



Poledenitev Dinarskega gorstva v Sloveniji

IZVLEČEK

Najvišji predeli slovenskega dela Dinarskega gorstva so bili v pleistocenu poledeneli. Sledovi obsežne ledeniške erozije in akumulacije so se ohranili na Snežniku, medtem ko so bili na Trnovskem gozdu z ledom prekriti le najvišji predeli s severno ekspozicijo in večje kraške kotanje. Ugotovili smo, da je bila ravnovesna meja ledenikov na obeh planotah na nadmorski višini med 1220 in 1360 m, kar pojasnjuje odsotnost poledenitve v ostalih, nižjih delih Dinarskega gorstva.

Ključne besede: geomorfologija, poledenitev, ravnovesna meja ledenikov, kras, Dinarsko gorstvo.

ABSTRACT

Glaciation of the Dinaric Mountains in Slovenia

The highest sections of the Slovenian part of Dinaric Mountains were glaciated during Pleistocene. Traces of extensive glacial erosion and accumulation are preserved on Snežnik Mountain, while glaciation of Trnovski Gozd Plateau occupied only the highest, north-facing areas as well as large karst depressions. We established that the equilibrium line altitude on both plateaus was within the elevation range from 1220 to 1360 m, which explains an absence of glaciation in other lower sections of the Dinaric Mountains.

Key words: geomorphology, glaciation, equilibrium line altitude, karst, Dinaric Mountains.

Kvartar je geokronološka enota oziroma perioda, ki se je pričel pred 2,58 milijona let (Cohen in Gibbard 2012). Zanj so značilni predvsem velika podnebna kolebanja, z njimi povezane poledenitve in razvoj človeka (Bavec in Pohar 2009). Kvartar delimo na epohi pleistocen in holocen. Pleistocen se je pričel pred 2,58 milijona let in zaključil pred 11.700 leti. Zaključek pleistocena se ujema s pričetkom holocena, v obdobju katerega živimo še danes, čeprav znanstvena skupnost razmišlja o vpeljavi nove epohe, imenovane antropocen (Waters s sodelavci 2014), ki naj bi označevala obdobje v zgodovini našega planeta, v katerem imamo ljudje odločilen vpliv na stanje, dinamiko in prihodnost Zemljinega sistema. Pričetek antropocena, ki za zdaj še ni uradno opredeljena geološka enota, naj bi postavili na začetek industrijske revolucije v Evropi, to je okrog leta 1800.

Izotopske raziskave sedimentov z oceanskega dna za zadnjih 2,6 milijona let nakazujejo 52 ledenih in vmesnih medledenih dob (Cohen in Gibbard 2012). Med najbolj preučeni sta zadnja ledena doba (*Last Glacial Cycle*) ter višek zadnje poledenitve (*Last Glacial Maximum – LGM*). Zadnja ledena doba je definirana z obdobjem med približno 130.000 in 11.700 let pred sedanostjo (Martinson s sodelavci 1987; Lowe s sodelavci 2008). Višek zadnje poledenitve se nanaša na globalno največjo prostornino ledu (Hughes in Gibbard 2015) oziroma globalno najnižjo gladino morja (Lambeck s sodelavci 2014) v zadnji ledeni dobi. Ta tako imenovani globalni višek zadnje poledenitve sega v čas pred približno 21.000 leti (Mix, Bard in Schneider 2001; Waelbroeck s sodelavci 2009). Toda vse ledene gmote niso dosegle največjega obsega oziroma prostornine v času globalnega viška, kar je bilo na primeru Alpskih ledenikov nedavno pojasnjeno s spremenljivim režimom zračne cirkulacije (Monegato s sodelavci 2015). Časovno neenak največji obseg ledenikov med zadnjo ledeno dobo pomeni, da ima termin višek zadnje poledenitve prostorsko omejen kronostratigrafski pomen. Prav zato je bolj smiselno govoriti o lokalnem višku zadnje poledenitve, kadar ta ne sovпада z globalnim viškom (Hughes in Gibbard 2015). Starejše kvartarne ledene dobe so predvsem zaradi neohranjenosti geomorfoloških in sedimentoloških dokazov ter premajhnega časovnega dosega nekaterih datacijskih metod slabše proučene.

Velik del Alp in alpskega predgorja je bil v pleistocenskih ledenih dobah prekrit z ledeniki (slika 1a). Območje Slovenije je bilo na jugovzhodnem robu tega obsežnega alpskega ledenega pokrova (slika 1b). Večje ledene gmote na ozemlju sedanje Slovenije so se nakopičile na območju Julijskih Alp, Karavank in Kamniško-Savinjskih Alp. Led iz Karavank in dela Julijskih Alp se je zbiral v Dolinskem in Bohinjskem ledeniku, ki sta vzdolž sedanjih Save Dolinke in Save Bohinjke segala do širše okolice Radovljice (Melik 1930; Kuščer 1955; Šifrer 1969; Šifrer 1992). Ledene gmote iz Julijskih Alp so se deloma zbirale tudi v Soškem ledeniku, ki je v času največjega obsega segal do Mosta na Soči (Brückner 1891; Tellini 1898; Penck in Brückner 1909; Winkler-Hermaden



Avtorja besedila:

