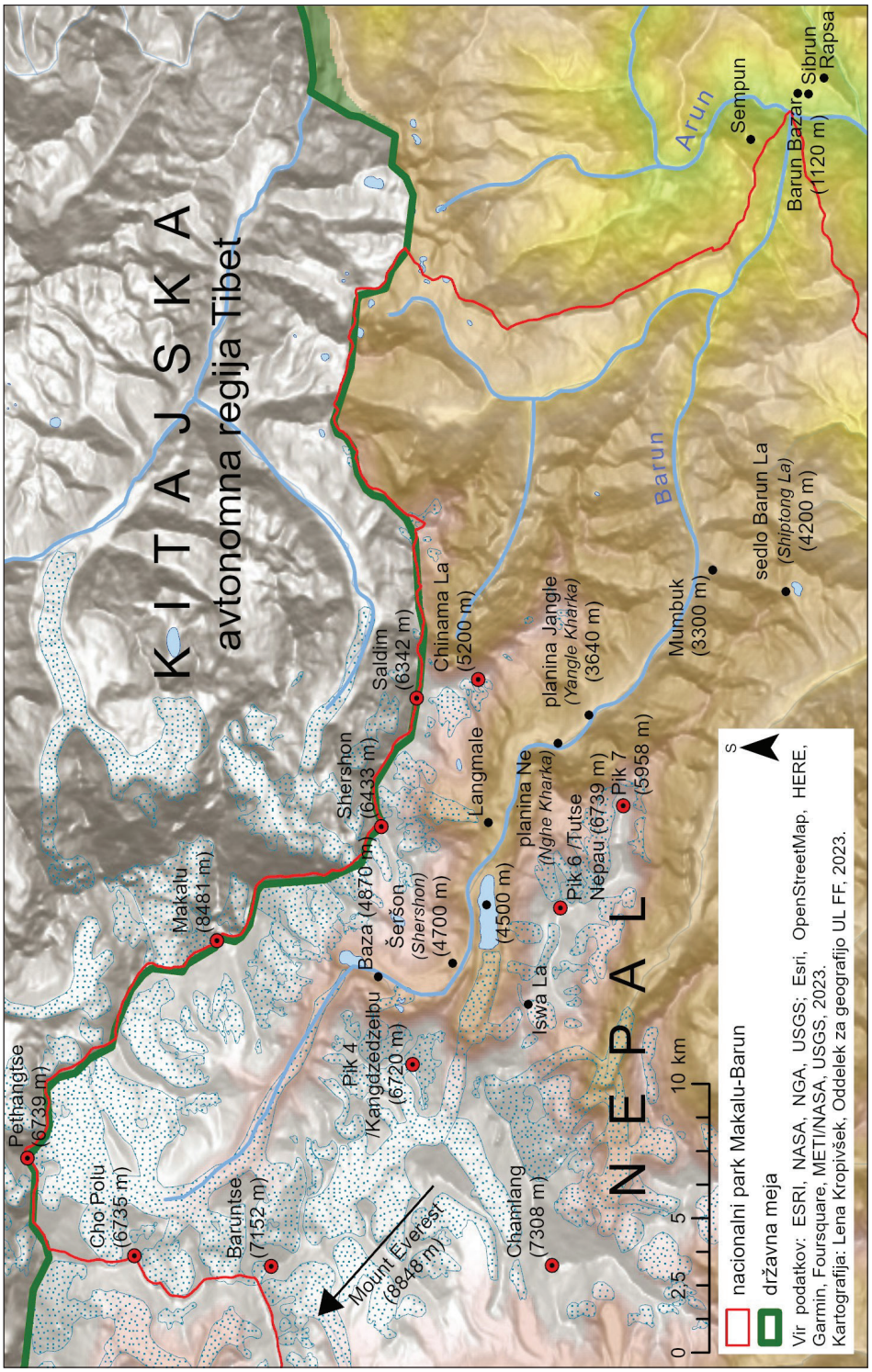
Pregled geomorfološkega raziskovanja zgornjega dela doline Baruna pod Makalujem, s poudarkom na letu 1972

Jurij Kunaver

1 Uvod

Septembra in oktobra 1972 je avtor te razprave raziskoval geomorfološko podobo zgornje doline Baruna (Slika 1). To je območje pod petim najvišjim vrhom sveta, Makalujem, 8481 m, v vzhodnem Nepalu, kjer se je mudila 4. JAHO (Jugoslovanska alpinistična himalajska odprava) na Makalu, katere član je bil tudi avtor. Februarja 1974 je bil naročniku oddan elaborat, osnova za to razpravo, z naslovom Prispevek h glacialni geomorfologiji doline Baruna v Kumbakarna Himalu – vzhodni Nepal (79 strani besedila, 45 fotografij, 2 tabeli, 4 priloge, 2 orientacijska zemljevida in geomorfološka karta). Odprava je bila organizirana pod okriljem Planinske zveze Slovenije. Stroške udeležbe raziskovalca in avtorja na odpravi so podprli Sklad Borisa Kidriča, Komisija za znanstveno raziskovalno delo Univerze in Filozofske fakultete ter Planinska zveza Slovenije. Vsebina elaborata še ni bila objavljena, ker takrat za to ni bilo pogojev. Po petdesetih letih ugotavljamo, da bi bilo koristno objaviti pomembnejše rezultate, čeprav je bila dolina Baruna tudi pozneje predmet intenzivnih geoloških in geomorfoloških raziskav. To smo dolžni slovenski javnosti, ki že od samih začetkov z zanimanjem spremlja in podpira slovenska alpinistična pa tudi znanstvena prizadevanja v visokih gorstvih sveta, še posebej v Nepalu. Raziskava je morda že del zgodovine himalajskih geomorfoloških prizadevanj, a kljub deloma memoarskemu značaju objave prinaša določene izvirne geomorfološke ugotovitve, poglede in rezultate. Ugotavljamo, da se je vsak, ki je prišel geomorfološko raziskovat dolino Baruna, tega lotil na svoj način. Vendar niti geologov, niti geomorfologov tu ni bilo veliko, za kar je eden od vzrokov težavna dostopnost, drug pa bližina precej bolj razvejanega in geološko ter geomorfološko še mnogo pestrejšega Solokumbuja.

Naš geomorfološki pristop je bil usmerjen v podrobnejšo geomorfološko analizo sledov posameznih poledenitev v osrednjem delu zgornje doline Baruna. Pred našim obiskom razen Bordetovih (1954–1955) podrobnejših geomorfoloških raziskav v dolini Baruna v glavnem še ni bilo. Vstopili smo v skoraj deviško in geomorfološko slabo raziskano dolino in imeli priložnost videti, opazovati, odkrivati in meriti pojave, ki jih pred nami še ni nihče. Spoznavali smo stanje, ki se je do danes precej spremenilo ali pa ga ni več, kar velja zlasti za ledenike in vode. Tudi kasnejše geomorfologe, s katerimi žal nismo imeli stikov, so zanimali nekateri podobni problemi, zlasti zaporedje in



Slika 1: Pregledna karta doline Baruna

starost poledenitev. Imeli so podobne pogoje za terensko delo, kot je na primer omejen dostop do posameznih območij in odvisnost od vremenskih razmer. Jeseni 1972 smo lahko raziskovali le v obdobju trajanja alpinistične odprave. V precej manj kot dveh mesecih bivanja v bazi (7. 9. 1972–27. 10. 1972) je bilo mogoče delati na terenu največ 24 dni, od tega le deset dni v okolici baze. S časom je bilo treba skrbno gospodariti in se na isti teren ponovno v glavnem ni bilo mogoče vračati. Ena največjih ovir je bilo slabo vreme, zlasti pogosta megla in neredke snežne padavine. Raziskovalci smo bili tesno povezani z odpravo, hkrati pa tudi odvisni od njenega utripa. Vsaj trije od pomembnih raziskovalcev in avtorjev kasnejših razprav o območju pod Makalujem so se tam mudili mnogo dlje, oziroma so se tja vračali celo večkrat, tudi s pomočniki.

Med pogoje za uspešno delo na terenu spadajo tudi individualne lastnosti raziskovalcev, predvsem sposobnost opazovanja, usmerjanje lastnega interesa in nenazadnje izkušenost. V tem se nismo veliko razlikovali od zanamcev. Kasneje so se izboljšali oprema, inštrumentarij, topografske podlage, še zlasti metode laboratorijskega določanja starosti sedimentov, itd. Iz himalajskega terena smo prinesli številne kamninske in sedimentne vzorce, ki so jih analizirali v laboratoriju Inštituta za geologijo Fakultete za naravoslovje in tehnologijo Univerze v Ljubljani. Analize so rokopisno objavljene v elaboratu, žal pa se je od številnih prinesenih vzorcev ohranilo zelo malo. Fotografiranja, in to barvnega, smo se na terenu lahko posluževali brez omejitev. Fotografsko gradivo, ki je skoraj nedotaknjeno čakalo do danes, je pomemben vir informacij. Kot primerjalno gradivo je služilo tudi za ugotavljanje umikanja ledenikov v obdobju 1972–2014. V tej zvezi naj omenimo, da se je Kuhle pred nedavnim pri analizi morfogeneze doline Baruna odločil za množično uporabo klasičnih črno-belih fotografij velikega formata (Kuhle, 2005).

Ali se odločiti za lastno objavo po tolikih letih je bila osnovna dilema ob dejstvu, da se je v vmesnem času, poleg pravkar omenjene, nabralo zajetno število geomorfoloških razprav. Naša razprava je samo delni povzetek rezultatov prvotnega elaborata, hkrati pa prinaša tudi pregled najpomembnejših rezultatov, ki so jih dosegli raziskovalci pozneje. Pri tem smo se omejili v glavnem na probleme v tistih delih doline Baruna, ki smo jih raziskovali sami. Bralec tako lahko spozna, kaj se je v dolini Baruna v zadnjih petdesetih letih spremenilo, ne samo v naravi, temveč tudi na področju geomorfološkega raziskovanja.

Med največje naravne spremembe štejemo poleg umikanja ledenikov katastrofalne poplave tipa GLOF. Morfologijo dna doline Baruna je taka poplava leta 2017 ponekod močno spremenila (Carpenter, 2017; Byers in sod., 2019). Poplave GLOF (Glacial Lake Outburst Floods) so bile že prej znane iz zahodnih delov Himalaje in Karakoruma, v nepalski Himalaji pa morda nekoliko manj. Prvi raziskovalci nismo bili posebej pozorni na ledeniška jezera, ki so se v zadnjih desetletjih nekatera malo, druga precej spremenila ali so zaradi pospešenega taljenja ledenikov nastala na novo. V zgornji dolini Baruna so bila že prej najmanj tri nekoliko večja ledeniška jezera in nekaj manjših. Šeršonskega ledeniškega jezera (2,4 km × 750 m) na koncu Spodnjega barunskega ledenika (Kuhle, 2005, ga na str. 207 imenuje Južni barunski ledenik) leta 1972 sploh še ni bilo. V območjih mrtvega ledu so bila le posamezna manjša vodna telesa. Zabeležena so na rokopisni geomorfološki karti (1974) in tako pričajo o velikih spremembah, ki so nastale od takrat. Mnoga nova manjša jezerca v večjih višinah so vidna tudi na novejših satelitskih posnetkih (Slika 2).

Slika 2:

Pogled na taleči se mrtvi led Spodnjega barunskega ledenika leta 1972. Danes je namesto tega tu večje ledeniško jezero. (Foto J. Kunaver, 1972)

Tudi zato so se povečale možnosti za poplave večjih razsežnosti v primerih, da se v jezero ali v rečno strugo zgrne večji zemeljski ali snežni plaz ali pa jo povzroči kakšen drug vzrok. Zaradi predrtja zajezitve nastane vodni val, ki pljuskne čez jezerski breg ali celo predre pregrado. Niso redki primeri, da take pojave povzroči tudi potresna aktivnost, ki je na vsem območju mlado nagubane Himalaje pogosta in močna. Novice o tem so vse pogostejše, saj ogrožajo vse več himalajskih dolin, tamkajšnje prebivalstvo, infrastrukturo in projekte za izrabo vodne energije.

O tem smo že pred desetletji (Kunaver, 1974, str. 46–47) napisali naslednje: »Pojav nenadnega izpraznenja ledeniških jezer je prisoten tudi v dolini Baruna, o čemer priča značaj vršaja in njegovega gradiva pod čelom jugozahodnega ledenika pod Pikom 3, ter val visoke vode, ki so ga videli alpinisti konec oktobra pri prečkanju ledeniškega potoka tik pod čelom Zgornjega barunskega ledenika. O jezerih pod ledeniki v Kumbuju poroča tudi Hagen in o neredkih močnejših poplavnih vodah ter podrtih mlinih in molilnih mlinih na vodni pogon. Te vrste poplave so v Karakorumu mnogo močnejše (Hagen, 1963, str. 90).«

Müller (1958, str. 209–210) piše, da so se tudi v Nepalu že zgodile velike katastrofe zaradi predrtih jezov ledeniških jezer. Leta 1956 je takšna nenadna poplava v dolini Indravati v srednjem Nepalu vzela streho in imetje 40.000 ljudem. V obdobju od leta 1830 do 1930 je bilo od 13 poplav v dolini Inda 9 takšnih, ki so bile neposredno povezane z izpraznjenjem ledeniških jezer. Posebno nevarno je, če so jezovi sestavljeni iz mrtvega ledu. Müller (1958) kaže na fotografiji primer moren ledenika Taveče, ki je zajezil dolino Čola Kola po vsej širini. Podoben položaj ima tudi jezik Tangmarskega ledenika nedaleč od baze.

Po Carpenterju (2017) se je 20. aprila 2017 skupina na trekingu zadrževala na območju planine Jangle, kakšnih 10 km od baznega tabora pod Makalujem in tam hotela prenočiti. Blizu poldneva je drobirski tok nenadoma pridrvel iz višjega dela doline Baruna, iz jezera Langmale v stranski ledeniški dolini, precej visoko nad dnom doline in prekril dno doline v različni višini. Ljudje na planini Jangle so ga slišali še pravočasno in se umaknili na varno. Odnesel je čajnico, oziroma stavbo, v kateri so nameravali

prenočevati, in še širi stavbe. Višje na pašnikih je bila poplava usodna za trideset jakov. Veliko škode je bilo na pašnikih Jangleja, kjer se dno doline močno razširi. Drevesa jelk (Abies spectabilis), ki so bila na robu gozda in preblizu akumulacijski ravnici, je blatna voda, pomešana s prodom in skalovjem, dobesedno olupila do 2 m visoko. Nekaj balvanov ledeniškega izvora je bilo na tej ravnici že prej. Na novo pa je poplavna voda na sredo ravnice navalila nekatere balvane celo v velikosti manjše hiše. Ta pojav je zabeležen celo na spletu, na videih v zvezi z romanji do budističnih svetih krajev v omenjenem območju. Rastje pritlikavega rododendrona (sleča) je na ravnem delu dna doline enostavno izginilo pod prodnim nanosom.

Dogodek, ki ga je povzročil skalni podor in menda ne spada med večje poplave svoje vrste, je bil večkrat opisan in analiziran, spremenjeno pokrajino pa si je mogoče ogledati na Googlovih aplikacijah (Carpenter, 2017; Byers in sod., 2019). Če pred petdesetimi leti ne bi bili sami v teh krajih in obnavljali spominov, se pomena teh dogodkov in sprememb ne bi zavedali, če bi sploh kdaj izvedeli zanje. Gostišče na Jangleju so morali postaviti znova. Le tamkajšnji kamniti kvadratni budistični čorten se je škodi za las izognil.

V vmesnem času so se v zgornji dolini Baruna pomnožili objekti, ki služijo oskrbi bolj in bolj številnih obiskovalcev teh krajev. V našem času je poznala le poletne obiske domačinov, ki so sem prignali manjše črede jakov in zopkijev na pašo, in redke častilce teh budističnih svetih krajev. V zadnjih desetletjih se je močno povečalo zanimanje tujcev za vzpone in trekinge, poleg tega pa še zlasti interes domačinov iz nižjih območij za nabiranje jartsa gunbu, redke zdravilne glive, ki jo je mogoče najti na alpskih tratah med 3000 in 5000 m in jo drago prodajati.

Nekaj novega, čeprav v manjši meri že tudi pred petdesetimi leti, je precej množično romanje budističnih in drugih vernikov v zgornjo dolino Baruna do svetih krajev. Ti predstavljajo redke naravne pojave, kot so spodmoli in vdolbine (Šiva Dara in jama Parbati, 4310 m, 600 m nad dnom doline nad planino Ne) (Slika 3). Do njih danes še vedno bosi hodijo romarji, ki se dvigajo po feratam podobnih, vratolomno strmih in nezavarovanih poteh, tudi čez slapove in pod njimi. Iz tega, kar je videti na fotografijah in v objavljenih video zapisih, domnevamo, da je to

Slika 3:

Pogled na Šiva Dara, obsežen spodmol v ostenju, 600 m nad planino Ne, ki je lahko nastal kot ledeniški mlin ali pa kot učinek zmrzalnega preperevanja. Eden od svetih krajev, ki jih obiskujejo hindujski romarji. (Foto T. Goslar, 2014)

Slika 4:

Nenavaden izvir iz jame v gnajsu nad Janglejem, ki zaradi tektonske pretrtosti priča o prevodnosti kamnine za vodo, kar za to kamnino navadno ne velja. (Foto J. Kunaver, 1972)

lahko pojav podledeniških erozijskih loncev ali mlinov, kot rezultat učinka podledeniške erozije na boku ledenika. Presenetljivo je tudi podzemeljsko pretakanje manjših količin vode, ki se pojavlja v stropu enega od spodmolov, kar je dodatna privlačnost za romarje. Zato se ponuja še razlaga nastanka spodmola s pomočjo zmrzalnega razpadanja žive skale na krajih, kjer je stalno prisotna tekoča voda. Ob poti do Jangleja je v steni nizko nad tlemi celo močnejši izvir vode, skoraj podoben kraškemu, kar je za prevladujočo podlago iz gnajsa povsem neobičajen in redek pojav (Slika 4). Zelo značilna in že od daleč vidna ter od ledu obrušena izboklina v steni (Ama Bučung) pri planini Djak, nedaleč od planine Ne, predstavlja pripadnikom plemena Rai npr. simbol plodnosti (Slika 5, Slika 6). Tudi ta kraj prav tako obiskujejo in častijo. Pozornost prebivalstva, ki jo v obliki čaščenja posveča redkim naravnim pojavom v dolini, kakršna je barunska, pravzaprav ni presenečenje. V poslovni in turistični ponudbi neredko beremo, da gre za eno od »sedmih najlepših dolin sveta«.

Slika 5:

Ama Bučung, ledeniško obrušena trebušasta stena nad planino Ne, za hindujske romarje simbol plodnosti in kraj priprošenj (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 6:

Zgradba, namenjena pohodnikom nedaleč od planine Jangle, ki je leta 1972 še ni bilo. (Foto T. Goslar, 2014)

Po tolikih letih se poleg drugačnih naravnih razmer in pogojev za vzpone ter za raziskovalno delo spominjamo tudi sodelavcev, ki so bili na odpravi iz podobnih raziskovalnih nagibov. Na odpravi so nam delali prepotrebno družbo in s tem omogočali varnejše delo. Na te okoliščine se rado pozablja, še zlasti danes, ko se pogoji za delo na terenu v visokogorju zaradi pogostejših snežnih in drugih plazov slabšajo, pa tudi zaradi drugačne organizacije himalajskih odprav. Udeleženca naše odprave sta bila v okviru znanstvene skupine poleg avtorja še pokojni botanik, profesor na Biotehniški fakulteti Univerze v Ljubljani dr. Tone Wraber ter zoolog, specialist ornitolog in sodelavec Prirodoslovnega muzeja v Ljubljani Janez Gregori. V njuni družbi je avtor preživel večino časa na odpravi, kar je še posebej veljalo za obdobje prve polovice

oktobra, ko smo se iz baznega tabora na višini 4830 m spustili do planine Ne in tam 14 dni raziskovali (30. 9.–13. 10. 1972, Kunaver, 2012).

Ob koncu uvodnih vrstic še to, da ima tudi ta razprava namen prispevati k poznavanju nekega oddaljenega gorskega sveta. Avtor je brez oklevanja izkoristil ponujeno priložnost prispevati nekaj novega in svežega k dosedanjim spoznanjem. Za Himalajo ni dovolj biti motiviran, potrebno je tudi nekaj fizične kondicije in poguma. Še v večji meri isto velja za alpinistične člane odprave, ki se povrhu izpostavljajo življenjski nevarnosti. Nekaj smelosti za pričujočo objavo pa je zahtevalo že omenjeno dejstvo, da je zgornja dolina Baruna že v naslednjih letih doživela še bolj intenzivno geološko in geomorfološko raziskovanje, čemur so posledično sledile številne objave. Odločitev za objavo, ki jo je olajšala digitalizacija elaborata, je po petdesetih letih po našem mnenju prava pot. Brez tega bi zgodba iz leta 1972 ostala v predalu. Bralcu lahko vsaj v skromnejšem obsegu posredujemo izsledke najnovejših raziskav in primerjave z lastnimi. Jasno se je pokazalo, da so v geomorfologiji lahko raziskovalni pristopi zelo različni, kar je odvisno od številnih dejavnikov. Že obseg posameznih objav o istem območju je lahko diametralno različen, posamično raziskovalčevo usmeritev pa narekujejo tudi nove metode in pristopi.

