uvrščamo med inertne in nenevarne. V odkopih nismo ugotovili nevarnih rudarskih odpadkov, prav tako ne pri bogatenju. Pri slednjem nismo zasledili uporabe nevarnih snovi. V posameznih pridobivalnih prostorih se sicer pojavljajo nezaželeni minerali (npr. pirit), vendar pa je njihova količina premajhna, da bi lahko škodljivo vplivala na okolje. V pridobivalnih prostorih je najpogosteje potrebno odstraniti humus, prst ter glino. Pri bogatenju pa nastaja jalovina, ki jo najpogosteje predstavljajo podzrna.

Količina rudarskih odpadkov se lahko zmanjša na tri načine (Marc et al., 2005):

- zmanjšanje količine rudarskih odpadkov na izvoru, to je z izbiro ustrezne odkopne metode,
- povečanje možnosti uporabe rudarskih odpadkov, kot npr. za agregat, za sanacijo drugih območij rudnika ali zapolnitvijo pridobivalnih prostorov po pridobivanju in

Tabela 1. Vrsta rudarskih odpadkov v Sloveniji in njihova klasifikacija

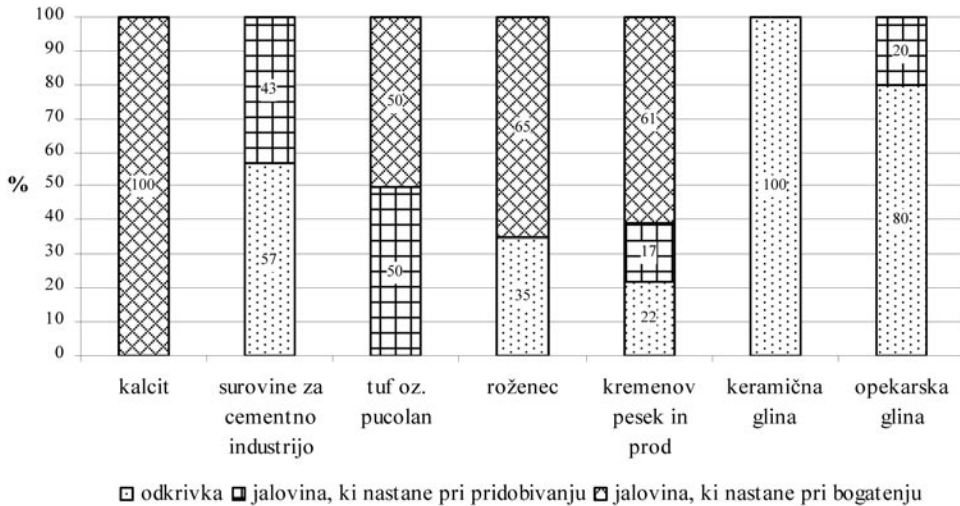
MINERALNA SUROVINA	VRSTA RUDARSKIH ODPADKOV	KLASIFIKACIJA RUDARSKIH ODPADKOV	UPORABA RUDARSKIH ODPADKOV
kalцит	jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	začasno odlagališče
surovina za cementno industrijo	odkrivka, jalovina	inertni	sanacija opuščenih delov pridobivalnega prostora, prodaja, nadaljnja proizvodnja
bentonit	odkrivka	nenevarni	ni podatka
tuf	odkrivka	nenevarni	ni podatka
roženec	odkrivka, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	sanacija peskokopa
kremenov pesek	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	inertni	sanacija kmetijskih zemljišč, opuščenih delov pridobivalnega prostora, nadaljnja proizvodnja
keramična glina	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	sanacija zemljišč
opekarska glina	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	sanacija zemljišč
naravni kamen	jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni/inertni	sanacija opuščenih delov kamnoloma, prodaja
tehnični kamen (magnatske in metamorfne kamnine)	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	inertni	sanacija opuščenih delov kamnoloma, prodaja
tehnični kamen (apnenc)	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	sanacija opuščenih delov kamnoloma, prodaja
tehnični kamen (dolomit)	odkrivka, jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	nenevarni	sanacija opuščenih delov kamnoloma, prodaja
prod in pesek	jalovina, jalovina, ki nastane pri bogatenju	inertni	sanacija gramoznice, prodaja

- obdelavo rudarskih odpadkov znotraj obstoječih postopkov predelave mineralne surovine, kot npr. njihovo dodajanje kot polnilni material.

Rudarski odpadki se pri nas najpogosteje uporabljajo za sanacijo opuščenih delov pridobivalnih prostorov (tabela 1). V nekaterih podjetjih jih kasneje oddajo ali prodajo kot manj kvalitetno mineralno surovino, ki se kasneje uporablja za nasipe, ponekod pa jih uporabijo v proizvodnji posameznih izdelkov. Količino rudarskih odpadkov podjetja zmanjšujejo tudi z novimi metodami pridobivanja (npr. metoda strojnega pridobivanja dolomita).

V Sloveniji je leta 2005 nastalo približno 2,1 milijonov ton rudarskih odpadkov, kar predstavlja približno eno tono rudar-

skih odpadkov na prebivalca. Tega leta je bila višja proizvodnja naravnega kamna, kar posledični pomeni tudi večjo količino rudarskih odpadkov. Če izvzamemo proizvodnjo naravnega kamna, ki je glede na ostale nekovinske mineralne surovine v Sloveniji specifičen, »proizvedejo« slovenski rudniki nekovin približno 1,9 milijonov rudarskih odpadkov na leto. Pri tem se odstotek rudarskih odpadkov glede na celotno odkopano količino spreminja. Tako pri pridobivanju in bogatenju kremenovega peska odkrivka predstavlja 22 %, jalovina 17 %, jalovina, ki nastane pri bogatenju pa 61 % vseh rudarskih odpadkov, ki nastanejo v peskokopih kremenovega peska (slika 3). Odstotki so posplošeni in se razlikujejo od posameznega nahajališča. Ni nujno, da pri pridobivanju nekovinskih mineralnih suro-



Slika 3. Razmerja med rudarskimi odpadki /skupno 100 %/, ki so (1) odkrivka, (2) jalovina, ki nastane pri pridobivanju in (3) jalovina, ki nastane pri bogatenju

vin vedno odstranijo odkrivko in jalovine. Vrsta rudarskih odpadkov je odvisna od topografskih in geoloških razmer v pridobivalnem prostoru ter tehnoloških postopkov pridobivanja in bogatenja. Pri pridobivanju in bogatenju kalcita ostane le jalovina po bogatenju, ker v nahajališču nad kalcitom leži apnenec, ki se pridobiva za tehnični kamen kot surovina za gradbeništvo (slika 3).

V kamnolomih tehničnega kamna apnenca in dolomita in v gramoznicah nastane majhna količina rudarskih odpadkov na enoto, vendar se te mineralne surovine pridobivajo v velikih količinah, zato je posledica velika količina rudarskih odpadkov (78 % vseh rudarskih odpadkov, če ne upoštevamo odpadkov, ki nastanejo pri naravnem kamnu). Pri pridobivanju in bogatenju kremenovega peska in proda nastane 9 % vseh rudarskih odpadkov. Kremenov pesek mora biti za nadaljnjo proizvodnjo zelo čist, posledica pa je večja količina rudarskih odpadkov.

Pri pridobivanju in bogatenju nekovinskih mineralnih surovin v Sloveniji nastajajo inertni in nenevarni rudarski odpadki. Nevarnih in strupenih rudarskih odpadkov ter mineralnih surovin, ki bi po pridobivanju in predelavi vsebovale nevarne in strupene snovi, nismo zasledili. Rudarske odpadke podjetja pretežno uporabijo za sanacijo opuščanih delov pridobivalnega prostora in delno kmetijskih zemljišč. V Sloveniji prevladuje pripravljalo bogatenje, pri katerem ne nastajajo nevarni rudarski odpadki. Postopki neposrednega boga-

tenja se uporabljajo manj pogosto, vendar tudi pri teh postopkih ne nastajajo nevarni rudarski odpadki.

Rudarski odpadki, ki nastajajo pri pridobivanju in bogatenju, pri nas ne predstavljajo tveganja za okolje ter za zdravje ljudi. Pozornost je treba nameniti le, če se v nahajališčih pojavljajo orudjenja s težkimi kovinami ali orudjenja z radioaktivnimi elementi.

Literatura

Burger, A. 2006: Vrste in ocena količin nekovinskih rudarskih odpadkov v aktivnih površinskih kopih v Sloveniji. Diplomsko delo, 63 p., Naravoslovnotehniška fakulteta, Ljubljana.

Colman, T.B., Highley, D.E., Gunn, A.G., Cameron, D.G. & Smith, B. 2003: An assessment of the nature of the waste produced by active mineral workings in the UK. – British Geological Survey, 44, Nottingham.

Direktiva 2006/21/ES Evropskega parlamenta in Sveta z dne 15. marca 2006 o ravnanju z odpadki iz rudarskih in drugih ekstraktivnih dejavnosti ter o spremembi Direktive 2004/35/ES: Uradni list L 102, 11. april 2006, 15–34.

Marc, D., Kortnik, J., Solar, S.V. & Bajželj, U., 2005: Nova EU direktiva o ravnanju z odpadki rudarske industrije. – Mineralne surovine v letu 2004: bilten, 173–188, Ljubljana.

Ocepek, D. 1989: Bogatenje mineralnih in energetskih surovin. – Univerza Edvarda Kardelja v Ljubljani, 350, Ljubljana.

Sznopek, J. L. & Brown, W. M. 1998: Materials Flow and Sustainability. Fact Sheet 068–98. 2. US Geological survey. [citirano 10. 04. 2007]. Dostopno na svetovnem spletu: <<http://minerals.er.usgs.gov/minerals/mflow/>>.

Solar, S.V. 2004: Trajnostno gospodarjenje z mineralnimi surovinami v Sloveniji. – Geološki zavod Slovenije, 180 p., Ljubljana.

Pripombe k članku »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji« avtorja A. Lapanja, (Geologija 49/2, 2006)

Comments on the paper »Origin and chemical composition of thermal and thermomineral waters in Slovenia«, by A. Lapanje (Geologija 49/2, 2006)

Polona KRALJ

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Izvleček

V prispevku »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji« avtorja A. Lapanja se pojavljajo napake, ki govore o avtorjevem slabem poznavanju osnovnih kemijskih pojmov in principov, ne le na akademskem, temveč tudi na osnovnošolskem nivoju.

V tekstu avtor neustrezno ali pa sploh ne podaja ali vsebinsko komentira spoznanj in idej predhodnih raziskav in študij, ki se nahajajo bodisi v arhivskih delih ali v domačih in tujih publikacijah, tako, da vzbudi pri bralcu občutek izvirnosti.

Zelo težko je trditi, da ta prispevek ustreza zahtevam in idejam preglednega znanstvenega članka, kot ga je opredelil recenzent, oziroma izvirnega znanstvenega članka, kot je uvrščen v COBISS-u.

Abstract

Contribution »Origin and chemical composition of thermal and thermomineral waters in Slovenia« written by A. Lapanje contains mistakes that give evidence of the author's confuse knowledge of chemical concepts and principles, which should be evident not just at academic but primary school level. Throughout the text, studies, results and ideas of the previous researchers are not treated, commented and cited appropriately or not cited at all, although they are documented in archive reports and published in national and international magazines. Consequently, a reader gets a misleading impression of originality.

Lapanje's contribution hardly meets the conditions and ideas of a scientific review paper as it has been qualified by the reviewer, or original scientific paper as categorised in COBISS.

Navedba pripomb po sledju strani

Stran 347

Že na prvi strani bralca neprijetno presentijo tiskovne posebnosti in napačne navedbe. Poglavje »Dosedanje raziskave«, ki so podane pred »Uvodom«, so prikazane v drobnem tisku, kar je posebnost v reviji Geologija, in ne povedo dosti več kot navedba literature. Neokusno napako v primku pionirja slovenske hidrogeologije, prof. dr. Dušana Kuščerja, bi morala prepoznati vsaj

recenzent in glavni urednik. Napačno sta citirana tudi Kralj P. in Kralj Po. (2000, 2004). Tako je že iz prve strani razpoznaven omalovaževalen odnos do dela drugih raziskovalcev, in kot sledi skozi celoten tekst vključno z zaključki, z jasnim namenom prepričati bralca o izvirnosti avtorjevih idej.