MANJA ŽEBRE, dr. geografije

Geološki zavod Slovenije,

Dimičeva ulica 14, Ljubljana

E-pošta: manja.zebre@geo-zs.si

UROŠ STEPIŠNIK, dr. geografije

Oddelek za geografijo,

Aškerčeva 2, Ljubljana

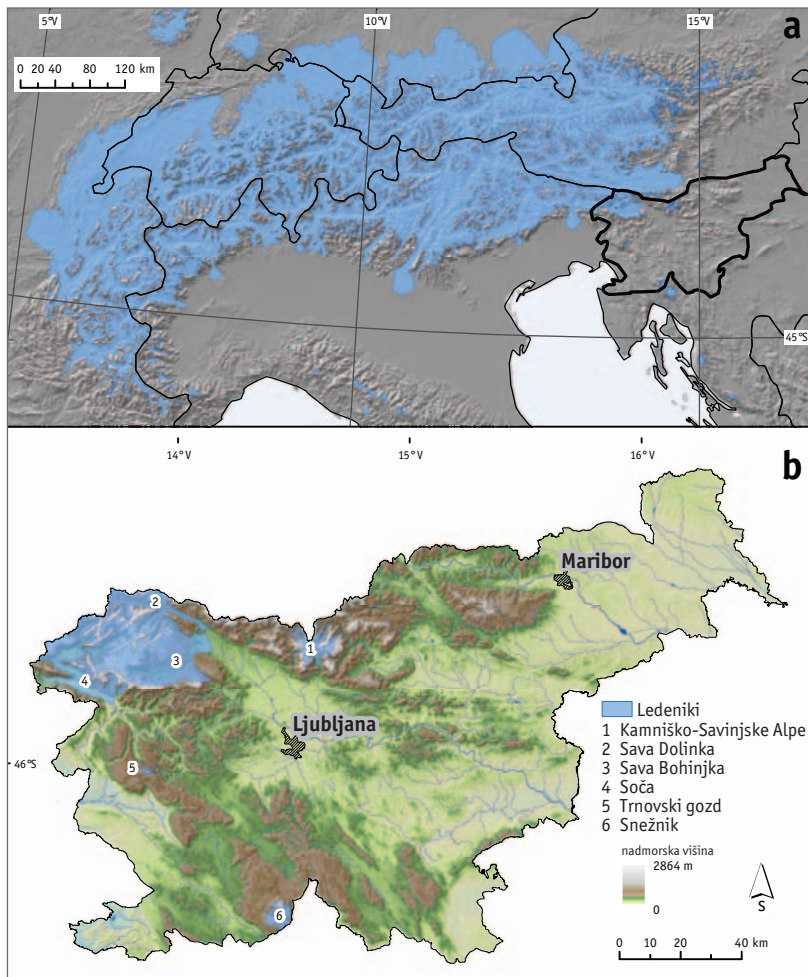
E-pošta: uros.stepisnik@ff.uni-lj.si

Avtorji fotografij:

MANJA ŽEBRE, UROŠ STEPIŠNIK,

RENATO R. COLUCCI

COBISS 1.03 kratek znanstveni prispevek



Slika 1: Pregledna karta največjega obsega ledenikov v Alpah (a) in doslej znanega največjega obsega ledenikov na območju Slovenije v obdobju viška zadnje poledenitve (b) (Bavec in Verbič 2004; Žebre 2015; Žebre in Stepišnik 2015b).

1931; Melik 1954; Šifrer 1964-1965), po nekaterih razlagah pa se je, vsaj v zadnji ledeni dobi, zaključil že v Bovški kotlini (Bavec s sodelavci 2004; Bavec in Verbič 2004; Bavec in Verbič 2011). Z območja Kamniško-Savinjskih Alp se je stekalo več dolinskih ledenikov, med katerimi so bili najdaljši Savinjski ledenik, ki je segal v bližino Luč (Meze 1966; Mioč 1983). Ta je bil po nekaterih interpretacijah razdeljen na tri manjše ledenike, ki so bili omejeni zgolj na stranske doline, torej Logarsko dolino ter Matkov in Robanov kot

(Stojilković, Stepišnik in Žebre 2013; Stojilković 2016). Jezerski ledenik je po dolini navzdol segal vse do zaselka Kokre Fužine (Meze 1966), ledenik v dolini Kamniške Bistrice pa se je zaključil na sotočju Korošice in Kamniške Bistrice (Šifrer 1961).

Za razliko od obsežnega, v večji meri sklenjenega ledeniškega pokrova v Alpah, pa je bilo Dinarsko gorstvo v pleistocenskih ledenih dobah preoblikovano z delovanjem posameznih manjših ledenikov, ki so prekrivali le

najvišje predele visokih kraških planot. Na območju Slovenije sta bili poledeneli le najvišji kraški planoti v Dinarskem gorstvu Snežnik (Veliki Snežnik, 1796 m) in Trnovski gozd (Mali Golak, 1495 m). Prvi, ki je pisal o sledovih poledenitve na območju Snežnika, je bil Krebs (1924), pozneje pa so to območje preučevali Cumin (1927), Melik (1935), Pleničar (1956), Šifrer (1959), Marjanac, Marjanac in Mogut (2001), Žebre in Stepišnik (2015b) ter Žebre s sodelavci (2016; 2017a). Prvo delo, ki ugotavlja obstoj pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu, je objavil Melik (1959). Pozneje so se z rekonstrukcijo obsega poledenitve na Trnovskem gozdu ukvarjali tudi Buser (1965), (Habič 1968), Kodelja, Žebre in Stepišnik (2013) ter Žebre, Stepišnik in Kodelja (2013). Rezultati najnovejših raziskav kažejo, da je območje Snežnika prekrival ledeniški pokrov s površino vsaj 40 km², iz katerega so se proti nižjim delom spuščali številni odtočni ledeniki. Najdaljši med njimi je segal do kraškega polja Gomance na nadmorski višini 900 m (Žebre in Stepišnik 2015b; Žebre s sodelavci 2016). Ledeniki na Trnovskem gozdu so imeli v primerjavi z ledeniki na Snežniku nekoliko manjše akumulacijsko zaledje; posledično je bila manjša tudi skupna površina poledenitve, ki je bila okrog 6 km². Z majhnim ledeniškim pokrovom so bila prekrita le severna pobočja Trnovskega gozda, od koder je proti severu in severovzhodu odtekalo pet odtočnih ledenikov (Žebre 2015). Natančna časovna opredelitev obstoja ledenikov v zadnji ledeni dobi je tako na Snežniku kot Trnovskem gozdu zaradi pomanjkanja kronoloških podatkov zaenkrat nemogoča.

Namen članka je povzeti najpomembnejše rezultate geografskih in geoloških raziskav kvartarnih poledenitev na območju slovenskega dela Dinarskega gorstva in izpostaviti njihov pomen za razumevanje podnebnih in okoljskih sprememb. Osredotočamo se na visoki kraški planoti Trnovski gozd in Snežnik, ki sta bili po doslej zbranih podatkih edini ledeniško preoblikovani dinarski planoti na območju Slovenije.