2 Geomorfološko raziskovanje v dolini Baruna

Dolina Baruna pod Makalujem je bila izbrana kot območje geomorfološkega raziskovanja potem, ko je bil 4. JAHO s strani nepalske vlade odobren vrh Makalu, 8481 m v skupini Kumbakarna Himal, vzhodni Nepal. S tem se je odprla možnost za eno redkih terenskih, pionirskih raziskovanj slovenskega geografa izven domovine, predvsem v Aziji. Za sodelovanje na odpravi smo se odločili predvsem zaradi priložnosti, ki odpira geografiji kot kompleksni vedi, širša, nova obzorja. Slovenska geografija je bila v preteklosti izrazito vezana na nacionalno ozemlje in s tem prikrajšana za lastna spoznanja iz drugačnih geografskih območij. Neposredno seznanjanje z oddaljeno geografsko realnostjo omogoča lastne, originalne izsledke, večanje kroga njihovih porabnikov in bolj kritičen odnos do tujih rezultatov.

V dolini Baruna se je pokazalo, da so si mnogi erozijski učinki gorske poledenitve med seboj lahko tudi podobni, kljub veliki geografski oddaljenosti. Odkrili smo kaninskim skednjem (slope ridge, arête de pente, Kunaver, 1983, str. 244–247; 2016, str. 50) podobne pobočne pregrade, presenečenje pa so bile tudi škavnice na starejših ledeniških granitnih balvanih, kakršne so lahko pogoste v apnenčastih podlagah. Tudi teh ne omenjajo kasnejši raziskovalci. Že na tem mestu lahko opozorimo na najdbo ledeniško obrušenega dna doline v spodnjem delu doline, na rekonstrukcijo izjemno ohranjenega sistema čelnih in bočnih moren nad in pod bazo, na obstoj blokmerov ter na domnevo o tektonsko dvignjenem erozijskem nivoju, kot dosežke naših raziskovalnih prizadevanj. Povsem napačno bi bilo razmišljati, da se manjši narodi tudi na tej vrsti dejavnosti ne moremo enakopravno meriti z večjimi. Vse je odvisno od sposobnosti, vloženega truda ter ambicij.

Namen naše geomorfološke proučitve doline Baruna je bil v prvi vrsti raziskati akumulacijske ostanke domnevnih večkratnih in različno obsežnih poledenitev ter ugotoviti

njihov obseg. To smo v danih pogojih dosegli s podrobnejšo terensko analizo in opisom reliefa ter z geomorfološkim kartiranjem, in sicer med ledeniškim jezerom Barun (Dud) Pokri pod Makalujem, oziroma bazo na zgornji strani, na višini 5000 m in srednjim delom doline do višine 3300 m, v skupni dolžini 20 km. Spodnji del doline v dolžini 17 km je zaradi močno povečanega strmca in zoženja v glavnem neprehoden in zato manj zanimiv. Najvišji del doline, nad pravkar omenjenim jezerom, pa je povečini pod snegom in ledom. Z drugimi besedami, pozornost smo posvetili predvsem tistemu območju doline, ki je doživelo v pleistocenu največje geomorfološke spremembe, tako v pogledu raznovrstnosti nastopajočih pojavov kot tudi učinkov. To je od zaključka Zgornjega barunskega ledenika oziroma od ledeniškega jezera Barun (Dud) Pokri (na višini 5000 m), mimo Spodnjega barunskega ledenika, mimo planin Ne in Jangle do Mombuka (na višini 3300 m). Od tam se hitro zmanjšujejo količine akumulacijskega gradiva v dnu doline, ki postaja ožja, obenem pa se spreminja tudi oblika dna doline iz dovolj tipične ledeniške U-oblike v rečno erozijsko V-dolinsko obliko.

Zaradi že omenjenih omejitev so bile erozijske glacialne oblike, ki jih najdemo višje v pobočjih, bolj v drugem planu. S sodobnimi metodami, kot je uporaba aplikacije Google Earth, in primerjavo s starejšimi terestričnimi fotografijami, je bilo mogoče priti do novih spoznanj o značaju visokogorskega reliefa tudi visoko nad dnom doline. Do teh rezultatov smo prišli že s fotografiranjem ostenij nekaterih pobočnih pregrad, predvsem pa s pomočjo opažanj na vzponu v stransko, obviselo dolino na levem bregu Baruna, v smeri sedla Činama La (11. 10. 1972). Kasneje smo s satelitskimi posnetki lahko celo identificirali kraje terestričnih posnetkov, hkrati pa določili tipe površja, oziroma reliefa ter celo višinska razmerja. V času raziskav l. 1972 za to območje nismo imeli topografskih kart. Od daleč tudi ni bilo mogoče jasno ugotoviti, ali so stranske pobočne doline na levem bregu Baruna res obviselega tipa ali ne. Ta lastnost, pregib v pobočju med položnejšimi zgornjimi in strmejšimi spodnjimi deli pobočij ni tako jasno razločen in izrazit, kot ga srečujemo na primer v Alpah. Satelitski posnetki novejšega časa pa so tudi v tem primeru pomagali ovreči dvome v njihov obstoj.

Na terenu se je pokazalo, da bo mogoče priti do zanimivih sklepov glede relativne starosti posameznih morenskih ostankov tudi s pomočjo razvitosti pedoloških profilov pa tudi s pomočjo periglacialnih krioturbatskih procesov, ki so preoblikovali površje različno starih moren.

V pokrajini, kakršna je dolina Baruna, smo (l. 1972) naleteli tudi na čisto tehnične težave, ki so oteževale terensko delo, kot so na primer neprehoden teren in območja, ki jih neprestano ogrožajo plazovi. V dolinskem dnu tega ni bilo veliko, tudi je take terene mogoče opazovati in fotografirati od daleč. Največjo tehnično težavo je pred petdesetimi leti predstavljalo pomanjkanje primerno natančne kartografske podloge. Le za zgornji del doline je obstajala Schneiderjeva karta v merilu 1 : 50.000 (Schneider, 1963).

Srednji in spodnji del doline sta bila kartografsko obdelana le v manjših, za terensko delo neuporabnih merilih. Prisiljeni smo bili napraviti nekaj preprostih terenskih meritev s pomočjo krokiranja za topografske skice velikega merila, v katere smo lahko vnašali geomorfološke podatke. Višine smo merili z aneroidom.

Veliko pomoč je pri opisovanju makro in mikro geomorfoloških pojavov v sedanji fazi raziskave in pri pisanju te razprave pomenilo že omenjeno računalniško orodje,

kot je Google Maps in še zlasti Google Earth pa tudi My Maps. Tako je bilo mogoče razpoznavati posamezne reliefne značilnosti ter virtualno meriti razdalje in višine v oddaljenem in težko dostopnem terenu, kakršen je barunski.

Poleg proučevanja glacialnih ostankov v dnu doline smo bolj bežno pregledali tudi robna območja, posebno na vzhodni strani doline Baruna v smeri Pika 3 do višine 5660 m, ter okolico pristopne poti do prvega taborišča pod Makalujevo južno steno do višine 5900 m. V srednjem delu smo proučili poleg dna doline še nekatera stranska pobočja, predvsem tisto, ki vodi do prelaza Činama La na nepalsko-kitajski meji (5170 m, po višinomeru).

Geomorfološka podoba Zgornje barunske doline s tem opisom ni popolna, ker ne obravnavamo najvišjih predelov. Novejše razprave Kalvode in Kuhleja pa odstirajo geomorfološke tančice tudi iz najvišjih in najtežje dostopnih območij, skupaj z vrhovi, s čimer je postala dolina zgornjega Baruna geomorfološko ena prepoznavnejših himalajskih pokrajin. Od mnogih drugih se loči po relativni nerazčlenjenosti in zaključenosti območja ter nekakšni razvojni enostavnosti. Z drugimi besedami, dolina Baruna in njeno gorsko zaledje predstavlja nekakšen geološki in geomorfološki park z zelo izrazitimi, skoraj šolsko oblikovanimi glacialnimi in periglacialnimi pojavi.

3 Oris literature in virov

Barunska dolina je pred nami doživela precej obiskov, večinoma alpinističnih, kar je v glavnem posledica bližine Mount Everesta. Večina odprav na Makalu tj. ameriška, obe francoski in japonska, je uporabila pristop iz Sedue čez Barun La. Zato je mogoče v vsakem od opisov poti najti nekaj koristnih podatkov, čeprav povsod manjka širši geografski pregled. Dve odpravi, ki sta do sem prodrli iz Kumbuja oziroma iz dolin Isva Kola, tj. novozelandska in angleška, nista raziskovali širšega območja med dolino Baruna in Hongu, ker sta se posvetili iskanju snežnega človeka. Iz tega zgodnjega obdobja razen geoloških študij P. Bordeta ni znano nobeno drugo znanstveno delo, ki bi podrobneje omenjalo geografske oziroma geomorfološke posebnosti Barunske doline. Znano je le, da je Hillaryjevo, torej novozelandsko ekspedicijo, ki si je 1. 1954 prizadevala povzpeti se na Makalu po francoski smeri, spremljal geograf.

Bordet je prišel v Barunovo dolino dvakrat. Prvič jeseni 1954 v okviru pregledovalne ekspedicije, drugič pomladi 1955 skupaj z geologom Latreillem, kar je bilo povezano z zmagovito francosko ekspedicijo na Makalu. Rezultat njunega terenskega dela, ki je bilo kombinirano z dolgimi pristopnimi in povratnimi pohodi vzdolž Aruna pa tudi v smeri Katmanduja, je več znanstvenih del izpod peresa omenjenega geologa. Iz najobsežnejšega med njimi je mogoče izluščiti tudi nekaj geomorfoloških podatkov. Bordet omenja v knjigi le nekatere najbolj izstopajoče geomorfološke pojave in procese, ki jih poskuša razložiti, a se čuti, da je bila geologija primarni interes. Bordet je za svoje geološke karte deloma uporabil indijsko karto Nepala v merilu 1 : 253.400, list 72 E-I-M in karto Royal Geographical Society iz leta 1933. Iz novejšega časa datira odlična topografska karta K. Schneiderja v merilu 1 : 50.000, ki poleg Everestovega območja prikazuje tudi zgornji del Barunske doline. Toponimi tega dela doline, ki smo jih uporabili na geomorfološki karti, izvirajo iz ome-

njene Schneiderjeve karte. Skoraj vsa ostala imena nižje ob Barunu so posredovali domačini.

Med uporabnimi viri za območje Baruna so številne geološke, geomorfološke in glaciološke študije za območje pokrajine Kumbu pod Everestom. Vedno več pa je dokazov, da tudi na tej kratki razdalji obstajajo klimatske in vegetacijske razlike ter nianse v razvoju površja. Ko še ni bilo podrobnejših regionalnih študij, so bile za grobe primerjave koristne danes že zastarele klimatske, vegetacijske in glaciološke razprave o centralnoazijskih gorstvih in višavjih H. von Wissmanna (1961). Dolgo časa so nudile najboljše orientacijske podatke za zgornje meje gozda, recentno in ledenodobno snežno ločnico ter za obseg poledenitev.

Geomorfologa, pa tudi geologa Kalvodo (1979a; 1979b; 2007; 2013; 2020; 2021), najpogostejšega raziskovalca pod Makalujem in daleč najplodovitejšega pisca je najbolj zanimala tektonska in litološka struktura gorovja in t. i. »ekshumacija« reliefa. Manj pozornosti posveča osnovnemu geomorfološkemu inventarju, zlasti pod baznim taborom oziroma nižje v dolini. Podobnemu vzorcu je zvest v večini svojih del, pri čemer je dolina Baruna samo ena od himalajskih pokrajin, ki jo pozna do podrobnosti. Za Kalvodo je značilno, da obravnava še vidne ostanke tektonskih narivov in vplive različne kamninske sestave ter tektonskih linij. Najbolj pa se osredotoči na značilne in standardne oblike gorskega, ledeniško oblikovanega reliefa. Tako se mu zdijo Makalu, Baruntse in Pik, 7502 m, podobne piramide kot Matterhorn (1979b, str. 22). Svod nekdanjega tektonskega pokrova (Barunska napa) ali nariva naj bi bil nekoč približno 1000 m višje, ali z drugimi besedami, današnji relief naj bi bil za toliko in še več erozijsko pogreznjen v globino prvotnih narivnih pokrovov. Himalaja je še vedno gorovje, ki nastaja dobesedno pred našimi očmi. Tako na primer že nekaj časa vemo, da Himalaja v srednjem, predvsem pa v starejšem pleistocenu še ni poznala poledenitve, ker je bila prenizka. Kalvoda (1979a, str. 21–22) meni, da je bila v vzhodnem Nepalu Himalaja na začetku pleistocena dvignjena do 4000 m visoko, sredi pleistocena, ko naj bi se prvič pojavil barunski ledenik, pa 6000 m. Šele konec pleistocena je barunski ledenik lahko dosegel svoj največji obseg.

Češki raziskovalci so prišli v dolino Baruna že leto za nami (1973), a ni znano, da bi iskali stike, oziroma da bi za nas sploh vedeli. Zaradi takratnega stanja komunikacij v znanstvenem svetu in posledic politične delitve Evrope je to razumljivo. Kalvoda knjigo Makalu (MK, 1974) navaja v seznamu literature (1979a) ter Aleša Kunaverja kot prvega med avtorji. O dosežkih celotne odprave leta 1972 v tuji literaturi ni kaj prida informacij.

Prednosti aktualne objave so v tem, da smo prisiljeni vsaj v glavnih potezah predstaviti dosežke tudi drugih. Teh se je v petdesetih letih nabralo resnično veliko. V nadaljevanju predstavljamo predvsem tiste objave, ki so bile dostopne, in kadar obravnavajo snov, povezano z našo. Med prvimi zasledimo objavo Jaroša in že omenjenega Kalvode (1976) o geoloških raziskavah na odpravi na Makalu. Nato isti avtor objavi dve razpravi o geomorfološkem kartiranju in kvartarnem razvoju doline Baruna (1979a, 1979b). Oba vira smo podrobno proučili in avtorjeve navedbe primerjali z našimi ugotovitvami. Podobna je razprava o dinamiki reliefnega razvoja območja Makalu–Barun (2007). Zadnje objave istega avtorja so usmerjene v razlago razvoja reliefa v kvartarju in v obravnavanje iznosa erozije in denudacije v istem območju (2020, 2021).

Kalvoda se je uveljavil tudi z geomorfološkim raziskovanjem v drugih visokogorskih območjih Himalaje in izven nje. V nadaljevanju omenjamo v glavnem le še tiste avtorje, ki so prispevali neposredno ali posredno k poznavanju značilnosti poledenitve v dolini Baruna, ali pa v neposrednem sosedstvu, zlasti Kuhleja (2005; 2006a; 2006b; 2006c). Pokojni nemški geograf Mathias Kuhle (umrl je v nepalskem potresu 15. 4. 2015) je bil eden najbolj plodovitih in prodornih raziskovalcev poledenitve Himalaje in Tibeta, znan po tem, da je za obdobje starejšega würma predvideval mnogo obsežnejšo poledenitev od današnje. Še posebej podrobno se je ukvarjal z območjem Everesta in njegove širše okolice, vključno z območjem Makaluja. V okviru velikopoteznega iskanja sledov domnevno največje poznopleistocenske poledenitve v Himalaji in Tibetu se je odločil tudi za sistematično analizo celotnega gorskega reliefa, ki predstavlja dno in pobočja doline Baruna.

Koristne splošne podatke je bilo mogoče črpati tudi iz nekaterih izbranih preglednih regionalnih glaciogeomorfoloških študij, ki doline Baruna neposredno ne obravnavajo (Owen in sod., 1998; Fort, 2004; Richards in sod., 2014).

Laura Büchler (2019) je nedavno prispevala specializirano analizo starosti morenskega gradiva s pomočjo kozmogenih radionuklidov v območju t. i. Budovega vrta, tik nad bazo. Kolikor je mogoče presoditi, je to metodološko ena najbolj zanimivih in naprednih študij. S tem pa je seznam geomorfoloških raziskovalcev doline Baruna v glavnem zaključen.

Območje Baruna je zadnja leta nekoliko pogosteje omenjeno v delih avtorjev, ki so naravnana bolj okoljsko, tudi v zvezi z novimi ledeniškimi jezeri in katastrofalnimi poplavami (GLOF, npr. Byers in sod., 2019) (Slika 7).

Slika 7: Alpinistične in znanstvene odprave na Makalu in v dolino Baruna od začetkov do 6. JAHO, 1975

- 1921, Mallory je prvi fotografiral dolino Baruna s prelaza Rapiu La, SV od Mount Everesta.
- 1933 posadka letala Westland/masiv Makalu/prvi prelet masiva Čomolungme in fotografiranje/(Blacker, 1933, 1934 in 1935).
- 1952, raziskovalno-planinska skupina: Hillary, Shipton in Evans. Pohod iz Solo Kumbuja v dolino Baruna prek ledenika Barun, čez Barun La do Sedue.
- 1953, drugi polet čez vrh Sagarmatha, indijski letalci (Jayal, 1954; Album de! Everest ... 1954) fotografirali masiv Čomolungme ter vrhove in ledenike Kumbakarne Himal.
- 1954, novozelandska odprava pod vodstvom Hillaryja se je iz barunskega ledenika povzpela na Baruntse in številne šesttisočake (Hillary, 1955 a, b, 1956; Lowe, 1955 a, b; Hillary in Love, 1956; Hillary in Dow 1962).
- 1954, jeseni se je francoska raziskovalna skupina pod vodstvom Franca (1955a) povzpela na vrh Kangčungtse in odkrila najugodnejšo pot za vzpon na Makalu čez ledenik Čago in prelaz Makalu La.

- 1955, odlično pripravljena francoska odprava se je z vsemi člani odprave povzpela na vrh Makaluja (Franco, 1955 b, c, 1955–1956 ali 1956–1957, 1956; Franco in sod. 1955; Terray, 1956; Viallate, 1956–1957).
- V obeh zgoraj omenjenih francoskih ekspedicijah sta sodelovala geologa Bordet in Latreille. Bordet je svoje raziskave obdelal v obsežni monografiji (Bordet, 1961). Poleg topografske karte 1 : 50 000, na kateri sta prikazana Mount Everest in Makalu (Esquisse topographique ..., 1954–1955) so bile izdelane geološke skice dolin Arun, Barun, Hunku, Imja in Kumbu.
- 1955, kalifornijska odprava pod vodstvom W. Siri (Dunmire, Unsoeld, 1955) je brez uspeha delovala na jugovzhodnem grebenu Makaluja.
- 1961, na pobočjih Makaluja in ledenika Barun so raziskovali alpinisti v okviru britanske znanstvene odprave (Gill, Harisson, 1961; Ward, 1961, 1963; Pugh in Bishop in sod., 1962).
- 1963, izdana je bila odlična karta Kumbu Himal (Schneider in sod. 1955–1963; prim. tudi Schneider, 1957, 1964–1967), katere vzhodni rob je vključeval območje Baruna do začetka Spodnjega barunskega ledenika.
- 1971, japonska alpinistična odprava (Hara, Ara, Asami, 1971; Kikuto Katok, 1972).
- 1971, francoska alpinistična odprava leta 1971 (Paragot in sod., 1971).
- 1972, jugoslovanska alpinistična odprava (4. JAHO) jeseni 1972 (Kunaver, 1974), preplezanje južne stene Makaluja.
- 1973, 3. češkoslovaška alpinistična odprava »Himalaya 1973« (Volk, 1973; Kalvoda, 1973, 1977; Lorenc, Kalvoda, 1973; Daniel, 1974, 1977; Daniel, Kalvoda, 1973, 1974, 1979; Kalvoda in sod., 1974).
- 1974, nemško-avstrijska alpinistična odprava.
- 1975, 6. JAHO, vzpon čez južno steno na vrh Makaluja (Kunaver, 1976).

4 Geografske, zlasti reliefne poteze doline Baruna in njene okolice

4.1 Zemljepisna imena

V rabi zemljepisnih imen na območju doline Baruna so v preteklih desetletjih nastale nekatere spremembe. Medtem ko pred petdesetimi leti nismo zaznali, da bi bilo več različnih imen za isti kraj, je zdaj drugače. To je lahko posledica večje obiskanosti območja in zelo različnih uporabnikov in virov za imena ali pa posledica različne etnične in jezikovne sestave v tem delu Nepala. Morda na to nismo bili posebej ali dovolj pozorni? V pomanjkanju zemljevidov smo bili glede terenskih oziroma geografskih

informacij skoraj docela odvisni od domačinov iz rodu Botijev, ki so nas spremljali. Danes se, v primerjavi s preteklostjo, v veliko bogatejši in lažje dostopni literaturi pogosto pojavljata dve ali celo tri različno pisana imena, kar pomeni, da ni povsem enotne rabe in oblike tamkajšnjih zemljepisnih imen ali pa so imena celo napačno zapisana. Pojavljajo se tudi povsem nova, oziroma doslej neznana imena, ki jim lahko daje prednost samo en avtor. Neredko se avtorju ne zdi potrebno pojasniti, za katero območje oziroma njegovo geografsko lego velja neko ime.

Neurejenost tega področja ne koristi jasnosti razlag posameznikov, prej obratno. Tudi objavljene karte večinoma niso opremljene z imeni, celo velike Kuhlejeve (2005) celostranske fotografije z geomorfološkimi simboli ne.

