

Matematični model kot pomoč pri oceni obsega mlajšepleistocenskega dolinskega ledenika v Zgornjem Posočju

New simple mathematical model to help evaluating the extent of the late-Quaternary valley glacier in the Upper Soča Region (NW Slovenia)

Miloš BAVEC¹ & Slawek M. TULACZYK²

¹Geološki zavod Slovenije, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

²Department of Earth Sciences, University of California Santa Cruz, Santa Cruz, CA 95064, USA

Ključne besede: kvartar, glaciologija, poledenitev, ravnovesna meja ledenika, Zgornje Posočje

Key words: Quaternary, glaciology, glaciation, equilibrium line, Upper Soča Region, Slovenia

Kratka vsebina

Razvili smo enostaven matematični model, ki omogoča približno oceno razsežnosti dolinskih ledenikov glede na topografske značilnosti in velikost zaledja ledenika oziroma velikost njegovega redišča in tališča. Model temelji na glacioloških kriterijih in kvantitativni analizi površja in je popolnoma neodvisen od geoloških opazovanj. Zato je uporaben kot orodje za vzporedno preverjanje paleookoljskih rekonstrukcij v glaciogenih okoljih, ki so sicer utemeljene na – mnogokrat težko interpretativnih – geomorfoloških in sedimentoloških podatkih. Predstavljen je primer uporabe modela na območju Zgornjega Posočja.

Abstract

A simple mathematical model was developed that enables an evaluation of a valley glacier extent independently of any geological data. Based on glaciological criteria and on quantitative analysis of the glacier's accumulation-, and ablation-areas the model offers an opportunity for an independent test of paleoenvironmental interpretations that are traditionally based on (often vague and difficult-to-interpret) geomorphological and sedimentological information. The model is presented here through a case study from the Upper Soča River Region.

Uvod

Že od samih začetkov modernega raziskovanja kvartarnih pojavov na Severnem Primorskem (Brückner, 1891) je v veljavi mnenje, da je dolinski soški ledenik do konca pleistocena segal vse do Tolmina oziroma Mosta na Soči. Po takšni interpretaciji, naj bi bil najdaljši krak soškega ledenika od

Zadnje Trente do Mosta na Soči dolg kar dobrih 60 km in naj bi, vsaj v mlajšem delu pleistocena, sledil topografiji, ki je bila praktično enaka današnji. Takšen ledenik bi imel z vsemi svojimi kraki površino približno 270 km² (meritev na podlagi modela). Novejše raziskave kvartarnih sedimentov in geomorfnih tvorb (Bavec, 2000; Bavec 2001) so pokazale, da takšna interpretacija mogoče

ni tako enoznačna. Nedvoumnih geomorf-nih oblik (čelnih ali bočnih moren), ki bi dokazovale prisotnost ledenika v distalnih delih doline namreč ni najti. Prav tako lastnosti kvartarnih diamiktov kažejo, da jih večji del najverjeteneje ni bil odložen neposredno izpod/iz/z ledenika, pač pa je bil glaciogeni material po odložitvi še presedimentiran. Nadalje: akumulacijsko zaledje ledenika (redišče) je relativno nizko in majhno. Le redki vrhovi so višji od 2300 m n.v., celotna akumulacijska površina oziroma redišče ledenika (nad 1400 m n.v.) pa je velika slabih 140 km². Ob tem je soška dolina in s tem dno soškega ledenika vrezana globoko v Julijske Alpe, tako da je nadmorska višina predpostavljene čela ledenika v Mostu na Soči na pičlih 200 metrih nad morjem. Krak ledenika iz Zadnje Trente bi tako na primer kar 50 km tekel pod 600 m n.v.

Izrecno poudarjamo, da se naši dvomi o takšnem obsegu ledenika opirajo na podobnosti kvartarne topografske oblikovanosti ozemlja z današnjo. Vse nadaljnje izvajanje je tako utemeljeno na današnji topografski oblikovanosti ozemlja, ki je po našem mnenju primerljiva le (vsaj) z **mlajšepleistocensko** (sensu Bowen, 1978), in skoraj zanesljivo še z zadnjim stadialom predzadnjega glaciala (MIS 6 in mlajše), zato lahko rekonstrukcije veljajo le za ta čas. Nikakor ne moremo na isti podlagi graditi rekonstrukcije dogajanja v starejših delih pleistocena. Mlajšepleistocenska oziroma zgornje-srednjepleistocenska starost sedimentov blizu sedanjega dolinskega dna je dokazana tudi z datacijami v Bovški kotlini in v bližnji okolici (npr. Kuščer et al., 1974; Bavec, 2001). Uporaba rekonstrukcije za ves mlajši kvartar (kot ta pojem uporablja Woldstedt (1969), ki vanj prišteva celoten riss in würm – torej MIS 11 in mlajše) je zaradi pomanjkanja podatkov že vprašljiva.

Obseg mogočega ledenika smo rekonstruirali z enostavnim modelom, ki temelji na glacioloških lastnostih ledenikov in je, razen pri določanju višine snežne meje, popolnoma neodvisen od geoloških opazovanj.

Metodologija

Izdelava modela mogočega obsega mlajšepleistocenskih dolinskih ledenikov v Zgor-

njem Posočju pleistocenu temelji na treh glavnih metodoloških sklopih.

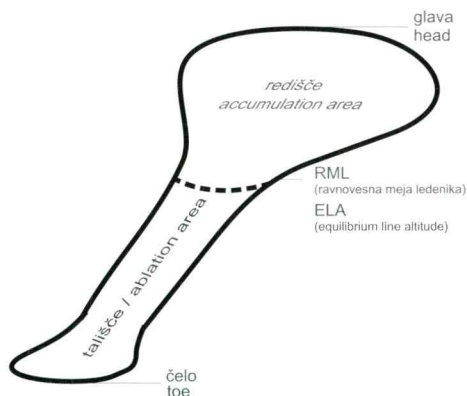
1) Ocena višine najnižje snežne meje in z njo ravnovesne meje ledenikov (sl. 1) – **RML** (equilibrium line altitude – ELA) v Zgornjem Posočju na podlagi podatkov iz jugovzhodne Evrope in Mediteranskega prostora, podatkov predhodnih raziskovalcev tega območja in ocene višin redkih ohranjenih krnic. Model temelji na predpostavki, da je višina snežne meje približno enaka višini ravnovesne meje ledenika (npr. Flint, 1971, 136).

2) Rekonstrukcija dolinskih ledenikov s privzeto predpostavko, da je strižna napetost na bazi ledenika konstantna vzdolž njegovega celotnega vzdolžnega profila. Za vsak poljubno izbran položaj čela ledenika je potrebno izračunati ločen vzdolžni profil.

3) Primerjava RML rekonstruiranih ledenikov z ocenjeno dejansko najnižjo pleistocensko RML. RML rekonstruiranih ledenikov sem določal z dvema metodama in sicer z razmerjem višin med glavo in čelom ledenika (sl. 1) – **RVGČ** (toe to head altitude ratio – THAR) ter relativno velikostjo redišča – **RVR** (accumulation area ratio – AAR).

Višina najnižje pleistocenske ravnovesne meje ledenika (RML) v zahodnih Julijskih Alpah

Ravnovesne meje (RML) nekdanjih ledenikov oziroma snežne meje v času njihovega obstoja ni mogoče neposredno meriti, zato jih moramo določati posredno. V uporabi je več bolj ali manj natančnih metod. Pregled podaja Meierding (1982).



Sl. 1. Poimenovanje delov ledenika.

Fig. 1. Denomination of glacier parts.