Poledenitev Trnovskega gozda

Trnovski gozd je visoka kraška planota v najsevernejšem delu Dinarskega krasa, ki se razprostira v zahodni Sloveniji, med Vipavsko dolino na jugozahodu in Idrijskim hribovjem na severovzhodu. Območje gradijo plitvomorske karbonatne kamnine Dinarske karbonatne platforme Trnovskega pokrova mezozojske starosti, ki so narinjene na eocenske flišne kamnine Hrušiškega pokrova. V osrednjem delu Trnovskega gozda prevladujejo norijsko-retijski glavni dolomit, zrnat dolomit in dachsteinski apnenec. Narivna enota je razčlenjena s prelomi severozahod–jugovzhod ter njihovimi veznimi prelomi (Buser 1965; Buser 1973; Buser 1986; Janež, Čar in Habič 1997).

Planota je sestavljena iz grebenov in vmesnih podolij ter uravnjav. V njenih višjih delih in na severnih pobočjih Golakov je več velikih kraških kotanj (na primer Smrekova draga, Mojska draga, Mrzla draga), ob vnožju Golakov pa so širše uravnave (na primer Voglarska planota, Otliška planota). Celotno območje Trnovskega gozda je globoki raztočni kras. Globina neprežete cone na tem območju je več kot 500 m, v podzemlju pa se avtigene

MORENA je greben, ki ga odloži ledenik v spodnjem, ablacijskem delu. Poznamo več vrst moren. Najbolj tipične so naslednje:

- bočna morena je podolgovat nasip, ki nastaja ob boku ledenika,
- čelna morena je navadno polkrožno oblikovan nasip ob ledeniškem čelu,
- talna morena je pod ledenikom in nima oblike enotnega grebena, temveč se pojavlja v obliki nepravilnih zaplat.

Slika 2: Primer značilne čelne morene pred ledenikom pod Montažem (foto: Renato R. Colucci).



TIL je nesprjet in praviloma nesortiran sediment, ki ga premešča in odlaga ledenik. Sprjet til imenujemo TILIT. Ledeniške sedimente praviloma delimo na primarne in sekundarne. Primarni nastajajo v podlagi ledenika (talni til) ali ob njegovem taljenju (til taljenja). Sekundarni ledeniški sedimenti so tisti, ki so bili preoblikovani tudi z neledenškimi procesi, kot so pobočni, fluvialni in podobno. Eden izmed takih je tokovni til, ki je ledeniški sediment, v obliki masnega toka prestavljen na drugo mesto, pri čemer se delci usmerijo vzporedno s smerjo toka.

Slika 3: Primer tila na Orjenu v Črni gori, ki gradi bočno moreno (foto: Manja Zebre).



Termin morena se praviloma uporablja za geomorfološko obliko, til oziroma tilit pa za sediment, ki gradi moreno.

vode raztekajo proti številnim izvirov v podnožju planote. V podzemlju tako prevladujejo brezna vadozne cone (Mihevc 1995; Mihevc 1997).

V okviru najnovejših raziskav obsega poledenitve Trnovskega gozda (Kodelja 2012; Kodelja, Žebre in Stepišnik 2013; Žebre, Stepišnik in Kodelja 2013) so bili sledovi poledenitve identificirani le severno od grebena Golakov, kar se ne sklada z raziskavami Habiča (1968), ki je predpostavljal, da so bili poledeneli tudi najvišji deli Čavna in Mrzovca. Vrhnji del Golakov in njegova severna pobočja so razčlenjena z obsežnimi ledeniškokraškimi kotanjami oziroma kontami, na katerih dnu in pobočjih so mestoma tili. Slednji se raztezajo na nadmorski višini od 1130 do 1310 m. Dno Črne drage je v celoti prekrito s tili, na njenem severnem pobočju pa je bočna morena, ki ima vrhnji del na nadmorski višini okrog 1210 m. Na severozahodnem pobočju Črne drage sta vzporedni bočni moreni, ki se začneta na nadmorskih višinah 1190 in 1170 m, zaključita pa na nadmorski višini 1160 m. Po jugovzhodnem pobočju Črne drage potekata nekoliko bolj izrazita grebena, daljši se začne na nadmorski višini 1250 m. Zaključita se tik nad ostrim pregibom v dolino Belce, na nadmorski višini 1140 m, pod njima pa je izoblikovan izrazit erozijski jarek. Na planoti okrog Škrbine so manjše zaplate tila. Tili so bili identificirani tudi v Smrekovi dragi (slika 5), kjer prekrivajo njen celoten severni rob do nadmorske višine 1250 m. Na vzhodnem obodu drage je bočna morena, ki se prične na nadmorski višini okrog 1300 m in se zaključi nad dolino Trebuše. Tili so tudi v nekaterih

kontah severozahodno od Smrekove drage (Kodelja 2012; Kodelja, Žebre in Stepišnik 2013; Žebre, Stepišnik in Kodelja 2013).