V besedilu uporabljamo samo poslovenjeno ime. Kot primer navajamo ime planine Ne, ki v literaturi najpogosteje nastopa kot Nghe Kharka in Nhe Kharka. Kharka pomeni planinski pašnik, planino, skratka travnato območje, kjer je mogoča paša (Slika 8). V času odprave 1972 besede kharka nismo slišali. Zanimiv je tudi primer imenoslovja ledeniškega jezera pod čelom Zgornjega barunskega ledenika, ki ga eni imenujejo Barun Pokri, drugi Dud Pokri, tretji pa Tulo Pokri. V tej razpravi smo se v izogib nejasnostim odločili uporabljati kombinirano ime Barun (Dud) Pokri.

Slika 8:

Planina Ne, v ozadju pobočja s slapovi pod Pikom 7, v prvi polovici septembra, 1972, ko je bila živina iz oddaljenih vasi še na paši.
(Foto J. Kunaver, 1972)

Gostota uporabljanih zemljepisnih imen je v zadnjih desetletij precej narasla, vsaj ob poti od zadnjih vasi čez gorski hrbet Bararate Himal v dolino Baruna in po njej. Organizacija turističnih trekingov zahteva več stavb za prenočevanje in postrežbo pohodnikov in romarjev, tudi na krajih, kjer jih prej ni bilo. Namesto starih so se ponekod pojavila tudi povsem druga, nova imena. Do nedavnega običajno ime Barun Kola Kuhle (2005) zamenjuje ime Barun Nadi (hindujska beseda za reko). Zakaj ta sprememba, ni jasno.

4.2 Desni breg Aruna

Reka Barun je desni pritok Aruna, ta pa je del rečnega sistema Sapt Kosi-Sedmerorečja v vzhodnem Nepalu. Ta rečni sistem sestavljajo reke Sunkosi, Indravati, Tamba Kosi, Bote Kosi, Dud Kosi, Arun in Tamur. Reka Arun je v vzhodnem delu Nepala največja himalajska reka, ki ima izrazito severno-južno smer, tam, kjer prečka glavni himalajski greben. Severno od tod zbira vode iz obsežnega ozemlja v Tibetu, tudi iz severnih delov Mahalangur Himala, kar je enako širšemu območju masiva Mount Everesta. Obravnavano območje je del vzhodnega nepalskega okrožja Sankuwasabha.

Vsa dolina Barun Kole ali reke Barun od začetkov Zgornjega barunskega ledenika pod Pethangtsejem (6735 m) do sotočja z Arunom na višini 1120 m naj bi merila 67 km (Kalvoda, 1979) (Slika 9). Po drugih podatkih je kakšnih deset kilometrov krajša, na oglasih za trekinge pa meri samo 46 km. Točnih podatkov torej nimamo, a merjenje na Googlovih digitalnih zemljevidih je dalo rezultat 52,6 km. V grobem je dolino mogoče razdeliti na tri dele. Spodnji, najnižji del je dolg 17 km, točneje 16,6 km, kar je od sotočja z Arunom (1120 m) do Mombuka (3300 m). Srednji, oziroma zgornji del doline (Upper Barun Valley), od Mombuka do baznega tabora pod Makalujem oziroma do izvira reke Barun pri jezeru Barun (Dud) Pokri (4900 m), meri 21,3 km. Najvišji del doline Baruna zavzema sedanji Zgornji barunski ledenik, kar pomeni razdaljo 14,7 kilometrov. Skupaj torej 52, 6 kilometrov.

Slika 9:

Pogled z višine, s poti na sedlo Činama La, na dolino Baruna med Nejem, Janglejem in Mombukom ne kaže povsem prepričljivo, da imamo opravka s tipično ledeniško dolino. (Foto J. Kunaver, 1972)

Terensko geomorfološko smo raziskovali srednji, oziroma zgornji del doline Baruna, torej med baznim taborom in Mombukom. V tem delu doline Baruna je mogoče razlikovati nekako pet glavnih značilnih dolinskih odsekov.

4.3 Reliefne značilnostih celotne doline Baruna in sosedstva

Na omenjeni razdalji se dno doline zniža od začetnih višin, ki so v krnicah Zgornjega barunskega ledenika na približno 6000 m, do omenjenega sotočja Barun Bazarja (1120 m) za slabih 5000 m, kar pomeni strmec 73 ‰, oziroma 86 ‰ (57 km). To je eden največjih znanih dolinskih strmcev na Zemlji. Če merimo strmec reke Barun od njenega izvira v jezeru Barun (Dud) Pokri, nedaleč od baznega taborišča (4830 m) do izliva v Arun (razdalja cca 40 km, višinska razlika 3850 m, oziroma 4050 m) je strmec 96 ‰, oziroma 101 ‰. Od izvira pa do Mombuka, kar je cca 25 km, je 1800 m višinske razlike. To je strmec 72 ‰, ki kaže, da je ta del doline Baruna položnejši od najnižjega, spodnjega dela.

Dolino Baruna obrobljata dva visoka gorska grebena, katerih južni nosi ime Bararate Himal, severni pa Kumbakarna Himal. Prvi se začenja dvigati južno, drugi pa severno od izliva Baruna v Arun in se najprej polagoma zvišujeta na razdalji cca 35 km. Na začetku zgornjega dela Barunske doline se vrhovi v njiju hitro dvignejo na šest in več tisoč metrov. Najvišji vrh Bararate Himala je Pik 6 z višino 6840 m in se dviga med jezikoma Spodnjega barunskega ledenika in dolino Isva Kole. Od sosednjega, še višjega grebena Čamlanga (7319 m) ga loči globoka zareza Isva La, 5340 m. Oba, Bararate in Kumbakarna Himal, pomenita prehod iz Nizke v Visoko Himalajo.

Greben Kumbakarna Himal na levem bregu Baruna je približno enako dolg, vendar se dviguje še više, saj je njegov prvi klimaks vrh Makaluja, 8481 m (leta 1972 so navajali višino 8463, 8475 m, tudi 8485 m in 8481 m), nadaljuje pa se še naprej, vse tja do Mount Everesta.

Barunska dolina poteka torej od severozahoda proti jugovzhodu in je vzporedna z drugimi nižjimi pritoki Aruna, kot so Kasuva Kola, Isva Kola, Čojang Kola in drugi. Ta usmeritev dolin in voda je za to območje Nizke Himalaje značilna in je očitno izraz normalnega drevesastega razvoja Arunovega rečnega omrežja, katerega vzporedni potek so še poudarile v isti smeri potekajoče zgradbene linije. Arun sam poteka v osi velike, proti severu upognjene arunske antiklinale, ki pa je na severnem obrobju še naprej upognjena proti severozahodu. Usmeritev zgradbenih linij v smeri severozahod–jugovzhod oziroma zahodseverozahod-vzhodjugovzhod je zaznavna tudi v Kumbakarna Himalu severno od Makaluja in Mount Everesta, kot je prikazano na tektonski karti vzhodnega Nepala (Hagen 1963, str. 43). Zato ni izključeno, da se takšni vplivi čutijo tudi nižje navzdol v usmeritvi Barunske in drugih omenjenih dolin. Ne poznamo pa pravega vzroka za dva zavoja doline, prvega med južno steno Makaluja in ledeniškim jezerom Barun (Dud) Pokri, in drugega med jezikom Spodnjega barunskega ledenika med Pikom 4 na 6720 m in vrhom z višino 6830 m.

Spodnjega, prvega dela Barunske doline si ni bilo mogoče ogledati, ker tam ni poti. Prehod iz nje v nižji svet oziroma obratno je možen le prek dvojnega sedla Barun La (tudi Šiptong La, Keke La, jezero Kalo Pokri, Kongma La, 3560 m). Višina Mombuka je cca 3300 m, okoli 17 km oddaljeno sotočje z Arunom jugovzhodno od tod pri Barun Bazarju pa je na komaj 1120 m višine. Višinska razlika 2180 m pomeni na tej razdalji celo strmec 132 ‰, kar je izredno veliko celo za gorsko reko. V literaturi navajajo, da

so zaradi tako močnega strmca v spodnjem toku Baruna nastale neprehodne soteske, ki pa jih verjetno spremljajo tudi večje stopnje v strmcu. Območje med Makalujem in izlivom Baruna v Arun velja za tisti predel na Zemlji, kjer obstajajo največje relativne višinske razlike na kratki razdalji. Relativna višinska razlika med vrhom Makaluja na 8481m in 35 km oddaljeno Barunovo lokalno erozijsko bazo, tj. Arunom, je 7361 m. Ta pojav je povzročila predvsem izredno globoka zarezanost Aruna prečno na greben Visoke Himalaje in to v sosedstvu najvišjih vrhov na zemlji.

Ta lastnost Arunove doline je vzbudila pozornost geomorfologov že v zgodnjem obdobju raziskovanja Himalaje. Wager (1937) je s proučevanjem zgornjega toka Aruna prišel do sklepa, da je Arun že od nekdaj tekel prečno na himalajsko gorsko verigo. Njegova globoka soteska je posledica globinske erozije v podlagi, ki se že od mlajših geoloških dob postopoma dviguje. Gre za izostatična epirogenetska, vertikalno usmerjena gibanja. Arun je torej nekoč tekel čez dosti nižji svet in se vanj začel vrezovati od začetka tektonskega dvigovanja Himalaje. Današnje globoke soteske so torej plod dolgotrajnega kombiniranega procesa erozije in tektonskega dviganja. Da je Arun res klasičen primer prodorne ali antecedentne doline, dokazuje tudi podolžni profil rečnega dna. Ta je v zgornjem toku položen, nato pa se mu ob prehodu prek Himalaje izredno močno poveča strmec tako, da dobi profil konveksno obliko. Nekako od Numa navzdol, morda še nekaj nižje, pa strmec najprej hitro, nato pa postopoma upada. Tudi v podolžnem profilu doline Baruna je čutiti ta vpliv, seveda le v spodnjem toku, kajti njegovega srednjega in zgornjega toka s tem povzročena zadenjska erozija še ni dosegla (Slike 10, 11, 12).

Slika 10:

Nizka Himalaja nad dolino Aruna z višinskim razponom od 1000 m (dna dolin) do 3000 m in več (grebeni) (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 11:

Soteska Aruna pri Numu. (Foto J. Kunaver, 1972)

Ob pogledu na hidrografsko in reliefno karto območja desnega brega srednjega toka Aruna, ki je enako območju že omenjene največje vrezanosti te reke v glavne himalajske grebene, pade v oči značilen pahljačasti razpored omenjenih dolin, ki odmakajo masive Makaluja in Čamlanga. Od severa proti jugu se njihova smer spreminja od jugovzhodne do jugozahodne. Ena od izstopajočih lastnosti je odsotnost stranskih dolin in pritokov. Taka je v prvi vrsti dolina Baruna, ki je najdaljša od vseh in ima svoj začetek v ledeniškem območju Makaluja. Podobna ji je sosednja dolina Saldima Kola, severovzhodno od nje, ki je edini, in to levi pritok Barun Kole. Še bolj pa dolina Isva Kole, ki je vrezana komaj pet kilometrov vstran, jugozahodno od nje in je na daljši razdalji povsem vzporedna z dolino Baruna. Sotočje z Arunom ima nižje, na 750 m. Povprečna medsebojna oddaljenost teh dolin je med pet in deset kilometri, tudi naslednje, četrte, še nižje doline Apsuva Kola. Taka situacija kaže na močne geološko-tektonske vplive.

Slika 12:

Dolina Aruna pod Numom. (Foto J. Kunaver, 1972)

5 Geomorfološke značilnosti posameznih delov doline zgornjega Baruna s sledovi poledenitev

5.1 Dolinski odseki

Dolino zgornjega Baruna, z izjemo stranske doline Spodnjega barunskega ledenika, smo proučevali in opisujemo po odsekih, ker so med njimi jasne višinske, morfološke in sedimentološke razlike. Razlikujemo pet glavnih dolinskih odsekov. Prvi je od Mombuka do planine Jangle (3300–3640 m, 6,9 km), drugi je od planine Jangle do planine Ne (3640–3760 m, 1,5,5 km), tretji je stopnja nad planino Ne do planine Ramron

(3760–4300 m, 5 km) blizu čela Spodnjega barunskega ledenika. Četrti je 4 km dolg, raven odsek od Ramrona do Šeršona (4300–4700 m) in peti odsek (4700–4830 m, 3,8 km) od Šeršona do baznega tabora oziroma do ledeniškega jezera Barun (Dud) Pokri.

Ker gre za izrazito visokogorsko ledeniško območje, smo največ pozornosti posvetili razvoju poledenitve in njenim sledovom. V glavnem se omejujemo samo na sledove poledenitve v dnu glavne doline, ne pa toliko na poledenitev na pobočjih in v stranskih dolinah. O splošnih zaključkih in problemih spregovorimo še v drugem delu razprave, ko jih primerjamo z ugotovitvami in zaključki kasnejših raziskovalcev. V tem prvem delu je poudarek na terenskih najdbah, vtisih in opazovanjih.

Ker je imel glavni dolinski ledenik (kot nadaljevanje Zgornjega barunskega ledenika) najpomembnejši vir ledu v zgornjem delu doline, so za datiranje najpomembnejši ostanki prav tega. Za izhodišče predpostavimo, da so najnižje ležeče morene najstarejšega datuma in da navzgor po dolini postajajo vedno mlajše. Značilno je, da so izraziti morenski ostanki ohranjeni le od planine Ne navzgor po dolini.

V obravnavanem srednjem delu celotne doline Baruna ni bilo, z izjemo Spodnjega barunskega ledenika, večjih stranskih ledenikov, ki bi mogli samostojno zapolnjevati dno doline. Značilni pa sta dve, po štiri kilometre dolgi, obviseli stranski ledeniški dolini. Ena je severno nad planino Langmale, danes zaprta z obsežno subrecentno čelno moreno. V njej je manjše ledeniško jezero (Langmale lake), ki ga je že omenjeni podor 20. aprila 2017 izpraznil in povzročil GLOF v dolini Baruna. Druga, podobna, a višje ležeča, zaprta s podobno čelno moreno, je nad Šeršonom, kjer je nekoč obstajal ledenik pod Pikom 3 (Slika 13).

Slika 13:

Pogled na grapo z vršajem pod stransko obviselo ledeniško dolino nad Šeršonom; zgoraj v sredini mladoholocenska čelna morena ledenika izpod Pika 3. (Foto J. Kunaver, 1972)

V območju Mombuka, kjer pride steza iz Barun Laja do dna Barunske doline (3300 m), na začetku prvega dolinskega odseka, je dolinski profil V-oblike, brez ravnega dna. Reka Barun je v dolinskem dnu vrezana v grobe gruščnate sedimente, ki so ga nekoč

zapolnjevali v celem. Nižje navzdol je teh sedimentov zaradi ojačane erozije domnevno še manj oziroma jih verjetno sploh ni. Od izliva v Arun do sem je dolina Baruna torej skoraj povsem nerazčlenjena in brez daljših stranskih dolin. Na pobočjih obeh strani se menjavajo le posamezne, kratke, do največ enega kilometra dolge obvisele zatrepne doline, ki segajo pod greben (Slike 14, 15, 16).

Slika 14:

Začetek spodnjega dela doline Baruna, kjer se ta zoži. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 15:

Greben Kumbakarna Himala (levi breg Baruna) z eno od stranskih obviselih dolin in jasno vidnim ledeniškim ramenom. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 16:

Budistični čorten na planini Langmale. (Foto J. Kunaver, 1972)

Dolinski odsek med Mombukom in planino Jangle. Najdba starega ledeniškega obrusa

Dolina se od Mombuka navzgor na razdalji približno 5 kilometrov, kjer pridemo do planine Jangle (3760 m), ne širi prav hitro. A prečni prerez postopoma postaja bolj podoben črki U. Zato postaja širše tudi dolinsko dno, kjer je sipkega akumulacijskega gradiva sprva še malo.

Približno 1,5 kilometra pod Janglejem smo našli dokaz, da je bil tudi ta, najnižji proučevani in dostopni del srednje, oziroma zgornje doline Baruna, nekaj časa pod ledom. Pod sedimenti je na levem, severnem bregu precej na široko razgaljena živoskalna podlaga iz gnajsa. Ta je izrazito ledeniško zglajena in izginja pod bližnje morensko gradivo. Jasno so vidne vzporedne ledeniške raze, ki jih ni mogoče zamenjati z belimi strukturnimi progami, značilnimi za pasoviti biotitni gnajs. Raze z njimi zaklepajo oster kot. To je lepo vidno tudi na posnetku (Slika 17). O morenskem gradivu, ki pokriva to podlago, ne more biti dvoma, le da ni bilo mogoče ugotoviti, kje se ta konča in se nadaljuje pobočno gradivo. Ni bilo tudi mogoče zaznati znakov večje starosti morenskega gradiva, kar je pri prevladujoči silikatni sestavi pogosto. Karbonatne morene so v tem pogledu bolj spremenljive.

Eden od odgovorov na temeljno vprašanje, kakšen in kdaj je bil največji obseg poledenitve v tem delu Himalaje in kdaj, tiči v značilnostih in položaju ledeniškega obrusa. Ta je lahko le večje starosti, in sicer iz več razlogov. Glavni je velika oddaljenost od čela sedanjih ledenikov in odsotnost kakršnihkoli morenskih nasipov. Iz prevladujoče smeri ledeniških raz sklepamo, da so lahko nastale samo pod dolinskim ledenikom in to ne prav blizu njegovega zaključka. Nekoliko višje, v drugem dolinskem odseku so dodatni dokazi za starejšo, ali celo več starejših poledenitev. Da med učinke ene od njih spada tudi obravnavani obrus, ne more biti dvoma.

Slika 17:

Starejši ledeniški obrus pod Janglejem v podlagi iz pasovitega biotitnega gnajsa. Opazna je razlika v usmerjenosti belih strukturnih prog, značilnih za pasoviti biotitni gnajs. (Foto J. Kunaver, 1972)

Tega obrusa kasnejši raziskovalci niso našli in ga ne omenjajo, čeprav je v neposredni bližini edine steze. Kalvoda (1979b, str. 21) se pri iskanju dokazov o obstoju neke najstarejše poledenitve sklicuje na ledeniške obruse na »roches moutonnes« v najvišjem delu zgornje barunske doline, in to 1,5 km severno od Pika, 6540 m, pod severozahodno steno Makaluja in nad Barun (Dud) Pokri v smeri Japonskega sedla. Hkrati pa ugotavlja pomembno značilnost, da nobena od poledenitev, tudi najstarejša, ni za seboj pustila večjih količin sedimentov (Kalvoda, 1979b, str. 22). Pozneje (Kalvoda, 2013) je mnenje spremenil in omenja glaciofluvialno gradivo še pod Mombukom.

Drugi dolinski odsek med planino Jangle in planino Ne

Tu dolinsko dno dosega širino do nekaj sto metrov. Na tem odseku ima pokrajina ves čas značaj tipične ledeniške doline. Posebno južna pobočja so mestoma skoraj navpična in očitno zglajena od ledu, vsaj v odsekih med položnejšimi deli, ki vodijo višje navzgor. Zanimivo, da je postal Kalvoda, tako kot mi, pozoren na isto, brez dvoma ledeniško obrušeno steno v pasovitem biotitnem gnajsu, v podnožju Ama Bučung (Kunaver, 1974; Kalvoda, 1979a).

Kuhle omenja ledeniški obrus v samem navpičnem boku doline. Če pogledamo na celoto, se zdi, da je ta srednji del doline Baruna, tj. med Janglejem in zožitvijo doline nad planino Ne, erozijsko najbolj poglobljen. Ne samo to, temveč tudi razširitev do-

line je mogoče pripisati močno povečani erozijski moči po združitvi obeh nekdanjih ledenikov.

Za dno doline je značilna ravna, s terasami malo razgibana akumulacijska ravnica, ki sega skoraj od enega do drugega podnožja strmih pobočij. Značilno je, da tod ni videti starejših fluvialnih ali glaciofluvialnih sedimentov, ki bi bili ohranjeni v višje ležečih terasah, niti ni mogoče zaslediti sledov ledeniške akumulacije, z izjemo že omenjenih balvanov. Zaradi GLOF (2017) leta 1972 opisane podobe dna doline tu skoraj ni več.

Pogled na pobočja med Mombukom in planino Ne pokaže naslednje tipične značilnosti ledeniške doline. Medtem ko v najnižjem delu doline Baruna stranske obvisele doline ne kažejo izrazitih sledov poledenitve, pa so od Mombuka navzgor vse izdatno ledeniško preoblikovane, o čemer pričajo izrazite krnice v njihovem vrhnjem koncu. Do te ugotovitve smo prišli s pomočjo Googlovih satelitskih posnetkov in digitalnih kart. Med njimi so se kot erozijski ostanki in ostanki nekdanjega starejšega reliefa ohranili ozki, v smeri največjega strmca potekajoči pobočni grebeni, ki smo jih že omenili zaradi podobnosti s kaninskimi skednji in ostrogami tipa arête v številnih nekoč poledenelih ali pa še poledenelih območjih.

Na jugozahodnih pobočjih nad planino Ne izstopa večja zareza v grebenu Bararate Himala, kjer se pozna vpliv nenadno zvišanega grebena v petisočaku Piku 7 in v Piku 6 (Tutse, 6740 m). Tam so pobočja močno umaknjena pod navpične stene omenjenega vrha, od koder se še danes z manjših pobočnih ledenikov navzdol spuščajo ledeni plazovi in ledeniški potoki. Ta umik ima značaj velike krnice v obliki nekakšnega amfiteatra (Sliki 18, 19). Prva nekoliko daljša stranska dolina se odcepi na drugi, severni strani, šele tik nad planino Langmale. Na njenem obviselem zaključku je videti obsežno recentno čelno moreno, ledenik za njo pa ima svoj izvor v južnih pobočjih Pika 3 in njegove okolice.