Stran 348, 2. odstavek, 1.vrstica

Avtor navaja, da je namen prispevka prikaz prostorske porazdelitve in osnovnih lastnosti termalnih virov, ki temelji na ar-

hivskih podatkih. Pri tem se avtorju ne zdi pomembno, da je zelo podobna razporeditev (slika 1) 30 lokacij termalnih izvirov in 50 lokacij vrtin s termalno ali mineralno vodo v Sloveniji že bila objavljena v delu »Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji« (Ravnik et al., 1992), omenjeno sliko pa spremljata tudi tabeli, v katerih je navedena točna lokacija, nadmorska višina, globina vrtine, srednja letna temperatura kraja, temperatura vode na izviru oziroma ustju vrtine, izdatnost, vrsta uporabe in termična moč.

Stran 348, Osnovne definicije

V 11. vrstici avtor navaja Kodeks norm za naravno mineralno vodo, citiram »ki vsebuje več kot 1000 mg/l skupnih raztopljenih soli...«, konec citata. V kodeksu je najbrž omenjen TDS (total dissolved solids), kar ne pomeni soli, temveč trdne snovi. Razlika je v kemijskem smislu pomembna, kajti med trdnimi snovmi, ki se pojavljajo v suhem preostanku mineralnih in termomineralnih vod po procesu izparevanja so lahko tudi druge trdne snovi, naprimer, železovi oksidi, kremenica..., ki niso soli.

Strani 348, 350, 351, ki se nanašajo na poglavje Klasifikacija termalnih sistemov

V naslovu se pojavlja izraz termalni sistemi, avtor pa vseskozi omenjeno poglavje uporablja izraz »geotermalni sistemi«. Iz teksta tako ni razvidno če in zakaj takšno razlikovanje. V besedilu in na sliki 2 v članku A. Lapanja (stran 350), se pojavlja izraz prevladujoče normalen zemeljski toplotni tok - kaj je potemtakem neprevladujoče normalen toplotni tok? V kakšnem smislu skriti sistemi oziroma globoki vodonosniki podpirajo ozke in široke prelomne cone - jih podpirajo ali le napajajo? Izraz vročevodni sistem se mi ne zdi najbolj primeren za naravne sisteme, morda je bolj udomačen v izrazoslovju za tehnološke postroje.

Slike 3, 4 in 5 (v članku A. Lapanja) v tekstu sploh niso omenjene ali obrazložene oziroma vpete v kontekst besedila, temveč so navržene brez kakršnekoli razlage in pojasnila oznak. Na sliki 3 in 4 (v članku A. Lapanja) piše, citiram » Shematski model nizkotemperaturnega vodonosnika (Δz)...«, konec citata; avtor je sliki in komentar k njima iztrgal iz širšega teksta Hochsteina (1988), kjer so oznake na slikah razložene

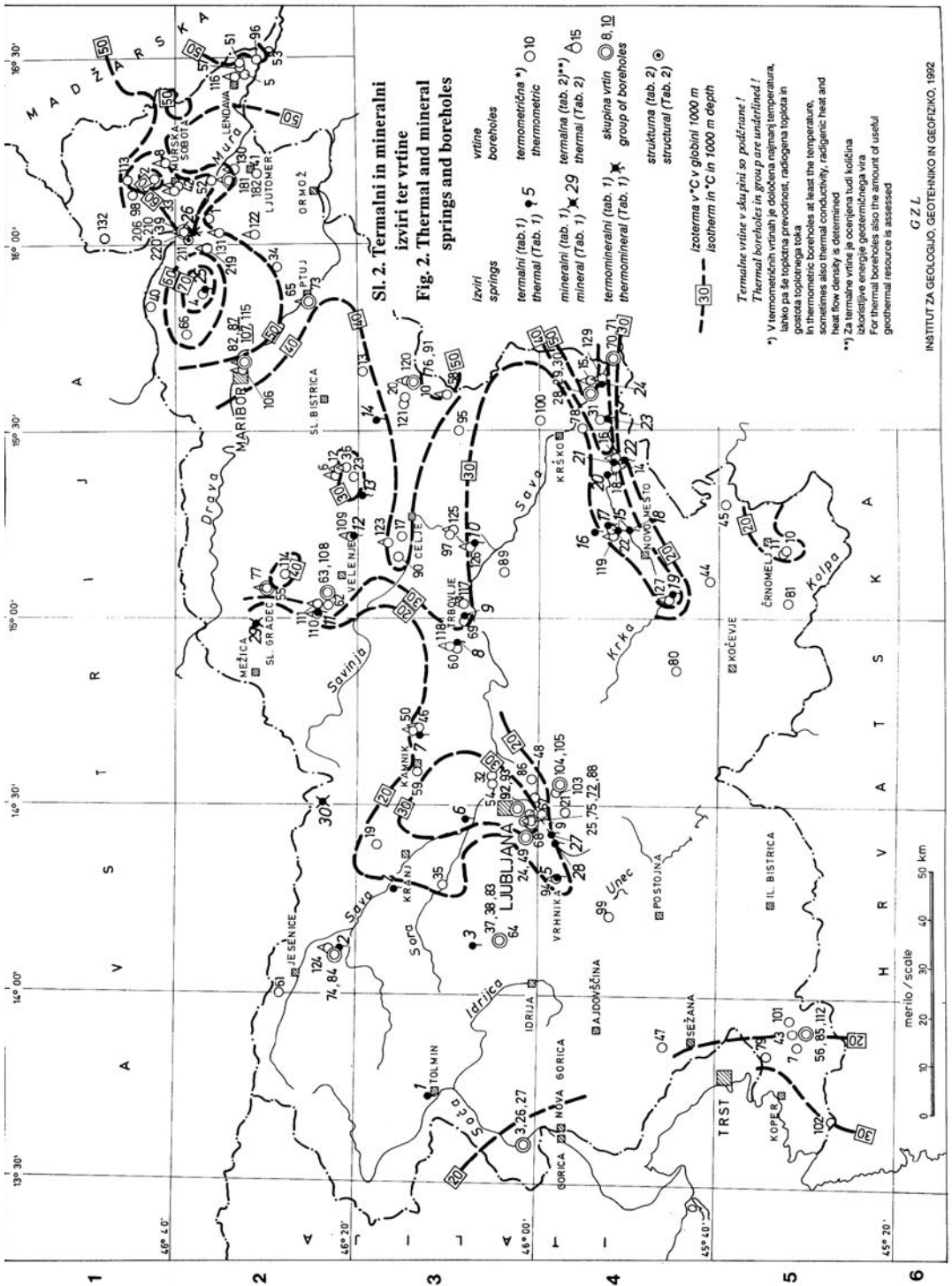
pojmovno in matematično. Δz ni vodonosnik, temveč le njegova debelina. Na sliki 3 (v članku A. Lapanja) je oznaka vrtine A nejasna in nepotrebna, poleg tega pa je namerščena neprimerno. Na sliki 4 (v članku A. Lapanja) ne razumem, zakaj je k enkrat nizek (moškega spola), drugič pa visoka (ženskega spola). Na sliki 5 (v članku A. Lapanja) angleški in slovenski tekst nista v skladu, citiram »...nizkotemperaturnega sistema toplih izvirov.« in »...low-temperature aquifer warm spring system...«. Kje se je v slovenskem tekstu izgubil vodonosnik in kateri komentar je pravičen?

Stran 350, poglavje Kemijska sestava podzemne vode

3. vrstica: citiram »Koncentracija glavnih kamninotvornih mineralov v vodi je nadzorovana«, konec citata. Avtor očitno ne pozna definicije koncentracije, niti kamninotvornih mineralov, saj teh dveh pojmov sicer ne bi združil v tako nesmiselno trditve. Če je imel v mislih pojme, ki se pojavljajo v računalniških programih modeliranja vodnih raztopin, bi moral to definirati v popolnoma drugačnem kontekstu. Kako so koncentracije nadzorovane ali kontrolirane, kot se kasneje v tekstu tudi pojavlja. Jih res kdo ali kaj nadzoruje, ali pa so le od česa odvisne, oziroma nanje vplivajo, jih pogojujejo fizikalni in kemijski dejavniki?

6.-12. vrstica: avtor navaja kot glavne ione, ki prevladujejo v večini voda Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} in NO_3^- . Že v naslednjem stavku pa ugotavlja, da so nekateri topni elementi zelo redki, pri čemer kot prvega navaja prav Cl^- , med drugimi pa tudi NH_4^+ in CO_2 , ki mimogrede res nista elementa - prvo bi lahko bil amonijev ion NH_4^+ , CO_2 pa je plin, v katerega molekuli sta dve različni vrsti atomov. V čem je razpoložljivost kloridnih ionov in nerazpoložljivost klora? Pri tem je definicija klora kot topnega elementa nesmiselna, topne so lahko njegove soli in druge spojine v katerih nastopa, ali pa plin Cl_2 . In zakaj takšno kategorično razlikovanje med karbonatnima specijama plinom CO_2 in HCO_3^- ioni, ki sta v vodi med seboj povezani s procesom raztapljanja ogljikovega dioksida in spajanja z vodo v ogljikovo kislino, ter njeno disociacijo v vodikove in hidrogenkarbonatne ione?

Res je, da so koncentracije nekaterih soli, na primer natrijevega klorida v podzemnih



Slika 1. Termalni in mineralni izviri ter vrtnice, iz Ravnik et al. (1992)

vodah lahko zelo velike. Primere najdemo tudi ponekod v globljih delih Murske udorine, vendar je pri tem uporaba pojma »razpoložljivost« po mojem mnenju neprimerna, saj ne gre za enostavne procese raztapljanja, temveč za zapleteno spreminjanje prvotne porne vode, pri katerem je pomembno veliko geokemičnih in fizikalnih procesov, med njimi tudi selektivna filtracija ionov preko glinenih mineralov, ki delujejo ob visokih tlakih kot molekularna sita (Kralj & Kralj, 2000).

13.–25. vrstica, citiram »Podrejeno se pojavljajo železo, mangan, fluorid, kremenica (SiO_2) ter amonij NH_4^+ «, konec citata. Glede na to, da avtor v tem poglavju ne obravnava le podzemnih vod v Sloveniji, temveč splošno, je potrebno pripomniti, da je vsebnost kremenice v nekaterih okoljih, predvsem vulkanskih, lahko zelo velika, tudi preko 800 ppm (Goff & Janik, 2000). Izraz amonij je nepravilen, saj gre za amonijske ione. V nekaterih tujih člankih je mogoče zaslediti poenostavljen zapis ionov, na primer NH_4 (kot ga je A. Lapanje uporabil v 11. vrstici), vendar pa je to skozi celoten tekst uporabljano enotno in ne kot v tem primeru, kjer se način zapisovanja menja od vrstice do vrstice, kakor je avtor pač prepisoval iz različnih virov, in kar seveda ni prav. Tako tudi v tekstu, ki sledi in se nanaša na preglednico 4, piše ione brez naboja, naprimer SO_4 namesto SO_4^{2-} , v preglednici 4 pa zopet uporablja ionske oblike. In da je mera polna, se avtorju po vsej zmedbi med ioni, elementi, parametri, elementi, ki to niso temveč so le plini ali ioni, naenkrat zadopade izraz specije! Brez oklevanja in brez navedbe ali gre za ionske oblike pri Na, K, Ca, Mg in Cl, ter zopet brez zapisa nabojev na hidrogenkarbonatnih in sulfatnih ionih, vse navedeno skupaj s kremenico vred proglasi za specije! Specije so različne kemijske oblike v katerih se nahaja atom (Prohić, 1998), zato se izraz navadno uporablja za kemijske zvrsti enega atoma, na primer, FeOH^{2+} , Fe^{3+} , $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, $\text{Fe}(\text{SO}_4)_2^-$, FeSO_4^+ so specije trivalentnega železa, CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , so karbonatne specije.

Stran 351

7.–12. vrstica. Avtor razloži, da je zaradi nerazpoložljivosti podatkov o količini trdnih snovi v vodah, citiram »... z uporabo programa Aquachem 5.1 (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2006) izračunal količino skupnih raztopljenih snovi (TDS)«, konec citata. TDS

(total dissolved solids) je preostanek sušenja na določeni temperaturi, v kolikor pa gre za vsoto koncentracij vseh ionov, ki so bili v danem vzorcu vode analizirani, pa se navadno uporablja izraz TDI (total dissolved ions), (Mazor, 1997).

