

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ

ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ

Милован Миливојевић

**МЕТОДОЛОГИЈА РЕКОНСТРУИСАЊА
ПЛАНИНСКЕ ПЛЕИСТОЦЕНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ
НА ПРИМЕРУ
ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА**

докторска дисертација

Београд, 2019

UNIVERSITY OF BELGRADE

FACULTY OF GEOGRAPHY

Milovan Milivojević

**METHODOLOGY OF RECONSTRUCTION OF
PLEISTOCENE MOUNTAIN GLACIATION
IN DINARIC-PROKLETIJE MOUNTAINS**

DOCTORAL DISSERTATION

Belgrade, 2019

ПОДАЦИ О МЕНТОРУ И ЧЛАНОВИМА КОМИСИЈЕ

Ментор:

Проф. др Предраг Ђуровић, редовни професор Географског факултета Универзитета
у Београду

Чланови комисије:

др Александар Петровић, доцент Географског факултета Универзитета у Београду

др Тивадар Гаудењи, виши научни сарадник Географског института „Јован Цвијић”
САНУ у Београду

Датум одбране докторске дисертације:

_____ Београд

Захвалност

За израду ове тезе изражавам захвалност Установама, Географски факултет у Београду и Географски институт „Јован Цвијић” САНУ у Београду, које су показале разумевање, пружиле помоћ до крајњих граница својих могућностима и изашле у сусрет да се рад на тези приведе крају.

Такође, захвалност изражавам свом ментору проф. др Предрагу Ђуровићу и члановима комисије, чији су ми стручни савети и усмеравања помогли да превазђем препреке које су стајале преда мном, током израде докторске дисертације. Посебну захвалност дугујем ментору проф. Ђуровићу, на стрпљењу да заједно приведемо крају израду ове тезе.

На стручној помоћи и саветима захвалан сам колегиници др Јелени Ђалић и колегама са Одељења физичке географије Географског института „Јован Цвијић” САНУ у Београду. Захваљујем се свима, који су пружали моралну подршку и охрабрење, и показали разумевању на дужину временског интервала за рад на тези.

Теренска истраживања не би била могућа без логистичке и стручне помоћи локалног становништва са простора истраживања, а пружена ми је од стране породица Комар из Враћеновића, породице Ђонбаљај из Вусања, пријатеља Хајрудина Шабовић из Плава и од стране бројних других људи који су сретани по различитим основима, какве се на терену не могу планирати. Поменуте особе и породице допринеле су да лакше и брже приступим простору истраживања, и помогли су да се сместим и заклоним у случајевима лоших атмосферских прилика. Помоћ од великог значаја при обиласку терена, несебично је пружана од колега са Института, Марко В. Милошевић, Јелена Ђалић, Драгољуб Штрбац, Александра Сплаевић, Марко Филиповић, од којих су поједини у више прилика чинили део тима на теренским истраживањима.

Захваљујем се својој породици, која је у бројним приликама била усамљена, али ми је и поред тога пружала огромну подршку да дођем до циља, као и велику жељу од своје деце да кренемо заједно, те да им покажем мистични „стари пањ” у проклетијској шуми, чему се можда приближава дан, ускоро...

МЕТОДОЛОГИЈА РЕКОНСТРУИСАЊА ПЛАНИНСКЕ ПЛЕИСТОЦЕНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ НА ПРИМЕРУ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

Сажетак:

Највиши делови Динарско-проклетијских планина су током плеистоцена били захваћени глацијалним процесом и формирањем долинских ледника. Њихови морфолошки трагови су и данас очувани и јасно изражени на највишим планинама Балканског полуоства.

Циљ дисертације је креирање нове методе за реконструкцију плеистоцених долинских ледника. Она се заснива на дефинисању улоге морфометријских елемената у контексту узрока, законитости и последица развића глацијалног рељефа (дужина, површина, релативна и надморска висина ледничких долина). На основу морфолошких елемената, одређена је зона изнад и зона испод висине равнотежне линије ледника (*Equilibrium Line Altitude – ELA*), што је полазна основа новог методолошког приступа за реконструкцију развоја ледника током плеистоцене глацијације.

Методолошки део истраживања је извршен на основу узорка од 20 локација у различитим деловима света, од којих су 4 локације под развојем долинске плеистоцене глацијације, 12 локација савремене долинске глацијације и 4 локације са развојем савремених ледника платоског типа. Приступ се заснива на упоредној анализи локација са различитим типовима ледника, а одабран је из разлога преиспитивања оправданости теорије о типовима ледника, која је дата у већини претходних истраживања за поједине делове Динарско-проклетијских планина. Упоредна анализа није вршена само за примере долинских ледника Аљаске и платоских ледника Исланда, пошто се кроз математичку анализу показало да немају узајамне везе.

Морфометријском анализом основних морфолошких типова ледника на просторима са њиховим савременим развићем, вршена је и упоредна анализа са одабраним плеистоценим глацијалним облицима на Динарско-проклетијским планинама. Анализа је извршена према задатим математичким односима, који су израчунати на основу мерења на савременим ледницима, употребом метода даљинске детекције (анализа сателитско-радарских снимака) и геоморфолошке анализе.

Одабир локација плеистоцене глацијације на Динарско-проклетијским планинама извршен је на основу литературе, картографског материјала, радарских и сателитских снимака и директног увида на терену. Теренска осматрања обављена су на локацијама четири плеистоцена ледника Динарско-проклетијских планина. Поред осматрања, детаљна истраживања су обављена на две планинске јединице, на Вољујаку (са Биочем и Маглићем) и на Проклетијама.