1) *Višine krniških dnov* je sorazmerno enostavno oceniti, vendar pa so ocene običajno zelo subjektivne (npr. Porter, 1964, 477). Glavna težava je v tem, da so krnice pleistocenskih ledenikov pogosto zelo slabo ohranjene, kar je še posebej značilno za krnice na manjših nadmorskih višinah. Pri slednjih se pravo krniško dno ponekod sploh ni razvilo, pač pa je konec krnice zaznamovan samo s spremembo gradienta podlage. Dno krnice običajno leži na ali tik nad snežno mejo (Flint, 1971, 136).

2) *Višina dosega poledenitve* je srednja višina med vrhom najnižje gore z ledenikom in vrhom najvišje gore brez ledenika na obravnavanem območju. Metoda je zelo subjektivna in najmanj zanesljiva med naštetimi, zato se uporablja le kot nekakšen izhod v sili, ko ostale metode niso uporabne (Porter, 1977, 102).

3) *Najvišje pojavljanje lateralnih (bočnih) moren* je neposreden kazalec višine, kjer akumulacija zamenja erozijo in kot takšna neposredno nakazuje na višino RML. Metoda je neuporabna tam, kjer so lateralne morene slabo ohranjene.

4) **Razmerje višin med glavo in čelom ledenika – RVGČ* je razmerje med (nadmorskimi) višinami glave, RML in čela ledenika. V primeru ocene RVGČ ledenika iz preteklosti, moramo najprej ugotoviti obseg ledenika.

5) **Relativna velikost redišča ledenika – RVR* locira RML glede na razmerje površine redišča proti površini celotnega ledenika. Površina ledenika mora biti znana.

*Za uporabo RVGČ in RVR moramo obseg ledenika poznati vnaprej, zato v našem primeru za določitev snežne meje metodi nista uporabni. V obrnjeni smeri smo ju uporabili pri oceni možnosti obstoja modeliranih ledenikov določenih dolžin, medtem ko je bilo potrebno za izdelavo modela višino snežne meje določiti na podlagi literaturnih podatkov, delno pa tudi na podlagi višine krnic.

Ker najbolj distalnih akumulacijskih geomorfoloških tvorb, ki se običajno uporabljajo v ta namen (npr. lateralnih ali končnih moren), v dolinah Zgornjega Posočja ni ali pa niso zadovoljivo ohranjene, smo se pri oceni višine najnižje pleistocenske snežne meje in s tem RML oprli na objavljene podatke iz Alp in Mediterana ter na višine redkih zadovoljivo ohranjenih krnic. Celotna metodologija dela pri izdelavi modela ledenika je zastavljena tako, da so vsi približki v prid »dolgim«

ledenikom. Enakega pravila smo se tako držali tudi pri določitvi višine snežne meje. Ne glede na to, da smo izdelali model mlajšepleistocenskega ledenika, smo se odločili za uporabo najnižje ugotovljene pleistocenske snežne meje. Izločili smo le najbolj ekstremno citirano vrednost.

Višina današnje snežne meje v Zahodnih Julijskih Alpah je ocenjena na približno 2800 m n.v. (Messerli, 1980, 200), po Gamsovi oceni iz začetka šestdesetih let pa na približno 2700 m (Gams, 1960, 66). Glede na globalno oceno o znižanju pleistocenske snežne meje za 900 do 1000 m v primerjavi s sedanjo (Broecker & Denton, 1990), bi to postavilo najnižjo mejo na 1700 do 1900 m n.v. Broecker in Denton (1990) sta ocenila, da znižanje snežne meje za 900 do 1000 m ustreza ohlajanju za 5 do 6 °C. Če sledimo oceni, pridobljeni na podlagi modeliranja geotermalnih podatkov iz vrtin v Sloveniji (Rajver et al., 1998; Šafanda & Rajver, 2001), ki govore o temperaturni razliki približno 7°C med sedanjostjo in LGM, je torej znižanje snežne meje v Sloveniji znašalo manj kot 1400 m. Tudi Messerli (1967, 72) je ocenil, da je bilo znižanje snežne meje v Julijskih Alpah »večje od 1000 m«, vendar konkretno višino würmske snežne meje tega območja predstavi le na karti in sicer med 1500 in 1600 m n.v. Würmsko snežno mejo v Kamniških Alpah in na Svinji planini je ocenil na 1700 m (1967, 74). Brückner je najnižjo (würmsko) snežno mejo na območju soškega ledenika v pleistocenu postavil na 1300 m n.v. (Penck & Brückner, 1909, 1035, 1042), vendar velja pri tem opozorilo, da jo je ugotovil na 1400 m, potem pa znižal z argumentacijo v smislu zaprtega logičnega kroga: »Če bi postavili snežno mejo na 1400 m, ledenik ne bi mogel obstajati, ker razmerje med conami ablacije in akumulacije ne bi bilo zadostno, zato je jasno, da je bila vsaj na 1300 m n.v. ali celo nižje, tako kot na gori Campion, ki leži nekako med Tagliamentom in Sočo.« (Penck & Brückner, 1909, 1035). Z enako argumentacijo je ločnico večnega snega postavil tudi za ledenik vzdolž Tagliamenta (1300 m n.v.) in vzdolž Piave (1600 m n.v.) (1909, 1035, 1042). Njegovo oceno o višini snežne meje je povzel tudi Melik (1954b, 232), ki je slednjo kasneje na isti višini ugotovil tudi na Trnovskem gozdu (1959, 20). Tudi v primeru Trnovskega gozda snežna meja ni bila ugotovljena neposredno,

pač pa s sklepanjem na podlagi nadmorskih višin najnižje ležečih čelnih moren (Melik, 1959, 16–23), za katere je Buser (1965, 128) kasneje na podlagi litološke sestave ugotovil, da niso morene ampak nasipi gravitacijsko transportiranega materiala iz bližnje okolice. Žlebnik (1990, 290) je zapisal, da je bila snežna meja v zadnji poledenitveni dobi pri nas na 1500 m. E. Schmid (1963, 109) je največje znižanje pleistocenske snežne meje v Alpah ocenila na podlagi Woldstedt-ove temperaturne krivulje (Woldstedt, 1962, 121) na 1200 m pod sedanjo. Nekateri podatki s širšega območja Vzhodnih Alp kažejo, da je znižanje snežne meje v hladnem zadnjem poledenitvenem maksimumu (LGM) znašalo približno 600 m v primerjavi z malo ledeno dobo v 19. stoletju oziroma 700 do 750 m v primerjavi s sedanjostjo (Gross et al., 1977, 224; Van Husen, 1997, 114), kar bi jo na območju Julijskih Alp postavilo v (zelo hladnem) LGM na dobrih 2000 m n.v.

Le redke krnice na območju Zgornjega Posočja so ohranjene v zadostni meri, da bi lahko natančno ugotovili njihovo geometrijo in s tem višino. Tako smo merili predvsem višine nekaterih geomorfoloških oblik, ki bi lahko bile krnice ter višine redkih lepše ohranjenih krnic. Nad Bavšico pod Malim Ozebnikom tako najdemo krnicam podobne uravnave na višini 1420, 1570 in 1620 m n.v., nad Koritnico je takšno uravnavo slutiti pod Kotovim Sedlom na višini približno 1850 m, na območju Zadnje Trente najdemo celo vrsto takšnih oblik med 1900 in 2050 metri nadmorske višine, najnižji nivo krniškega dna na Kriških Podih je na 1880 m n.v., tudi na območju med Kaninom in Rombonom ne najdemo nobenih krnicam podobnih oblik pod 1500 metri nad morjem, edino nad Lepe- no lahko pri Dupeljskem jezeru razen na 1470 metrih najdemo še dokaj nizko topografsko obliko podobno krniškemu dnu na višini 1350 m.