Stran 351, poglavje Razvoj kemijske sestave vode

V tekstu ni navedeno sklicevanje na sliko 6 (v članku A. Lapanja), temveč sta citirana le avtorja dela iz katerega je povzeta razlaga glavnih geokemičnih procesov v atmosferi, biosferi in geosferi. Predvidevam, da je iz dela Stömberg & Banwart (1994) prepisana tudi večina preostalega dela poglavja, čeprav avtor tega ne navaja. V poglavju se namreč nahaja kar nekaj reakcij, za katere upravičeno domnevam, da niso avtorjevo odkritje. Reakcije niso oštevilčene in tudi v tekstu ni označeno, na katerem mestu se avtor nanje sklicuje. Zaradi tega je tudi sam tekst nejasen, citiram »Primeri kislinsko-bazičnih reakcij obsegajo raztapljanje karbonatov in preperevanje silikatov. Rezultat teh reakcij je poraba kisline ali CO_2 , dvig pH, pojav alkalnosti v obliki bikarbonata (HCO_3^-) in sproščanje alkalnih kationov ter kremenice v raztopino«, konec citata. Navedene reakcije raztapljanja kalcijevega karbonata, magnezita in albita niso medsebojno povezane, zato tudi nimajo skupnega rezultata, saj se sprošča kremenica le v primeru preperevanja albita. V navedenih reakcijah so zaradi enostavnosti zapisani kot reaktanti CO_2 in voda, čeprav je, tudi poenostavljeno, reaktant ogljikova kislina, ki nastaja zaradi raztapljanja CO_2 v vodi. Zato je trditev, da je rezultat reakcij poraba kisline ali CO_2 nesmiselna, saj CO_2 sam ne vstopa v reakcijo s karbonatom. Nadalje bi težko rekli, da se alkalnost pojavlja v obliki hidrogenkarbonatnega iona, temveč zaradi njegove prisotnosti v vodni raztopini (avtor navaja sicer »bikarbonata HCO_3^- «, čeprav je bikarbonat trdna snov, naprimer kalcijev bikarbonat $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, izraz bikarbonatni ion pa že vsaj 30 let velja za nepravilen). Tudi sam izraz kislinsko-bazične reakcije ni pravilen, temveč so to kislinsko-bazne reakcije. Če bi avtor poznal bistvo teh reakcij, takšne neumnosti najbrž ne bi napisal, saj se eno nanaša na bazičnost drugo pa na bazo.

Stran 352

Citiram »Vse te reakcije prispevajo v raztopino topljence«, konec citata. Toplje-

nec je snov ki se topi v topilu, pri čemer nastane raztopina. To definicijo vsebuje že učbenik kemije za osnovne šole (Gabrič et al., 2001). In kako potem reakcije, recimo raztapljanja, prispevajo v raztopino snovi, ki se nato v raztopini raztapljajo, še posebej v primerih, ki jih je navedel avtor, kjer so to trdne snovi, naprimer natrijev klorid, kalcijev karbonat. Trditev je nesmiselna tudi za reakcije ionske izmenjave na glinenih mineralih.

V istem odstavku sledi še ena absurdna formulacija, citiram »Vodonosnik, bogat s kalcijevim karbonatom, izkazuje visok pH, v vodi pa prevladujejo Ca^{2+} in HCO_3^- «, konec citata. Le kako je mogoče nekaj tako enostavnega, kar ve vsak osnovnošolec, povedati nepravilno? Vodonosnik je vendarle kamnina (oziroma sediment) in voda, ki je v njej ali njem, torej sistem kamnine (sedimenta) in vode, ki jo ta kamnina (sediment) vsebuje v razpokah ali porah! Sam vodonosnik ne more imeti nikakršen pH, temveč le voda v njem. In kaj avtorju pomeni visok pH? Da bi našla odgovor na to, sem pobrskala po preglednici 3 in preglednici 4 (v članku A. Lapanja). Izberem vodonosnike, katerih kamnina sestoji iz apnenca in nima značilnega pojavljanja plina CO_2 . V najožji izbor pridejo vzorci 11a (Dobrna) – pH = 7,2; 13a (Dolenjske Toplice) – pH = 8,1; 21b (Topličnik pri Kostanjevici na Krki) – pH = 7,4 in 21d (Kostanjevica ob Krki, vrtina V-6/72) – pH = 7,7. Je torej po avtorjevem videzu visok pH tudi blizu nevtralnemu? Pogledam še v mojo objavo »Chemical composition of low-temperature (< 20–40 °C) thermal waters in Slovenia« (Kralj, Polona 2004), v katerem so podrobne kemijske analize vod iz izvirov v Zunanjih Dinaridih, Ljubljanskem bazenu in njegovem obrobju, Tuhinjski sinklinali ter robnih delih Velenjskega bazena in Krškega bazena, kjer prevladujejo predvsem vodonosniki s kamnino karbonatne sestave. Najvišji pH, ki ga uspem izbrati izmed teh analiz je 8,25, pa še ta je iz zahodne Hrvaške (Lešće), blizu Metlike. Le kako bi avtor potem imenoval pH = 9 - 11?

Stran 352

V tretjem odstavku, citiram »V podzemni vodi, ki se v vodonosniku zadržuje dolgo časa, lahko postanejo pomembne tudi druge reakcije. Z ionsko izmenjavo se kalcij nadomešča z natrijem«, konec citata. Medtem

ko je v prvem odstavku na isti strani napisal reverzibilno (!) reakcijo ionske izmenjave natrija s kalcijem (in s tem tudi kalcija z natrijem), imenuje v tretjem odstavku isto reakcijo kot drugo reakcijo. Nato sledi, citiram »Podtalnica postopoma postaja bolj redukcijska, organski ogljik pričinja porabljati in reducirati oksidirane specije, kot so Fe^{3+} , Mn^{4+} ...«, konec citata. Ogljik ne porablja železovih (III) ionov ali manganovih (IV) ionov, temveč jih le reducira. Le kaj je mislil avtor? Dalje citiram »...(redukcijske reakcije porabljajo protone in proizvajajo bikarbonat)...«, konec citata. Avtorjevo nepoznavanje osnovnih pojmov v kemiji je zares grozljivo. Vsak osnovnošolec vam bo povedal, da so redoks reakcije dvosmeren proces, o redukciji ali oksidaciji pa govorimo takrat, ko se osredotočimo le na enega od reaktantov. Redukcijskih reakcij v smislu, kot ga naveda avtor ni, kajti v neki redoks reakciji eni od atomov elektrone pridobijo, drugi atomi pa jih izgubijo. Reakcije ne porabljajo protonov, temveč se protoni porabljajo v reakcijah tako, da se vežejo v druge ione ali spojine. Reakcije tudi ne proizvajajo, temveč v njih lahko nastajajo hidrogenkarbonatni ioni, vendar prav gotovo ne v vsaki redoks reakciji, temveč le tistih, v katerih so ustrezni reaktanti. Poleg izraza amonij (amoniak ali amonijevi ioni?), je nepravilen tudi izraz »žveplovodik«, ki se vsaj 50 let v strokovni literaturi ne uporablja več. Pravilno je vodikov sulfid.

Tudi razumevanje naslednjega odstavka mi je povzročalo težave, citiram »Podzemna voda se kdaj pri svoji poti proti iztoku meša z vodami drugih tipov, kot so morska, formacijska ali diagenetska voda ali sveža podzemna voda. Prirojeno vodo, ki se zadržuje v porah v sedimentu od časa odlaganja, najdemo v globokih delih sedimentacijskih vodonosnikov v Mursko-Zalskem bazenu, kjer je izpiranje porne vode s svežo podzemno vodo meteornege izvora zanemarljivo...«, konec citata. Če to primerjam z »Zakjučki« na strani 358, ki govori o vodah Mursko-Zalskega bazena v kontekstu evlucijskih vod in prirojenih vod v njegovih globljih delih, ne najdem prave povezave, saj tam govori za 3. tip vode, da se meša z evolucijsko vodo. Prirojena voda najbrž ni iz časa odlaganja sedimenta (v mezozojskih karbonatnih kamninah in metamorfih kamninah?), prav tako pa naj bi bila izraz prirojena voda in formacijska voda identična (Pezdič, 1999).

Strani 352–358, Geokemijska klasifikacija termalnih in termomineralnih vod.

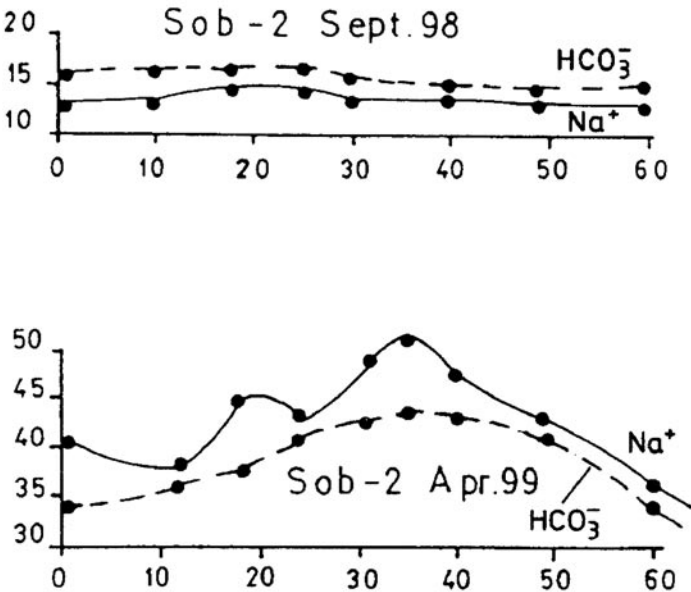
Na sliki 7, na strani 354 (v članku A. Lapanja) slovenski in angleški tekst nista skladna, citiram »...posamezni glavni tipi vod.« in «... several main water types...«. Na strani 355, 2. kolona, 2. odstavek, citiram »1) temperaturno odvisne reakcije z zadostno zalogo zahtevanih kemijskih specij v vodonosniku«, konec citata. Kakšen stavek! Le kaj je v kemijskem smislu zadostna zaloga? In zahtevane kemijske specije v vodonosniku! V kamnini (sedimentu) vodonosnika ali vodi? In zakaj naenkrat še izraz kemijske specije, potem ko je avtor v poglavju »Kemijska sestava podzemne vode« že uporabljal izraz specije in je bralcu do tega poglavja že povsem jasno, da se članek nanaša na kemijo, ne pa na biologijo ali kakšno drugo vedo, kjer bi se izraz specije morda lahko tudi uporabljal. To je le še en primer, da je avtor brez razumevanja in jasnega koncepta prepisoval iz tuje literature.

Stran 355, 2. kolona, 2. odstavek, citiram ».. 2) ravnovesje med kamnino...«, je pravilno termodinamično ravnovesje med kamnino..., saj so kemijski geotermometri osnovani na principu kemijske termodinamike.

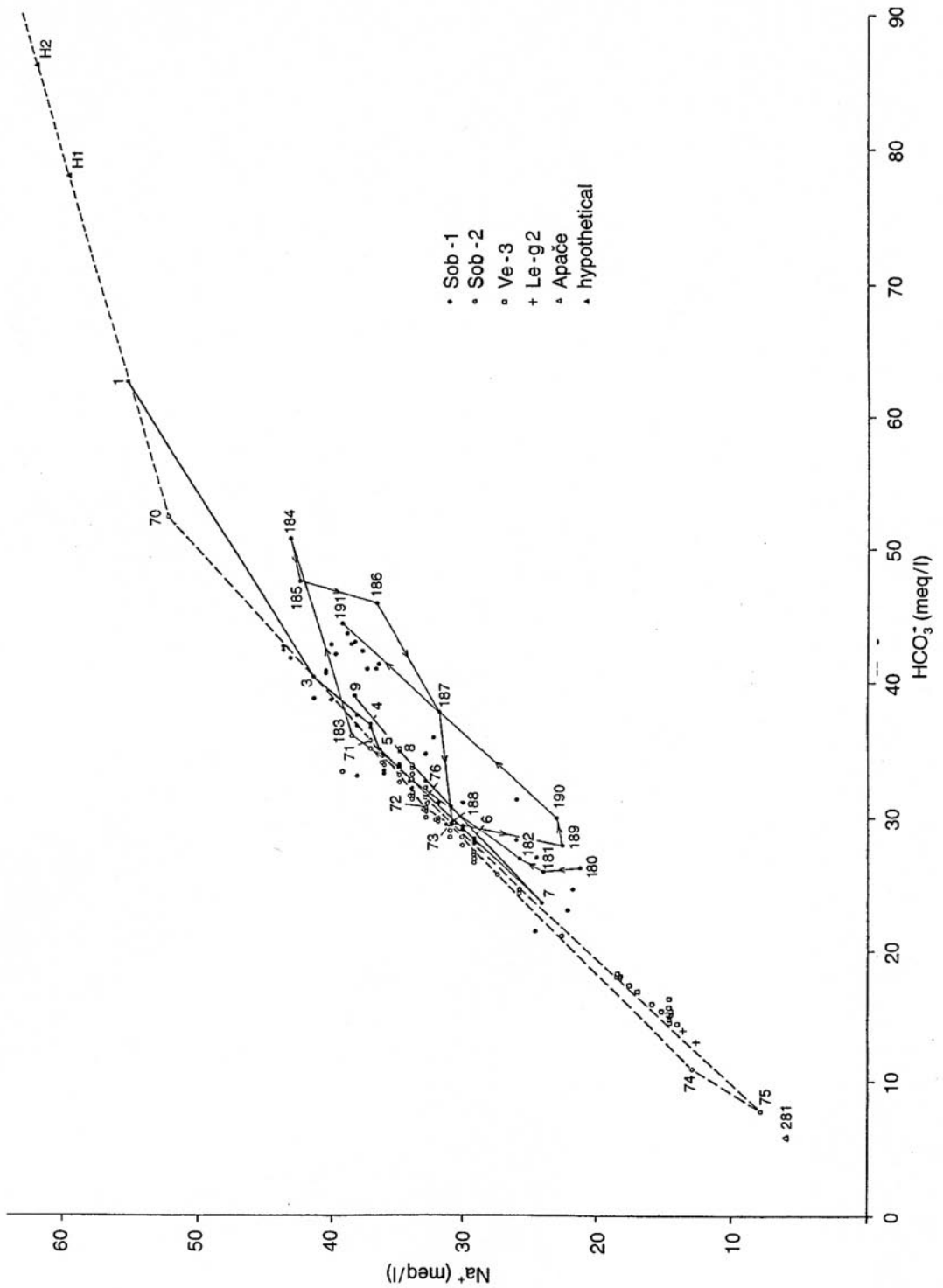
Na sliki 8 (stran 354 v članku A. Lapanja) so prikazani diagrami D'Amorejevih parametrov za vzorce vod iz vrtin v Banovcih Ve-1, Ve-2 in Ve-3, od katerih naj bi Ve-2 zajemala vodo iz druge formacije, kot