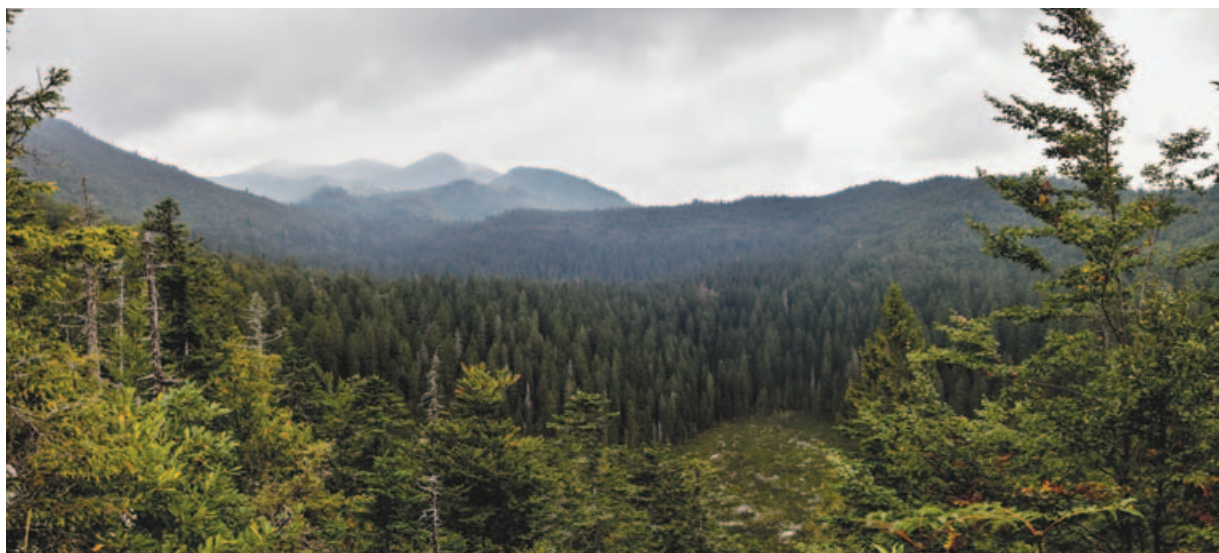
Severna pobočja Trnovskega gozda so bila v hladnejših obdobjih pleistocena prekrita z ledeniškim pokrovom s površino okrog 6 km² (slika 8a). Osrednji greben Golakov je bil v času poledenitve akumulacijsko območje ledenikov. Konte na grebenu so bile najverjetneje do roba zapolnjene z ledom. Večina ledu iz kont je po severnih pobočjih Golakov odtekala v Črno drago, na planoto okrog Škrbine in v Smrekovo drago, od koder je proti dolinama Belce in Trebuše odtekalo pet odtočnih ledenikov. Zaradi intenzivnih po-

bočnih in fluvialnih procesov, ki delujejo na strmih pobočjih obeh dolin, geomorfološki dokazi, ki bi dovoljevali natančno določitev obsega odtočnih ledenikov, niso ohranjeni. Iz kont na grebenu Golakov je najverjetneje del ledu odtekal tudi proti jugu, kar nakazujejo nadmorske višine njenih obodov, toda tudi tu geomorfološki dokazi niso ohranjeni (Kodelja 2012; Kodelja, Žebre in Stepišnik 2013; Žebre, Stepišnik in Kodelja 2013; Žebre 2015). Povprečna ravnovesna meja ledenikov na Trnovskem gozdu, izračunana z metodo deleža akumulacijskega območja ledenika (50–80 %) (*accumulation-area ratio*), je bila v intervalu od 1280 do 1220 m (Žebre 2015).



Slika 4: Ravnovesna meja ledenikov (označena z modro črto) na gorskem masivu Cevedale v Italiji septembra 2011 (foto: Renato R. Colucci).

RAVNOVESNA MEJA LEDENIKA je meja med območjem akumulacije in območjem taljenja ledenika. Na nadmorsko višino ravnovesne meje vplivajo lokalne podnebne spremenljivke (zimske temperature in poletne padavine) ter topografija površine ledenika in njegove podlage. Njeno kolebanje je pomemben pokazatelj podnebnih sprememb in omogoča rekonstrukcijo preteklega podnebja.



Slika 5: Smrekova draga na Trnovskem gozdu je primer velike ledeniškokraške kotanje, ki jo imenujemo konta (foto: Uroš Stepišnik).

Poledenitev Snežnika

Snežnik je visoka kraška planota v jugozahodnem delu Slovenije, ki obsega razmeroma širok pas med Javorniki na severozahodu in Gorskim kotarjem na jugovzhodu. Geotektonsko območje Snežnika pripada Snežniškemu pokrovu, ki je narinjen na severovzhodno krilo brkinske sinklinale. Največji del Snežniške planote gradijo jurske in kredne kamnine (apnenci, dolomiti ter karbonatne breče). Njene jugozahodne obronke gradijo paleocenski apnenci, v pobočju pod njimi pa so eocenski fliši (Šikić in Pleničar 1975). Snežniška planota je razčlenjena z desnozmičnimi prelomi, ki imajo prevladujočo smer SSZ–JJV (Placer 1998).

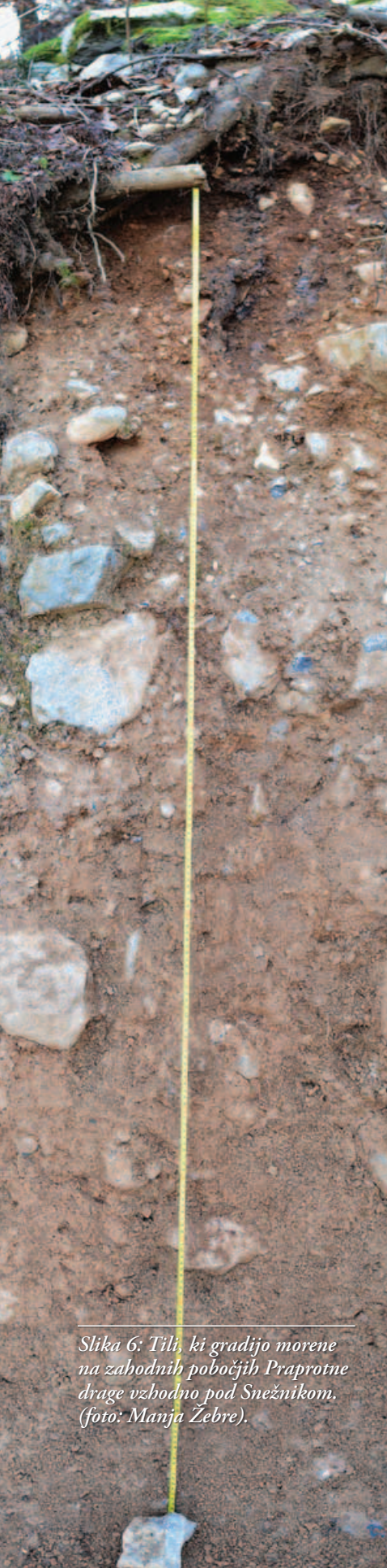
Kraška planota Snežnika je razčlenjena s podolji, kopastimi vrhovi in obsežnimi kraškimi kotanjami. Razdelimo jo lahko na dva dela, ki sta morfološko ločena s serijo obsežnih kraških kotanj. Severno je planota pod Velikim Snežnikom (1796 m), južno pa

planotasto površje Planinica. Preučevano območje je globoki raztočni kras z globino vadozne cone okrog 1000 m (Zupan Hajna 2007). Za to območje je značilna kraška bifurkacija proti jadranskemu in črnorskemu povodju, ki je bila dokazana s številnimi testi sledenja voda (Habič 1989).