Na podlagi navedenih podatkov smo se odločili, da v modelu kot najnižjo snežno mejo oziroma RML uporabimo nadmorsko višino 1400 m. To nikakor ni natančna ocena, je pa višina, pod katero se snežna meja v času nastajanja opisanih kvartarnih sedimentov skoraj zanesljivo ni spustila. Po vsej verjetnosti je bila višja, a smo se, zaradi prej omenjenega konzervativnega pristopa, v prid dolgim ledenikom torej, odločili za slednjo. Vsi podatki, razen omenjenih ocen Brück-

nerja (Penck & Brückner, 1909) in Melika (1954b, 1959) ter ene same geomorfološke oblike pri Dupeljskem jezeru, kažejo na bistveno višjo snežno mejo.

Rekonstrukcija vzdolžnega profila ledenika

Izračun debeline ledenika na znani oddaljenosti od ledeniškega čela

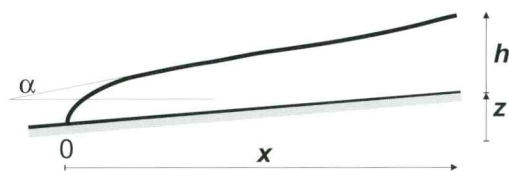
Za izdelavo modela možnega obsega ledenika je potrebno najprej rekonstruirati vzdolžne profile ledenikov različnih dolžin. Izdelava vzdolžnega profila temelji izključno na mehanskih lastnostih ledeniškega ledu oziroma mehanskih lastnostih stika med ledenikom in podago in je popolnoma neodvisna od geoloških opazovanj v Zgornjem Posočju. Temelj za rekonstrukcijo je osnovna enačba za izračun strižne napetosti τ_b na stiku ledenik – podlaga (Nye, 1952a, 85; 1952b, 104):

$$\tau_t = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin \alpha$$

kjer je (sl. 2):

ρ prostorninska masa ledeniškega ledu 900 kg/m³,
 g težnostni pospešek = 9.81 m/s²,
 h debelina ledu [m] in
 α naklon površine ledenika v stopinjah.

Meritve na različnih ledenikih po svetu so pokazale da se strižna napetost τ_b na stiku dolinskega ledenika in podlage običajno giblje med 50 in 150 kPa. Nye (1952a, 86) je ob opazovanju šestnajstih alpskih ledenikov ugotovil, da se strižne napetosti gibljejo v mejah 49 – 151 kPa. V svojem naslednjem



Sl. 2. Fizični parametri ledenika uporabljeni pri modeliranju. x je horizontalna oddaljenost točke od ledeniškega čela, z pa višinska razlika podlage. Ostale spremenljivke so razložene zgoraj.

Fig. 2. The model input values with x representing the distance to the glacier's toe and z representing relative elevation of the base of the glacier in respect to the toe. Other variables are discussed above.

delu je na ledeniku Unteraar v Švici primerjal dejanski profil ledenika z izračunanim na podlagi znane debeline ledu in ugotovil najboljše prekrivanje rezultatov pri strižni napetosti 77 kPa (Nye, 1952b, 106). Robin in Weertman (1973) sta merila strižne napetosti na pulzirajočem (*surging*) ledeniku Finsterwaderbren na Spitzbergih in opazila, da se τ_b giblje med 70 kPa med zdrsom (*surge*) in 170 kPa v času tik pred zdrsom, ko je ledenik še primrznjen. Po Patersonu (1981, 86) je τ_b pod dolinskim ledenikom z laminarnim tokom med 50 in 150 kPa. Glede na omenjene podatke smo se odločili, da bomo pri izdelavi modela uporabil približno srednjo citirano vrednost $\tau_b = 100$ kPa in vzporedno testirali še obnašanje modela za vrednosti 50 in 150 kPa. Strižna napetost τ_b tako v enačbi postane znana količina.

Ob znani strižni napetosti je mogoče izračunati največjo debelino ledenika na poljubnem prečnem preseku vzdolžnega profila ledenika. Enačbo izpeljemo iz prej predstavljene osnovne enačbe za strižno napetost.

$$\tau_t = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin \alpha$$

Če privzamemo, da je za majhne naklonske kote (α) $\sin \alpha = \tan \alpha$, potem lahko strižno napetost izrazimo s količinami, merljivimi na terenu oziroma karti ter konstantami:

$$\tau_t = \rho \cdot g \cdot h \cdot \frac{d(h+z)}{dx}$$

kjer je z višinska razlika med čelom ledenika in točko ki je od njega oddaljena x metrov (sl. 2). Dalje velja:

$$\tau_t = \rho \cdot g \cdot h \cdot \left(\frac{dh}{dx} + \frac{dz}{dx} \right)$$

Zanima nas spreminjanje debeline ledenika vzdolž njegovega vzdolžnega profila, zato jo izrazimo:

$$h(dh+dz) = \frac{\tau_b}{\rho \cdot g} dx$$

$$\int h dh + \int h dz = \int \frac{\tau_b}{\rho \cdot g} dx$$

in po integraciji dobimo:

$$\frac{h^2}{2} + h \cdot z = \frac{\tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x + C$$

Nična točka oziroma izhodišče koordinatnega sistema našega modela je čelo ledenika, torej so mejni pogoji te enačbe $h = 0$ pri $x = 0$ in $z = 0$ pri $x = 0$. Integracijska konstanta C je torej enaka 0:

$$0 + 0 = 0 \Rightarrow C = 0$$

Debelino ledu na katerikoli točki (x, z) vzdolž profila ledenika lahko tako izrazimo:

$$h^2 + 2hz - \frac{2 \cdot \tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x = 0$$

$$h_{1,2} = \frac{-2z \pm \sqrt{4 \cdot z^2 - 4 \left(-\frac{2 \cdot \tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x \right)}}{2}$$

$$h_{1,2} = -z \pm \sqrt{z^2 + \frac{2 \cdot \tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x}$$

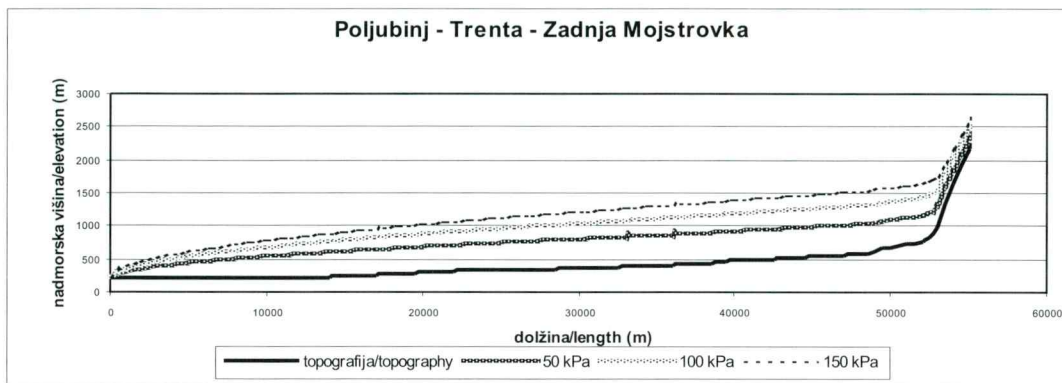
Ker vemo, da $x = 0 \Rightarrow h = 0$, je rešitev kvadratne enačbe samo ena:

$$h = \sqrt{z^2 + \frac{2 \cdot \tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x} - z$$

Debelina ledeniškega ledu je torej v največji meri odvisna le od oddaljenosti od ledeniškega čela in naklona površja po katerem teče.