ostali dve. Zajeti odseki so na globinah Ve-1 (1252 m – 2066 m, 1252 m – 1363 m), Ve-2 (1175 m – 1651 m) in Ve-3 (1111 m – 1467 m), kar pomeni, da najverjetneje črpajo vodo iz različnih vodonosnih plasti, kot smo to že pred leti ugotovili v Murski Soboti. V vrtinah Sob-1 in Sob-2 v Murski Soboti smo več let preiskovali nihanje v sestavi zajetih vod, ki je bilo zares veliko (Kralj & Kralj, 2000a, 2000b; Kralj, 2001). Na osnovi več kot 200 podrobnih kemičnih analiz glavnih ionov in slednih prvin smo ugotovili, da vrtine zajemajo različne vodonosne plasti (različne po sestavi sedimenta, stopnji diagenese, poroznosti, pa tudi starosti, vendar ni nujno, da pripadajo različnim formacijam), dinamika dotekanja iz njih pa je odvisna predvsem od načina črpanja in količine načrpane vode (slika 2 in slika 3). Lepo je, da je avtor napravil tako pomemben zaključek že na osnovi štirih analiz. Vendar pa bi moral priti do tega pred izidom publikacij, kjer je ta problematika podrobno obravnavana, sicer lahko upravičeno predpostavljam, da je prevzel našo idejo in jo stlačil v kontekst štirih in ne ravno novih kemičnih analiz. Tudi trditev o vodi iz druge formacije je privlečena za lase in nima nikakršne utemeljitve, niti tega, za katere formacije gre in kakšne so njihove litološke značilnosti, ki bi lahko vplivale na sestavo vode.

Tudi sicer v diagramih D'Amorejevih parametrov ne vidim posebno velike uporabnosti za vode v geotermalnih vodonosnikih



Slika 2. Spremembe v kemični sestavi vode iz vrtine Sob-2 zaradi različne hitrosti črpanja (iz Kralj & Kralj, 2000b).



Slika 3. Spremembe v kemični sestavi vode iz vrtine Sob-1 zaradi neenakomernega dotoka vode iz različnih vodonosnih plasti (Kralj & Kralj, 2000a)

Murske udorine, predvsem v predterciarni podlagi. Tako, na primer, za vodo iz vrtnice Be-2/04 v Benediktu, pokaže diagram D'Amorejevih parametrov klasični tip vodonosnika, čeprav je voda zajeta v dolomitnem marmorju, za vodo iz vrtnice Ljut-1 in PEČ-1/91 pa metamorfni tip, čeprav sta vodonosni kamnini dolomit oziroma dolomitna breča. Voda iz oligocenskega tufa v Rogaški Slatini (V-3/66/70) pripada mešanemu karbonatno-klasičnemu tipu, iz dolomitiranega tufa (RT-1/92) pa karbonatnemu tipu. Tipe vod v Pomurju (posebej na območju Radencev), njihov nastanek, izvor, mešanje z meteornimi vodami je podrobno opisal že Pezdič (1991; 1999), vendar so njegove trditve utemeljene ne le s kemičnimi, temveč tudi izotopskimi študijami. Poleg tega je Pezdič (1999) raziskoval uporabnost geotermometrov za vode v Murski udorini in ugotovil, da je zaradi termodinamičnega neravnotežja njihova uporaba vprašljiva. Številna neskladja in odstopanja je opazil predvsem za Na-Ca in Na-K-Ca geotermometre, najboljšo skladnost s podatki opazovanj je ugotovil za izotopske geotermometre.

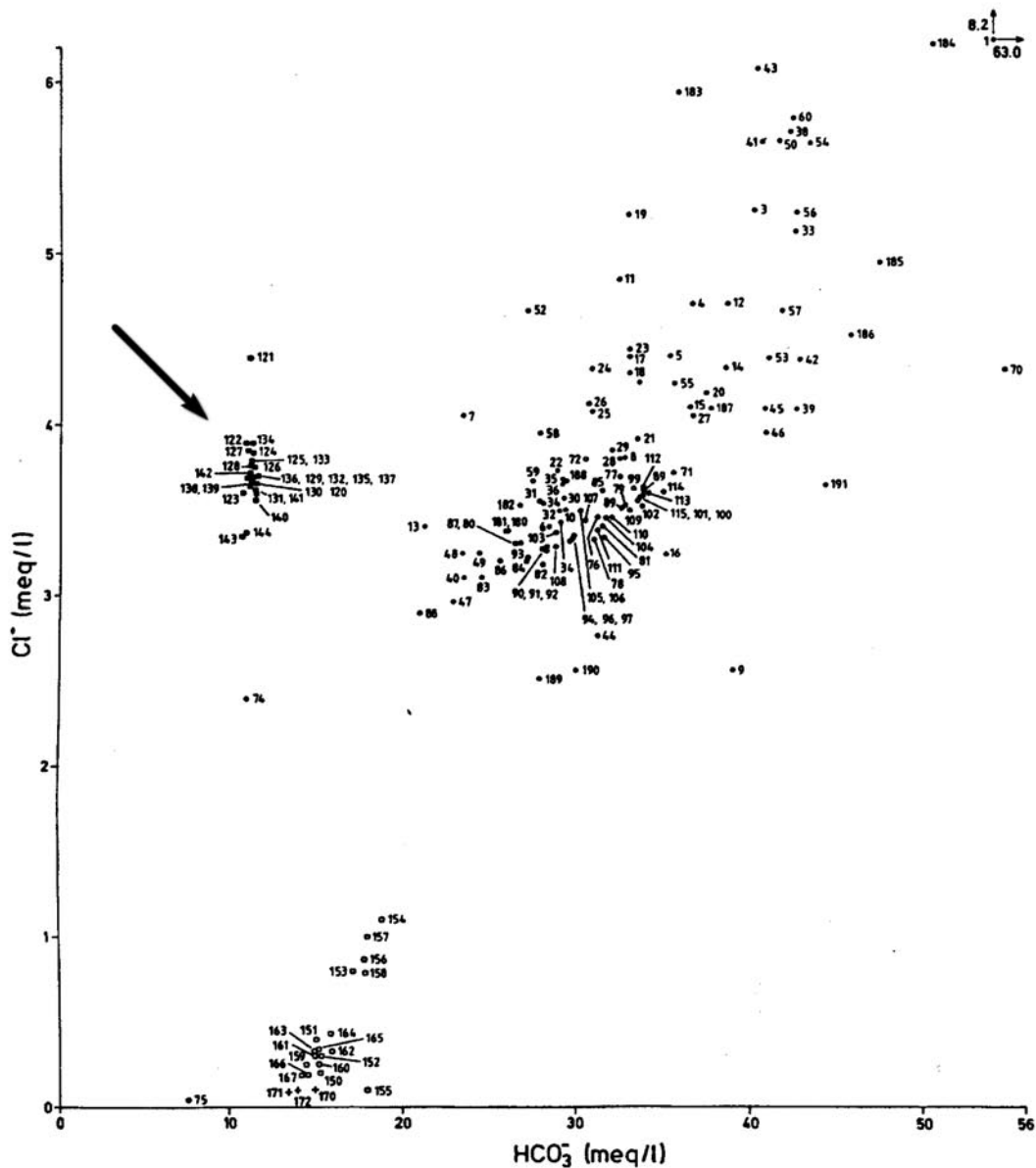
Slika 14 v članku A. Lapanja in njena interpretacija sta brez smisla. D'Amorejevi parametri so empirični, on sam je na osnovi številnih kemijskih analiz vod in kamninske sestave vodonosnika opredelil kot metamorfni tip tisti, ki je bogat z natrijevimi in kloridnimi ioni. Zato D'Amorejevi parametri tudi ne drže za globoke karbonatne vodonosnike v Murski udorini. Popolnoma neutemeljena je tudi trditev, citiram »...da graf odseva tudi čas zadrževanja podzemne vode v vodonosniku...«. Na sliki 13 manjka navedek letnice dela Hochsteina, na sliki 14 sta slovenski in angleški tekst neskladna – vsebnost ni koncentracija, neskladen je tudi zapis ionov v tekstu in na sliki (Na in Cl), ter v tekstu k sliki (Na⁺ in Cl⁻).

Stran 358, poglavje Zaključek

V zaključkih avtor brez ustrezne predhodne razlage in utemeljitve podaja nastanek termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji v različnih geoloških okoljih. Pri tem pa je »pozabil«, da so o tem veliko pisali že drugi in prišli do takšnih zaključkov mnogo prej kot on in na osnovi dolgoletnih študij in velikega števila podatkov. Nič slabega ni, da je avtor zbral arhivske in druge podatke, nepošteno pa je, da si je pri tem prisvojil

tudi ideje in jih v tem članku predstavil kot svoje. Je v slovenski geologiji res mogoče, da z upokojitvijo, smrtjo ali nemilostjo pri kakšni politični eliti izgubiš tudi intelektualno lastnino? Najbrž res, kajti v zaključkih avtor citira le arhivsko poročilo dr. Mihaela Brenčiča (1994) in doktorsko disertacijo dr. Jožeta Pezdiča (1991), vendar slednjo le v povezavi nastanka ogljikovega dioksida, pri čemer je »pozabil« na njegova novejša dela (na primer Pezdič, 1999)! Skrajno neprimereno se mi zdi, da pri geotermalnih sistemih Dolenjske, Rogaške Slatine in Krškega ne omenja niti inž. Antona Nosana in njegovih idej o nastanku termalnih vod. No, inž. Nosan si prav gotovo ne bi privoščil poimenovati Na-HCO₃-SO₄ tip vode eksotičen! Prav tako za Mursko udorino ne omenja spoznanj napisanih v delih dr. Petra Kralja.