Prve raziskave poledenitve (Krebs 1924; Cumin 1927) so obseg ledenikov omejevale na planoto pod vrhom Snežnika, pozneje pa so bili sledovi ledenikov odkriti tudi v nižjih predelih, vse do Gomanc na nadmorski višini 900 m (Melik 1935; Pleničar 1956; Šifrer 1959). Najnovejšo geomorfološke raziskave (Žebre in Stepišnik 2015b; Žebre s sodelavci 2016) se z vidika prostorske dokumentacije geomorfoloških oblik bistveno ne razlikujejo od Šifrerjevih (1959), ki jih je že v šestdesetih letih prejšnjega stoletja razmeroma natančno identificiral, opisal in podal interpretacijo obsega ledenikov. Ključna razlika med Šifrerjevimi dognanji in ugotovitvami,

do katerih so prišli Žebre s sodelavci (2016; 2017) ter Žebre in Stepišnik (2015a), je v interpretaciji preteklih podnebnih in okoljskih sprememb, ki so podprte z geomorfološkimi, sedimentološkimi in geofizikalnimi dokazi.

Žebre in Stepišnik (2015b), kot tudi Šifrer (1959) pred njima, ugotavljajo, da je razporeditev tilov na Snežniški planoti izjemno zanimiva, saj so morene na najnižji nadmorski višini na južni strani, medtem ko je severna stran popolnoma brez sledov poledenitve. Osrednje nekdanje erozijsko območje Snežnika je razdeljeno na dve planoti. Severna planota, ki je na severu omejena z grebenom Malega in Velikega Snežnika, je razčlenjena s kraškimi kotanjami, v katerih se tili pojavljajo v obliki manjših zaplat. Južna planota Planinica dosega podobne nadmorske višine kot severna, tili pa prekrivajo le njen jugovzhodni del. Na severovzhodni strani Snežniške planote se tili razprostirajo na nadmorski višini med



Slika 6: Tili, ki gradijo morene na zahodnih pobočjih Praprotne drage vzhodno pod Snežnikom. (foto: Manja Žebre).

910 in 1340 m, kjer prekrivajo pobočja in obode kraških kotanj (Žebre in Stepišnik 2015b). Pobočja Praprotne drage so prekrita s številnimi morenami na nadmorski višini med 900 in 1290 m, katerih grebeni dosega višino do 20 m (slika 6). Pod njimi se pričenjajo predledeniški vršaji, ki segajo vse do dna drage in ga v celoti prekrivajo. Sedimentologija teh vršajev ter višje ležečih moren je bila podrobno preučena in dodatno potrjuje ledeniški izvor sedimentov, medtem ko so raziskave njihove časovne uvrstitve z datacijskimi metodami še v teku (Žebre s sodelavci 2017b). Na vzhodni strani Snežnika so morene ohranjene na pregibu med Praprotno in Jelenjo drago, na nadmorski višini med 1180 in 1080 m. Umikalne morene na jugovzhodni strani v celoti prekrivajo Valo in območje Klanske police, medtem ko serija moren v Jelenji dragi in na Čabranski polici najverjetneje pripada času največjega obsega ledenika, ki je prek nižjih pregibov odtekal proti vzhodu, glavni tok pa je bil usmerjen proti jugu, na kraško polje Gomance. Tam je ledenik odložil najnižje ležeče morene na celotni Snežniški planoti (Žebre in Stepišnik 2015b). Čelne morene so odložene v obliki skupine vzporednih manjših grebenov, kar nakazuje osciliranje ledeniškega čela. Morene se zaključijo na nadmorski višini 920 m, pod njimi pa sta odložena predledeniška vršaja, ki prekrivata preostali del polja in nakazujeta predledeniško okolje dveh ledenikov (slika 7). Z analizo izvora klastov je bilo ugotovljeno, da je večjega od vršajev odložil Snežniški ledenik, ki je na polje pritekal s severovzhodne smeri, manjšega

pa ledenik, ki je pritekal z vzhoda, iz Gorskega kotarja (Žebre s sodelavci 2016). V proksimalnem delu večjega vršaja je bila najdena lopatica tura (*Bos Primigenius*), katere starost je bila z radiokarbonsko metodo določena na 18.700 ± 1000 let (Marjanac, Marjanac in Mogut 2001). Na zahodni strani Snežnika so morene odložene na nadmorski višini med 1065 in 1270 m. V kraški kotanji Grda draga prekrivajo njena zahodna pobočja in segajo vse do dna na nadmorski višini 1130 m. Tili so tudi na Sviščakih in v Črni dragi. V Črnem dolu pa sta na nadmorski višini 1065 m ohranjena dva manjša grebena, ki se dvigata le 5 m nad z ledeniškokorečnim gradivom prekritim dnom dola (Žebre in Stepišnik 2015b).

Ledeniški pokrov na Snežniški planoti je prekrival vsaj 40 km^2 površja (slika 8b). Verjetno je bila površina poledenitve še nekoliko večja, vendar geomorfološki dokazi za poledenitev nekaterih planotastih predelov na nadmorski višini med 1200 in 1300 m niso bili najdeni. Severno akumulacijsko območje je bilo južno od vrha Velikega Snežnika, od koder je odtekal sedem odtočnih ledenikov. Najdaljši, dolg okrog 4,5 km, je odtekal proti jugu in se zaključil na Gomancah, na nadmorski višini 900 m. Južno akumulacijsko območje je bila planota Planinica, kjer pa natančen obseg ledu zaradi pomanjkanja geomorfoloških dokazov ni bil opredeljen. Povprečna ravnovesna meja ledenikov na Snežniku, izračunana z metodo deleža akumulacijskega območja ledenika (50–80 %), je bila v intervalu od 1358 do 1238 m (Žebre 2015).