Vzdolžni profil soškega ledenika in njegovih glavnih pritokov

Izdelava vzdolžnih profilov temelji na znanih položajih ledeniških čel. Ker je približen položaj ledeniškega čela šele končni rezultat celotne rekonstrukcije, smo izdelali vzdolžne profile za različne poljubno izbrane položaje čel in jih potem pri zadnjem koraku rekonstrukcije deduktivno izločali. Izdelali smo profile vzdolž Soče in Koritnice ter glavnih dolin, ki se stekajo vanju in so najverjetneje dobavljale ledeniški led glavnemu ledeniku. Debeline ledu smo izračunavali za vsak (predpostavljeni) krak ledenika na vsakih 500 m vzdolžnega profila za vsako (predpostavljeno) čelo posebej (sl. 3, sl. 4). Mogoča čela smo predvideli v Poljubinu pri Tolminu (ledenike, ki se končujejo tam, smo označili s



Sl. 3. Vzdolžni profil ledenika med Poljubinjem in Zadnjo Trento (smer proti Zadnji Mojstrovki) za strižne napetosti 50, 100 in 150 kPa.

Fig. 3. Longitudinal cross section of a glacier between Poljubinj and Zadnja Mojstrovka for the basal shear stress of 50, 100 and 150 kPa respectively.

P), pri Srpenici (oznaka S), od tam vzvodno pa vsakih 5 km (oznake S-5, S-10, S-15...) do geografsko najvišjih leg v spodaj navedenih smereh (slika 5). Ker so že prvi izračuni za čelo v Srpenici pokazali, da model ne dopušča ledenika, ki bi segal dlje, smo za ledenike distalno od tam (do Poljubinja) izdelali le en izračun. Upoštevali smo tri velikosti strižne napetosti in sicer 50, 100 in 150 kPa. Profile smo izračunali za krake dolinskega ledenika v naslednjih smereh: Poljubinj (Srpenica) – Bavšica – Mali Ozebnik, Poljubinj (Srpenica) – Koritnica – Mali Koritniški Mangart, Poljubinj (Srpenica) – Možnica, Poljubinj (Srpenica) – Koritnica – Kotovo Sedlo, Poljubinj (Srpenica) – Lepena – Vrh Duplja, Poljubinj (Srpenica) – Zadnjica – Bovški Gamsovec, Poljubinj (Srpenica) – Trenta – Zadnjiški Ozebnik, Poljubinj (Srpenica) – Trenta – Vršič, Poljubinj (Srpenica) – Trenta – Zadnja Mojstrovka, Poljubinj (Srpenica) – Zadnja Trenta – Prisojnik in Poljubinj (Srpenica) – Zadnja Trenta – Zadnji Pelc in jih »razlili« še na območja, ki bi jih ti kraki ob znani debelini ledu še zajeli. Vzvodno profili segajo do jadransko – črnomorske razvodnice oziroma do tam, kjer naklon podlage preseže 60°, kar je po podatkih z danes poledenelih območij največji naklon podlage, ki jo še lahko pokriva ledeniški led (Meierding, 1982, 299).

Kot primer predstavljamo izračune za krak soškega ledenika, ki začenja v Zgornji Trenti. Zaradi sorazmerno velike površine redišča

na tem območju, smo proksimalni del ledenika razdelil na tri smeri: proti Zadnjemu Pelcu, Vršiču in Zadnji Mojstrovki. Na tem mestu predstavljamo zadnjega. Vsi ostali izračuni so zbrani v: Bavec (2001).

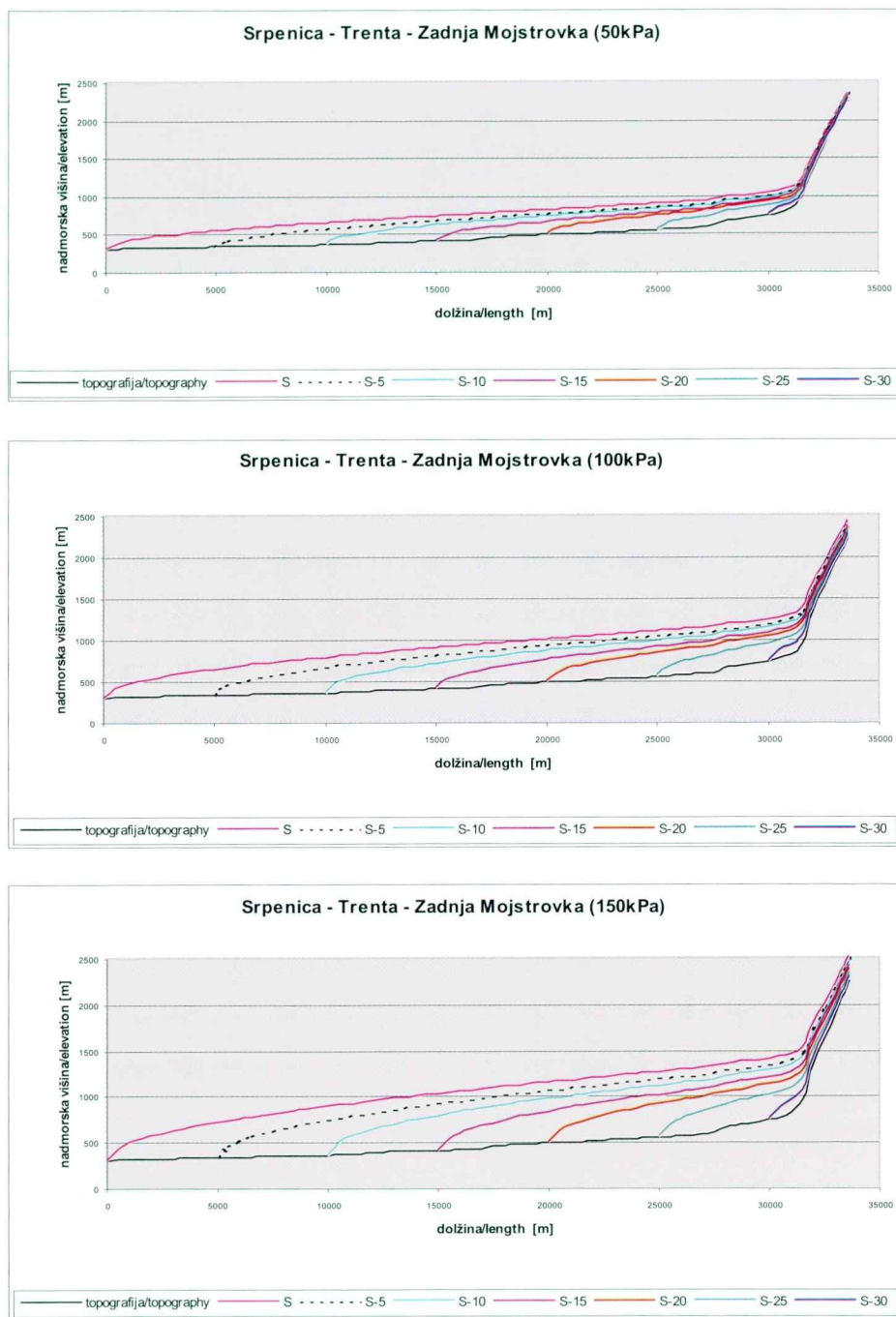
Izračunane profile smo prenesli na topografsko osnovo in tako dobili vpogled v topografske razsežnosti vsakega od modeliranih ledenikov (sl. 5). Ta rekonstrukcija je služila tudi kot osnova za izračunavanje površin modeliranih ledenikov.

Primerjava RML rekonstruiranih ledenikov z ocenjeno najnižjo pleistocensko RML

Pri določanju najdaljših možnih modeliranih ledenikov smo se oprli na dve metodi in sicer RVR in RVGČ. RVR in RVGČ določita višino RML na vsakem od modeliranih ledenikov. Primerjava modeliranih RML z dejansko ugotovljeno da odgovor, kakšen ledenik (oziroma kakšna dolžina ledenika) je v izbranem času in prostoru lahko obstojal. RVR je v literaturi ocenjena kot časovno sicer zahtevna a najbolj uporabna in natančna metoda (Meierding, 1982, 306), relativno dobre rezultate pa daje tudi RVGČ.