Na drugi strani pa je zaradi pomanjkanja podatkov in necelostnega študija problematike izposojene ideje nametal kar v en koš. Avtor nastanek drugega tipa vod v Mursko-Zalskem bazenu, ki ga imenuje evolucijski, opisuje v kontekstu spreminjanja sestave vode od Ca-Mg-HCO₃ tipa v plitvejših plasteh do Na-HCO₃ tipa v globljih plasteh, vzrok za to pa je v predvsem v preperevanju glinencev in ionski izmenjavi na mineralih glin. Pri tem pa pozablja, da je Murska udorina del artezijskega bazena. O nastanku termalnih in mineralnih vod je bilo napisanega že kar nekaj člankov, ki so izšli tudi v tujih revijah (Pezdič, 1991; Pezdič, 1999; Kralj & Kralj, 2000a; Kralj, 2001). Iz dela Kralja (2001) bom povzela samo najbolj bistveno. Iz najglobljih delov Murske udorine se zaradi kompakcije iztiskajo vode iz osrednjih delov proti robnim, pri čemer se sestava vod spreminja zaradi ohlajanja, spremembe tlaka, kemičnih reakcij s prikamnino (pogosto zaradi prisotnosti ogljikovega dioksida, ki močno poveča reaktivnost vod) ali z organsko snovjo. Kjer je litostatični tlak višji od hidrostatičnega se vode iztiskajo preko slabo prepustnih, delno litificiranih drobnozrnatih sedimentov, pri čemer ti delujejo kot molekularna sита in filtrirajo ione. Hkrati so v robnih delih Murske udorine plasti pogostejše in močnejše razlomljene in premaknjene, zaradi česar lahko ob prelomnih conah prihaja do naravnega mešanja vod. Kot primer navajam geokemično interpretacijo vod iz vrtin v Murski Soboti, Moravskih Toplicah, Lendavi in Veržeju (slika 4), ki večinoma zajemajo vodo iz vodonosnika Termal I. Voda iz Moravskih Toplic izstopa po vsebno-



Slika 4. Diagram vsebnosti kloridnih in hidrogenkarbonatnih ionov za vode, ki so večinoma zajete iz vodonosnika Termal I (vrtine Sob-1 in Sob-2 v Murski Soboti, Ve-3 v Banovcih, Mt-6 v Moravskih Toplicah in Le-g2 v Lendavi). Voda iz Moravskih Toplic izstopa po vsebnosti kloridnih ionov, pojav je bil interpretiran kot naravno mešanje vod iz Murske in Lendavske formacije zaradi tektonsko premaknjenih vodonosnih plasti. Podrobno razlago glej v Kralj (2001).

sti kloridnih ionov, zato je bilo to interpretirano kot naravno mešanje vod iz različnih vodonosnih plasti vzdolž prelomnih con, ali pa zaradi tektonskih premikov plasti tako, da sta različna vodonosnika v tektonskem kontaktu. Tudi v robnih delih, kjer je prisotno tudi napajanje s površja, lahko prihaja

do mešanja vod. Takšne vode lahko vsebujejo različna razmerja natrijevih, kalcijevih, magnezijevih, hidrogenkarbonatnih in kloridnih ionov, mednje pa štejemo tudi mineralne vode Ščavniške doline (Kralj, 2001).

Tudi glede tretjega tipa vod ugotavljamo precej posplošitev. Ali slanico v globokih,

zaprtih vodonosnikih Murske udorine res lahko imenujemo prirojena porna voda, ohranjena iz časa sedimentacije sedimenta oziroma kamnine? Mislim, da ne. Če že ne drugega, ta voda v predterciarni podlagi iz karbonatnih kamnin najbrž ni mezozojska, temveč terciarna. V podlago je migrirala kasneje ob pogrezanju terciarnih morskih sedimentov (Pezdič, 1999; Kralj & Kralj, 2000a; Kralj, 2001).

Stran 365, Preglednica 4

Oznake + in – so zares neprimerne, posebej glede na to, da ob njih ni nobenega pojasnila. Iz teksta na strani 352 sicer razberemo, da gre najverjetneje za Σ^+ in Σ^- , vendar je tudi to pojasnilo zelo ubogo, citiram »Tip vode se izračuna tako, da se koncentracije glavnih ionov izrazi v meq/l in transformira v meq% tako, da se za katione upošteva le Σ^+ , za anione pa Σ^- « konec citata. Sama sem »peš« preračunala kar nekaj kemičnih analiz, tako da mi je postopek jasen, upam pa, da je tudi tistim, ki v kemiji niso najbolj doma.

Stran 366, Preglednica 4

Citiram, »temperature in pH vrednosti z območja Radencev so vzete kot informativne iz disertacije dr. Pezdiča (1991) in niso istočasne s kemijsko analizo«, konec citata. Menim, da so te vrednosti slabše, kot če jih sploh ne bi bilo, saj so skrajno zavajajoče. Iz tabele je razvidno, da »informativne« vrednosti pH nihajo od 6,08 do 8,17! pH je vendarle odvisen od vsebnosti raztopljenega ogljikovega dioksida. Meritev prav gotovo ne moremo prilepiti kamorkoli. To so osnovna kemijska načela.

Zaključek

Prispevek A. Lapanja ne ustreza strokovnim merilom preglednega znanstvenega članka oziroma izvirnega znanstvenega članka, kot tudi ne načelom znanstveno-raziskovalne etike in morale. Velik del je slabo in nerazumljivo prepisan iz različnih virov tuje literature tako, da razkriva avtorjevo slabo poznavanje kemijskih pojmov in principov. Osrednji del članka je le podatkovna baza – tabele in diagrami, ki pa niso

ustrezno razloženi in interpretirani. Avtor v zaključku brez predhodne osnove v telegrafski obliki razlaga nastanek termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji, pri čemer tako kot skozi celoten tekst ne navaja številnih pomembnih spoznanj iz objavljenih in neobjavljenih del drugih avtorjev, in upam si trditi, da z jasnim namenom prepričati bralca o izvirnosti idej. Sprašujem se čemu takšno ravnanje, v imenu koga ali česa?

Literatura

- Gabrič, A., Glažar, S. A. & Slatinek-Žigon, M. 2001: Kemija za 7. razred osnovne šole (učbenik). – DZS, Ljubljana.
- Geoff, F. & Janik, C. J. 2000: Geothermal systems. – V: Encyclopedia of volcanoes, H. Sigurdsson (ed.), 817–834, Academic Press.
- Kralj, P. 2001: Das Thermalwasser-System des Mur-Beckens in Nordost-Slowenien. – Mitteilungen zur Ingenieurgeologie und Hydrogeologie 81, RWTH Aachen.
- Kralj, P. & Kralj, P. 2000a: Thermal and mineral waters in north-eastern Slovenia. – Environmental Geology 39 (5), 488–500.
- Kralj, P. & Kralj, P. 2000b: Overexploitation of geothermal wells in Murska Sobota, Northeastern Slovenia. – Proceedings of the World Geothermal Congress 2000 (Eds. E. Iglesias, D. Blackwell, T. Hunt, J. Lund & S. Tamanyu), 837–842, Tokyo.
- Kralj, Polona 2004: Chemical composition of low-temperature (< 20–40°) thermal waters in Slovenia. – Environmental Geology 46, 635–642.
- Mazor, E. 1997: Chemical and isotopic groundwater hydrology. – Marcel Dekker Inc., 413 pp., New York.
- Pezdič, J. 1991: Izotopi v termo-mineralnih vodnih sistemih. – Disertacija, 157 pp., Univerza v Ljubljani, Ljubljana.
- Pezdič, J. 1999: Izotopi in geokemijski procesi, FNT Univerza v Ljubljani, 269 pp., Ljubljana.
- Prohić, E. 1998: Geokemija. – Targa, 554 pp., Zagreb.
- Ravnik, D., Rajver, D., Žlebnič, L. & Kralj, P. 1992: Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji. – V: Mineralne in termalne vode v gospodarstvu in znanosti Slovenije, III. Posvet, 9–32, Geološki zavod Ljubljana, Ljubljana.

Literatura, ki je v tekstu omenjena posredno

- Hochstein, P. M. 1988: Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). – Geothermics 17/1, 15–49.
- Stömberg, B. & Banwart, S. 1994: Kinetic modelling of geochemical processes at the Aitik mining waste rock site in Northern Sweden. – Applied Geochemistry 9/5, 583–595.

Nekaj pojasnil k pripombam dr. Polone Kralj na članek »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji«, (Geologija 49/2, 2006)

Andrej LAPANJE

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ulica 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Namen članka »Izvor in kemijska sestava termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji«, (Geologija 49/2, 2006) je bil na osnovi arhivskih podatkov prikazati prostorsko porazdelitev geotermalnih virov v Sloveniji in njihove osnovne lastnosti. Izkazalo se je, da sem bil pri pisanju terminološko nedosleden, ter da sem nekatere priimke zapisal napačno. Za slednje se prizadetim opravičujem. V bodoče bom pri tem natančnejši. Napake so nastale nenamerno, kot, predvidevam, tudi dosledno napačno sklanjanje mojega priimka v pripombah dr. Polone Kralj.

V nadaljevanju odgovarjam na nekaj vsebinskih pripomb.

A) Prostorska porazdelitev in osnovne lastnosti geotermalnih virov v Sloveniji

“Avtor navaja, da je namen prispevka prikaz prostorske porazdelitve in osnovnih lastnosti termalnih virov, ki temelji na arhivskih podatkih. Pri tem se avtorju ne zdi pomembno, da je zelo podobna razporeditev (slika 1) 30 lokacij termalnih izvirov in 50 lokacij vrtin s termalno in mineralno vodo v Sloveniji že bila objavljena v delu »Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji« (Ravnik et al., 1992), omenjeno sliko pa spremljata tudi tabeli, v katerih je navedena točna lokacija, nadmorska višina, globina vrtine, srednja letna temperatura kraja, temperatura vode na izviru oziroma ustju vrtine, izdatnost, vrsta uporabe in termična moč.”

- a) Zbornik, v katerem je objavljen ta prispevek, omenjam v poglavju Dosedanje raziskave. V literaturi je popolnoma nenamerno izpadel. Tega prispevka pri pripravi svojega članka nisem uporabil, temveč sem podatke poiskal v izvornih objavah in strokovnih poročilih ali pridobil od njihovih lastnikov. Lokacij geotermalnih virov nisem povzema iz omenjenega zbornika.
- b) Članek »Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji«, (Ravnik et al., 1992), v katerem je objavljenih precej napačnih in nepreverjenih števil, odseva stanje, kakršno naj bi bilo v letu 1992. V svojem članku predstavljam stanje v letu 2006, torej 14 let kasneje. V omenjenem članku (Ravnik et al., 1992) je pogosto pretirano ocenjena količina vode, ponekod pa tudi višina temperature in s tem izračunana termična moč (glej npr. Rimske Toplice, Čatež, Laško). Termalni izvir v Zagorju – Toplice je že pred I. svetovno vojno presahnil zaradi poglabljanja rudnika, omenjenih 48 l/s je bilo izmerjenih v rudniku premoga na II. obzorju v 20-tih letih prejšnjega stoletja, termalna izvira v Rimskih Toplicah in v Perišču pri Čatežu sta presahnila zaradi aktiviranja vrtin. Na nekaterih lokacijah pa se današnje ocene razpoložljivosti termalne vode zelo razlikujejo od tistih predvidenih v letu 1992 (npr. Maribor, Vaseno–Sno-

vik, Murska Sobota, Moravske toplice, Ptuj).

- c) V svojem prispevku "Chemical composition of low temperature (< 20–40 °C) thermal waters in Slovenia" (Kralj, Polona, 2004), je avtorica črpala podatke za preglednico 1 z vsemi napakami posredno iz prav tega prispevka (Ravnik et al., 1992) saj citira članek "Geotermalni viri v Sloveniji: njihov potencial in izraba" (Kralj, P., 1999). V tem članku (Kralj, P., 1999) so uporabljeni podatki v tabeli 1 in tabeli 2 v veliki meri prepisani iz članka »Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji« (Ravnik et al., 1992), ki pa ni citiran.

B) TDS vs. TDI

"Avtor razloži, da je zaradi nerazpoložljivosti podatkov o količini trdnih snovi v vodah, citiram »... z uporabo programa Aquachem 5.1 (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2006) izračunal količino skupnih raztopljenih snovi (TDS)«, konec citata. TDS (total dissolved solids) je preostanek sušenja na določeni temperaturi, v kolikor pa gre za vsoto koncentracij vseh ionov, ki so bili v danem vzorcu vode analizirani, pa se navadno uporablja izraz TDI (total dissolved ions), (Mazor, 1997)."

Postopek določitve TDS je opisan v navodilih priloženih programu Aquachem 5.1 (Waterloo Hydrogeologic, Inc., 2006). Rezultat izračuna ni TDI.

C) D'Amorejevi parametri in njihova uporabnost

"Tudi sicer v diagramih D'Amorejevih parametrov ne vidim posebno velike uporabnosti za vode v geotermalnih vodonosnikih Murske udorine, predvsem v predterciarni podlagi. Tako, na primer, za vodo iz vrtine Be-2/04 v Benediktu, pokaže diagram D'Amorejevih parametrov klastični tip vodonosnika, čeprav je voda zajeta v dolomitnem marmorju, za vodo iz vrtine Ljut-1 in Peč-1/91 pa metamorfni tip, čeprav sta vodonosni kamnini dolomit oziroma dolomitna breča."

"D'Amorejevi parametri so empirični, on sam je na osnovi številnih kemijskih analiz

vod in kamninske sestave vodonosnika opredelil kot metamorfni tip tisti, ki je bogat z natrijevimi in kloridnimi ioni. Zato D'Amorejevi parametri tudi ne drže za globoke karbonatne vodonosnike v Murski udorini."