Slika 7: Predledeniški vršaj na Gomancab (a) in vpogled v sedimente, ki ta vršaj gradijo (b) (foto: Manja Žebre).

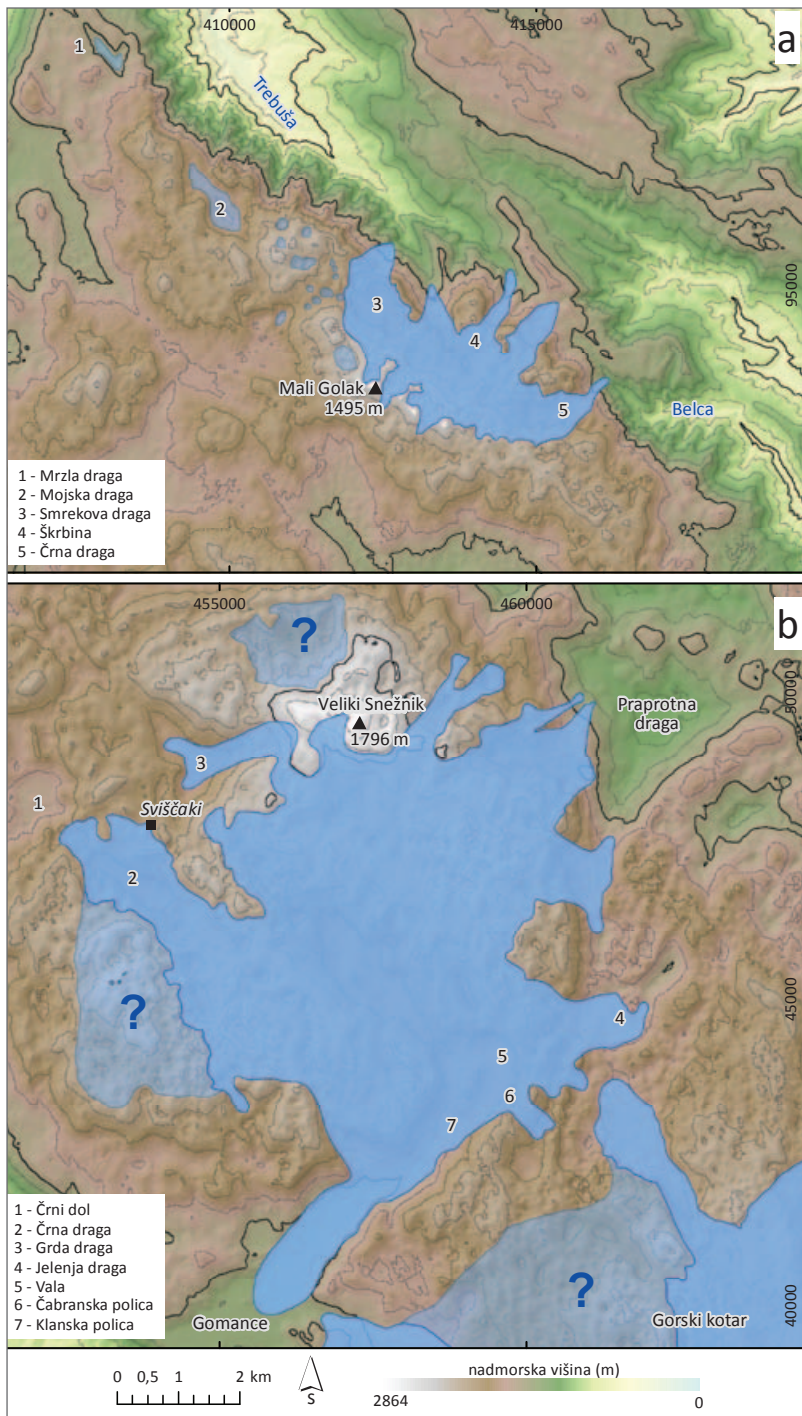
Sklep

Obseg preteklih poledenitev slovenskega dela Dinarskega gorstva je bil razmeroma dobro preučen. Žal vse dosedanje raziskave poledenitev v Sloveniji temeljijo predvsem na velikemu številu geomorfoloških študij in premajhnem številu absolutnih geokronoloških analiz, kar velja tako za alpska, kot za dinarska območja. Glavni razlog za odsotnost datacij ledeniških sedimentov je poleg finančnih omejitev težavna uporaba absolutnih datacijskih metod v karbonatnih okoljih. Zato lahko trenutno govorimo le o geomorfološko prepoznanem največjem obsegu ledenikov, za katere se na podlagi sorazmerno dobro ohranjenih oblik moren in slabe razvitosti

prsti na njih predvideva, da časovno pripadajo višku zadnje poledenitve. Ledeniško preoblikovan relief v slovenskem delu Dinarskega gorstva je bil prepoznan na Trnovskem gozdu in Snežniku. Na podlagi geomorfoloških dokazov je bil na Trnovskem gozdu največji obseg poledenitve določen na 6 km², na Snežniku pa na 40 km². Na podlagi oblikovanosti površja v najvišjih predelih obeh planot bi pričakovali, da je bil obseg poledenitve nekoliko večji, a geomorfoloških sledi na terenu, ki bi to neizpodbitno potrjevale, nismo našli.