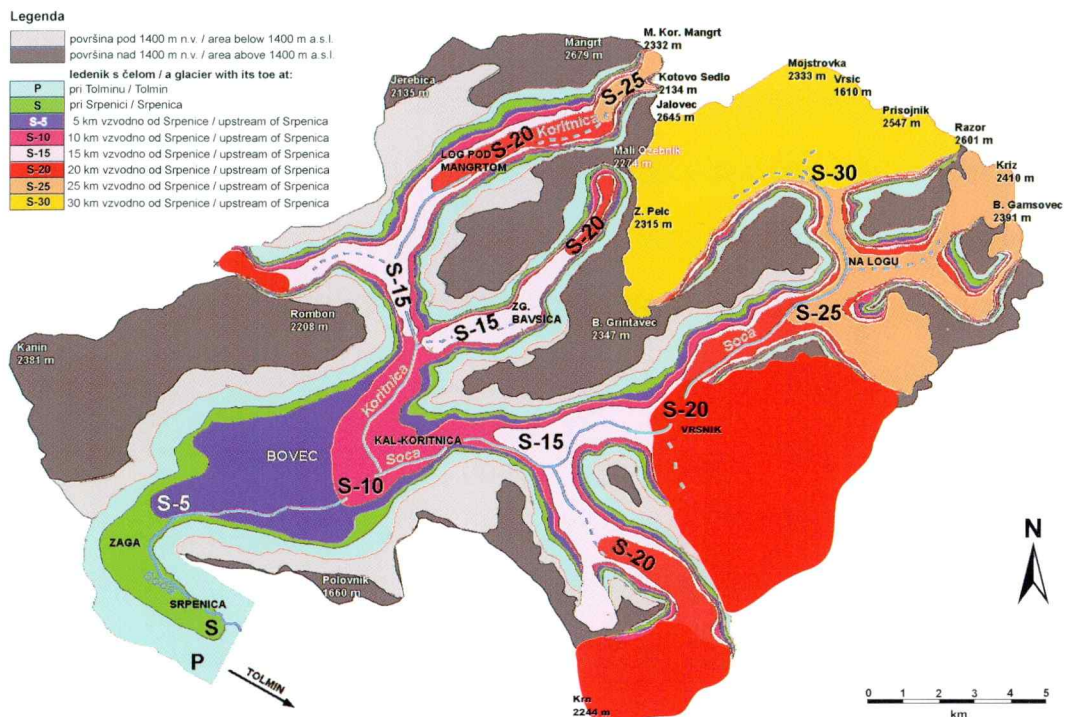
Razmerje višin med glavo in čelom ledenika (RVGČ)

Razmerje označuje delež višine ledenika, ki leži pod RML:



Sl. 4. Vzdolžni profili ledenikov s čelom v Srpenici (S) in nadalje s čeli vsakih 5 km vzvodno od Srpenice (S-5, S-10,...) ter glavo nad Zadnjo Trento pod Zadnjo Mojstrovko (za strižne napetosti 50, 100 in 150 kPa na bazi ledenika).

Fig. 4. Longitudinal cross sections of glaciers ending with a toe in Srpenica (S), 5 km upstream from Srpenica (S-5), 10 km upstream from Srpenica (S-10) etc. (For the basal shear stress of 50, 100 and 150 kPa respectively).



Sl. 5. Razsežnost modeliranih ledenikov vzvodno od Srpenice.

Fig. 5. Modeled glaciers upstream from Srpenica.

$$RV\check{C}G = \frac{\text{nadmorska višina RML} - \text{nadmorska višina čela}}{\text{nadmorska višina glave} - \text{nadmorska višina čela}}$$

Najobičajnejše razmerje, ugotovljeno na dolinskih ledenikih, je 0.50 (Porter, 1964, 477; Meierding, 1982, 298). Ob znanem RVČG (RVČG = 0.5) lahko izračunamo nadmorsko višino RML modeliranega ledenika:

$$n.v. RML = 0.5 \cdot (n.v. glave - n.v. čela) + n.v. čela$$

Kjer je glavo ledenika nemogoče določiti, si pomagamo z analogijo z današnjimi ledeniki. Led v njih namreč ne pokriva pobočij strmejših od 60° (Meierding, 1982, 299). Izjema so primeri, ko modelirana debelina ledu presega višino vrhov, ki obdajajo krnico (headwall). V takih primerih smo za višino glave izbrali višino teh vrhov. RVČG smo izračunali za vse dolžine modeliranih ledenikov za strižne napetosti 50, 100 in 150 kPa na stiku ledenik – podlaga (sl. 6). Glede na

RVČG so lahko obstojali le ledeniki, ki imajo modelirano vrednost RML višjo od regionalne RML (1400 m).

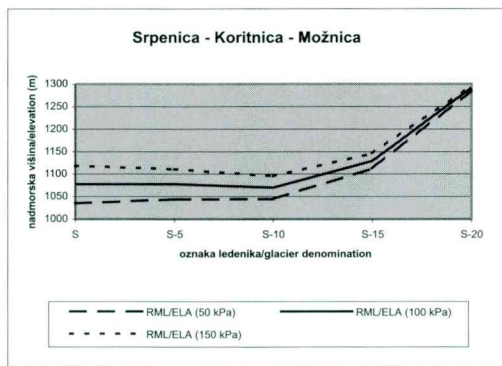
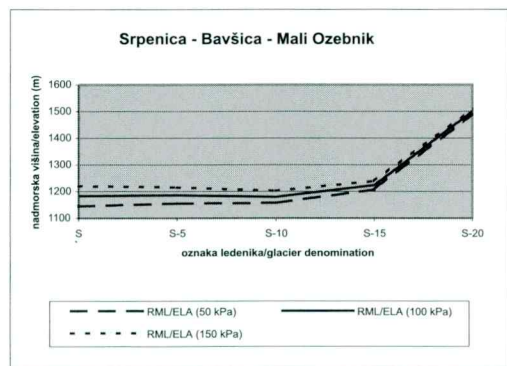
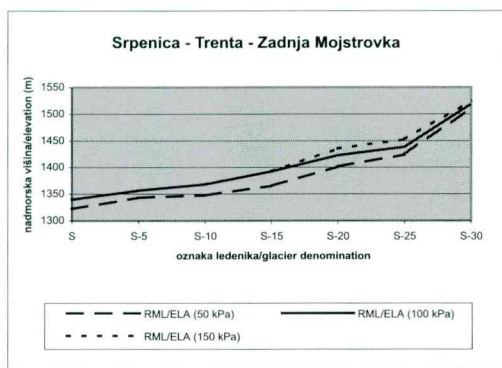
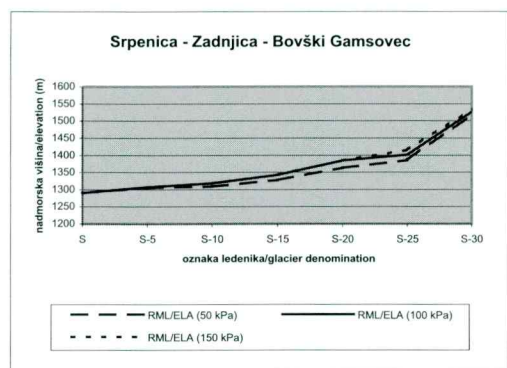
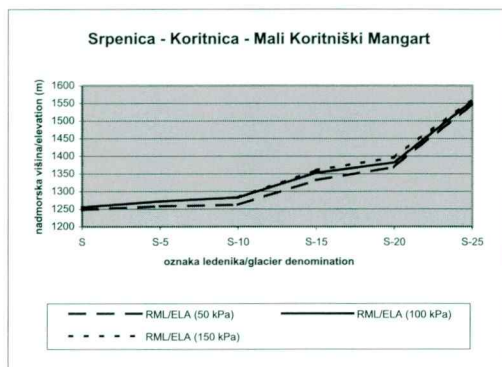
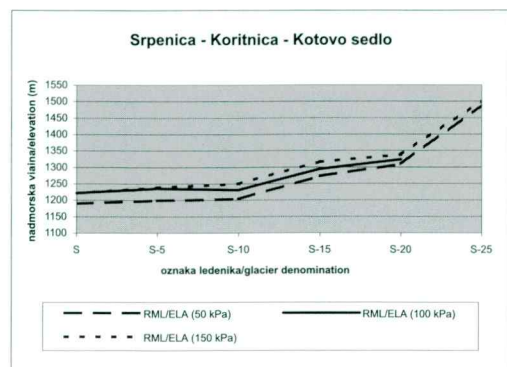
Spreminjanje strižne napetosti od 50 do 150 kPa bistveno spremeni debelino ledu (sl. 3, sl. 4), vendar pa se pri nadaljnjem izvajanju modela izkaže, da je ob uporabi RVČG vpliv na postavitev RML minimalen (sl. 6).