Klasifikacija je razvrščanje glede na enake ali podobne lastnosti. D'Amorejevi parametri omogočajo razvrščanje podzemne vode v 4 razrede s pomočjo empirično določenih odnosov (D'Amore et al., 1983). Pričakuje se, da imajo vode iz litološko podobnih vodonosnikov tudi podobno kemijsko sestavo. To je pravilo, vedno pa obstajajo izjeme, ki jih nobena splošna metoda klasifikacije ali diskriminacije ne more pravilno uvrstiti. In prav tu je smisel, oziroma uporabnost D'Amorejevih parametrov. Opozorijo nas namreč na izjeme, ki v splošnem odstopajo od pravila. Take izjeme, med katere bi lahko uvrstili tako vodo iz vrtine Be-2/04, kot tudi vodo iz vrtin Ljut-1/88 in Peč-1/91, je, če bi hoteli natančno interpretirati njihov nastanek, potrebno skrbno in ciljano raziskati, kar pa ni bil namen preglednega prispevka.

Za vodo iz vrtine Be-2/04 bi težko rekli, da prihaja le iz dolomitnega marmorja, ki nastopa v vrtini v treh globinah, med 1260 in 1275, med 1470 in 1510 m ter med 1825 in 1857 m (Kraljić et al., 2005). D'Amorejeva klasifikacija je neodvisna od naše percepcije. Pri izračunu D'Amorejevih parametrov za kemijsko sestavo te vode se pokaže, da je voda tipa γ , torej kakor da bi imela izvor v klastičnih vodonosnikih. To dejstvo si razlagam s tem, da voda komunicira z dolomitnim marmorjem in tudi z blestnikom in da je v kemijskih interakcijah med vodo ter dolomitnim marmorjem in blestnikom nastala takšna sestava vode, kot bi jo vseboval klastični vodonosnik. V nobenem primeru pa voda ni omejena le na dolomitni marmor znotraj metamorfne kompleksa. To trditev lahko podkrepim z naslednjimi dejstvi: v terciarnih kamninah, ki ležijo nad metamorfni kompleksom do globine 800 m, je izmerjen zelo visok temperaturni gradient > 88 °C/km. Podoben gradient je bil izmerjen tudi v vrtini BS-2/76, ki je bila izvrtana 870 m stran od vrtine Be-2/04. Pred dokončanjem vrtine Be-2/04 je bilo zato privzeto, da tako visok temperaturni gradient nastopa tudi v metamorfni kompleksu. Odgovorni geolog je predvidel tik pred dokončanjem vrtine Be-2/04 na dnu vrtine 125 °C, na ustju vrtine pa 110 °C (Kralj, P., 2004b). Pri črpal-

nem poskusu po končanem vrtnanju je bila na ustju vrtnice nato izmerjena temperatura 75 °C (Kraljić et al., 2005). Po dokončanju vrtnice pa so bile v vrtnici večkrat opravljene termometrične meritve (Kraljić et al., 2005), ki so v nasprotju s pričakovanji prikazale izredno nizek temperaturni gradient v območju med 800 m in 1850 m, ki dosega le 4,9 °C/km. To dejstvo nakazuje dvojje stvari:

- a) znotraj metamorfne kompleksa se toplota prenaša s konvekcijskim kroženjem vode po razpokah in prelomnih conah,
- b) zaradi konvekcije v metamorfem kompleksu je povišan temperaturni gradient v zgoraj ležečih terciarnih sedimentih.

Torej je zaradi konvekcije toplote, ki se lahko odvija le s kroženjem vode, nedvoumno, da voda ni le iz dolomitnega marmorja, ampak je v interakciji tudi z drugimi metamorfnimi kamninami.

Tudi glede vrtin Ljut-1/88 in Peč-1/91 sem mnenja, da je voda v dolomitnih kamninah v teh dveh vrtninah v stiku z metamorfnimi kamninami. Pri tem se moram strinjati s Polona Kralj, ki pravi, da je večji del te vode mlajši od starosti samih kamnin. Debelina dolomitnih kamnin nad metamorfno podlago je majhna. Dolomit oz. dolomitna breča v vrtnici Ljut-1/88 je bila navrtana v odseku od 4010 m do 4033 m, torej v debelini 23 m, pod njo je bil navrtan gnajns do končne globine 4048 m, v vrtnici Peč-1 sta dolomit in dolomitno-silikatna breča navrtana med globlinami 1915 m in 2030 m. Pod njima je bil navrtan filit. V času več milijonov let je bila komunikacija omogočena skozi tektonske razpoke. Interakcija je bila zelo počasna, vendar je bilo časa za reakcije dovolj.

Č) Geotermometri in njihova uporabnost

“Poleg tega je Pezdič (1999) raziskoval uporabnost geotermometrov za vode v Murski udorini in ugotovil, da je zaradi termodinamičnega neravnotežja njihova uporaba vprašljiva. številna neskladja in odstopanja je opazil predvsem za Na-Ca in Na-K-Ca geotermometre, najboljšo skladnost s podatki opazovanj je ugotovil za izotopske geotermometre.”

Ista neskladja je opisal v zelo dobrem članku že Veselič (1980), pred njim je pogoje za uporabnost geotermometrov zapisal White (1970). Na pomanjkljivosti geotermometrov opozarjam tudi v svojem prispevku na strani 355 in hkrati omenjam njihovo uporabnost za klasifikacijo in diskriminacijo.

D) Mursko – Zalski bazen

“Na drugi strani pa je zaradi pomanjkanja podatkov in necelostnega študija problematike izposojene ideje nametal kar v en koš. Avtor nastanek drugega tipa vod v Mursko-Zalskem bazenu, ki ga imenuje evolucijski, opisuje v kontekstu spreminjanja sestave vode od Ca-Mg-HCO₃ tipa v plitvejših plasteh do Na-HCO₃ tipa v globljih plasteh, vzrok za to pa je v predvsem v preperevanju glincev in ionski izmenjavi na mineralih glin. Pri tem pa pozablja, da je Murska udorina del arzezijskega bazena. O nastanku termalnih in **mineralnih vod** je bilo napisanega že kar nekaj člankov, ki so izšli tudi v tujih revijah (Pezdič, 1991; Pezdič, 1999; Kralj & Kralj, 2000a; Kralj, 2001). Iz dela Kralja (2001) bom povzela samo najbolj bistveno. Iz najglobljih delov Murske udorine se zaradi kompaktacije iztiskajo vode iz osrednjih delov proti robnim, pri čemer se sestava vod spreminja zaradi ohlajanja, spremembe tlaka, kemičnih reakcij s prikamnino (pogosto zaradi prisotnost ogljikovega dioksida, ki močno poveča reaktivnost vod) ali z organsko snovjo. Kjer je litostatični tlak višji od hidrostatičnega se vode iztiskajo preko slabo prepustnih, delno litificiranih drobnozrnatih sedimentov, pri čemer ti delujejo kot molekularna sita in filtrirajo ione. Hkrati so v robnih delih Murske udorine plasti pogostejše in močnejše razlomljene in premaknjene, zaradi česar lahko ob prelomnih conah prihaja do naravnega mešanja vod. Kot primer navajam geokemično interpretacijo vod iz vrtin v Murski Soboti, Moravskih Toplicah, Lendavi in Veržeju (slika 4), ki večinoma zajemajo vodo iz vodonosnika Termal I. Voda iz Moravskih Toplic izstopa po vsebnosti kloridnih ionov, zato je bilo to interpretirano kot naravno mešanje vod iz različnih vodonosnih plasti vzdolž prelomnih con, ali pa zaradi tektonskih premikov plasti tako, da sta različna vodonosnika v tektonskem kontaktu. Tudi v robnih delih, kjer je prisotno tudi napajanje s površja, lahko prihaja do mešanja vod. Takšne vode lahko vsebujejo različna razmerja

natrijevih, kalcijevih, magnezijevih, hidrogenkarbonatnih in kloridnih ionov, mednje pa štejemo tudi mineralne vode Ščavniške doline (Kralj, 2001)''.

Veliko pripomb se tiče interpretacije kemijskih analiz termalnih in termomineralnih vod s področja Mursko-Zalskega bazena (Fodor et al., 2002). Pri tem je potrebno poudariti, da so interpretacije kemijske sestave in izvora vode s tega območja problematične zaradi:

- a) pomanjkljivo definiranege geološkega modela Mursko-Zalskega bazena in
- b) zaradi načina odvzema vzorcev vode. Ti so največkrat odvzeti na ustju vrtin, ki pogosto zajemajo dve različni geološki formaciji ali več le teh, v katerih nastopajo med seboj različne vode. Na to dejstvo opozarjata tudi P. in Polona Kralj (2000a).

V Mursko-Zalskem bazenu je na osnovi raziskovalnih vrtin in geofizikalnih meritev zadovoljivo rešena le geometrija reliefa predterciarne podlage. To pa ne velja v popolnosti za stratigrafske, sedimentološke in formacijske odnose znotraj terciarnih sedimentov in kamnin, ki bi nudili zadostno oporo za neizpodbitno pravilno interpretacijo razmerja napajanje – iztok v termalnih vodonosnikih in interpretacijo razvoja kemijske sestave vode. Prav tako je zelo slabo poznana tudi notranja zgradba predterciarne podlage, predvsem strukturo – geološke značilnosti. Eden izmed problemov je definiranje geometrije in pomena Rabske prelomne cone, ob kateri je nastal t.i. Radgonski tektonski poljarek, ki je stopničasto pogreznjen (Szabo, 1972). Predpostavljam, da je pojavljanje slatin in mofet v Slovenskih goricah in na območju Nuskove na Goričkem ter pojav CO_2 v vrtinah v Benediktu, v Ščavniški dolini, Bad Radgersburgu, Strukovcih in Radencih genetsko vezano na Rabsko prelomno cono. Podobnega mnenja je bil že Žlebnič (1978).

Nedorečenost geološkega modela dopušča različne interpretacije geoloških, hidrogeoloških in geotermičnih lastnosti tega območja.

Splošno znano je, da znotraj Mursko-Zalskega bazena obstaja vertikalna stratifikacija vodonosnikov, ki se med seboj ločijo po več lastnostih. To ugotovitev povzemata tudi P. in Polona Kralj (2000a, 2000b) ter P. Kralj (2001, 2004a). Pred njima je bilo to

ugotovljeno že v raziskavah za odkrivanje ležišč nafte in plina, v raziskavah za zajem mineralnih, termalnih in termomineralnih voda ter v raziskavah za iskanje podzemnega skladiščenja plina. Pri teh raziskavah je sodelovalo več strokovnjakov (predvsem iz podjetij Ina Naftaplina Lendava, Geološki zavod Ljubljana, Inštitut Jožef Stefan Ljubljana in Radenska Radenci), ki so vsak po svojih močeh prispevali k današnjem poznavanju geologije, hidrogeologije, hidrogeokemije in geotermije Mursko-Zalskega bazena. Poimensko velja omeniti Žlebniča (1974, 1975, 1978), ki ga od kasnejših raziskovalcev citira le Pezdič (1991).

Po Tothu (1995) je na območju sedimentacijskih bazenov glavna in najpomembnejša gonilna sila toka podzemne vode gravitacija, šele nato sledijo kompaktacija sedimenta, osmoza ter tektonska kompresija. Meteorna voda ponika v porozne sedimente na območju Goričkega in na južnem del Slovenskih goric, od kjer odteka proti območju s nižjim hidravličnim potencialom. Regionalni tok podzemne vode je razvit le v zgornjem aktivnem vodonosnem sistemu znotraj pliokvartarnih, pliocenskih in zgornjepontijskih sedimentov (v prodih, peskih in peščenih meljih), medtem ko je v spodaj ležečih vodonosnikih voda stagnantna. Tudi tu so izjeme ob močnejših prelomih, predvsem na območju Radencev, kjer predvidevam, da se z natrijem in kloridom bogata voda iz spodaj ležečih vodonosnikov dviga ascendentno proti površju skozi prelomne cone skupaj z ogljikovim dioksidom iz predterciarne podlage, predvsem zaradi razplinjanja. Izvirno področje termomineralnih voda v Pomurju predstavlja širše območje Radencev, možno pa je, da se termalna ali termomineralna voda izliva še kje drugje v kvartarni prod, vendar to do sedaj še ni bilo odkrito. Območje, kjer se regionalni vodonosni sistem prazni, to je območje Radencev, pa je geološko kot tudi hidrogeokemijsko izredno zapleten sistem (Žlebnič, 1978; Pezdič, 1991). Tu iztekajo stare meteorne vode, ki so pomešane z mladimi meteornimi vodami in z vodo z veliko vsebnostjo Na^+ , Cl^- in CO_2 iz spodnjepontijskih in starejših sedimentov in iz kamnin v različnih razmerjih (Pezdič, 1991). Reakcija izmenjave Ca^{2+} in Na^+ ionov na mineralih glin v normalnih pogojih v vodonosniku verjetno ni reverzibilna, tako da se pri toku proti površju voda tipa Na-HCO_3 ne spreminja v interakciji s sedimentom nazaj v vodo Ca-Mg-HCO_3 tipa (izjema je seve-

da zopet območje Radencev, kjer so zaradi velike količine CO₂ pomembne druge reakcije, ne pa ionska izmenjava). V članku sem le prikazal osnovne lastnosti termomineralnih vod z območja Radencev, nisem pa se ukvarjal z natančno analizo tega sistema, kar so ga opravili že prejšnji raziskovalci; predvsem skupini pod vodstvom Žlebnika (Geološki zavod Ljubljana) in Pezdica (Inštitut Jožefa Stefana).