Ravnovesna meja ledenikov na obeh planotah se je gibala v intervalu 1220–1358 m, pri čemer je bila na

Trnovskem gozdu nekoliko nižja od tiste na Snežniku. Ta ravnovesna meja jasno nakazuje, zakaj preostale dinarske planote v Sloveniji niso bile poledenele, saj je za nastanek ledenikov potrebno dovolj veliko območje nad ravnovesno mejo, kjer prihaja do akumulacije snega in ledu ter s tem nastajanja ledenikov. Glede na nadmorsko višino dinarskih planot in izračunano ravnovesno mejo bi manjšo poledenitev lahko pričakovali le še na Nanosu, katerega najvišji vrh dosega nadmorsko višino 1313 m. Toda najvišji vrh je zelo blizu izračunane ravnovesne meje, kar pomeni, da je bilo akumulacijsko območje premajhno, da bi se razvile pomembnejše ledene gmote, ki bi na površju pustile geomorfološke



Slika 8: Največji obseg ledenikov na Trnovskem gozdu (a) in Snežniku (b) (vir podatkov: Žebre 2015; podlaga: medmrežje 1).

sledi. Morda so bile na Nanosu v višku zadnje poledenitve z ledom zapolnjene le večje kotanje v vrhnjem delu

planote, kot se predvideva za nekatere predele Trnovskega gozda (na primer Mojska draga, Mrzla draga).

Če upoštevamo doslej izračunane ravnovesne meje v širšem predelu Sredozemlja, potem ugotovimo, da je bila v slovenskem delu Dinarskega gorstva ravnovesna meja med najnižjimi na območju Sredozemlja. Tudi v bližnjih Julijskih Predalпах je bila ravnovesna meja tamkajšnjih lokalnih ledenikov, ki niso bili združeni z večjim Tilmentskim ledenikom, podobna tisti na Trnovskem gozdu in Snežniku (1130–1200 m) (Monegato 2012). Za vsa ta območja skupno, da prejmejo veliko količino padavin (več kot 3000 mm letno). Najverjetneje je bila ta tudi v obdobju poledenitev razmeroma visoka, kar je omogočalo razvoj ledenikov na tako nizkih nadmorskih višinah, z nizko ravnovesno mejo. Treba je omeniti, da so izračuni ravnovesne meje narejeni na podlagi sedanje gladine morja, ki pa je za 120 m višja od tiste ob višku zadnje poledenitve. Takrat je bila obala Jadranskega morja približno 250 km južneje. Dinarski ledeniki so bili sicer v primerjavi z večjimi alpskimi ledeniki majhni po površini, saj niso imeli dovolj velikega akumulacijskega zaledja, vseeno pa so pomembno vplivali na razvoj reliefa ter rastlinstva in živalstva. V podnožju poledenelih Alp in visokih dinarskih planot je prevladovalo borealno podnebje. Zaradi strmega padavinskega gradienta je bil z gozdnim drevjem poraščen le razmeroma ozek pas gorskih pobočij. V nižjih predelih je prevladovalo hladno polpuščavsko podnebje (Monegato s sodelavci 2015), zato so na območju jadranskega bazena obsežna nahajališča puhlice – drobnozrnatega vetrnega sedimenta, nastalega v času poledenitve.