Relativna velikost redišča ledenika – RVR

RVR posredno locira RML glede na razmerje površine redišča proti površini celotnega ledenika:

$$RVR = \frac{\text{površina redišče ledenika}}{\text{površina ledenika}}$$

Empirično ugotovljene vrednosti RVR širom sveta se gibljejo v zelo ozkem pasu. Tako Braithwaite in Müller (1980), Pelfini

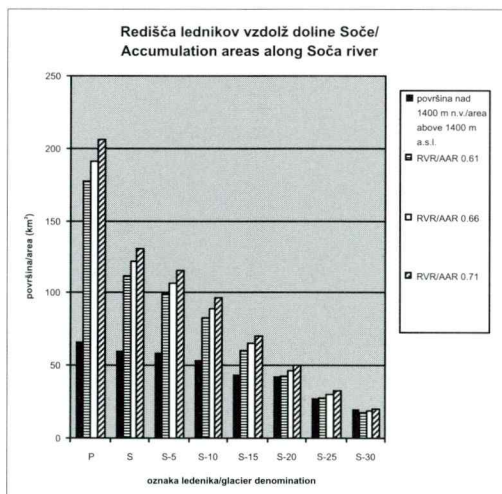


Sl. 6. Spreminjanje višine RML v odvisnosti od dolžine modeliranega ledenika na podlagi izračuna z $RV\dot{C}G = 0.5$. Predstavljene so samo izbrane smeri. Popolni podatki v: Bavec (2001).

Fig. 6. ELA along the selected longitudinal cross section of a modeled glacier according to $THAR=0.5$. Complete data available in: Bavec (2001).

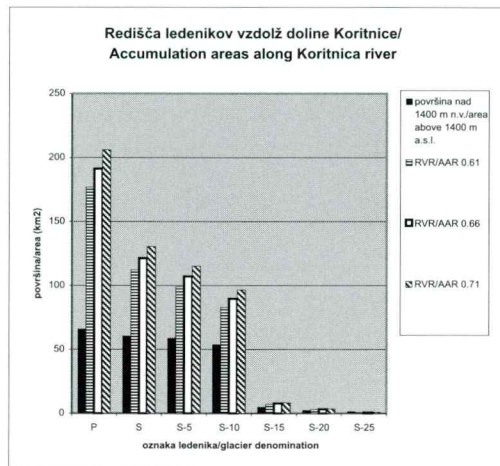
(1994, 197) in Gross s sodelavci (1977, 224) ocenjujejo to razmerje na alpskih ledenikih na 2:1 (RVR = 0,67), Scott (1977, 113) je uporabil razmerje 0.6 ± 0.1 za ledenike v oregonskem Skalnem gorovju, najbolj pa se je v literaturi uveljavil predlog Porterja (1975), ki je na politermalnih ledenikih iz različnih svetovnih gorstev ugotovil vrednost 0.66 ± 0.05 . To vrednost smo uporabili tudi pri izdelavi našega modela.

Modelirane debeline ledenikov različnih dolžin smo postavili v topografsko osnovo in tako dobili njihove površine (sl. 5). Izmerili smo celotne površine posameznih modeliranih ledenikov, z $RVR = 0.66 \pm 0.05$ določili površino redišča, ki bi bila potrebna za njihov obstoj ter jo primerjali s površino, ki je bila res na voljo za razvoj redišča (površina nad RML = 1400 m n.v.). Glede na to metodo, je lahko obstojal samo ledenik, katerega redišče je bilo večje ali enako razpoložljivi površini zaledja (redišča) nad ocenjeno regionalno RML = 1400 m n.v. Vzvodno od S-10 se modelirani ledenik razdeli na dva kraka; soškega in koritniškega, zato je potrebno izračunati površine za oba kraka (sl. 7, sl. 8). Nizvodno od S-10 sta kraka združena v en ledeniški jezik. Tako kot pri postavljanju RML z RVGČ, se tudi pri uporabi RVR iz-



Sl. 7. Površine redišč modeliranih ledenikov za $RVR = 0.66 \pm 0.05$ in primerjava z razpoložljivimi površinami redišča vzdolž doline reke Soče.

Fig. 7. Accumulation areas of modeled glaciers along Soča according to $AAR = 0.66 \pm 0.005$ (RVR is AAR) compared to available accumulation area.



Sl. 8. Površine redišč modeliranih ledenikov za $RVR = 0.66 \pm 0.05$ in primerjava z razpoložljivimi površinami redišč vzdolž doline reke Koritnice (do S-10 vzdolž Soče).

Fig. 8. Accumulation areas of modeled glaciers along Koritnica (and Soča downstream from S-10) according to $AAR = 0.66 \pm 0.005$ (RVR is AAR) compared to available accumulation area.

kaže, da je vpliv spreminjanja strižne napetosti na položaj RML minimalen. Zato predstavljam samo izračune za strižno napetost 100 kPa.

Določanje poledenelih in nepoledenelih območij je, kljub temu, da temelji na izdelanem modelu debelin, do določene mere subjektivno in kot tako podvrženo potencialnim napakam. Zato smo rezultate dodatno preverili tako, da smo predvideli, da je bilo celotno Zgornje Posočje vzvodno od Žage pokrito z ledom in kot mogoče redišče ledenikov upošteval vso površino zaledja nad 1400 m n.v. vzvodno od treh izbranih čel; P, S in S-10 (tabela 1).

Ker se nizvodno od Žage površina zaledja nad 1400 m hitro zmanjšuje, smo se za to območje vseeno oprli na površine modeliranih ledenikov. V nasprotnem primeru bi bili rezultati namreč še bistveno bolj v prid krajšim ledenikom. Predstavljamo izračune za $RVR = 0.61$, to je za vrednost znotraj $RVR = 0.66 \pm 0.05$, ki je najbolj v prid dolgim ledenikom. Ti izračuni pokažejo, da niti celotna površina zaledja nad snežno mejo (višina RML = 1400 m) ni zadostna za napajanje ledenika, ki bi segel do Bovca, kaj šele do Tolmina (tabela 1).

S-10	
celotna površina (vzvodno od Bovca) total area (upstream of Bovec)	199.5 km ²
površina razpoložljivega redišča (nad 1400 m n.v. vzvodno od Bovca) available accumulation area (above 1400 m a.s.l. upstream of Bovec)	95.05 km ²
potrebno redišče (za RVR = 0.61) required accumulation area (for AAR = 0.61)	121.70 km ²

S	
celotna površina (vzvodno od Žage) total area (upstream of Žaga)	287.52 km ²
površina razpoložljivega redišča (nad 1400 m n.v. vzvodno od Žage) available accumulation area (above 1400 m a.s.l. upstream of Žaga)	104.18 km ²
potrebno redišče (za RVR = 0.61) required accumulation area (for AAR = 0.61)	175.38 km ²

P	
celotna površina (vzvodno od Žage + površina modela ledenika "P") total area (upstream of Žaga + area of the modeled glacier "P")	394.59 km ²
površina razpoložljivega redišča (nad 1400 m n.v.) available accumulation area (above 1400 m a.s.l.)	136.70 km ²
potrebno redišče (za RVR = 0.61) required accumulation area (for AAR = 0.61)	260.42 km ²

Tabela 1. Izračun RVR za ledenik, ki se hrani iz celotne površine nad snežno mejo.