Slika 18:

Pik 7 s stransko pobočno dolino. Čez strma pobočja s slapovi vodi romarska pot do Šiva Dare in jame Parbati. (Foto T. Goslar, 2014)

Slika 19:

Pik 7 od blizu.
(Foto T. Goslar, 2014)

Na ledeniško obrušenost subvertikalnih in vertikalnih sten visoko v pobočjih v tem drugem delu doline Baruna smo bili leta 1972 morda nekoliko premalo pozorni. Dolina Baruna med planinama Jangle in Ne s ploskim dnom ter ponekod zelo strmimi do vertikalnimi stenami, na neki način spominja na nekatere alpske doline, kot je na primer Lauterbrunnen v švicarskem Berner Oberlandu. Za obe območji so več kot značilni številni slapovi, ki se z višin stekajo navzdol. Očitna razlika pa je v tem, da so slapovi v Lauterbrunnenu povečini prosto padajoči in to z roba »ledeniškega ramena« do dna doline. Medtem ko so na pobočjih doline Baruna slapovi povečini »plazeči«, ker večina potokov skoraj na vsej poti ne izgubi stika z gladkimi skalnimi pobočji. To je specifičnost te pokrajine, ki ji v številčnosti slapov skoraj ni para. Ko smo bili v teh krajih oktobra 1972 so slapovi že izginjali zaradi nižanja temperatur. Ista pobočja kažejo poleti povsem drugačno podobo.

Iz razlike med obema dolinama je mogoče potegniti pomembno geomorfološko primerjavo in ugotovitev. Dolina Lauterbrunnen velja za eno najbolj znanih in tipičnih ledeniških dolin, z zelo izrazitimi, šolsko izdelanimi ledeniškimi »rameni« na obeh straneh. Njen nastanek, kot tudi nastanek večine alpskih dolin, lahko povezujemo z več zaporednimi poledenitvami. Ledeniška ramena, ki povsod niso enako izrazita, razlagajo kot ostanek starejšega, predledeniškega reliefa. Tako dolgotrajnega in ponavljajočega se ledeniškega preoblikovanja v Himalaji ni bilo, ker je ta mnogo mlajša od Alp. Ledeniška ramena so v dolini Baruna razvita, a precej manj izrazito. Tudi klasični U-prerez doline ni povsem izoblikovan. Eno pa je bržkone skupno obema dolinama, in sicer, da je morala biti debelina ledenikov, ki sta ju ustvarila, znatna. Nekaj sto metrov široka danja ravnica, ki je sicer spremljevalka večine podobnih ledeniških dolin, na območju Jangleja spominja na nek starejši sandurski proglacialni vršaj.

Ledeniški sledovi med Janglejem in Nejem podrobneje. Izvor balvanov na območju Jangleja

K že opisanim sledovom ledeniškega delovanja na območju med Janglejem in Nejem še razprava o nekaj zelo velikih, napol zasutih balvanih, ki smo jih leta 1972 opazili blizu sredine dolinskega dna in to na krajih precej vsaksebi. Balvani krepko tičijo v prodni nasipini in so nekateri celo napol zasuti, kar lahko pomeni le to, da so starejši od obdajajočega prodnega zasipa. Menimo, da so lahko prišli do sem z ledom, ko je nastal že omenjeni talni ledeniški obrus ali pa pozneje. Z eventualnimi podori jih ne moremo povezovati, ker teh ni posebno veliko, poleg tega so odloženi, kot povedano, precej raztreseno (Slika 20).

Slika 20:

Ravno dno ledeniške doline Baruna pri Jangleju 1972. Danes zaradi GLOF-a 2017 povsem spremenjeno. (Foto J. Kunaver, 1972)

Istodobnega izvora bi bili lahko tudi nakopičeni balvani v južnem podaljšku morenske stopnje nad Nejem. Teh balvanov doslej nismo omenjali, ker so predmet naslednjega poglavja, oziroma problematike nastanka pravkar omenjene stopnje. Značilen je njihov položaj ter nakopičenost na razmeroma majhnem prostoru, predvsem pa izredna velikost. Pod nekaterimi bloki so se ohranili celo prazni prostori in spodmoli. Lahko bi bili tudi ostanek podora, ki je zgrmel z velikih višin Pika 7. Vendar bi se tako veliki bloki težko ohranili, če bi zgrmeli v dolino s tako velike višine, kakor tudi ni verjetno, da bi se pod njimi sploh lahko ohranili prazni prostori.

Druga možnost se zdi verjetnejša, namreč da so bloki na to mesto prišli, kot omenjeno, z nekim ledenikom, ki je segel še dlje navzdol po dolini in je za seboj pustil tudi balvane pri Jangleju. In končno vprašanje, od kod prodni zasip, v katerem so balvani zakopani? To je lahko že omenjeni sandurski vršaj ledeniškega zastoja, ki je opisan malo pozneje, ponuja pa se tudi možnost nekega GLOF-a v preteklosti, podobnega tistemu leta 2017.

Tretji dolinski odsek zgornjega Baruna

Ta se začne tik nad planino Ne (3696 m), kjer se dno doline nenadoma dvigne v stopnji, ki ima videz debele, sipke, nesortirane morenske nasutine z redkimi vmesnimi skalnimi bloki. Vanjo je z ozko strmo, v začetku plitvejšo, pozneje bolj globoko grapo vrezan Barun, ki je od čela Spodnjega barunskega ledenika pa do planine Ne potisnjen na desno stran doline. Celotna dolina se v tem delu nekoliko zoži in naredi zavoj za 45 stopinj. V spodnjem delu je površje stopnje poraščeno z gozdom himalajske jelke (*Abies spectabilis*) in rododendrona (sleča). Višje se površje nekoliko zravna in tako sega vse do čela omenjenega ledenika. Domnevamo, da je v tej relativni ožini v podlagi verjetno talno morensko gradivo. Na severni strani, povečini na levem bregu Baruna, med Ripujem in Djakom številni vršaji segajo daleč v dolino in so krivi za odmik Baruna na desno.

Do čela Spodnjega barunskega ledenika se zvrstita še dve stopnji, ki spominjata na dva ledeniška zastoja, pod čelnim nasipom. Površje tega dolinskega odseka je od spodnjega roba stopnje, visoke dobrih 100 m, ki zaseda vso širino doline, pa do čela tega ledenika razmeroma težko opisati in razlagati, ker so ledeniški sledovi nekoliko neizraziti, površje pa težko prehodno in nepregledno. Vzrok za neizrazitost so daleč v dolino segajoči že omenjeni vršaji s severne strani. Po velikem delu površja te stopnje so raztreseni številni balvani, nekateri izjemno velikih dimenzij. Zato domnevamo, da niso podornega nastanka, ampak ledeniškega. V mešanem gozdu himalajske jelke in drevesnega rododendrona (sleča) je ohranjeno manjše jezero, morebitni ostanek nekdanje čelne kotanje. Spodnji rob jezera spominja na zelo masiven in obsežen nasip, dodatno poudarjen s sotesko Baruna (Slike 21, 22, 23, 24).

Slika 21:

Pogled z višine na dolinsko stopnjo nad planino Ne. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 22:

Najožji del doline, ki kaže jasne sledove ledeniškega preoblikovanja, pogled navzgor. (Foto T. Goslar, 2014)

Slika 23:

Grapa Baruna nad planino Ne, pogled navzdol. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 24:

Jezerce nad planino Ne. (Foto J. Kunaver, 1972)

Četrti, bolj uravnani dolinski odsek doline Baruna

Tu ležijo ostanki umikajočega se Spodnjega barunskega ledenika, njegove recentne in močno skalnate bočne in čelne morene ter obsežno Šeršonsko ledeniško jezero (4600 m). Ob njegovi severni, oziroma levi strani je med Langmalejem in Šeršonom značilna, približno 3,5 km dolga in ozka ter plitva dolina. Nastala je med dobrih 20 m visoko bočno moreno in pobočjem, kjer teče ledeniška rečica Barun in kjer vodi pot do baznega taborišča. Na notranji strani bočne morene je od vrha do gladine ledeniškega Šeršonskega jezera do 100 m višinske razlike. Spodnji barunski ledenik je značilen primer ledenika, močno obremenjenega z morenskim gradivom, ki ustvarja visoke bočne morene (debris covered glacier). Njegov jezik je ozek in ne zaseda vse širine doline. Kuhle (2005) pogosto omenja starejšo morensko podlago, po kateri se premika mlajši ledenik in je zato nekako dvignjen (Slike 25, 26, 27).

Slika 25:

Pogled na spodnji, zaključni del Spodnjega barunskega ledenika, na ledeni slap, kakršen je bil leta 1972, in na levo bočno moreno. Zadaj levo Čamlang, 7319 m, in Hongku Chuli ali Piramida, 6833 m, v sredini. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 26:

Na zunanji strani dvajset in več metrov visoka leva bočna morena Spodnjega barunskega ledenika. Na notranji strani je višinska razlika med vrhom morene in talečim se ledenikom blizu 100 m. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 27:

700 m visok ledeniški slap na Spodnjem barunskem ledeniku, od blizu. Današnja podoba slapa je močno spremenjena. (Foto J. Kunaver, 1972)

Naslednji, peti dolinski odsek doline Baruna

Prične se nad stičiščem doline Zgornjega barunskega ledenika (in doline Spodnjega barunskega ledenika pri Šeršonu (4700 m)). Od tu navzgor, tik nad vršajem na Šeršonu, se prične obsežen, starostno in genetsko enoznačen in najbolj ohranjen ter zanimiv sistem čelnih in bočnih moren v vsej Barunski dolini, ki je z izjemo Bordeta zaposloval vse dosedanje geomorfologe. Od tu sega skoraj vse do višine podnožja Makaluja, kar je razdalja do 4 kilometre. V tem območju so še morene najmlajšega poledenitvenega sunka Zgornjega barunskega ledenika in subrecentne morene stranskega Tangmarskega ledenika.

Najprej je na območju Šeršona torej obsežen vršaj tik pod iztokom Baruna iz tesni, v kateri reka predira lepo oblikovan in obsežen sistem starejših čelnih moren. Ne dosti manjši, a bistveno strmejši vršaj je nastal ob hudourniku pod stransko, levo obviselo dolino z manjšim stranskim ledenikom pod Pikom 3.

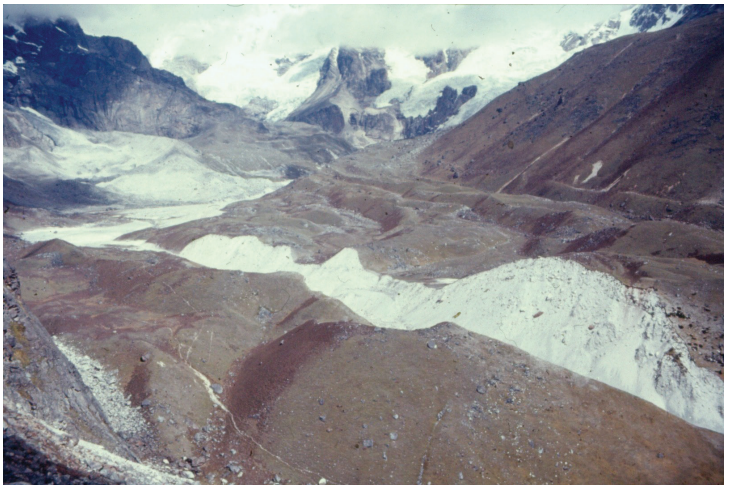
Dolina Zgornjega barunskega ledenika se najprej dvigne na že omenjeni 100 m višji sistem čelnih in bočnih moren z višino 4800 m, ki jih prereže Barun. Za njimi se odpre nekaj nižja obširna akumulacijska ravnica, ki ima vse značilnosti sandurskega vršaja, zlasti v zgornjem delu, kar bo še opisano. Od strani vanjo z desne segajo veliki recentni morenski nasipi Tangmarskega ledenika (po domačinskem imenu za kraj in okolico tik pod baznim taboriščem), ki to ravnico tako delijo na spodnji nižji in zgornji višji del. Isti ledenik, ki nastaja iz pobočnih ledenikov v stenah med Pikom 4 (6720 m) in koto 6550 m, je predrl bočne morene omenjenega sistema na desni strani, tik pod Budovim vrtom. Ali je Tangmarski ledenik obstajal tudi v času, ko je bil glavni barunski ledenik bistveno večji od današnjega stanja in je ustvarjal pravkar obravnavani morenski sistem, ni jasno. Kot da ga ni bilo, kar je nenavadno, ali pa so bile nekoliko drugačne klimatske razmere. Sandurska ravnica nad tangmarskimi morenami je poslednja te vrste v Zgornji barunski dolini.

Na njej oziroma nekaj metrov nad njo je bilo 1972 na glaciofluvialni terasi bazno taborišče v višini 4830 m (sodeč po My Maps). Sandur je posejan z ledeniškimi balvani pa tudi z manjšimi, vrtačam podobnimi termokraškimi depresijami, ki nastanejo zaradi posameznih grud mrtvega ledu. Te se raztopijo šele po nastanku sandurja in se zato na takem kraju površje vdre. Sandur je nastal tik pod nizko čelno moreno Zgornjega ledenika, ki jo je ledenik zapustil šele pred nekaj desetletji, ali pa je iz obdobja male ledene dobe (LIA). Ta del doline na obeh straneh obdajajo že omenjene obsežne in visoke bočne morene, cca 130 do 270 m nad sandurjem (tudi jezerom), ki imajo na vrhu značaj visoke terase (imenovali smo jo Budov vrt, 4960–5100 m), razgibane z nizkimi bočnimi morenskimi nasipi.

Razmeroma majhen strmec doline se še naprej nadaljuje nad recentno čelno moreno Zgornjega barunskega ledenika v območje, kjer je obsežno ledeniško jezero Barun (Dud) Pokri. Drugače je v nadaljevanju doline, ki se na tem mestu obrne skoraj za 80 stopinj proti zahodu severozahodu. Obenem se dno precej strmo dvigne in to za okrog 80 metrov, a se kmalu spet zravna tam, kjer so še ostanki mrtvega ledu. To je začetek najvišjega dela Zgornje barunske doline, ki ni vključen v to študijo (Slike 28, 29, 30, 31).

Slika 28:

Makalu, 8481 m, s sistemom čelnih moren nad Šeršonom v ospredju. (Foto J. Kunaver, 1972)



Slika 29:

Pogled na izjemno ohranjen sistem čelnih moren poznowürmskega Zgornjega barunskega ledenika s prodorno dolino Baruna. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 30:

Pogled od zgoraj na poznowürmske čelne morene Zgornjega barunskega ledenika. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 31:

Prodorna dolina Baruna skozi čelne morene. (Foto J. Kunaver, 1972)

Ledeniški sledovi podrobneje: sistem čelnih moren in nekoliko starejše visoke bočne morene v Budovem vrtu nad bazo

Nad Šeršonom se dvigne navzgor že omenjeni obsežni sistem čelnih morenskih nasipov v obliki več s travo poraščenih podkvastih nasipov. Na vzhodni strani teh nasipov se vleče nekaj časa manjša dolinska depresija, po kateri vodi tudi pot navzgor. Verjetno so po tej strani, preden je Barun prerezal čelne morenske nasipe, nekoč odtekale ledeniške vode izpod Zgornjega barunskega ledenika. Omenjeni podkvasti morenski nasipi so najlepši in najbolj izrazito izoblikovani morenski nasipi v vsej dolini Baruna in so lahko referenčni zgled. Razen erozije Baruna ni bilo očitno nobenih drugih kasnejših procesov, ki bi jih kakorkoli poškodovali. Z enim pogledom je mogoče pregledati sistem vsaj štirih čelnih morenskih nasipov, ki so bili odloženi zapovrstjo drug za drugim. Presenеča izredna pravilnost podkvaste izoblikovanosti nasipov. Zaradi vplivov stranskih ledenikov, predvsem Tangmarskega in zaradi zavijanja doline, je prišlo do določene asimetrije v njihovi obliki. Bolj enakomerno so izoblikovani na levem bregu Baruna, tj. na levi strani nekdanjega ledenika, kjer so prehodi iz bočnih moren v čelne morenske loke izredno tekoči (Slike 32, 33, 34).

Slika 32:

Pogled na čelno kotanjo poznowürmskega Zgornjega barunskega ledenika s čelnimi morenami. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 33:

Tangmarski ledenik, spodnji del. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 34:

Pogled na čelo Tangmarskega ledenika. (Foto J. Kunaver, 1972)

Čelni del nasipa je postavljen skoraj prečno na smer doline in je razmeroma kratek. Na levem bregu so izraženi trije čelni nasipi ter štiri bočne morene, na desnem bregu pa sta le dva različna nasipa. Ledeniški jezik je tik pred koncem zadel ob prepadna pobočja Pika 4 in se nato usmeril bolj na levo stran doline.

Iz največjega stanja takratnega ledenika ni ohranjena čelna morena. Lahko da sta bila oba ledenika, Zgornji in Spodnji barunski, takrat še spojena, čeprav je danes od tu do Spodnjega približno 1000 m.

Zelo jasna je razlika med pobočji čelnih na eni in bočnih moren na drugi strani. Pri prvih, spodaj nad Šeršonom, so strmejša pobočja na notranji strani in zato relativno bolj senčna, vlažnejša ter posledično poraščena z zadnjimi krpami nizkega rododendrona (sleča). Med drugim je to lahko znak za naraščajočo aridnost podnebja. Na zunanji strani so pobočja morenskih nasipov nekoliko položnejša, kar je sicer običajen pojav, ki se tu samo še potrjuje.

Obratno je pri višje ležečih obsežnih bočnih morenah, da so zunanja pobočja strmejša, zlasti na Budovem vrtu. Te so genetsko in starostno primerljive s pravkar opisanim sistemom velikih čelnih moren nad Šeršonom. Obravnavali bomo predvsem desni, zahodni breg doline, kjer so bočne morene sicer prekinjene od Tangmarskega ledenika, a so v Budovem vrtu nad baznim taboriščem najlepše ohranjene. Na nasprotni strani se slika praktično ponovi. Budov vrt (ime je dobil v času 4. JAHO) je valovita nagnjena terasa, ki ima na spodnji strani višino 5000 m, od tam pa se do zavoja doline, od koder se odpre razgled na Mount Everest, Nuptse in Lotse, dvigne do 5100 m.

Na omenjeni terasi so v medsebojni razdalji 30 do 60 m nizki, komaj meter visoki morenski nasipi. Velik del te širine zavzemajo notranja, zelo položna pobočja nasipov, kar je nekoliko drugače kot pri prej omenjenih čelnih nasipih nad Šeršonom. Na terasi je vsega pet bočnih moren (glej Sliko 38), na bližnjih višjih pobočjih pa še kakšna več, še posebej na pobočjih pod teraso. Videti je, da so bočne morene na Budovem vrtu nastale, ko je imel na tem profilu širino približno 700 m. Lahko da je imel ledenik v najvišjem stanju še večjo širino, a ni videti, da bi bil zato bistveno daljši. Kar preseneča, je razmeroma velik

strmec bočnih moren, katerih nadmorska višina se na razdalji 4,5 km zniža od 5100 na 4800 m. Vlečejo se vzdolž pobočij in postopoma izgubljajo na višini. Na pobočjih imajo morenski nasipi obliko ozkih teras, z različno dvignjenim robom na zunanji strani.

Ta rob ne more biti nič drugega kot robna morena iz faze, ko je ledenik postopoma izgubljal na obsegu. Te morene dosegajo majhne dimenzije, v višino ponekod komaj meter, drugod nekaj več. Terase so nastale na njihovi zunanji strani in to iz gradiva, ki se je posipalo z obeh pobočij in so ga zravnale vode, tekoče ob robu ledenika. To se je očitno dogajalo v vseh ledeniških fazah. Deloma je treba izravnavanje pripisati tudi drugim procesom, kot sta soliflukcija in eolsko delovanje. Opisane terase imajo deloma lastnosti t. i. kem teras.

Na pobočjih smo mogli našteti vsega tri bočne morene in ustrezno število teras. Ko je ledenik izmed njih odlagal vrhnjo, je dosegel širino okoli 700 metrov. Takrat je v celoti zapolnjeval obširen prostor, ki zija med obema strmima pobočjema. Še pred tem je ledenik dosegel precej večjo širino.