Viri in literatura

1. Medmrežje 1-1: http://gis.arso.gov.si/evode/profile.aspx?id=atlas_voda_Lidar@Arso (9.11.2015)
2. Bavec, M., Pohar, V. 2009: Kvartar. Geologija Slovenije. Ljubljana.
3. Bavec, M., Tulaczyk, S. M., Mahan, S. A., Stock, G. M. 2004: Late Quaternary glaciation of the Upper Soča River Region (Southern Julian Alps, NW Slovenia). *Sedimentary Geology* 165-3-4.
4. Bavec, M., Verbič, T. 2004: The Extent of Quaternary Glaciations in Slovenia. *Developments in Quaternary Science* 2-1.
5. Bavec, M., Verbič, T. 2011: Glacial history of Slovenia. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : A Closer Look*. Amsterdam.
6. Brückner, E. 1891: Eiszeit-Studien in den Südöstlichen Alpen. *Jahrsbericht der Geographischer Gesellschaft von Bern* 10-1.
7. Buser, S. 1965: Geološke razmere v Trnovskem gozdu. *Geološki vestnik* 37-1.
8. Osnovna geološka karta SFRJ. L 33-64, Gorica. Zvezni geološki zavod. Beograd, 1968.
9. Buser, S. 1973: Tolmac lista Gorica : L 33-78 : Socialistična federativna republika Jugoslavija, osnovna geološka karta, 1:100 000. Beograd.
10. Buser, S. 1986: Tolmac listov Tolmin in Videm (Udine) : L 33-64, L 33-63 : Socialistična federativna republika Jugoslavija, osnovna geološka karta, 1:100.000. Beograd.
11. Osnovna geološka karta SFRJ. L 33-64, L 33-64. Zvezni geološki zavod. Beograd, 1986.
12. Cohen, K. M., Gibbard, P. L. 2012: Global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years. *Episodes* 31-2.
13. Cumin, G. 1927: Il gruppo del Monte Nevoso (Venezia Giulia). Roma.
14. Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 25 "Udine". Ufficio Idrografico Regio 629. Magistrato Acque di Venezia. Venezia, 1925.
15. Habič, P. 1968: Kraški svet med Idrijo in Vipavo. Ljubljana.
16. Habič, P. 1989: Kraška bifurkacija Pivke na jadransko črnomoškem razvodju. *Acta Carsologica* 18-1.
17. Hughes, P. D., Gibbard, P. L. 2015: A stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International* 383-Supplement C.
18. Hughes, P. D., Gibbard, P. L., Ehlers, J. 2013: Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews* 125-
19. Janež, J., Čar, J., Habič, P. 1997: Vodno bogastvo Visokega krasa : ranljivost kraske podzemne vode Banjsic, Trnovskega gozda, Nanosa in Hrusice. Idrija.
20. Kodelja, B. 2012: Obseg pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu : diplomsko delo. Ljubljana.
21. Kodelja, B., Žebre, M., Stepišnik, U. 2013: Poledenitev Trnovskega gozda. Ljubljana.
22. Krebs, N. 1924: Fragmente einer Landeskunde des innerkrainer Karstes. Beograd.
23. Kuščer, D. 1955: Beitrag zur Pleistozängeologie des Beckens von Radovljica. *Geologija* 3-1.
24. Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M. 2014: Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS* 111-43.
25. Lowe, J. J., Rasmussen, S. O., Björck, S., Hoek, W. Z., Steffensen, J. P., Walker, M. J. C., Yu, Z. 2008: Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27-1.
26. Marjanac, L., Marjanac, T., Mogut, K. 2001: Dolina Gumance u doba Pleistocena [The Gumance Valley during the Pleistocene]. *Zbornik društva za povjesnicu Klana* 6-1.
27. Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N. J. 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0–300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27-1.
28. Melik, A. 1930: Bohinjski ledenik. *Geografski vestnik* 5-6-1.
29. Melik, A. 1935: Slovenija : geografski opis. Ljubljana.
30. Melik, A. 1954: Slovenski alpski svet. Ljubljana.
31. Melik, A. 1959: Nova geografska dognanja na Trnovskem gozdu. *Geografski zbornik* 5-1.
32. Meze, D. 1966: Gornja Savinjska dolina. Nova dognanja o geomorfološkem razvoju pokrajine. Ljubljana.
33. Mihevc, A. 1995: The morphology of shafts on the Trnovski gozd plateau in west Slovenia. *Cave and Karst Science* 21-2.
34. Mihevc, A. 1997: Speleological properties of the area. *Karst hydrogeological investigations in south-western Slovenia*. Ljubljana.
35. Mioč, P. 1983: Tolmač za list Ravne na Koroškem, L 33-54. Beograd.
36. Mix, A. C., Bard, E., Schneider, R. 2001: Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20-1.
37. Monegato, G. 2012: Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum. *Alpine and Mediterranean Quaternary* 55-1.
38. Monegato, G., Ravazzi, C., Culberg, M., Pini, R., Bavec, M., Calderoni, G., Jež, J., Perego, R. 2015: Sedimentary evolution and persistence of open forests between the south-eastern Alpine fringe and the Northern Dinarides during the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 436-Supplement C.
39. Penck, A., Brückner, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Wien.
40. Placer, L. 1998: Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41-1.
41. Pleničar, M. 1956: Geološki izlet na Snežnik. *Proteus* 19-1.
42. Stojilković, B. 2016: Glaciation of the Eastern Kamnik-Savinja Alps and dictionary of English-Slovene glaciological terminology. Ljubljana.
43. Stojilković, B., Stepišnik, U., Žebre, M. 2013: Pleistocenska poledenitev v Lograski dolini. *Dela* 40-1.
44. Šifer, M. 1959: Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku. *Geografski zbornik* 5-1.
45. Šifer, M. 1961: Porečje Kamniške Bistrice v pleistocenu. Ljubljana.
46. Šifer, M. 1964-1965: Kvarterni razvoj doline Soče med Tolminom in Ročnjem. *Tipkopis*. Ljubljana.
47. Šifer, M. 1969: Kvarterni razvoj Dobrav na Gorenjskem. *Geografski zbornik* 11-1.
48. Šifer, M. 1992: Geomorfološki razvoj Blejsko-radovljiške ravnine in Dobrav v kvartarju. *Radovljiški zbornik* 1-1.
49. Šikić, D., Pleničar, M. 1975: Tumač za list Ilirska Bistrica: L 33-89 Beograd.
50. Tellini, A. 1898: Intorno alle tracce abbandonate da un ramo dell'antico ghiacciaio del Fiume Isonzo nell'alta valle del Fiume Natisone e sull'antica connessione tra il corso superiore dei due fiumi. Udine.
51. Waelbroeck, C., Paul, A., Kucera, M., Rosell-Melé, A., Weinelt, M., Schneider, R., Mix, A. C., Abelmann, A., Armand, L., Bard, E., Barker, S., Barrows, T. T., Benway, H., Cacho, I., Chen, M. T., Cortijo, E., Crosta, X., de Vernal, A., Dokken, T., Duprat, J., Elderfield, H., Eynaud, F., Gersonde, R., Hayes, A., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Huang, C.-C., Jansen, E., Juggins, S., Kallel, N., Kiefer, T., Kienast, M., Labeyrie, L., Leclaire, H., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Meland, M., Morey, A. E., Mulitza, S., Pflaumann, U., Pisias, N. G., Radi, T., Rochon, A., Rohling, E. J., Saffi, L., Schäfer-Neth, C., Solignac, S., Spero, H., Tachikawa, K., Turon, J.-L. 2009: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geoscience* 2-1.
52. Waters, C. N., Zalasiewicz, J. A., Williams, M., Ellis, M. A., Snelling, A. M. 2014: Stratigraphical Basis for the Anthropocene. London.
53. Winkler-Hermaden, A. 1931: Zur spät und postglazialen Geschichte des Isosozales. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 19-1.
54. Zupan Hajna, N. 2007: Barka depression, a denuded shaft in the area of Snežnik Mountain, southwest Slovenia. *Journal of Cave and Karst Studies* 69-
55. Žebre, M. 2015: Pleistocenska poledenitev obalnega dela Dinarskega gorstva. *Doktorska disertacija* Ljubljana.
56. Žebre, M., Jamšek Rupnik, P., Jež, J., Mechernich, S. 2017a: Preliminary study of Quaternary deposits in the Praprotna draga depression (Snežnik Mountain). *Razprave, poročila* 24-1.
57. Žebre, M., Jamšek Rupnik, P., Jež, J., Mechernich, S. 2017b: Preliminary study of Quaternary deposits in the Praprotna draga depression (Snežnik Mountain). *Treatises, reports = 23rd Meeting of Slovenian Geologists*. Ljubljana.
58. Žebre, M., Stepišnik, U. 2015: Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 40-11.
59. Žebre, M., Stepišnik, U. 2015: Glaciokarst geomorphology of the Northern Dinaric Alps: Snežnik (Slovenia) and Gorski Kotar (Croatia). *Journal of Maps*
60. Žebre, M., Stepišnik, U., Colucci, R. R., Forte, E., Monegato, G. 2016: Evolution of a karst polje influenced by glaciation : the Gomance piedmont polje (northern Dinaric Alps).
61. Žebre, M., Stepišnik, U., Kodelja, B. 2013: Sledovi pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu. *Dela* 39-