Table 1. AAR for glaciers with accumulation areas equal to the total area above 1400 m a.s.l.

Sinteza in ocena rezultatov modela

Uporabljeni metodi za določitev obsega lednika na podlagi znane RML sta si med seboj različni. Metoda RVGČ obravnava vsak krak ledenika kot individualno telo, medtem ko RVR upošteva stekanje krakov ledenika in združevanje v enoten dolinski ledenik. Kljub razlikam, nekaj jih je potrebno pripisati tudi nenatančnosti in uporabi nekaterih približkov, pa obe metodi pokažeta, da produktivno zaledje oziroma sistem ledeniških redišč v Zgornjem Posočju ni zadosti veliko, da bi napajalo ledenik, ki bi segal do Bovca, kaj šele do Tolmina. Seveda lahko takšno sklepanje velja samo za morfologijo oziroma topografijo, ki je v grobem podobna današnji in je, glede na lastnosti in starost sedimentov (Bavec, 2001), prevedljiva kvečjemu v čas zadnjih dveh poledenitev. Vprašljiva je že uporaba rezultatov modela za starejši del predzadnje poledenitve, nikaor pa tega modela ne moremo uporabiti za rekonstrukcijo okolij v srednjem in starejšem kvartarju. Alpska topografija je v času za kaj takega preveč spremenljiva. To še po-

sebej velja za tektonsko aktivna ozemlja, takšna torej, kot je Zgornje Posočje.

Rezultati modela popolnoma neodvisno od geoloških raziskav pokažejo nekatere zanimive namige o možnem obsegu lednika(ov) na topografiji, podobni današnji (tabela 2).

1) Ledenik vzdolž Trente je imel svoje čelo nekje med Vrsnikom in vasjo Na Logu (nad 500 m n.v.).

2) Ledenik vzdolž Lepene je imel čelo znotraj doline in sicer nekje nad 500 m n.v.

3) Ledenik vzdolž Bavšice je imel čelo znotraj doline, najverjetneje nekje na območju Zgornje Bavšice (nad 500 m n.v.).

4) Ledenik vzdolž Koritnice ni segal dlje kot do Loga pod Mangartom (600 m n.v.). RVR sicer postavlja čelo še mnogo višje – na skoraj 1000 m n.v., vendar je ob tem potrebno pripomniti, da je bilo površino redišča v primeru Koritnice zelo težko določiti in je takšen rezultat lahko tudi posledica napake.

5) Ledenik v Možnici je bil majhen in kratek.

Navedeni zaključki imajo podlago izključno v opisanem modelu. Res je, da se rezultati

oznaka ledenika/ glacier denomination	dolina/ valley	dolžina ledenika (km)/ glacier length (km)	Ali je ledenik obstojal? Has the glacier existed?	
			za RVR = 0.66±0.05 for AAR=0.66±0.05	za RVGČ = 0.5 for THAR=0.5
P	SOČA	44 – 58.7	NE/NO	NE/NO
S	SOČA	22.5 – 37.2	NE/NO	NE/NO
S-5	SOČA	17.5 – 32.2	NE/NO	NE/NO
S-10	SOČA	12.5 – 27.2	NE/NO	NE/NO
S-15	BAVŠICA	8.6	NE/NO	NE/NO
S-15	KORITNICA	7.5 – 12.3	NE/NO	NE/NO
S-15	TRENTA	8.8 – 22.2	NE/NO	NE/NO
S-20	BAVŠICA	3.6	DA/YES	DA/YES
S-20	KORITNICA	7.7	NE/NO	NE/NO
S-20	LEPENA	3.8	DA/YES	NE/NO
S-20	TRENTA	9.6 – 17.2	NE/NO	DA-NE/YES-NO
S-25	KORITNICA	2.7	NE/NO	DA/YES
S-25	TRENTA	4.6 – 12.2	DA/YES	DA/YES
S-30	ZADNJICA	4	DA/YES	DA/YES
S-30	TRENTA	3.2 – 7.2	DA/YES	DA/YES
S-35	TRENTA	2.2	DA/YES	DA/YES

Tabela 2. Primerjava rezultatov dveh metod (RVR in RVGČ) določanja mogočega obsega ledenika.

Table 2. Comparison of results for establishing the possible glacier extent according to AAR and THAR.

dobro ujemajo tudi z doslej ugotovljenimi lastnostmi sedimentov in akumulacijskih geomorfnih tvorb (Bavec, 2001), vendar pa delo na tem področju še ni zaključeno in bi bilo postavljanje dokončnih paleoekoloških rekonstrukcij zaenkrat še prenačljeno. Zato predstavljamo model le kot predlog možnega reševanja problema obsega poledenitev na določenem območju; v tem primeru v Zgor- njem Posočju.

Summary

Interpretation of the extent of Late Qua- ternary glaciation in the Upper Soča River Region from sediment properties is compli- cated by the fact that most of the analyzed diamicts contain some material that may have been glacially shaped (e.g., striated clasts), but that there is no other clear positive evi- dence for presence of Late Quaternary gla- ciers (such as moraines) in the Bovec Basin or downstream from it (Bavec, 2001). We therefore used simple glaciological model- ing to provide additional constraints on the possible maximum extent of valley glaciers that may have formed in the Upper Soča River Region during the Late Quaternary.

Glacier thickness was calculated along the axes of major valleys in the study area by assuming a spatially-uniform basal shear stress falling within the range of 100 kPa ± 50 kPa (Nye, 1952a,b; Robin & Weert- man, 1973; Paterson, 1981). Using this assumption (see fig. 2 for notations), ice thick- ness $h(x)$ at a certain point along the glacier centerline (x) away from a glacier terminus (where $z = 0$) can be calculated by integrating the basic equation for basal shear stress, (τ_b):

$$\tau_b = \rho \cdot g \cdot h \cdot \sin \alpha$$

where ρ is density of glacier ice (ca. 900 kg/m³), g is gravitational acceleration (9.8 m/s²), to obtain:

$$h = \sqrt{z^2 + \frac{2 \cdot \tau_b}{\rho \cdot g} \cdot x} - z$$

where $z(x)$ is the bed elevation above the datum at the terminus. Calculating the gla- cier thickness we use the present-day longi- tudinal profile of river valleys as an approxi- mation of the glacier bed elevation profile. Equation with assumed $z(x)$ and τ_b per- mits us to model an approximate ice surface geometry ($z(x) + h(x)$) for any arbitrarily se-

lected position of glacier terminus along the valleys of the Soča and Koritnica rivers. The maximum hypothetical glacier terminus was set ca. 30 km beyond the western boundary of the Bovec Basin at an elevation of 200 m a.s.l. (P, Fig. 5). The next, shorter glacier was set to terminate at Srpenica (S, Fig. 5). A consecutive sequence of hypothetical glacier termini was then generated by going upstream from that point in steps of 5 km (marked S-5, S-10, S-15, etc., Fig 5) all the way to the most remote cirques in the hinterland.