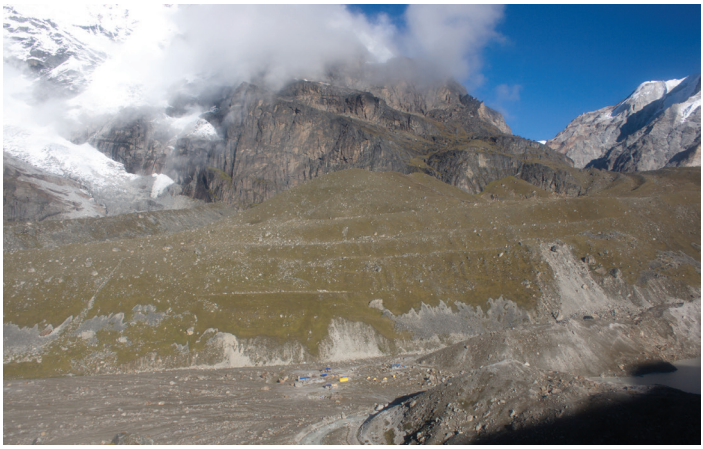
V največjem obsegu je odložil bočne morene tik pod skalnimi pobočji vrha s koto 6380 m, severno od Pika 4. V tem delu doline je takrat dosegel širino, ki ni bila dosti manjša od 1,5 kilometra. Bočne morene najstarejše faze so razmeroma slabo ohranjene, razen na zavoju doline. Razen teh smo na površju Budovega vrta našteli še štiri bočne morene. Vse so v celoti ohranjene, ker v tem predelu v kasnejšem obdobju ni bilo nobenih močnejših preoblikovalnih procesov. Najbolj je značilno, da so nasipi odloženi drug poleg drugega v razmeroma enakomernih razdaljah. Med enim in drugim je nastala zunanja robna terasa neenakomerne širine, podobna tistim, opisanim zgoraj. Velik del omenjene širine od 30 do 60 m med nasipi, zavzemajo notranja, zelo položna pobočja nasipov. To je posebnost, kajti po naših izkušnjah je običajno nasprotno, vsaj pri recentnih bočnih morenah.

Površje Budovega vrta ima zaradi teh bočnih moren videz nekakšnega nizkega strukturnega reliefa z asimetričnimi kvestami. Nasipi so dandanes že povsem poraščeni s travno rušo, ledeniški balvani pa na površju niso pogosti.

Kmalu za zavojem doline v severozahodno smer zgornji nasipi izginejo. Močno se zmanjša in nazadnje izgine tudi ves nižji in mlajši robni akumulacijski pas, in to zaradi povečanja strmine pobočij in zoženja dolinskega profila (Slike 35, 36, 37, 38).

Slika 35:

Bočne morene Budovega vrta en face, tudi pobočne in čelna morena poznega holocena, baza leta 2014. (Foto T. Goslar, 2014)



Slika 36:

Pogled na Budov vrt s sedmimi bočnimi morenami, spodaj bočne morene poznega holocena. (Foto T. Goslar, 2014)

Slika 37:

Bočne morene Budovega vrta osenčene, detajl. (Foto M. Blatnik, 2014)

Slika 38:

Nesimetrični prečni prerez skozi bočne morene Budovega vrta; smučarska palica kot merilo. (Foto J. Kunaver, 1972)

5.2 Sklepi o zaporedju, obsegu in starosti poledenitev v Zgornji barunski dolini na osnovi raziskovanja leta 1972

O najstarejših sledovih poledenitve doline Baruna smo izčrpno spregovorili že v poglavju 5.1.1. Ponovno o tem problemu govorimo v poglavju 8. Druga najstarejša sled poledenitve je ohranjena na zavoju doline tik nad Nejem v obliki že opisane visoke morenske stopnje. Ta je oddaljena okrog 19 kilometrov od recentne morene Zgornjega barunskega ledenika in 8 km od čela Spodnjega barunskega ledenika. Ob tem se sproži vprašanje, ali je do sem segal le povečan Spodnji barunski ledenik ali pa že združena oba dolinska ledenika. Vsekakor predstavlja ta morenski ostanek sled neke samostojne poledenitve, ki je bila precej obsežnejša od današnjih. Po našem prepričanju gre za prepričljiv ostanek neke pleistocenske poledenitve, podobno kot pri sledovih, omenjenih v prejšnjem poglavju. Zaradi velikega obsega, ki ga je moral imeti takratni dolinski ledenik, sklepamo, da sta bila takrat zelo verjetno oba ledenika združena. Tako sklepamo tudi glede na razdaljo med recentno in veliko staro čelno moreno Zgornjega barunskega ledenika nad Šeršonom, ki znaša le 3,5 km. Razdalja med recentno moreno Spodnjega barunskega ledenika in obravnavano moreno pa je precej večja. Naslednji dokaz za našo domnevo je koncentracija čelnih morenskih nasipov v bližini planine Langmale, ki močno spominja na podoben sistem čelnih nasipov nad Šeršonom (vsaj trikratni narast ledenika, a vsakokrat manjši). O obstoju samostojnega čelnega morenskega nasipa med planinama Ne in Ripu skoraj ni dvoma, bolj problematičen pa je podolgovat nasip v osi doline nad Ripujem še visoko navzgor z značilno množico velikih balvanov. Čeprav spominja na drumlinsko tvorbo, se bolj zdi kot ostanek umikajočega se ledenika z njegovo srednjo moreno kot rezultat spojitve obeh dolinskih ledenikov. Ta tvorba še naprej ostaja ne povsem pojasnjen problem.

V času te druge poledenitve naj bi oba dolinska ledenika tvorila enoten ledeniški tok. Bočnih morenskih nasipov iz tega poledenitvenega obdobja nismo odkrili in so najbrž uničeni. Za himalajske ledenike je značilno razmeroma hitro upadanje debeline ledu v smeri ledeniškega jezika, kar dokazuje precejšnja strmina bočnih moren Zgornjega barunskega ledenika nad Budovim vrtom. Zato domnevamo, da je v tej drugi najstarejši poledenitvi debelina tega ledenika okrog Tangmarja merila še kakih tristo metrov, do planine Ripu pa se je že močno zmanjšala.

V tretjem poledenitvenem obdobju sta bila oba dolinska ledenika verjetno že ločena. Izredno lepo ohranjene čelne morene Zgornjega barunskega ledenika nad Šeršonom so več kot jasen znak za obstoj tega obdobja. Tudi sistem več podobnih moren okrog Langmaleja tja do čela Spodnjega barunskega ledenika spominja na takšen ritem ledeniškega naraščanja in pojemanja. Primerjava kaže seveda razlike v razdaljah med čelnimi morenami. Te so namreč precej večje okrog Langmaleja kot nad Šeršonom. Zdi se, da je Spodnji barunski ledenik kljub manjšemu zbirnemu območju bolj podvržen kolebanju kot Zgornji barunski ledenik in to zaradi klimatsko bolj izpostavljene lege. To je čutiti tudi danes, ko je njegov jezik petsto metrov nižje od jezika Zgornjega barunskega ledenika.

V nasprotju z današnjim stanjem se zdi, da je bilo podaljšanje Spodnjega barunskega ledenika v tretjem poledenitvenem obdobju razmeroma skromno, namreč v primerjavi s 3,5-kilometrskim podaljšanjem Zgornjega v istem času. Ne vemo pa dovolj o takratnih klimatskih razmerah, o smereh padavinskih vetrov. Vemo pa, da je lahko

učinek precej večjega zaledja prišel do veljave le v primeru Zgornjega, ne pa v primeru Spodnjega ledenika. Zbirno/akumulacijsko zaledje slednjega je najbrž manjše od tretjine zbirnega zaledja/območja Zgornjega barunskega ledenika.

V obdobjih pleistocenskih poledenitev je Zgornji barunski ledenik najbrž vsakokrat bolj narastel in se bolj podaljšal kot pa Spodnji. To bi posredno dokazovali tudi Bordetovi platoji, pa tudi prepoglobljenost glavne doline. Spodnji barunski ledenik se namreč tudi danes spušča navzdol v spodnji del svojega toka čez značilno dolinsko stopnjo v ledeniškem plazu. Zgornji del njegove doline ima namreč značaj obvisele doline, ki pa je zelo prostrana. A to še ne pomeni, da se je v njej vsakokrat nakopičilo več ledu kot na območju Zgornjega. Daljše stranske obvisele doline so še nad Barun (Dud) Pokri, na primer dolina Jugozahodnega ledenika pod Pikom 3.

Število bočnih moren Budovega vrta je precejšnje, kot smo povedali, in se v tem pogledu povsem ne ujema s petimi Šeršonskimi čelnimi morenami. Toda kljub temu ni dvoma, da vse pripadajo enemu samemu stadiju, v katerem je ledenik kar osemkrat ali pa morda še večkrat narastel, čeprav vsakokrat na nekoliko manjšo velikost. Šele osmič je verjetno dokončno splahnel. Če primerjamo naklon teh bočnih moren s položajem čelnih moren nad Šeršonom, potem nikakor ni mogoče dvomiti, da gre v obeh primerih za povsem istodoben nastanek. Višje navzgor nad temi bočnimi nasipi morenskih sledov nismo mogli ugotoviti, čeprav Bordet piše o njih. Zelo zanimivo bi bilo primerjati sistem obravnavanih moren med Šeršonom in Budovim vrtom s podobnim primerom ledeniškega kolebanja v območju Kumbuja, če bi bilo mogoče. Kajti naš primer kaže na dolgotrajnejše klimatsko stanje z manjšimi, a zelo podobnimi klimatskimi spremembami, ki so povzročile večkratno umikanje ledenika in njegovo ponovno vračanje v istem obsegu na skoraj isti položaj, v isto stanje. Drugače si ne znamo predstavljati nastanka zaporedja tako številnih čelnih, oziroma bočnih moren. A to je lahko izziv za prihodnost.

Preostane še korelacija med temi dolinskimi sledovi tretje poledenitve in morebitnimi morenskimi nasipi na pobočjih. Iz opisa morenskih sledov na pobočjih, predvsem na severni strani doline Baruna, je mogoče spoznati, da gre za dva sistema moren. Eden višji ni daleč od ostankov recentnih pobočnih ledenikov, ki še vztrajajo na vrhovih in tik pod njimi, in sicer severozahodno od sedla Činama La ter pod ostenji Pika 7, južno od planine Ne. Drugi nižji pa se je ohranil na severnih pobočjih okrog 4400 do 4600 m visoko, tudi tam, kjer v recentni dobi ni bilo ledenikov. Takšno območje so tudi severna pobočja pod prelazom Barun La, kjer so morene ohranjene v različnih višinah, največ do 3600 m globoko. Upravičeno se zdi, da lahko vse zgoraj omenjene nasipe uvrščamo v isto, tj. tretje poledenitveno obdobje. Le v primeru najnižjih nasipov pod Barun Lajem je možno, da so to sledovi še starejšega poledenitvenega obdobja.

6 Razvitost tal in spremembe na ledeniških balvanih kot indikacije za starostno razlikovanje med morenami zadnje pleistocenske in recentnimi poledenitvami; periglacialni pojavi

V površju bočnih morenskih nasipov Budovega vrta smo opazili nekatere posebnosti in pojave, ki kažejo na daljše obdobje, v katerem je to površje izpostavljeno zu-

nanjim preoblikovalnim procesom. Videz sprememb kaže na relativno precej večjo starost kot v resnici. Ugotavljali smo stopnjo razvitosti talnih profilov. Oba izkopana profila na stari bočni moreni Tangmarskega ledenika in oni v baznem taborišču (položaj na podnožju sistema bočnih moren) izkazujeta po debelini, predvsem pa po barvah in številu horizontov, dokajšnjo razvitost. Globina profila do matičnega substrata ni velika, v prvem primeru 23 cm, v drugem 27 cm. Toda tudi matični substrat ne kaže več povsem prvotne podobe in je že nekoliko rjavkasto obarvan, predvsem večji robati kamni. Pač pa sta oba zgornja horizonta lepo razvita. A horizont je v obeh primerih temno rjave do črne barve in predstavlja trdno travno rušo. V njej je sicer precej meljaste frakcije in skoraj brez prodnikov. A/C horizont je v obeh primerih svetlorjave barve in vsebuje poleg melja tudi prodnike. Ima torej vsekakor skeletni značaj, vendar je izrazitost horizonta dovolj jasna. Poleg tega smo skušali dognati, ali je zaradi pedogeneze prišlo tudi do sprememb v mineralni sestavi oziroma do tvorbe glinastih sestavin. V tem pogledu je dala analiza Inštituta za geologijo (Kunaver, 1974) negativen rezultat. Očitno je preteklo še premalo časa, oziroma so prevladovale prenizke temperature. Pod mikroskopom je mogoče opaziti obarvanost delcev z rjavo barvo, ki je posledica izpiranja iz višjih horizontov, česar pa v mlajših morenah ni mogoče opaziti. Pedološke razlike so se pokazale dovolj izrazite za domnevo o precejšnji časovni razliki med nastankom recentnih holocenskih moren in starejših ter bolj obsežnih, torej Šeršonskih in istodobnih na Budovem vrtu.

Še o pojavu mehaničnega razpadanja ledeniških balvanov na Budovem vrtu. Ledeniški balvani, največkrat granitni, so precej gosto razmetani po površju. Z njimi so povezni trije značilni pojavi, povezani z ugotavljanjem relativne starosti. Najbolj izrazit in zanimiv je pojav razpadanja balvanov, ki ga na mlajših morenah nismo opazili. Opazili smo ga le pri večjih balvanih, ki so homogenega, granitnega sestava. Na balvanih iz gnajsa tega pojava nismo opazili. Veliki balvani običajno počijo po sredini ali ob robu v različnih smereh. Če počijo večkrat, so to večinoma vzporedne razpoke, razpoke so lahko premočrtne, pogosto pa so krive, pri čemer nastanejo školjkasto oblikovane prelomne ploskve. Posebno manjši kosi se odlomijo na tak način. Nekatere razpoke so že precej stare ter večjih dimenzij. Širjenje razpok je delno povezano s spremenjenim težiščem. Opazili smo tudi pojave nekakšnega oddaljevanja, premikanja odlomljenega kosa, čeprav v bistveno nespremenjeni legi. To bi lahko pomenilo, da imamo opravka s periglacialnimi krioturbatnimi mehaničnimi procesi, ki jih povzročata ritmično zamrzovanje in odtajanje podlage.

Drug pojav na balvanih, ki opozarja, da to je morensko površje že precej časa izpostavljeno preoblikovalnim procesom, je mehanično krušenje balvanov. Izraža se v obliki nekakšnega venca iz travnate ruše, ki dvignjen obdaja podnožje balvana. Venec je dvignjen za pet do deset centimetrov od srednje višine okolice in je širok nekaj več kot deset centimetrov. Površina balvana se ob straneh kruši v droben zrnat pesek in to na vseh straneh približno enako, ker posebnih razlik ni bilo mogoče opaziti. Tako se postopoma dviga pas travne ruše neposredno na vznožju balvana. Zdi se, da gre v teh primerih povečini za balvane iz bolj grobo zrnatega granita. Laično bi lahko sklepali, da je to posledica relativne mladosti te magmatske kamnine (makalujski leukogranit oligocenske do miocenske starosti). Opisana občutljivost te kamnine za preperevanje te ali druge vrste je lahko povezana tudi z dejstvom, da je himalajski

orogen še tektonsko aktiven in so skoraj vsa območja bolj ali manj tektonsko razpokana in razlomljena. Tudi že omenjeni pojav šibkih podzemeljskih vodnih tokov v gnajsu kaže na to.

Naslednji je pojav kraškim škavnicam podobnih oblik na zgornjem ravnem površju balvanov, kjer se voda lahko zadržuje dlje časa. D. Gavrilovič (1965) in drugi pojasnjujejo procese za razvoj teh oblik, vendar v literaturi doslej niso navedene tolikšne višine njihovih najdišč. Našli smo jih vsega na treh krajih, od tega na dveh v območju Budovega vrta. Tretje nahajališče je bilo na pomolasti planoti Šeršontam nad vzhodnim bregom Baruna na višini cca 5200 m. Škavnice imajo v vseh treh primerih v glavnem podobne dimenzije, do 20 cm premera, iz česar sklepamo, da se razvijajo precej počasneje kot kraške škavnice. Ni dvoma, da v našem primeru prevladujejo fizikalni procesi, ob sodelovanju stoječe vode, ki povzročajo razpadanje homogene kamnine. Tudi na precej mlajši, recentni čelni moreni Tangmarskega ledenika, smo opazili nekatere neizrazite oblike kotlic, iz katerih se bodo sčasoma razvile prave škavnice.

Po Müllerju (1958) je optimalna višina za nastanek strukturnih tal v Everestovi okolici 5300 m. Tam je našel kamnite (strukturne) kolobarje, kamnite (strukturne) mreže, grbinaste travnike in kamnite (strukturne) pasove, girlande iz ruše, v raznih variantah. Celo na krioturbacijske oblike je naletel v obliki zemeljskih klinov. Še v začetku aprila so bila tla zamrznjena od 55 do 86 cm globoko. Soliflukcijski pojavi so po njegovem mnenju skromni zaradi močne aridnosti in zaradi odsotnosti pravega permafrosta. Zato pa so tem pomembnejši pojavi regelacije. S tem je povezano tudi uničevanje sklenjene travne odeje na pašnikih Peričeja in Lobuja (v Kumbuju) (Slike 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45).

Slika 39:

Razpadajoč granitni balvan na Budovem vrtu. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 40:

Ledeniški balvan na Budovem vrtu z vencem razpadle kamnine na podnožju. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 41:

Razpadajoč granitni balvan na Budovem vrtu. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 42:

Velik granitni balvan na Budovem vrtu.
(Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 43:

Značilen granitni balvan na Budovem vrtu z vidnimi učinki mehaničnega razpadanja.
(Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 44:

Škavnice na vrhu granitnega balvana. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 45:

Značilno zmrzalno krojenje makalujskega granita. (Foto J. Kunaver, 1972)

V Budovem vrtu pravih pojavov soliflukcije in strukturnih tal, razen že omenjenih premikov kamninskih kosov, nismo zasledili. Neredko pa smo naleteli na območja raztrgane ruše, kar je lahko posledica večje lokalne vlažnosti. Pojav dvignjenih in izoliranih rušnatih kupčkov oziroma grbin z višino do 20 cm in premerom do 0,5 m bi bilo mogoče primerjati s t. i. buttes gazonnes ali earth hummocks, ki so jih med prvimi opisali Högbom, Troll in Sharp (po Embleton-King 1968). Z opisi pogojev, v katerih nastajajo te periglacialne oblike, se ujema tudi fino peščeni sestav vrhnjega talnega horizonta tik pod rušo, kakor tudi relativno vlažnejša tla. Po Fairbridgeu (1963) spadajo te kriopedološke oblike v skupino strukturnih tal. Običajno nastajajo na ravnih poraščenih in dovolj vlažnih tleh z drobnozrnato sestavo vrhnjega talnega horizonta. Različno nastopanje zamrzovanja in odtajanja glede na globino, granulacijski sestav in vlažnost povzroča krioturbatne ekspanzijske sile, ki delujejo diferencialno v raznih smereh.

Na travnatih pobočjih moren v istih višinah, tj. okrog 5000 m visoko, se uveljavljajo tudi oblike rušnatih teras, kakršne omenja Müller (1958) in kakršne so sicer eden najpogostejših periglacialnih pojavov v gorskem svetu.

Na kratko še o konsolidaciji morenskih pobočij, predvsem notranjih strani bočnih moren. Ta pojav ni najbolj tesno povezan z omenjenimi periglacialnimi pogoji, kakršni vladajo v višinah okrog 5000 m, vendar pa ga ti vsekakor pospešujejo. V obdobju po umiku ledu večja strmina povzroči pospešeno denudacijo in predvsem posipanje različno grobega gradiva navzdol po pobočju, kar ustvarja poseben tip melišč na podnožju. Nad baznim taboriščem so bili lepi primeri tega in tudi naši šotori so stali med številnimi velikimi ledeniškimi balvani. Ni dvoma, da to ni bil njihov prvotni položaj, prvotno so bili odloženi nekje na pobočjih in so se že kmalu nato zvalili navzdol.

Skalnata polja ali blokmeri (Felsenmeer) so med najizrazitejšimi in tudi najbolj razširjenimi periglacialnimi pojavi, ki se uveljavljajo v zgornjem delu doline Baruna nad višino 5300 m. Nastajajo zaradi intenzivnega mehaničnega razpadanja kompaktne skalne podlage. Zelo lepe primere izoliranih polj je bilo mogoče opazovati na osojnih pobočjih Šeršontama na poti do kote 5380 m. Pogosto je bilo videti, da ploščato skalovje iz pasovitega biotitnega gnajsa izvira iz neke strmejše stopnje oziroma odloma na pobočju, lahko tudi povsem lokaliziranega. Dobili smo vtis, da se s takšnih krajev skalovje s soliflukcijo in gravitacijo pomika navzdol po pobočju kot počasen plaz. Ploščata oblika skalovja verjetno še pospešuje te transportne procese. Z akumulacijo drobnejšega gradiva nastajajo med skalami majhne stopnje in terasice, vendar jih težko povezujemo s periglacialnimi razmerami.

Omembe zgoraj opisanih periglacialnih pojavov v delih citiranih avtorjev nismo zasledili (Slike 46, 47, 48).

Slika 46:

Skalovje blokmera, detajl. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 47:

Skalovje blokmera na levi strani čelne kotanje nad bočnimi morenami. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 48:

Blokmer, periglacialno skalovje iz razpadlega pasovitega biotitnega gnajsa. (Foto J. Kunaver, 1972)

7 Pregled pomembnejših rezultatov raziskovanja kvartarnih in recentnih poledenitev v Himalaji s posebnim ozirom na dolino Baruna po letu 1972

Literature o kvartarni zgodovini in obsegu poledenitev v dolini Baruna pod Makalujem je razmeroma veliko, vendar vseeno manj kot za sosednje območje Kumbuja, južno od Everesta. Opaziti je mogoče, da doline Baruna marsikateri pomemben raziskovalec himalajske poledenitve ni obiskal, morda zaradi težje dostopnosti tega območja. Lahko pa da se zaradi zatišnosti in manjše razčlenjenosti v primerjavi s sosednjim Kumbujem zdi nekoliko manj relevantna za rekonstrukcije. Tudi kvartarni inventar je pod Makalujem nekoliko skromnejši od sosedstva (Slika 49).