Starejši sedimenti in kamnine, tako terciarni (melj, pesek, peščenjak, konglomerat), kot v podlagi terciarnih kamnin, so večinoma dobro konsolidirani in litificirani. Voda v teh vodonosnikih je stagnantna ali pa je njeno gibanje zelo omejeno. Voda iz vrtin, po tem ko jih zbudimo, teče sama na površje zaradi temperaturnih razlik »termo-lift« in razplinjanja »gas-lift«. Posledično je voda visoko mineralizirana in drugačnega hidrogeokemičnega faciesa. Da je napajanje teh vodonosnikov omejeno, je bilo med drugim ugotovljeno v Murski Soboti (Kralj, P. & Kralj, Polona, 2000b) in tudi pri izkoriščanju vode iz vrtin Mt-1, Mt-4 in Mt-5 v Moravskih toplicah. Črpanje vode iz vrtin, v katerih hidravlični tlak stalno pada, imenujemo »rudarjenje« in je posledica izkoriščanja, ki je večje od napajanja vodonosnika. V Moravskih toplicah, Banovcih in v Murski Soboti so izvrtane vrtine, ki imajo vgrajene filtrske odseke v zgornjem aktivnem in v spodnjem stagnantnem vodonosniku. Posledično prihaja v vrtinah do mešanja voda iz različnih vodonosnikov in s tem do težav pri interpretaciji njihove kemijske sestave. V ta sklop sodi tudi povišana koncentracija kloridov v vrtinah Mt-6/83 in Mt-7/93 v Moravskih toplicah, ki jo dr. Polona Kralj razlaga z dotokom voda iz spodaj ležečih vodonosnikov po prelomnih conah. V vrtini Mt-8g/05, ki je od vrtine Mt-6/83 oddaljena le 400 m, je klorida le 13 mg/l, v vodi iz vrtine Mt-6/83 pa je klorida preko 100 mg/l. Moje mnenje je, da vrtini Mt-6/83 in Mt-7/93, s filtrskimi odseki nameščenimi blizu dna vrtin, posegata že v spodnji vodonosnik.

Glavna dela, ki obravnavajo kemijsko sestavo termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji, so naštetja v poglavju Dosedanje raziskave. V članku sem zbral dostopne podatke o kemijski sestavi termalnih in termomineralnih vod v Sloveniji na enem mestu in so predstavljeni na enoten način. Geotermalni viri so klasificirani glede na geotermalne sisteme po Hochsteinu (1988), kemijska sestava vod pa je sistematično pri-

merjana po enotnem metodološkem postopku. Ta pregled je izhodišče za primerjanje kemijske sestave voda različnih geotermalnih virov v Sloveniji in osnova za razmisleke o nadaljnjih raziskovalnih izzivih.

Literatura

- D'Amore, F., Scandiffio, G. & Panichi, C. 1983: Some Observation on the Chemical Classification of Ground Water. – *Geothermics*, 12/2-3, 141-148.
- Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Rifelj, H., Kraljić, M., Kevrić, R., Márton, P., Koroknai, B., & Báldi – Beke, M., 2002: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. *Geologija*, 45/1, 103-114.
- Hochstein, P. M. 1988: Assessment and modeling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). – *Geothermics* 17/1, 15-49.
- Kralj, P. 1999: Geotermalni viri v Sloveniji: njihov potencial in izraba. V: P. Kralj (ur.) Geotermalna energija: islandske in slovenske izkušnje, str. 29-42, Ministrstvo za Znanost in Tehnologijo, Ljubljana.
- Kralj, P. 2001: Das Thermalwasser-System des Mur-Beckens in Nordost-Slowenien. – *Mitteilungen zur Ingenieurgeologie und Hydrogeologie* 81, RWTH Aachen.
- Kralj, P., 2004a: Trace elements in medium-temperature (40-80 °C) thermal waters from the Mura basin (North-Eastern Slovenia). – *Environmental Geology*, 46, 622-629.
- Kralj, P., 2004b: Geotermalna energija v Benediktu. – *Eges*, 4, 95-97.
- Kralj, Polona, 2004: Chemical composition of low-temperature (< 20-40 °C) thermal waters in Slovenia. – *Environmental Geology*, 46, 635-642.
- Kralj, P. & Kralj, Polona, 2000a: Thermal and mineral waters in north-eastern Slovenia. – *Environmental Geology* 39, 488-500.
- Kralj, P. & Kralj, Polona 2000b: Overexploitation of geothermal wells in Murska Sobota, Northeastern Slovenia. – *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000* (Eds. E. Iglesias, D. Blackwell, T. Hunt, J. Lund & S. Tamanyu), 837-842, Tokyo.
- Kraljić, M., Lisjak, L. & Kasjabi, A. 2005: Poročilo o izgradnji vrtine Benedikt-2 (Be-2). Nafta Geoterm, Lendava.
- Ravnik, D., Rajver, D., Žlebnik, L. & Kralj, P. 1992: Geološke strukture: viri termalnih in mineralnih vod v Sloveniji. V: P. Kralj (ur.) Mineralne in termalne vode v gospodarstvu in znanosti Slovenije, III. Posvet, 9-32, Geološki zavod Ljubljana, Ljubljana.
- Szabo, J. 1972: K tektoniki območja Radenci. 2 str., 5 pril. Ina Naftaplín Lenadava.
- Toth, J. 1995: Hydraulic continuity in large sedimentary basins. – *Hydrogeology Journal*, 3/4, 4-16.
- Veselič, M. 1980: Vpliv hidrološke sredine na uporabnost Na-K-Ca in SiO₂ geotermometrov. – *Portorož* : 6. jugoslovanski simpozij hidrološke in inženirske geologije, 1, 391-400.

Žlebnik, L. 1974: Hidrogeološke razmere v Nuskovi na Goričkem. – *Geologija*, 17, 477–492.

Žlebnik, L. 1975: Termalne in termomineralne vode v Prekmurju in Slovenskih goricah. *Radenski vestnik*, XIV, št. II, 25–30.

Žlebnik, L. 1978: Terciarni vodonosniki v Slovenskih goricah in na Goričkem. *Geologija*, 21/2, 311–324.

Waterloo Hydrogeologic, Inc. 2006: programski paket Aquachem 5.1., Waterloo, Kanada.

White, D.E. 1970: *Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation and Exploitation of Geothermal Energy Resources*. (v:) E. Barbier (ur.): *Proceedings of the U.N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources* – Pisa. *Geothermics*, special issue 2/1, 58–80.

Kongres Evropskega geoznanstvenega združenja na Dunaju (15. – 20. april 2007)

Mihael BRENČIČ

Geološki zavod Slovenije, Dimičeva ul. 14, SI-1000 Ljubljana
e-mail: miha.brencic@geo-zs.si

Že tretjič zapored, je bil kongres Evropskega geoznanstvenega združenja (European Geoscience Union – EGU) na Dunaju. Tako kot prejšnja leta je bil dogodek organiziran zgledno, letos skorajda brez napak, saj je organizator po treh letih že dodobra osvojil kongresni center in pa tudi vso ostalo tehnologijo, ki je v današnjem času potrebna za organizacijo tako obsežnega dogodka. Tudi tokrat so povzetki prispevkov izšli kot samostojna številka publikacije *Geophysical Research Abstracts* in v skladu s prakso prejšnjih let sta celoten nabor povzkov in program kongresa prosto dostopna tudi na medmrežju. Glede na splošno dosegljivost modernih tehnologij, se je tokrat organizator odločil, da v tiskani obliki izda le osnovni program kongresa s spiskom sekcij, tako da večini udeležencev, prejšnji več kot 700 strani debeli program, ni bil na voljo. Številni računalniški terminali, ki so bili na voljo po kongresnem centru, pa so omogočali, da si je vsak udeleženec pripravil svoj program ali pa vedno znova preverjal katerih sekcij se bo udeležil.

Tako kot v preteklosti, se je kongresa udeležilo nekaj tisoč udeležencev, ki so predstavili svoje delo na številnih predavanjih in na še bolj številnih plakatih. Toda v nasprotju s prejšnjimi leti, se tokrat udeleženec ni mogel znebiti občutka, da je v predhodnih letih kongres že dosegel kritično točko in da se število udeležencev iz leta v leto počasi zmanjšuje. Dogodilo se je, da so bile posamezne sekcije predavanj v celoti odpovedane, še veliko več pa je bilo odpovedi plakatov.

Organizacijska struktura kongresa je bila enaka kot v predhodnih letih, o čemer smo na tem mestu že poročali (Brenčič, 2003, 2005). Velja pa si ogledati, v čem se je letošnji kongres razlikoval od predhodnih. Iz leta v leto je na kongresu zastopanih več mladih avtorjev, ki predstavljajo rezultate svojih doktorskih disertacij, bodisi, da so le te šele v fazi nastajanja bodisi da so že končane. Starejši raziskovalci pa nastopajo predvsem kot mentorji. To je posledica splošne tendence, da morajo doktorandi svoje delo predstavljati na mednarodnih konferencah in ga objavljati v mednarodnih znanstvenih revijah. Tako se med predavanji pogosto ne moreš znebiti občutka, da gre zgolj za nekakšno oglaševanje in samopromocijo. Veliko predstavljenih del ni nič drugega kot ponavljanje že utečenih metod v drugačnih geografskih okoljih.

Med avtorji predstavljenih prispevkov, tako kot v preteklih letih, močno prevladuje akademska sfera. Pri raziskavah, ki so jih predstavili slednji, se pogosto ne moremo znebiti občutka, da so te raziskave namenjene same sebi ali pa zgolj vzpostavljanju in zadovoljevanju akademskih kriterijev. Aplikativno usmerjenih raziskav je bilo predstavljenih relativno malo. Prevladujejo raziskave, ki bi jih lahko opredelili kot temeljne raziskave. Znotraj te skupine pa bi lahko opredelili dva glavna trenda. Znotraj prvega imamo opraviti predvsem z obravnavo lokalnih geoloških problemov. Iz rezultatov teh raziskav je razvidno, da so se raziskovalne skupine usmerile predvsem na neko območje, ki jim je geografsko gledano blizu. S svojimi raziskavami postopno in načrtno izboljšujejo vedenje o tem območju. Znotraj skupine drugega trenda opazimo uveljavljanje vedno novih in novih analitskih, predvsem kemijskih metod, na te pa se naslanjajo tudi nove interpretativne metode. Tako opazimo splošen trend uporabe

novih metod na analitskih medijih in geoloških okoljih, ki so bili že ničkolikokrat pregledani s starejšimi metodami. Ker so nove tehnike vedno bolj izpopolnjene, detekcijske meje pa vedno nižje, so novi rezultati pogosto zelo presenetljivi. Tako je bil v zadnjih letih velik korak naprej narejen na področju organske geokemije, kjer je s pomočjo modernih analitskih metod moč rekonstruirati številne kompleksne organske spojine, ki v sedimentih in kamninah nastopajo v zelo nizkih koncentracijah. Prav tako opazimo tudi prenašanje metod iz drugih ved (npr. fizike in kemije) in tako kot v preteklih letih, lahko ugotovimo, da tudi vede o Zemlji postajajo interdisciplinarne.

Celoten kongres sestoji iz posameznih sekcijskih simpozijev, ki tečejo vzporedno in med seboj neodvisno. To ima za posledico, da se v okviru teh pojavljajo predstavitve s podobno ali celo enako problematiko in zdi se, da že znotraj celotnega kongresa, zaradi velikosti, ni mogoče vzpostaviti ustreznih povezav. Tako ni nič nenavadnega, da se veliko raziskav v svetovnem merilu odvija vzporedno in izven istega referenčnega polja. Navkljub modernim tehnologijam posamezna področja postajajo povsem nepregledna.