Having constructed the hypothetical glacier surface profiles, we can then estimate the position of the ELA that would be needed to provide sufficient accumulation area for the modeled glaciers. ELAs for all of the glaciers were calculated using two common criteria. The toe-to-head altitude ratio (THAR) places the ELA at a certain elevation according to an empirically determined ratio of the elevations at the toe and the head of a glacier (Fig. 6). The Accumulation-Area Ratio (AAR) places the ELA at a position that fits empirical ratios between accumulation and ablation areas of modern and past glaciers (Fig. 7, 8). We used most commonly established value of THAR for valley glaciers that equals 0.5 (Porter, 1964, 477; Meierding, 1982, 298). We adopted widely used value of $AAR=0.66\pm0.05$ (Porter, 1975; Braithwaite & Müller, 1980; Pelfini, 1994, 197; Gross et al., 1977, 224) in our calculations.

Once the ELAs for the hypothetical glaciers have been estimated, we can test the feasibility of the considered glacier termini positions by comparing the hypothetical ELAs to the likely lowest regional ELA reached during the last glaciation. Due to either poorly preserved or missing geomorphological features (e.g., end moraines, lateral moraines, cirques), it is impossible to make a direct estimate of glacial ELA in the study area. The modern snowline in the Julian Alps is estimated to be at around 2800 m. a.s.l. (Messerli, 1967, 1978). Assuming that the ELA and snowline altitude are approximately equal we can take the commonly-observed ice-age snowline lowering of ca. 900–1000 m (Broecker & Denton, 1990), to infer that the full glacial snowline in our study area should have been at 1800–1900 m a.s.l. Lowering of glacial ELAs to 900–1000

m is typically associated with a cooling of 5–6°C (Broecker & Denton, 1990). Independent geologic evidences inverted from the borehole data indicate that during the Last Glacial Maximum mean annual temperature in Slovenia was cooler by ~7°C (Rajver *et al.*, 1998; Šafanda & Rajver, 2001), which would mean that the drop of the snowline in Slovenia could not have been larger than 1400 m. Several authors have proposed previously that full glacial snowlines were much lower than 1800–1900 m a.s.l. in southeastern Europe. For instance, Messerli's (1967) map of snowline elevations in the Mediterranean region shows the ice-age snowline in the Julian Alps depressed to between 1500 and 1600 m a.s.l. Based on these published estimates and the elevation of poorly preserved cirque floors, we selected a value of 1400 m a.s.l. as the lowest reasonable ELA during the Late Quaternary.

By comparing the THAR-, and AAR-based calculations of ELA for the modeled glaciers to the selected minimum last glacial ELA, we estimate the likely maximum extent of glaciers in the Upper Soča Region. A feasible glacier should have its calculated ELA higher than our estimate of the lowermost Late Quaternary ELA (1400 m a.s.l.) (Figs. 6, 7, 8). The modeling suggests that only relatively small glacier(s) could have existed in the upper valley stretches and the highlands surrounding them (Fig. 5, Table 2). Even extending the accumulation area to the whole area above ELA in the Upper Soča River Region does not allow valley glaciers to reach the Bovec Basin (Table 1). It seems likely that the bottom of the Bovec Basin was not covered by glaciers as well as the valleys downstream from the basin were ice-free during the late Quaternary.

References

- Bavec, M., 2000: Analiza usmerjenosti klastov kot pomoč pri določanju in primerjavi geneze diamiktov in diamiktov v Bovški kotlini, Logu pod Mangartom in na Stožah. – Rudarsko-metalurški zbornik, 47, 235–243, Ljubljana.
- Bavec, M. 2001: Kvarterni sedimenti Zgornjega Posočja. – 131 str., Ljubljana. Doktorska disertacija. Oddelek za Geologijo, NTF, Ljubljana.
- Bowen, D.Q. 1978: Quaternary Geology. – Pergamon Press, 222 pp., Oxford.
- Braithwaite, R. J. & Müller, F. 1980: On parameterization of glacier equilibrium line altitude. – IAHS-AISH, 126, 263–271.

- Broecker, W.S. & Denton, G.H. 1990: The role of ocean atmosphere reorganizations in glacial Cycles. – *Quat. Sci. Rev.*, 9, 305–341, Oxford.
- Brückner, E. 1891: Eiszeit-Studien in den südöstlichen Alpen. – Jahresbericht der Geogr. Ges. Bern, 10, 156–164, Bern.
- Buser, S. 1965: Geološke razmere v Trnovskem gozdu. – *Geografski vestnik*, 37, 123–135, Ljubljana.
- Flint, R.F. 1971: Glacial and Quaternary Geology. – John Wiley and Sons., 892 pp., New York.
- Gross, G., Kerschner, H. & Patzelt, G. 1977: Metodische untersuchungen über die Schneegrenze in Alpinen Gletschergebieten. – *Zeitschr. Gletsch. Glazialgeol.*, 12, 223–251, Innsbruck.
- Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974: Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. – *Geologija*, 17, 425–476, Ljubljana.
- Meierding, C.H. 1982: late Pleistocene equilibrium line Altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. – *Quat. Res.*, 18, 289–310, Seattle.
- Melik, A. 1954: Slovenski alpski svet. – Slovenska matica, 606 str., Ljubljana.
- Melik, A. 1959: Nova dognanja na Trnovskem gozdu. – *Geografski zbornik*, 5, 5–26, Ljubljana.
- Messerli, B. (1967) Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. – *Geogr. Helv.*, 3, 105 – 228, Zürich.
- Messerli, B. 1980: Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa. – *IAHS-AISH*, 126, 197–211.
- Nye, J. F. 1952a: The mechanics of glacier flow. – *Jour. Glaciol.*, 2, 82–93, London.
- Nye, J. F. 1952b: A comparison between the theoretical and the measured long profile of the Unterar Glacier. – *Jour. Glaciol.*, 2, 103–107, London.
- Paterson, W. S.B. 1981: The Physics of Glaciers. – Pergamon Press, 380 pp., Oxford.
- Pelfini, M. 1994: Equilibrium line altitude (ELA) variations recorded by Ortles-Cevedale glaciers (Lombardy, Italy) from little ice age to present. – *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 17, 197–206, Torino.
- Penck, A. & Brückner, E. 1909: Die Alpen in Eiszeitalter 3. – Chr. H. Tauchnitz, pp. 717–1199, Leipzig.
- Porter, S.C. 1964: Composite Pleistocene snow line of Olympic Mountains and Cascade Range, Washington. – *Geol. Soc. Am. Bul.*, 75, 477–482, Denver.
- Porter, S. C. 1975: Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. – *Quat. Res.*, 5, 27–47, Seattle.
- Porter, S. C. 1977: Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, USA.: Topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications. – *Jour. Glaciol.*, 18, 101–116, London.
- Rajver, D., Šafanda, J. & Shen, P.Y., 1998: The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia. – *Tectonophysics*, 291, 263–276, Amsterdam.
- Robin, G. Q. & Weertman, J. 1973: Cyclic surging of glaciers. – *Jour. Glaciol.*, 12, 3–18, London.
- Schmid, E. 1963: Zur alpinen Schneegrenze und Waldgrenze während des Würmglazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 14, 107–110, Stuttgart.
- Scott, W. E. 1977: Quaternary glaciation and volcanism, Metolius River area. – *Geol. Soc. Am. Bul.*, 88, 113–124, Boulder.
- Šafanda, J. & Rajver, D. 2001: Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia. – *Global and Planetary Change*, 29, 241–257, Amsterdam.
- Van Husen, D. 1997: LGM and Late-Glacial fluctuations in the Eastern Alps. – *Quat. Int.*, 38/39, 109–118, Amsterdam.
- Woldstedt, P. 1962: Über die Gleiderung des Quartärs und Pleistozäns. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 13, 115–124, Öhringen/Württ.
- Woldstedt, P. 1969: Quartär. – Ferdinand Enke Verlag, 263 S., Stuttgart.
- Zlebnik, L. 1990: Vpliv geoloških dogajanj v pleistocenu na površinske in podzemne vode. – *Geologija*, 33, 289–298, Ljubljana.