Kljub zgornjim ugotovitvam je dolina Baruna sprva vzbujala precej pozornosti, kar dokazujejo naslednje ugotovitve. Med prvimi so ponesli vest o njej predvsem Francozi, ki so že leta 1955 osvojili vrh Makaluja in jih je spremljala močna strokovna ekipa na čelu z geologom Bordetom.

V novejšemu poznavanju kvartarnega razvoja doline in pripadajočih pobočij je dolgo prednjačil Kalvoda, čeprav je razmeroma redko citiran. V tem območju je pri razlagi reliefa pogosto segal v sam nastanek himalajskega orogena, kar je dokaj izvirna metoda. Zlasti opozarja na tektonsko dinamiko Himalaje, ki pospešuje denudacijo in erozijo. Na poseben način to vpliva na razvoj poledenitve, ki je v srednjem in starejšem pleistocenu ni moglo biti zaradi premajhnih višin gorskih območij. Te so zaradi izostazije in epirogeneze narasle do današnjih vrednosti ali blizu njih šele v mlajšem pleistocenu. Kalvoda se posledično ni toliko poglabljal v drobnejšo morfologijo dolinskega dna in pobočij.

V literaturi o poledenitvi Himalaje večkrat beremo, kako je intenzivnost raziskovanja in sama raziskanost od območja do območja lahko zelo različna. Pod naslovi o kvartarni poledenitvi Himalaje in Tibeta so objavljene razprave, ki v resnici obravnavajo le izbrana območja. Take so na primer objave francoske raziskovalke Monique Fort (2004), podobno je z nekaterimi objavami Owena in sod. (1998). Dostopnost in dosegljivost je lahko ovirana tudi povsem administrativno. Zato posamezna območja Nepala še vedno niso enako lahko dosegljiva. Poseben problem je pripadnost različnim klimatskim območjem, njihova spremenljivost in zlasti različna izpostavljenost monsunskim padavinam, kar je veliko odvisno od višine in usmerjenosti gorskih verig. Posledica vsega tega so nekoliko različni scenariji kvartarne poledenitve. Tudi ni vseeno, kakšen strmec imajo doline, ker sta bili tudi od tega odvisni hitrost gibanja ledu in razdalja, ki so jo ledeniki lahko dosegli. Velike višinske razlike so povzročile tudi katastrofalne dogodke, kot so podori, zemeljski plazovi, poplave, kar vse ovira rekonstrukcijo. Poledenela so bila tudi nekatera izolirana območja.

V obsežni razpravi Wismanna (1959) o današnji poledenitvi in snežnih ločnicah v Visoki Aziji, ki je temeljno delo za ta vprašanja, podatkov iz doline Baruna oziroma jugovzhodne okolice Makaluja še ni bilo.

Bordet (1961) je v dolini Baruna razlikoval samo med pleistocensko in recentno poledenitvijo. Kalvoda (1979a, str. 20–24) na osnovi razvoja poledenitve v sosednjem ob-

močju Kumbu pod Everestom razlikuje naslednjih pet značilnih obdobij kvartarnega morfogenetskega razvoja:

- 0,5–0,1 (m. let, 500–100 Ka): zastoj tipa Dusa, srednji do zgornji pleistocen, v katerem sta bila oba ledenika združena. To naj bi bilo največje ledeniško napredovanje, ko naj bi združena barunska ledenika dosegla debelino 250 m. Kalvoda se ne izjasni, do kod bi največ segel ta enotni ledenik, le da se je ob koncu pleistocena umaknil do podnožja Makalujskega masiva. Glavni zastoj v tem obdobju naj bi bil prav tu, na širšem območju baznega taborišča;
- 0,1–0,01 (100–10 Ka): zastoj Changri, zgornji pleistocen do mlajši holocen, najprej umikanje, nato napredovanje. Kalvoda ta zastoj primerja s sistemom čelnih moren med Šeršonom in jezerom Barun (Dud) Pokri, oziroma na Budovem vrtu;
- 0,01–0,004 (10–0,4 Ka): zastoj Kumbu, zgodnji holocen, nazadovanje, hipno napredovanje;
- 0,004–0,001 (0,4–0,1 Ka): zastoj Lingten, pozni holocen, nazadovanje, napredovanje.

Slika 49: Poledenitve v dolini Baruna po avtorjih.

Bordet (1961)	Kunaver (1974)	Kalvoda (1979a; 2013, str. 324)	Kuhle (2005)	Büchler (2019)	Richards (2014), (Khumbu)
holocenska poledenitev	mala ledena doba	0,1-0,01 Ka, subrecentno obdobje	recentne morene, XI-XII,	pozni holocen (~ 3 ka)	Lobuche (ca. 1–2 ka)
pleistocenska poledenitev	LGM	0,4-0,1 Ka, pozni holocen zastoj Lingten	1820-1900, mala ledena doba, morene VIII-X, šest faz,	zgodnji holocen (~ 8 ka)	Chukung (ca. 10 ka)
	starejši würm, ali še starejše	10-0,4 Ka, zgodnji holocen, zastoj Khumbu	neoglacial, morene V-VII, tri faze,	pozni pleistocen (~ 12 ka)	Periche (ca 18-25 ka)
		100-10 Ka, zgornji pleistocen do mlajši holocen	13000-13500 let p.s. pozni pleistocen, I-IV, štiri faze	morene LGM (19-23 ka pred sedanjostjo, MIS2) in morene, starejše od LGM, manjkajo	
		zastoj Changri	80-18.000 let, MIA, O		
		500-100 Ka, srednji do zgornji pleistocen			
		zastoj Dusa			

Velikopotezno se je doline Baruna, vse do njenih najvišjih pobočij, lotil Kuhle v okviru razprave o največji poledenitvi Tibeta in Himalaje (2005). V dolino Baruna je prišel s predpostavko o izjemno veliki poledenitvi (ali celo poledenitvah) v starejšem würmu (ali še prej), katere (-ih) sledove je našel v različnih območjih vzhodne Himalaje in Tibeta. Na pregledni karti (str. 194) je njegovih raziskovalnih območij kar 32. Obsežna razprava kaže, kolikšen pomen avtor posveča pojavu »maksimalne« poledenitve (Maximum Ice Age, MIA), katere učinki naj bi bili na terenu mnogo bolj zastopani, kot se je mislilo prej. Dolini Baruna namenja 33 strani razprave in kar 22 črno-belih fotografij (str. 207–240). Njegova metoda je zanimiva zaradi množične uporabe fotografij, na katerih s posebnimi znaki kaže in opozarja na sledove različno starih poledenitev.

Od številnih opisanih in evidentiranih starejših in mlajših poledenitev in njihovih sledov omenjamo le izbrane. Kuhle je v dolini Baruna odkrival ostanke starejših moren, s pomočjo razlike med bolj in manj obrušenimi pobočji je ugotavljal največjo višino ledu v času LGM (trimline). Trdi, da so sledovi ledeniške abrazije in poliranja okoli Makaluja v poprečju 6200 m visoko, maksimalno celo 6450 m. Kuhleju (2005, str. 208) so dokaz o ledeniški abraziji v obdobju največje poledenitve tudi trikotno oblikovane stene (triangle shaped slopes), skalni roglji (rock bars, riegels), polirane pobočne pregrade (polished mountain spurs) in ledeniške grbine, ki pa jih pobliže ne predstavi. Bralec, še posebej nepoučen, iz tega ne more spoznati, za kakšne reliefne oblike v resnici gre. Hkrati Kuhle opisuje tudi sledove mlajših poledenitev. Pri tem se poslužuje velikih panoramskih fotografij.

Panoramska slika 7 (Kuhle, 2005, str. 224 in 214) na primer kaže območje, do kamor smo raziskovali tudi sami, in sicer dno doline z dvojnim jezerom Barun (Dud) Pokri ter morene LIA (Little Ice Age) in višje ležeče bočne morene pozne pleistocenske ali pozno würmske poledenitve. Kaže tudi viseč pobočni ledenik pod Makalujem, ki je segel do dna še v obdobju 1920–1950, v zadnjih desetletjih pa se je že močno umaknil navzgor in se še umika. Na sliki je čelna morena male ledene dobe (LIA), označena kot zastoj X, na spodnji strani jezera. Jezero je po Kuhleju dejansko dvojno, ker so med obema ostanki zastoja XI.

Bočne morene v okolici baze, oziroma približno 200 nad njo in na obeh straneh doline ter hkrati nad jezerom Barun (Dud) Pokri so po Kuhleju iz obdobja IV. V dnu doline pa so iz obdobja X, ki ustreza mali ledeni dobi v obdobju 1820–1900.

Kuhle (2005, str. 213) po Kalvodi povzema geološko zgradbo Makalujeve piramide, katere jugozahodno steno v najvišjem delu, nad višino 6250 m, gradi miocenski leukokratski makalujev granit. Pod njim pa goro sestavlja predkambrijski paragnajs. Ne soglaša pa z njegovim datiranjem ledeniškega razvoja.

Na strani 214 piše o bočnih morenah (Budov vrt), ki so po njegovem 120 do 150 m nad dnom doline in predstavljajo stadij IV, kar je enako poznemu würmu (13.000–13.500 let pr. n. št. Drugače kot Kalvoda vidi genetsko povezanost teh s čelnimi morenami nad Šeršonom, čeprav na geomorfološki karti (1 : 140.000, podlaga E. Schneider) pa tudi na fotografijah, to ni povsem jasno označeno, niti povedano. Kuhle (2005, str. 214) drugače kot Kalvoda genetsko povezuje bočne morene na desnem (Budov vrt) in levem bregu, ki jih uvršča v stadij IV (LGM, zadnja pleistocenska poledenitev) s čelnimi morenami nad Šeršonom.

Na panoramski fotografiji na str. 327–328, ki jasno kaže zaključen, a od sedanjega ledeniškega odtoka Baruna predrt morenski lok, oznake IV, ki bi jo pričakovali, ni, pač pa VII. Prej omenjene bočne morene na obeh straneh doline, ki naj bi bile istodobne, iz stadija IV (LGA), Kuhle (slika 8) na desni strani doline označuje z V, na levi strani (slika 7) pa s IV. Tako kot pri Kalvodi smo se o sklenjenosti in genetski istodobnosti omenjenih višjih bočnih in 4 km nižjih čelnih moren ponovno prepričali s pomočjo Google Eartha. Zato si upamo podvomiti v pravilnost Kuhlejevih oznak za starost moren na omenjeni fotografiji. Če imamo opravka z enotnim in istodobnim sistemom bočnih in čelnih moren, bi vse morale nositi starostno oznako IV.

Na strani 223 Kuhle sproža vprašanje stika Zgornjega in Spodnjega barunskega ledenika, oziroma kakšno je bilo stanje enega in drugega v istem času. Stik obeh ledenikov je torej zaposloval že dva raziskovalca, Kalvodo in Kuhleja, zdaj pa tudi nas. V čem je težava? V tem, da so se v neposredni bližini znašle čelne morene Zgornjega ledenika iz obdobja LGA (4800 m), katerih površje, tako kot tudi površje pripadajočih bočnih moren, jasno kaže večjo starost na eni strani, in komaj dobrih 500 m oddaljena, mnogo mlajša, grobo skalnata, skoraj 100 m visoka bočna morena Spodnjega ledenika(4600–4700 m). Slednja je po starosti lahko holocenska, najbrž iz male ledene dobe.

Lahko se vprašamo, kako velik je bil Spodnji barunski ledenik v stadiju IV (LGA), če so že njegove mlajše morene tako mogočne in kakšen je torej primerjalno bil takrat Zgornji barunski ledenik in do kam je segal. Najenostavnejši odgovor bi bil, da je vsa morenska zapolnitev doline Baruna, ki smo jo skupaj z velikimi balvani ugotavljali od tu, od nedavnega čela Spodnjega barunskega ledenika pa vse do planine Ne v dolžini cca 5 km nasutje Spodnjega v stadiju IV. Pri tem naj bi sodeloval tudi Zgornji ledenik in ko sta bila oba ledenika združena. Kuhle (2005, str. 223) meni, da je najdlje segal Spodnji barunski ledenik, skoraj do Mera Kharke.

Ko je to maksimalno stanje minilo, sta se oba ledenika najbrž umaknila daleč navzgor, a se nato precej zmanjšana vrnila v nov položaj, ki ga v primeru Zgornjega kažejo čelne in bočne morene nad Šeršonom. Pri tem je zanimivo, da podobnih oziroma podobno lepo izoblikovanih moren, ki bi jih odložil Spodnji, ni mogoče videti ali najti, razen če mu pripišemo razgibano, z morenskim gradivom na debelo zasuto območje omenjene stopnje nad planino Ne. Nekaj čelnim morenam podobnih nasipov tu je mogoče zaznati, celo nekakšen dolg, s smerjo ledenika vzporedno potekajoč nasip. Ne smemo pozabiti, da so se v prostor pod Spodnjim ledenikom, ki je celo nekoliko zožen, iz več smeri zgrinjale ledene mase. Če je to res, ali bi v tem stadiju moral ta ledenik biti daljši in debelejši, oziroma višji od Zgornjega?

Tu se morda pokaže, da je bil in je morda še Spodnji barunski ledenik bolj izpostavljen vlažnim vetrovom in obilnejšim padavinam z juga, saj sicer ne bi mogel imeti svojega današnjega zaključka kar 600 m nižje od Zgornjega. Spodnji barunski ledenik ima v zaledju obsežno akumulacijsko območje med vrhovi Čamlang, Baruntse in Pik 4. Medtem pa se Zgornji barunski ledenik hrani z manj leda iz precej sušnejših območij najvišjega dela doline Baruna. Zgodba o ledeniškem stanju v času MGA, katere avtor je M. Kuhle, ko sta oba ledenika imela po kilometer debeline, je kajpada povsem nekaj drugega.

Kuhle omenja tudi obstoj talne morene iz stadija III 20 km nižje. Takega materiala sami nismo zasledili.

V območjih dolinskih razširitev (po Kuhleju valey chambers), kot je npr. okolica baze, je imel ledenik debelino do 1200 m, na stiku med obema ledenikoma 1300 in v nižjem delu doline 1150 m. Pri določanju izvora ledeniškega gradiva si je Kuhle pomagal z analizo kremenovih zrn iz mlajših moren, pri čemer je bilo 57–71 % mehanično zdrobljenih, 25 % fluvialno poliranih in največ do 18 % eolsko obdelanih. Kuhle (glej sliko 13, str. 334) omenja tudi »riegel-like rock pillars«, ki jih je najprej brusil glavni ledenik v stadiju O, pozneje pa so jih obrusili in priostrili pod pravim kotom na glavno dolino stranski bočni ledeniki v času LGA, oziroma stadiju IV. To so že omenjene, kaninskim skednjem (Kunaver, 1983) zelo podobne, genetsko pa identične pobočne pregrade. V podnapisu k sliki 13 jih imenuje drugače, »separating crests«, oziroma »mountain spurs«. K njim se še vrnemo. Avtor te razprave je v tem delu doline, ki je blizu prave ledeniške U-doline, postal pozoren na številne druge, že omenjene dokaze o ledeniški abraziji, kot so školjkasto oblikovane spodjede in spodmoli, iz katerih so padli veliki skalnati bloki. Mimogrede, omenili smo že njihov verjetni nastanek, ki ni možen samo kot ledeniški mlin, ampak se ponuja tudi luščenje kamnine zaradi podzemskega zamakanja in učinkovanja zmrzali. Kuhle je našel tudi vodoravno usmerjene ledeniške raze (strie) v vertikalnih obrusih. V tem delu doline Baruna je določil »trimline« na 5800 m, kar se nam zdi zelo visoko.

Spodnja dolina Baruna je po Kuhleju v višinah od 3550 do 2710 m bolj rahlo ledeniško obrušena V-dolina. Barun Bazar je sotočje z Arunom na 1100 m. Pred njim je dolina najstrmejša in V oblike. V tem spodnjem delu se pojavljajo celo ledeniški mlini. Tu naj bi barunski ledenik dosegel Arun Nadi z debelino 800 m, kjer bi ga zajezil Arunski ledenik.

Pomemben, a nekoliko vprašljiv se nam zdi tudi Kuhlejev (2006) povzetek o starosti in številu ledeniških napredovanj v poznem pleistocenu, v katerem ponavlja svoje prejšnje navedbe, da naj bi jih bilo skupno celo 14. V tej zvezi samo opomba, da po njem kaže na predzadnji ledeniški zastoj tudi delno poplavljeno ledeniško gradivo na jugovzhodnem delu jezera Barun (Dud) Pokri, ki je bolj videti kot nepravilno razmetana talna morena, v obliki številnih nepravilno razporejenih nizkih gričev. Videti je, kot bi bila ta odložena v čelni kotanji zadnjega ledeniškega napredovanja Zgornjega barunskega ledenika v času male ledene dobe LIA. V celoti in v primerjavi z lastnimi opažanji imamo vtis, da Kuhle nekoliko pretirava v številu poznopleistocenskih ledeniških napredovanj in proglaša za ostanek zastoja tudi tisto, kar to ni (Sliki 50, 51).

Slika 50:

Ledeniško zaobljeno pobočje na Šeršontamu kaže na starejšo würmsko poledenitev, kar je opazil tudi Kuhle (2005).
(Foto T. Goslar, 2014)

Slika 51:

Ledeniško izravnan hrbet domnevno starejše morene, na desnem bregu doline nad čelno kotanjo Zgornjega barunskega ledenika (5200–5300 m). (Foto J. Kunaver, 1972)

Ena najnovejših raziskovalk obravnavane tematike v dolini zgornjega Baruna je Laura Büchler (2019) s svojo magistrsko nalogo o določanju starosti bočnih moren barunskega ledenika s pomočjo kozmogenih radionuklidov. Iz povzetka (str. 57–58) na kratko predstavljamo glavne rezultate, saj omogočajo primerjave in jasnejše ter realnejše predstave. Gre za eno novejših in natančnejših geokronoloških metod za vpogled v klimatska in ledeniška dogajanja in razvoj v mlajšem pleistocenu. Z njeno pomočjo je določevanje časa odložitve ledeniških moren zanesljivejše. S tem so se bolj jasno pokazale na primer razlike med časom in intenzivnostjo poledenitev ne samo v posameznih delih Himalaje, ampak celo v neposrednem sosedstvu. Avtorica si je za rešitev svoje naloge izbrala zelo omejen prostor, ki pa izstopa s svojimi jasno izraženimi in dobro ohranjenimi reliefnimi oblikami ter sedimenti. To je t. i. Budov vrt in njegove bočne morene, cca 150 do 200 m tik nad bazo. V istem območju smo se zadrževali tudi sami in se tu še najbolj in najdlje ukvarjali s pojavi, ki kažejo na nekoliko večjo starost poledenitve. Izbira tega območja za podrobnejšo analizo ni presenetljiva, bolj to, da smo nanj postali pozorni že zgodaj, za nami pa delno tudi drugi. Büchlerjeva si je za analizo izbrala iz makalujskega granita zgrajene ledeniške balvane, odložene v eni od poledenitev na robu Zgornjega barunskega ledenika. Iz pridobljenih vzorcev je laboratorijsko izmerila čas, v katerem so bili izpostavljeni kozmičnemu bombardiranju. Ugotovila je, da so v dolini zgornjega Baruna ohranjene morene treh poledenitev (glacial advances): prvo je pozno pleistocensko (~ 12 ka), zgodnje holocensko (~ 8 ka) in pozno holocensko (~ 3 ka). Poleg tega je uporabila tudi metodo s pomočjo kladiva Schmidt-Hammer ter metodo določanja relativne starosti s pomočjo debeline preperelinskega kolobarja na prodnikih. Primerjave rezultatov posamičnih metod se časovno ujemajo.

Rezultate raziskovanja je primerjala s sosednjim območjem Kumbuja in ugotavlja, da v dolini Baruna manjkajo morene LGM (19–23 ka pred sedanjostjo, MIS2) in morene, starejše od LGM. Avtorica omenja še šest drugih moren v bližini baze, ki pa niso bile datirane. Veliko število odloženih morenskih nasipov kaže na občutljivost ledenika na kli-

matska nihanja v smislu poletne snežne akumulacije in monsunske variabilnosti, kar je drugače kot v srednjih širinah. Višje temperature zaradi insolacije povzročijo večje izhlapevanje in posledično močnejše padavine ter sneg, s tem pa povečanje ledeniške mase in napredovanje ledenika. Za dolino zgornjega Baruna so bile v geološki preteklosti značilne nezasnežene stene in strma pobočja. Od tod večje mehanično razpadanje, kar je vidno v množini in grobosti morenskega gradiva. Raziskovane morene ne kažejo starosti LGM, pač pa mlajšo, kar je nekoliko nenavadno in težko razložljivo v primerjavi s Kumbujem. Možno je, da so bile starejše morene erozijsko odstranjene in celo da so bile poškodovane zaradi tektonskega narivanja (thrusting). Zato bo potrebno datiranje še drugih morenskih ostankov. Datirane morene so vse mlajše od LGM.

O razvoju in temeljnih vprašanjih pleistocenske poledenitve Himalaje govori še cela vrsta razprav, med katerimi smo izbrali nekatere, ki obravnavajo različno število pomembnih območij. Med njimi ni doline Baruna, ki je, kot že omenjeno, manj razčlenjena in nekaj manj bogata s kvartarjem ter je malo »na robu«. Razprava Owena (Owen in sod., 1998) z naslovom *Kvartarna ledeniška zgodovina Himalaje* obravnava enajst območij, med njimi tudi pogorje Bararate Himal s Šiptong La s prelazom na 4200 m (napačna, a precej pogosta raba je Šipton La), čez katerega vodi pot v Barun. Owen opisuje enajst območij, enkrat citira tudi Kalvodo, a dolina Baruna ostane neomenjena.