Avtor teh vrstic se je udeleževal predvsem sekcij, ki so se nanašale na hidrologijo. Ugotovimo lahko, da so bile letošnje sekcije večinoma manj kvalitetne kot v predhodnih letih, kar bi lahko v veliki meri pripisali odsotnosti ameriških raziskovalcev, saj je imela Ameriška geofizikalna zveza AGU svoj pomladni kongres le nekaj tednov za evropskim. V hidroloških sekcijah je praviloma šlo le za ponavljanje že uveljavljenih konceptov. Evropsko geoznanstveno združenje vsako leto za področje hidrologije podeli dve nagradi. Prvo nagrado Johna Daltona je dobil Američan Eric Wood za prispevek na področju daljinskega zaznavanja v hidrologiji, drugo nagrado, ki je imenovana po Henryu Darcyju pa je dobil Šved Lars Gottschalk za svoj prispevek na področju stohastične hidrologije in hidrologije porečji. Oba nagrajenca sta svoje delo predstavila z zanimivima predavanjema. V zvezi s podeljevanjem nagrad na področju hidrologije velja izreči pripombo, da v zadnjih letih priznanja ni dobil nihče od hidrologov, ki se ukvarjajo s podzemno vodo, navkljub temu, da je ena od medalj poimenovana po raziskovalcu, ki je postavil temelje dinamike podzemne vode.

In kako je z deležem slovenskih raziskovalcev? Območje Slovenije je neposredno obravnavalo 37 del, dejansko število prispevkov, ki so prihajali iz Slovenije ali pa je Slovenijo tako ali drugače obravnavalo, pa je navkljub iskalniku na zgoščenki publikacije Geophysical Research Abstracts nemogoče ugotoviti. Podobno kot v prejšnjih letih lahko ugotovimo, da območje Slovenije obravnava vedno več tujih raziskovalcev, brez sodelovanja domačinov.

Navkljub vsemu zgoraj naštetim problemom pa lahko, tako kot vedno doslej, pod črto ugotovimo, da je kongres Evropskega geoznanstvenega združenja vsako leto znova pomemben in enkratni dogodek, na katerem ne bi smel manjkati nihče, ki želi slediti razvoju ved o Zemlji. Udeležba na takšnem kongresu omogoča vsaj okviren pregled nad celotnim razvojem znanja o Zemlji. Še naprej lahko opazujemo vedno večjo težnjo h kvantifikaciji, kjer so meritve z različnimi analiznimi metodami osnova za kakršnekoli interpretacije. Brez izvedenih meritev se raziskava le stežka kvalificira za objavo v mednarodnih znanstvenih revijah.

Literatura:

Brenčič, M. 2003: Skupni kongres Evropskega geofizikalnega združenja, Ameriške geofizikalne unije in Evropske geološke unije, Nica, Francija (6. – 11. 4. 2003). – *Geologija*, 46/1, 175 – 177.

Brenčič, M. 2005: Kongres Evropskega geoznanstvenega združenja, Dunaj, Avstrija (24. – 29. april 2005). – *Geologija*, 48/1, 177–179.

Nove knjige

GEOLOŠKI TERMINOLOŠKI SLOVAR, 2006, uredil Jernej Pavšič, 331 str., 18 x 25 cm, trda vezava. Izdajatelj: Oddelek za geologijo NTF Univerze v Ljubljani in Inštitut za slovenski jezik Frana Ramovša ZRC SAZU, Založba ZRC, ZRC SAZU (Zbirka Slovarji), Ljubljana.

Knjižna polica z geološko literaturo je letos spomladi postala bogatejša še za eno knjigo, ki smo jo na slovenskem že dolgo pričakovali. V sklopu Zbirke slovarjev pri Založbi ZRC SAZU je izšel **Geološki terminološki slovar**, prvi tovrstni slovar v slovenskem jeziku.

Urednik Jernej Pavšič in sodelavci Terminološke komisije Mario Pleničar, † Jože Duhovnik, Dragica Strmole, Vida Pohar, Polona Kralj, Dušan Kuščer, Rajko Pavlovec in Danilo Ravnik so na 331 straneh predstavili skoraj 11.000 eno- ali večbesednih strokovnih geoloških izrazov, omenjenim avtorjem pa se je pridružila še dolga vrsta svetovalcev za posamezna geološka področja. Leksikografsko in jezikovno redakcijo je po enotnem principu za celotno zbirko slovarjev opravila Zvonka Leder.

Delo na slovarju je bilo zelo zahtevno, saj se je slovensko geološko izrazje pričelo oblikovati šele z ustanovitvijo lastne univerze po prvi svetovni vojni. Ideja po velikem in sodobnem geološkem slovarju je bila prisotna kar več deset let, že od leta 1962, ko je bila v ta namen pri Slovenski akademiji znanosti in umetnosti ustanovljena Komisija za geološko in paleontološko terminologijo. V začetni fazi so člani zbrali do takrat razpoložljivo izrazoslovje, predvsem splošno geološko, paleontološko, mineraloško in petrografsko terminologijo. Delo pri komisiji je nato za daljši čas zastalo, vse do leta 1992, ko se je formirala že omenjena skupina, ki je celotno do tedaj zbrano gradivo ponovno pregledala, v veliki meri dopolnila in pripravila za tisk.

Slovar je napisan po sodobnih načelih stroke. Kot je zapisano v uvodu knjige je geološki terminološki slovar razlagalni in obenem informativno-normativni, saj posamezne izraze pomensko in jezikovno opisuje in vrednoti. Izrazi so kratki in jedrnaty ter zajemajo praktično vsa področja geološke znanosti. Glede na tradicijo slovenske geologije in pestro geološko zgradbo našega ozemlja, je zajetih nekaj več stratigrafskih, paleontoloških in mineraloških izrazov, manj pa je izrazov tistih geoloških in sorodnih disciplin, ki se danes še posebno intenzivno razvijajo (npr. tektonika, geohazard – zanimivo, da tega izraza sploh ni v slovarju, tehniški in geofizikalni izrazi, geoinformatika in slično). Kar nekaj težav sta avtorjem slovarja delala izbor in slovenjenje tistih izrazov, ki danes tako pri nas kot tudi drugod v svetu intenzivno prodirajo iz anglosaksonskega jezikovnega področja in so se že dobro udomačili v tuji obliki (npr. madston).

Slovar nima funkcije geološkega priročnika ali leksikona, zato razen najkrajše možne razlage posameznih gesel ne vsebuje nobenih slik, skic in literature. Izjemi sta le seznam mineralov s formulami ter tabela razdelitve geološke zgodovine, ki sta dodani na koncu slovarja kot zelo koristni priloge.

Tisk knjige so finančno podprli in omogočili Agencija za raziskovalno dejavnost RS, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, Geološki zavod Slovenije, Inštitut za rudarstvo, geotehnologijo in okolje, DDC svetovanje in inženiring – Družba za svetovanje in inženiring d.o.o. ter Nafta Lendava d.o.o.

Avtorjem slovarja gre za trud in potrpežljivost, ki so ju imeli pri sestavi slovarja in njegovi pripravi za tisk vse čestitke, saj je njegov izid pomemben dosežek domačih geologov. Knjiga je lepo opremljena, s trdimi platnicami, primernege formata, gesla pa so izpisana z mastnimi črkami, tako da je iskanje posameznih terminov zelo pregledno. Skoraj gotovo pa pri izboru in samem opisu posameznih gesel prihaja, kljub najboljši želji avtorjev po perfekciji, do določenih neskladij tudi v tej knjigi, kar pa ne zmanjša njene teže. Te neuskklajenosti bodo zagotovo odpravljene pri naslednji izdaji slovarja.

Slovar lahko štejemo kot nepogrešljiv strokovni vir, ki ga bo potreboval vsak geolog. Zelo koristen vir geoloških informacij pa bo tudi za študente geologije, geografe, agronome, gozdarje, rudarje, gradbenike, vodarje, ekologe in vse tiste, ki se pri svojem delu profesionalno ali ljubiteljsko srečujejo z geologijo.

Bojan Ogorelec

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 geologov v svetu. Rokopisi prispevkov naj praviloma ne bodo daljši od 25 računalniško izpisanih 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 od leta 2000 izhaja praviloma dvakrat letno v obsegu do 30 avtorskih pol. Vse prispevke recenzirajo domači in tuji vrhunski strokovnjaki. Avtorji so dolžni njihovo pisno mnenje upoštevati ter svoje prispevke po potrebi tudi dopolniti.

V želji, da bi z našimi izsledki v slovenski geološki vedi seznanjali čim širši krog strokovnjakov po svetu, je večina prispevkov v GEOLOGIJI objavljena razen v slovenskem tudi v angleškem oziroma nemškem jeziku. Prispevke, ki obravnavajo snov v 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 oddajte uredništvu v enem izvodu pisno in na disketi ali CD-ROMU. Pisni prispevkovi naj imena citiranih avtorjev med besedilom prispevka in pri naštevanju literature pišejo brez presledkov med črkami. Imena avtorjev naj samo podčrtajo ročno z rdečim svinčnikom, razpiranje bo urenila tiskarna. Imena fosilov (rod in vrsto) pa naj pišejo poševno. Vse drugo bo uredilo uredništvo.

Naslovi prispevkov naj bodo kratki in praviloma ne presega 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 podan tudi njegov naslov. Vsebine oziroma kazala pri normalno dolgih prispevkih ne objavljamo.

Kratka vsebina oziroma abstract 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, kjer 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. Pleničar & Buser, 1967, 152), pri teh 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, Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), *Facies models*. – *Geol. Ass. Canada*, 159–174. Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobs-hagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – *Verh. Geol. B.A.*, 4, 538–593, Wien.

Primer citirane knjige:

Flügel, E. 1978: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Črno-bele in barvne fotografije morajo biti v elektronski obliki v EPS, TIF ali PDF zapisu z ločljivostjo 300 dpi. Le izjemno je možno objaviti tudi barvne slike, vendar samo po predhodnem dogovoru z uredništvom. Črtne risbe morajo avtorji oddati v računalniški obliki z ločljivostjo 800 dpi. Pri pripravi črtnih slik obvezno upoštevajte zrcalo revije 13,7 x 19,6 cm, zato pazite na velikost črk, znakov in debelino črt in imejte v mislih, da morajo biti ob morebitni pomanjšanji 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". Slike obeležite s števil-

kami. V besedilu prispevka morate omeniti vsako sliko po številčnem vrstnem redu.

Tabele napišite s tiskalnikom 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 čimboj zapolnite in ne puščajte nepotrebnih prazin.

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 pri-

spevka. Podanaslovi 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 40 separatov brezplačno. Uredništvo sprejema prispevke do vključno 1. marca (1. št.) in 1. septembra (2. št.) v tekočem letu in se obveže, da bodo le-ti tiskani v tekočem letu. Avtorje prosimo, da prispevke pošiljajo na naslov uredništva:

GEOLOGIJA

Geološki zavod Slovenije

Dimičeva 14, 1000 Ljubljana

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 experts in the geology domain of the world. The article manuscripts should not exceed the extent of 25 pages, figures, tables and plates included. Exceptions to this rule i.e. publication of longer articles (such as papers presenting 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 from 2000 normally twice a year comprising to 30 author's sheets. 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 con-

tent published in Slovene in the form of an abstract.

One copy of each article, printed as well as on a floppy disk or CD-ROM, is to be delivered to the editorial office. The names of authors quoted in the text and in the bibliography should be written without spaces, while the names of fossils (species and genus) should be written in italics. The rest will be seen to by the editorial board.

The title of the article should be rather short. 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 official address should be stated, too.

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: Pleničar & Buser, 1967, 152), while in case of a three or several authors quotation, write out only the first name and add et al., the year 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, Ljubljana.

Kendall, A. C. 1978: Subaqueous evaporites. In: R. G. Walker (ed.), *Facies models*. – Geol. Ass. Canada, 159–174. Toronto.

Fabricius, F., Friedrichsen, H. & Jacobs-hagen, V. 1970: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittlung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarten Mediteran-Gebieten. – *Verh. Geol. B.A.*, 4, 5383–593, Wien.

Example of book quotation:

Flügel, E. 1978: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – Springer Verlag, 454 pp., Berlin.

Black and white photographs are to be in electronic version in EPS, TIF or PDF formats with the resolution of at least 300 dpi. Coloured photographs will be published exceptionally only, according to a previous agreement with the editor. Line drawings are to be in electronic version with the resolution of 800 dpi. While preparing the sketches, pay attention to the review type face 13,7 x 19,6 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.

Tables should be made on a printer 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. 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 expensis of the author.

Authors will be sent 40 issues free. Articles shall have been entered by 1st March (Vol. 1) and 1st September (Vol. 2) the editorial board will commit itself to print them in the current year. The authors are requested to send the articles to the address of the editorial board. i.e.:

GEOLOGIJA
Geological Survey of Slovenia
Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, SLO

Editorial Board

ISSN 0016-7789
ISSN 1854-620X



Geološki zavod Slovenije