Monique Fort (2004, str. 262, 275–276) obravnava 14 območij, enako kot prejšnja tudi Šiptong La. Dolina Baruna pa tudi v tem primeru ni predmet obravnave in primerjave, razen omembe njene geografske lege in usmerjenosti. Avtorica na sintetičen način opozarja na vrsto dejstev, dejavnikov in ugotovitev, ki jih je mogoče primerjati tudi z dolino Baruna. Eden ključnih problemov raziskovanja nepalskih ledenikov je zlasti oteženo ločevanje med ledeniškimi in neledeniškimi sedimenti. Dalje, noben od nepalskih ledenikov tudi ni posebno dolg, največ do 20 km. Tisti, obrnjeni proti jugu, so krajši, oni, vzporedni z gorskimi grebeni, pa daljši. Srednje- in zlasti vzhodnonepalski ledeniki dobivajo največ monsunskih padavin, od tega v obliki snega le v najvišjih delih.

Prav Monique Fort opozarja, da je v tem delu sveta še veliko neznank, povezanih z nezadostno pokritostjo vseh pomembnejših območij z raziskovalnimi rezultati, ki bi jih dobili s sodobnimi datacijskimi metodami. Pri določanju absolutne starosti je neobhodna uporaba metode kozmogenih radionuklidov ter metode optično stimulirane luminiscence. Opozarja na posledice površnosti, če ne upoštevamo značilnosti lokacije vsakega od vzorcev. Zanimiva je tudi njena osvetlitev problema ekspozicije, zaradi česar so na južno stran obrnjene doline zaradi monsunske cirkulacije bolj obdarjene s padavinami, kot tiste z vzporedniško smerjo (npr. dolina Spodnjega barunskega ledenika) ali pa smerjo jugovzhod–severozahod, kakršno ima najvišji del doline Baruna. Dalje se ji zdi še vedno nedorečeno, ali zadnja poledenitev odgovarja starosti morskega kisikovega izotopa (MIS) 2, 3, ali 4. Več je indikacij, da v Himalaji višek zadnje poledenitve (LGM) sovpada z MIS 3 in ne MIS 2. Tudi ni vseeno, da je vzhodni Nepal močneje izpostavljen indijskemu monsunu, ki prinaša najvišjim goram poletni sneg, zahodni (mediteranski) vetrovi pa zimskega. Med vzhodnim in zahodnim Nepalom so v tem pogledu razlike, še bolj med vzhodnim Nepalom in Karakorumom. Slednji ima poleti sušo, sicer pa bistveno daljše ledenike. Kar zadeva razmere v kvartarju, je zanimivo, da so bile najvišje gore (Everest itd.) takrat manj obdarjene s snegom (zaradi višinske sušnosti) kot nekoliko nižji in južneje ležeči masivi (npr. Gorka Himal).

Fortova slednjič opozarja na pomembnost hierarhije učinkovitosti dejavnikov, ki je še nimamo in ne poznamo.

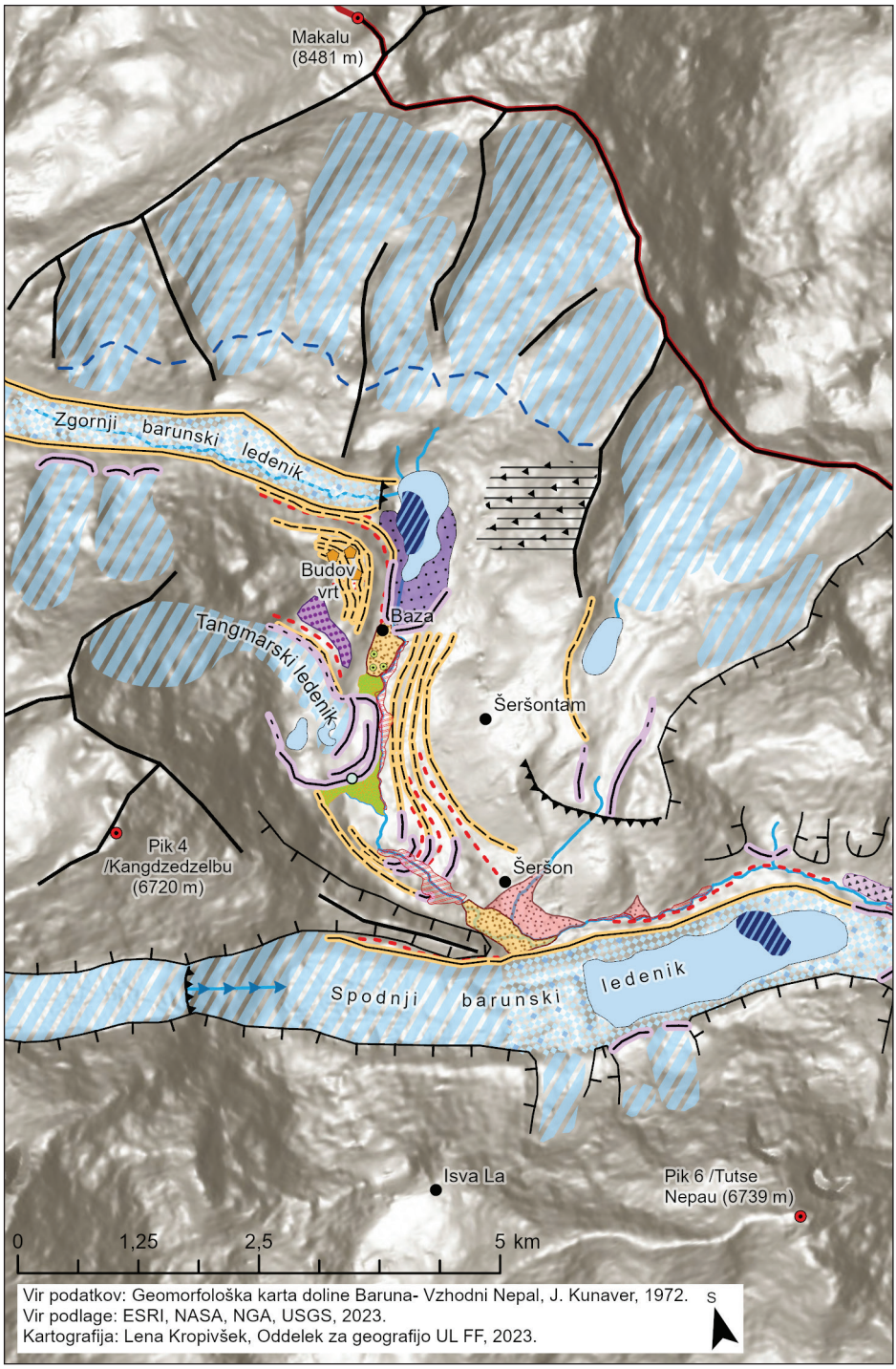
Richards in sod. (2014), obravnava zlasti območje Kumbuja, kjer s pomočjo termoluminiscenčne metode razlikuje naslednji razvoj poledenitve v mlajšem pleistocenu, oziroma tri ledeniška napredovanja: najstarejši je ledeniški stadij Periche (cca 18–25 ka) drugi je ledeniški stadij Chukung (ca. 10 ka) in tretji ledeniški stadij Lobuche (ca. 1–2 ka). Periche stadij odgovarja MIS 2 oziroma zadnjemu pleistocenskemu ledeniškemu napredovanju. Chukung stadij odgovarja poznemu glacialu ali zgodnjeholocenskemu ledeniškemu napredovanju, stadij Lobuche pa ledeniškemu napredovanju v poznem holocenu, pred malo ledeno dobo.

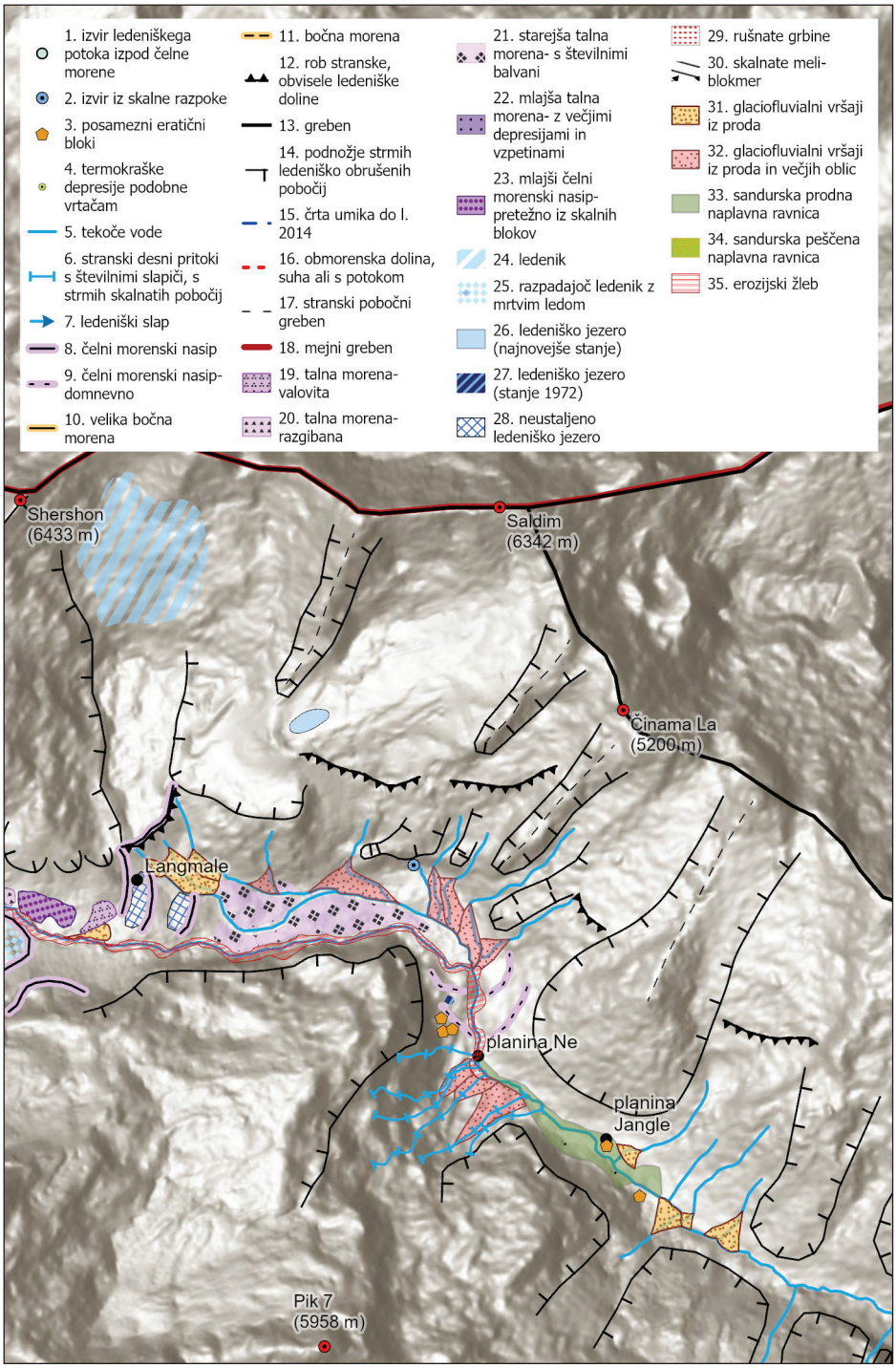
8 Geomorfološko kartiranje doline Baruna leta 1972 in kasneje

Neobjavljena geomorfološka karta iz leta 1974 (Kunaver, 1974, priloga) je bila izdelana na osnovi terenskega dela v dolini zgornjega Baruna v drugi polovici septembra in oktobra 1972. Kolikor je znano, je bil to prvi poskus te vrste v tem območju. V istem območju je v letih 1973–1977 geomorfološko kartiral tudi Kalvoda, ki za naša prizadevanja in delo, kot kaže, ni veliko vedel, in obratno. V njegovi razpravi (1979) na kratko omenja dve jugoslovanski odpravi na Makalu, vendar brez kakršnihkoli podrobnosti. Navaja tudi vir te informacije, in sicer knjigo Makalu (MK, 1974). V njej smo na straneh 101–104 zapisali, da smo geomorfološko raziskovali dolino Baruna, celo o pojavu različno starih moren, a Kalvoda o tem molči (Slika 52).

Pozornost smo izrazito usmerili v sledove ledeniških in periglacialnih, deloma tudi glaciofluvianih procesov v dnu doline Baruna in to še precej kilometrov pod današnjimi ledeniki in njihovimi sedanjimi ali preteklimi ledeniškimi zastoji. Najrazličnejših pojavov tega ali drugega nastanka smo na terenu našli zelo veliko. Geomorfološke posebnosti, kot smo jih v dolini Baruna zaznali sami, se zrcalijo v kar 49 znakih, skupaj z antropogenimi pojavi kar 54 znakov oziroma 55 (znak 48). Od tega je znakov za makroreliefne erozijske oblike osem (1–6, 26 in 50), en znak za mikroreliefno obliko ledeniško erozijskega nastanka (živoskalni ledeniški obrus v dolinskem dnu, 7), deset znakov za različne ledeniške akumulacijske oblike in druge obmorenske pojave (8–17), šest znakov za glaciofluvialne akumulacijske pojave (18–23), dva znaka za drobno morfologijo morenskih nasipov (24–25), dva znaka za akumulacijske pojave gravitacijskega nastanka (27–28), znak za periglacialno skalovje (blokmer, 29), znak za posebne pojave na uravnjenem morenskem terenu (buttes gazones, 30), znak za posebne pojave na površju sandurja (termokraške depresije, 31), dva znaka za ledenike (32–33), sedem znakov za vodne pojave (34–40), dva znaka za zgornjo gozdno in drevesno mejo (41–42), pet znakov za antropogene pojave (43–47), znak za lokacijo z nedokončanim raziskovanjem (48), znak za lokacijo pedološkega profila (49) in pet znakov za starost sledov posameznih poledenitev (50–55). V tej razpravi objavljamo prvotno manuskriptno geomorfološko karto v vsebinsko in teritorialno nekoliko zmanjšanjem obsegu.

Slika 52: Geomorfološka karta zgornje doline Baruna (po manuskriptni geomorfološki karti iz leta 1972).




1. izvir ledeniškega potoka izpod čelne morene
2. izvir iz skalne razpoke
3. posamezni eratični bloki
4. termokraške depresije podobne vrtačam
5. tekoče vode
6. stranski desni pritoki s številnimi slapiči, s strmih skalnatih pobočij
7. ledeniški slap
8. čelni morenski nasip
9. čelni morenski nasip-domnevno
10. velika bočna morena
11. bočna morena
12. rob stranske, obvisele ledeniške doline
13. greben
14. podnožje strmih ledeniško obrušenih pobočij
15. črta umika do l. 2014
16. obmorenska dolina, suha ali s potokom
17. stranski pobočni greben
18. mejni greben
19. talna morena-valovita
20. talna morena-razgibana
21. starejša talna morena- s številnimi balvani
22. mlajša talna morena- z večjimi depresijami in vzpetinami
23. mlajši čelni morenski nasip-pretežno iz skalnih blokov
24. ledenik
25. razpadajoč ledenik z mrtvim ledom
26. ledeniško jezero (najnovejše stanje)
27. ledeniško jezero (stanje 1972)
28. neustaljeno ledeniško jezero
29. rušnate grbine
30. skalnate melišče-blokmer
31. glaciofluvialni vršaji iz proda
32. glaciofluvialni vršaji iz proda in večjih oblic
33. sandurska prodna naplavna ravnica
34. sandurska peščena naplavna ravnica
35. erozijski žleb
Shershon (6433 m)
Saldim (6342 m)
Činama La (5200 m)
Langmale
planina Ne
planina Jangle
Pik 7 (5958 m)

Kakšen je namen in pomen geomorfološke karte doline zgornjega Baruna? To ni samo enostavna kartografska ilustracija zgornjega geomorfološkega opisa reliefa dna te doline, temveč mnogo več. Z geomorfološko karto želimo pojasniti več pojavov, katerih lokacija pojasnjuje vzroke nastanka. Brez tega bi to ostalo nepojasnjeno. Tudi kombinacija, oziroma prostorska bližina posameznih pojavov je pomembna. Pojav sandurja je na primer izrazito navezan na bližino recentnega čela Zgornjega barunskega ledenika. Značilno in zanimivo je, da Spodnji ledenik takega sandurja nima. Lahko pa bi kot takega proglasili širšo ravnico med planinama Jangle in Ne (Sliki 53, 54).

Slika 53:

Sandur, pogled od spodaj proti čelnemu nasipu holocenske starosti, za katerim je ledeniško jezero Barun (Dud) Pokri. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 54:

Pogled na Sandur s termokraškimi vdolbinami in baznim taborom leta 1972. (Foto J. Kunaver, 1972)

8.1 Primerjava dveh geomorfoloških kart

Kalvodov pristop h geomorfološki problematiki (1979) je precej drugačen od našega, a nekaj stvari je vseeno skupnih. Tudi ta avtor se je na primer odločil na karti prikazati antropogene elemente v pokrajini, kakor tudi nekatere vegetacijske posebnosti, kot v našem primeru. V osnovi pa izhaja iz temeljne geološke situacije, to je nastanka in razvoja himalajskega orogena ter njegovega vpliva na današnji izgled reliefa. To je rdeča nit, ki se vleče skozi skoraj vse Kalvodove razprave o dolini Baruna in drugih himalajskih območij. Odkritje njegove geomorfološke karte je bilo neke vrste presenečenje, že zato, ker odpira vprašanje načina predstavitve geomorfološke problematike tega območja. Kalvodova geomorfološka karta, ki ima naslov »Geomorphological map of the Barun area« in je v precejšnji meri sintetična, prikazuje samo najvišji del doline Baruna, od Šeršona navzgor pa vse do zadnjih krnic in vrhov. Po našem mnenju manjka označba, da gre za območje zgornjega ali celo najvišjega dela doline Barun. Samo za tisti del te doline je bila takrat na voljo tudi topografska karta Schneiderja. Karta obsega 36 znakov, od katerih je sedem kategorij znakov (endogenic forms) namenjenih prikazu tektonsko vplivanih vrst reliefa. Med njimi so na primer pobočja, ki bi jih po naše imenovali skladna. Kalvoda jih imenuje strukturne platforme z naklonom 10°. Enajst znakov (exogenic destructional forms) je namenjenih kamninski zgradbi in mega reliefnim oblikam, eksogenim akumulacijskim oblikam (npr. morenam različne starosti) namenja devet znakov, ledeniškim in hidrološkim pojavom šest znakov (npr. meja stalne poledenitve) ter organogenim in antropogenim pojavom tri znake (npr. zgornja meja sklenjene vegetacije in skeletnih tal).

Primerjava Kalvodove in naše geomorfološke karte sicer nima kakšnega posebnega smisla, čeprav je potrebna. Kajti pogledi na geomorfološki inventar in geomorfološko interpretacijo so od avtorja do avtorja različni. Geomorfološko kartiranje še zdaleč ni tako enotno in univerzalno in tudi zdaleč ni tako dognano, kot je geološko. Je pa nujno potrebno zaradi spoznavanja reliefne in morfogenetske raznolikosti (Slike 55, 56, 57, 58).

9 Geomorfološki razvoj pobočij in obviselih dolin nad srednjo dolino Baruna

Po tolikem času bi bilo primerno isto pokrajino ponovno obiskati in preveriti, spremeniti ali podkrepiti ugotovitve in trditve. Geomorfološka karta, ki je bila narisana kmalu po vrnitvi iz terena, je neke vrste nadomestilo za to. Kajti na njej z nekaterimi znaki opozarjamo tudi na pojave, ki jim ni bilo mogoče posvetiti dovolj pozornosti. Taka so na primer pobočja na levem bregu Baruna med Langmale in Pengmala, v katerih prevladujejo stranske obvisele doline in že nekajkrat omenjeni vmesni, v smeri strmca potekajoči pobočni grebeni. Od prvotno bolj bežnih ugotovitev je temeljitejše opazovanje in sklepe omogočila uporaba satelitskih posnetkov v aplikaciji Google Earth. Že omenjene premočrtne štrline ali pobočni grebeni, neke vrste pobočni arête (Kunaver, 2016, 50, arête de pente, spur, ridge), so najbrž lahko nastali ne samo v eni, temveč v več poledenitvenih fazah in to s pomočjo ledeniške erozije. O slednjem, na-

Slika 55:

Pobočni ledenik nad Barun (Dud) Pokri, spredaj zaradi limonitizacije značilno rdečkasto obarvan balvan iz gnajsa (pasoviti biotitni gnajs. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 56:

Ledeniško obrušeno površje v podlagi iz gnajsa, tik pod enim od Makalujevih pobočnih ledenikov, leta 1972. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 57:

Ledeniška politura s polmesečnimi iztrganinami. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 58:

Ledeniško jezero Barun (Dud) Pokri leta 1972. (Foto J. Kunaver, 1972)

mreč o ledeniškem nastanku, ne more biti dvoma, saj so jasni sledovi tega ohranjeni v navpičnih stenah zlasti dveh grebenov, med njima enega, ki smo ga lahko opazovali na poti na sedlo Činama La. Stena je ponekod celo nekoliko izpodjedena v spodnjem delu, podobno kot ponekod na Kaninu (Sliki 59, 60).

Slika 59:

Pobočna pregrada tipa skedenj pod sedlom Činama La z ledeniško obrušenim podnožjem. Morenski nasipi so lahko poznowürmske starosti. (Foto J. Kunaver, 1972)

Slika 60:

Tone Wraber in Jurij Kunaver na sedlu Činama La, 5200 m; zadaj v daljavi masiv Kangčendzenge. (Foto J. Kunaver, 1972)

Na tej severni strani doline Baruna smo našteli približno enajst pobočnih grebenov in nekako dvanajst stranskih obviselih dolin med njimi. Kar je značilno in vredno pozornosti, so spremembe v obliki in obsežnosti omenjenih grebenov, ki jih lahko zaznamo pri vsakem od njih, kakor tudi spremembe v povprečni višini dna obviselih dolin. Doline so poprečno dolge 2 km, največ 4 km. Njihovi najvišji deli z ne posebno izrazitimi krnicami so v najnižje ležečih pobočnih dolinah v višini 4200 m, nato pa se postopoma dvigajo, dokler njihova največja višina ne doseže približno 4800 do 5200 m. Omenja jih tudi Kalvoda (2013, str. 324, »ledeniške oblike nastopajo tudi v bočnih, obviselih dolinah in na pregradah med njimi«).

Pri vmesnih pobočnih grebenih smo opazili, da vsi niso enako oblikovani, niso enako obsežni. Nižje ležeči so precej bolj zajetni, debelejši v podnožju, višje ležeči pa so tanjši, bolj vitki. Izrazito ozka in nizka grebena sta samo dva, in prav ta dva dokazujeta, da sta doživela najmočnejše erozijo, ki ju je že skoraj povsem uničila. V tem pojavu bi lahko videli učinek z višino stopnjevane ledeniške erozije. Z drugimi besedami, v višjih območjih je bila ledena odeja debelejša, trajnejša in morda tudi pogostejša ter erozijsko učinkovitejša, in obratno.

Pobočni grebeni terjajo še dodatno obravnavo. Satelitski posnetki kažejo, da se grebeni na pobočjih začnejo od spodaj pojavljati kot strmejši deli. Nato pa se njihovo teme postopoma oži in precej izravna. Izravnave temen večine pobočnih grebenov so presenetljivo podobne, čeprav postajajo postopoma višja. V tem je zagotovo videti ostanek nekega starega površja oziroma paleoreliefa, ki se vleče kot blago nagnjena polica od najnižjih do najvišjih stranskih dolin. Če bi bilo mogoče dokazati, da ves ta paleorelief pripada enemu samemu obdobju nastanka, potem je postopno večanje njegove višine v smeri Makaluja in najvišjih himalajskih vrhov jasna posledica pleistocenskega epirogenetskega dviganja celotnega himalajskega orogena. Nekaj podobnega omenja Kalvoda (1979a), ki govori o »dveh glacigenih denudacijskih nivojih, 4600–5100 in 5650–6050 m »v Zgornji dolini Baruna«. Ne pove pa natančno, kje sta razvita.

S pomočjo digitalne karte My Maps je mogoče ugotoviti, da je srednja višina zgornjega uravnanega dela pobočnega grebena med enim in drugim različna za približno 100 m. Na enem od najnižje ležečih grebenov je srednja višina približno 4200 m, na enem najvišje ležečih pa je med 5300 in 5400 m. Na razdalji približno 10 km je višinska razlika med dvema pobočnima grebenoma, ki bi bila lahko ostanek istega erozijskega površja, predvidoma predpleistocenske starosti, danes več kot 1000 m.

Pravkar obravnavano pogorje je v svojem srednjem delu nekoliko višje in širše od pogorja na južni strani doline. Na južni strani (Bararate Himal) ni tako pravilnega zaporedja obviselih dolin, ki so zaradi manjše gorske gmote tudi za pol krajše. A na območju Pika 6 se pod njim širi obsežna nagnjena polica, ki izkazuje podobno višino kot pobočni pregibi in srednje višine pobočnih grebenov na nasprotni strani doline. Najbrž ta podobnost ni slučajna (Slika 61).

Slika 61:

Pogled iz Budovega vrta, z leve na: Lotse Šar, Lotse in Mount Everest. Spredaj Zgornji barunski ledenik, tipa »debris covered glacier«, v stanju zastoja, taljenja, zniževanja in umikanja že leta 1972. (Foto J. Kunaver, 1972)

10 Razprava in sklep

V tem delu na kratko ugotavljamo, kaj je v doslejšnjih interpretacijah spornega ali nedorečenega, kje so še odprta vprašanja.

Kalvodova (1979b, str. 20–23) rekonstrukcija poledenitve zgornje doline Baruna ima po našem mnenju naslednje pomanjkljivosti. Prvič, njegova geomorfološka karta (1979), ki ji je kot podlaga služila Schneiderjeva karta, ima vzhodni rob komaj 4 km od jezera Barun (Dud) Pokri. Tik nad Šeršonom je Kalvodove geomorfološke karte konec in nižji predeli navzdol do Jangmaleja v njegovih opisih niso zastopani. V opisu in na karti na območju med Šeršonom s čelnimi morenami in ledeniškim jezerom Barun (Dud) Pokri oziroma baznim taboriščem, kar predstavlja razdaljo nekaj nad 5 km, razlikuje sledove ne samo dveh, ampak celo treh poledenitev. Zlasti je sporno, da so po njegovem bočne morene levo in desno (Budov vrt) od jezera oziroma nad sandursko ravnico z baznim taboriščem, s približno višino 5000 m, najstarejšega nastanka. 4 km oddaljene čelne morene pri Šeršonu s približno višino 4800 m pa naj bi nastale v mlajši poledenitvi, z imenom zastoj Changri. Tak vtis sicer daje prekinitev bočnih moren pod t. i. Budovim vrtom na desnem bregu zaradi kasnejšega, holocenskega vdora Tangmarskega ledenika, ki jih je uničil. A med značilnostmi površja čelnih, oziroma bočnih moren nad Šeršonom in onimi na Budovem vrtu ni bistvene razlike. Situacija postane veliko in dokončno jasnejša, če sledimo bočnim morenam iste poledenitve na levem bregu. Začnejo se tik nad spodnjim koncem jezera Barun (Dud) Pokri in se brez prekinitve vlečejo vse do čelnih nasipov nad Šeršonom. Iz tega sledi, da je enaka situacija tudi na desnem bregu. Še več, tako na eni kot na drugi strani je enako število bočnih moren, približno, ali največ pet, medtem ko so najmlajše, morda tri, zabrisane, ker so bile odložene na strmejših pobočjih. Vsaka od bočnih moren se zaključi v lepo oblikovanem loku čelnega morenskega nasipa. To pomembno spoznanje sta omo-

gočila ogled in analiza površja s pomočjo aplikacije Google Earth. Površje značilne, več kilometrov dolge dolinske kotanje pod Makalujem si je bilo mogoče ogledati iz poljubne višine in perspektive, kar je v tem primeru pokazalo, da jo je Zgornji barunski ledenik v tej poledenitveni fazi v celoti zapolnjeval, a ni segel prek Šeršona do Spodnjega barunskega ledenika in se z njim ni združil. Sami smo domnevali, da je to poledenitveno fazo povzročila zadnja würmska ohladitev.

Navedbe Kuhleja o najrazličnejših sledovih t. i. poledenitve MIA visoko v pobočjih bi bile lahko tudi problematične, saj temeljijo na pogledih iz doline, od daleč, tudi zelo daleč. Reliefne oblike lahko izgledajo z ene perspektive tako, z druge drugače, kar še bolj velja za različno osvetljenost. Kuhlejeva dokumentacija v obliki panoramskih črno-belih fotografij z neobičajno dolgim podnapisom oziroma pojasnilom je dokaj originalna in izvirna, priznamo, tudi prepričljiva metoda. Pri navajanju in razlagi posameznih pojavov je avtor, kljub komaj vidnim podrobnostim, presenetljivo suveren. To je mogoče razumeti kot izraz izkušenosti in znanja, kot rezultat dolgoletnega študija številnih podobnih pokrajin. Vprašamo pa se, komu vse je to namenjeno, saj je zainteresiranega avditorija vseeno malo. Kuhleju težko sledi celo poznavalec doline Baruna. Ko se bo našel nov raziskovalec, morda Kuhlejevega formata, bo z drugačnim pogledom in novimi metodami morda sposoben oceniti vrednost njegovih dognanj, jih potrditi ali ovreči.

Glede Kuhlejevega dokazovanja o obstoju poledenitve MIA obstajajo tudi bolj ali manj apriorna zavračanja (Owen, 1998, str. 96). Iz Kalvodove opazke (2013, str. 322) je mogoče razumeti, da Kuhlejevih trditev in opažanj ni mogoče v celoti preveriti. V delih obeh avtorjev je mogoče zaznati sicer medsebojno upoštevanje, a ne na povsem enaki ravni. Na poledenitveno datacijo gledata po svoje, vendar Kalvoda v novejšem času svojo že primerja z novejšo, Kuhlejevo (2013, str. 324). Na splošno je mogoče opaziti, da avtorji različnih interpretacij razvoja himalajskih poledenitev med seboj kar tekmujejo, kdo se bo bolj in prej približal resnici. Pojavljajo se nove in nove razlage, tudi zaradi novih datacijskih metod, svežih idej in na novo raziskanih območij.

Geomorfologija je v primerjavi z geologijo mnogo bolj odvisna od avtopsije, od terestričnega pregledovanja terena, pri čemer je pravilnost interpretacije v celoti odvisna od izurjenosti posameznika, pa še od cele vrste dejavnikov. Zato lahko z zanimanjem pričakujemo nova geomorfološka odkritja v tem delu sveta, oziroma nove in drugačne interpretacije. Tudi zato se nam zdi koristno, da smo s to razpravo vsaj malo osvetlili himalajsko geomorfološko problematiko, a dovolj, da se lahko v slehernem trenutku vanjo bolj poglobimo.

Zahvala

Udeležbo na 4. JAHO in geomorfološko raziskovanje pod Makalujem je avtor med drugim doživel kot uresničitev načrtov in želja, zlasti tistih iz leta 1956, ko je spodletela izvedba 1. jugoslovanske odprave na maloazijski Ararat. Usmeritev v raziskovanje gorskega sveta, posebej Julijskih Alp, se je dodatno osmislila v oddaljeni Himalaji, v sanjskem svetu doline Baruna, po katerem hrepenijo ne samo mnogi občudovalci narave in plezalci vsega sveta, pač pa tudi nepalski domačini. Himalajske gore jim pomenijo duhovnost, odrešitev in izpolnitev želja. Velika hvala za možnost, da sem se

približal temu veličastnemu svetu: moji družini, pokojnemu bratu Alešu, ki je bil vodja 4. JAHO in mu posvečam to študijo, staršem, ki so mi bili najboljši vzorniki, Oddelku za geografijo Filozofske fakultete, ki mi je stal ob strani v času odprave in po njej ter je omogočil to objavo. Zahvalo dolgujem tudi prijatelju upok. prof. geogr. Radovanu Lipuščku iz Tolmina za digitalizacijo prvotnega tipkopisa, še posebej financerjem, ki so leta 1972 omogočili odpravo. Hvala tudi obema urednikoma za potrpežljivo usmerjanje priprave rokopisa za objavo v monografiji.

Literatura in viri

Bordet, P., 1961. *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu*. Pariz: Editions du CNRS.

Bordet, P., 1970. La structure de l'Himalaya. *Bulletin de 1'Association de Geographes Francais*, 379–38O, 47, str. 59–66.

Büchler, L., 2019. *Age Determination of the Outer Lateral Moraines of Barun Glacier in Nepal. Cosmogenic Radionuclide Surface Exposure Dating of Moraines with 10Be and Former ELA and Glacial Extent Reconstructions of Barun Glacier*. GEO 511 Master Thesis, Department of Geography, University of Zurich, str. 74.

Byers, A. C., Byers E. A., Thapa, D., 2014. *Conservation and Restoration of Alpine Ecosystems in the Upper Barun Valley, Makalu-Barun National Park, Nepal. Final Report: National Geographic Society Conservation Trust Grant C259-13*, oktober 2014. The Mountain Institute Technical Report št. 2014.11.

Byers, A. C., Rouncde, D. R., Skugar, D. H., Lala, J. M., Byers, E. A., Regmi, D., 2019. A rockfall-induced glacial lake outburst flood, Upper Barun Valley, Nepal. *Landslides*, 16, str. 533–549.

Byers, A. C., Byers, E. A., Shresta, M., Thapa, D., 2020. Impacts of Yartsa Gunbu Harvesting on Alpine Ecosystems in the Barun Valley, Makalu-Barun National Park, Nepal. *Himalaya, the Journal of the Association for Nepal and Himalaya Studies,* 39, 2, str. 44–59.

Chomolongma – Mount Everest, Mahalangur Himal. Top. karta 1 : 25.000. Herausgegeben vom Deutschen Alpenverein und vom Osterreischen Alpenvereinund und von der Deutschen Forschungegemeinschaft, 1957.

Carpenter, C., 2017. Barun Valley Glacier Lake Outburst Flood, april 20, 2017. *The SubHimalayan*, 29. maj 2017. URL: http://www.subhimalayan.com/barun-valley-glacier-lake-outburst-flood-may-20-2017/ (citirano 7. 7. 2023).

Embleton C., King C., A., M.,1968. *Glacial and periglacial Geomorphology*. London.

Fairbridge R. W., 1963. *The Encyclopedia of Geomorphology*, III. zvezek. New York.

Fort, M., 2004. Quaternary glaciation in the Nepal Himalaya. *Developments in Quaternary Science-Extent and Chronology*, III. zvezek, str. 261–278. Elsevier.

Gavrilovič D., 1965. Kamenice na magmatskim stenama Jugoslavije. Zbornik radova Geografskog instituta PMF, sv. XII, str. 23–39. Beograd.

Gregori, J., B., Petrov, B., 1976. *Scientific results of the Yugoslav Himalaya expedition, 1972: Mammalia = Znanstveni rezultati jugoslovanske himalajske odprave 1972: Mammalia. Razprave*, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, razred za prirodoslovne vede, str. 1–20. Ljubljana.

Hafner, W., 1965. Nepal Himalaya: Bericht einer Reise nach Ostnepal im Jahre 1963. *Erdkunde*, 2, str. 89–103.

Hagen, T., 1963. The evolution of the highest mountain in the world. V: Hagen T., Dyhrenfurth, G.O., Ch. von Fürer-Heimendorf, Schneider, E. (ur.). *Mount Everest. Formation, Population and Exploration of the Everest Region*. London, str. 1–96.

Hellmich, W. (ur.), 1964. *Khumbu Himal: Ergebnisse des Forschungsunternehmens Nepal Himalaya*. 1. zvezek, 1. del, Springer-Verlag.

Kalvoda, J., 1976. The relief of the Himalayas and its recent modellation. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 86, 1, str. 52 in nadalj.

Kalvoda, J., 1979a. The Quaternary history of the Barun glacier, Nepal Himalayas. *Věstnik Ústředního ústavu geologického*, 54, 1, str. 11–23.

Kalvoda, J., 1979b. Geomorphological map of the Barun glacier region, Khumbakarna Himal. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 14, 1, str. 3–38.

Kalvoda, J., Košler, J., Svojtka, M., 2004. Morphotectonic evidence for chronodynamics of uplift in the Eastern Nepal Himalayas. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, XXXIX, 1, str. 149–162.

Kalvoda, J., 2007. Dynamics of landform evolution in the Makalu – Barun region, Nepal 5 Himalaya. *Geografický časopis (Bratislava)*, 59, 2, str. 85–106.

Kalvoda, J., Košler, J., Svojtka, M., 2013. *Landform evolution of the Makalu – Barun region in the East Nepal Himalaya.* V: M. Kuhle (ur.). Tibet and High Asia, št. VIII. Aachen: Shaker Verlag, str. 309–333.

Kalvoda, J., 2020. *The Dynamics of Geomorphic Evolution in the Makalu Barun Area of the Nepal Himalaya*. Praga: P3K Publishers.

Kalvoda, J., A., Emmer, 2021. *Mass wasting and erosion in different morphoclimatic zones of the Makalu Barun region, Nepal Himalaya*. Geografiska Annaler: Series A Physical Geography, 103, 4, str. 368–396.

Kuhle, M., 2005. Maximum Ice Age (Würmian, Last Ice Age, The LGM) Glaciation of the Himalaya – A Glaciogeomorphological Investigation of Glacier Trim-lines, Ice Thicknesses and Lowest Former Ice Margin Positions in the Mt. Everest–Makalu–Cho Oyu Massifs (Kumbu and Khumbakarna Himal) Including Informations on Late-glacial, Neoglacial, and Historical Glacier Stages, their Snow-line Depressions and Ages, *Geojournal*, 62, str. 193–650.

Kuhle, M., 2006a. Reconstruction of the Ice Age glaciation in the southern slopes of Mt. Everest, Cho Oyu, Lhotse and Makalu (Himalaya) (part 1). *Journal of Mountain Science*, 3, str. 91–124.

Kuhle, M., 2006b. Reconstruction of the ice age glaciation in the southern slopes of Mt. Everest, Cho Oyu, Lhotse and Makalu (Himalaya) (part 2). *Journal of Mountain Science*, 3, str. 191–227.

Kuhle, M., 2006c. The Ice Age glaciation (Isotope Stage 4-2) in the southern slopes of Mt. Everest, Cho Oyu, Lhotse and Makalu (Himalaya). *Geophysical Research Abstracts*, 8, 01279.

Kunaver, J., 1974. *Prispevek h glacialni geomorfologiji doline Baruna v Khumbakarna Himalu – Vzhodni Nepal*. Ljubljana: Planinska zveza Slovenije.

Kunaver, J., 1974. Če geograf potuje. S kladivom in kompasom po dolini Baruna. Vreme v bazi. V: Kunaver, A. (ur.). *Makalu*. Ljubljana: Mladinska knjiga.

Kunaver, J., 1974. O geološkem razvoju nepalske Himalaje. *Proteus*, 5, str. 232–239.

Kunaver, J., 1976. O geografiji nepalskih pokrajin. *Geografski obzornik*, 1976, 23, 1-2, str. 23–31.

Kunaver, J., 1983. Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na glaciokraške pojave. *Geografski zbornik*, 22, str. 197–346.

Kunaver, J., 2012. Pod Makalujem s Tonetom Wraberjem in Janezom Gregorijem pred štiridesetimi leti. *Proteus* 1/75, str. 7–15.

Kunaver, J., 2016. Origine et distribution des arêtes de pente (skedenj), des chaudrons à neige (kotlich) et des puits à neige: versant sud-est du massif du Kanin (Slovénie). *Karstologia*. 1er sem. 2016, no. 67, str. 43–52.

Müller, F., 1958. Acht Monate Gletscher- und Bodenforschung im Everestgebiet. V: *Schweizerische Stiftung für alpine Forschungen*. Berge der Welt 1958/59. Zürich: Büchergilde Gutenberg, str. 199–216.

Nepal 1 : 506.880, East Scheet, Second edition GSGS, 1967. Published by D Survey, Ministry of Defence, United Kingdom. London.

Novak, M., 2023. *Geološke značilnosti Nepalske Himalaje s poudarkom na dolini Baruna pod Makalujem*. Rokopis.

Owen, L. A., E., Derbyshire, M., Fort, 1998. The Quaternary glaciation history of Himalaya. *Quaternary Proceeding*, 6, str. 91–120.

Reinhard, J., 1978. Khembalung. The hidden valey. *Kailash – Journal of Himalayan Studies Kathmandu,* 6, 1, str. 5–35.

Richards, B. W. M., Benn, D. I., Owen, L. A., Rhodes, E. J., Spencer, J. Q., 2014. Timing of late Quaternary glaciations south of Mount Everest in the Khumbu Himal, Nepal. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 10, str. 1621–1632.

Schneider, E., 1955–1963. *Topografska karta 1 : 50.000, Khumbu Himal (Nepal)*. Forschungsunternehmen Nepal Himalaya.

Schneider, E., 1964. *Begleitworte* zur Karte Khumbu Himal I und zur Namensgebung. Khumbu Himal. Ergebnisse des Forshungs-unternehmens Nepal Himalaya, Bd.1 (5), V: *Khumbu Himal: Ergebnisse des Forschungsunternehmens Nepal Himalaya*. Prev. Walter Hellmich, 1. zvezek, 1. del, 1964, str. 430–445.

Wager, L. R., 1937. The Arun river drainage pattern and the rise of the Himalayas. *The Geograpnical Journal*, 89, 3, str. 239–249.

Wissmann, H. v., 1959. *Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien, mit Hinweisen auf die vergletscherung der letzten Eiszeit*, Akademie der Wiss. und der Lit. Abhandl. der Mat.-Naturwiss. Kl., Akad. Wiss. Lit. Mainz,14, str. 1101–1407.

Wissmann H. v., 1961. Stufen und Gürtel der Vegetation und des Klimas in Hochasien und seinen Randgebieten: A. Hygrische Raumgliederung und Exposition (Vertical and Horizontal Zones of Vegetation and of Climate in Tibet and Its Surroundings. A. Hygric (Humidity-) Zonation and Exposition of Slopes). *Erdkunde XIV*, 4, str. 249–273.

Terensko raziskovanje avtorja v dolini Baruna od 11. 9. do 28. 10. 1972 (s prekinitvami).