На основу поменутих узорака, урађена је квантитативна морфолошка анализа, на основу које су изведени закључцио максималним величинским параметрима и максималним механичким могућностима плеистоцених ледника. На тај начин, добијена је основа за реконструкцију плеистоцених ледника на истраживаном простору. Такође је могуће са већом сигурношћу дефинисати псеудо-гацијалне облике, који су у прошлости често давали криву слику и наводили на погрешну реконструкцију развоја плеистоцене глацијације, у првом реду код дужине ледника и надморске висине њиховог допирања.

Резултати добијени предложеном методом указују на то да су у већини претходних истраживања закључци о допирању и запремини плеистоцених ледника били предимензионирани, те да је препоручљиво пажљиво преиспитивање постојећих података из литературе.

Кључне речи:

плеистоцена глацијација, савремена глацијација, морфометријска анализа, методологија реконструкције плеистоцене глацијације, Динарско-проклетијске планине

Научна област: географија

Ужа научна област: физичка географија

УДК: 911.2:551.435(497)

METHODOLOGY OF RECONSTRUCTION OF PLEISTOCENE MOUNTAIN GLACIATION IN DINARIC-PROKLETIJE MOUNTAINS

Summary:

During the Pleistocene, the highest parts of the Dinaric-Prokletije Mountains were subject to glaciation process and the formation of valley-type glaciers. Their morphological traces are still preserved and clearly observable on the highest mountains of the Balkan Peninsula.

The main aim of this Dissertation is to establish a new method for reconstruction of Pleistocene valley-type glaciers. The method is based on definition of morphometric elements influencing the causes and consequences of glacial relief development (length, area, relative and absolute height of glacier valleys). Based on the morphological elements, the zone above and below the equilibrium line altitude (ELA) is defined, which is the starting point of the new methodological approach for the reconstruction of glacier development during the Pleistocene glaciation.

Methodological part of research comprised the sample of 20 locations in various parts of the world, 4 of which were subject to Pleistocene valley glaciation, 12 locations with present valley-type glaciation and 4 locations with the present development of plateau-type glaciers. The approach is based on comparative analysis of location with different types of glaciers and chosen in order to check the theoretical basis of glacier typology given in most previous references related to Dinaric-Prokletije Mountains. As the mathematical analysis did not show the mutual relation between, on one hand, valley glaciers of Alaska and plateau glaciers of Iceland, and on the other hand, Pleistocene glaciers on Dinaric-Prokletije Mountains and Balkan Peninsula mountains in general, the former ones were not included into the comparative analysis.

Morphometric analysis of the main morphological types of glaciers in the areas of their present (contemporary) development was combined with the analysis of the selected Pleistocene glaciation forms on the Dinaric-Prokletije Mountains. The analysis was carried out according to the assigned mathematical relations calculated on the basis of measurements of the contemporary glaciers, using the remote sensing methods such as the satellite-radar images analysis, as well as the qualitative geomorphological analysis. The

selection of Pleistocene glaciation locations on the Dinaric-Prokletije Mountains was based on literature, cartographic material, radar and satellite images, as well as on the direct field observations. The field observations were carried out on four location of Pleistocene glaciers, while more detailed studies were performed on two mountains – Volujak Mt and Prokletije Mts.

On the mentioned sample locations, the quantitative morphological analysis was carried out, enabling the conclusions on maximum size parameters and maximum mechanical effects of Pleistocene glaciers. In this way, the basis for the glacier reconstruction was obtained. This also enabled the more reliable definition of pseudo-glacial forms, which distracted the glacial studies in the past, mostly in terms of glacier lengths and the altitudes of their maximum reach.

The results obtained by the present method indicate that in the majority of previous studies, the conclusions related to maximum reach and volume of glaciers were exaggerated, so the careful checking of the present literature data is advisable.

Key words: Pleistocene glaciation, recent glaciation, morphometric analysis, glaciation reconstruction methodology, Dinaric-Prokletije Mountains

Scientific field: geography

Specific scientific field: physical geography

UDK: 911.2:551.435(497)

Садржај

УВОД	13
1. Географски положај Динарско-проклетијских планина	16
1.1 Положај Динарско-проклетијских планина	16
1.2 Основне морфолошке карактеристике	16
1.3 Хидрографска мрежа динарско-проклетијских планина	17
2. Основне геолошке и геоморфолошке карактеристике Динарско-проклетијских планина	20
2.1 Геолошке карактеристике	20
2.2 Преглед геоморфолошких одлика Динарско-проклетијског простора током плеистоцена	22
3. Преглед претходних истраживања плеистоцене глацијације на Динарско-проклетијским планинама	25
3.1 Истраживања плеистоцених ледничких трагова од стране Јована Цвијића 1913. године на Проклетијама - Плавски ледник	26
3.2 Геолошка и глацијална истраживања Karl Roth v. Telged, током 1918. у највишем делу Проклетија	28
3.3 Истраживања плеистоцених ледничких трагова 1936. год. на Проклетијама од стране Боривоја Ж. Милојевић - Плавски ледник	29
3.4 Истраживања плеистоцених ледничких трагова Јована Цвијића 1913. год. на Проклетијама - Метохијска глацијација	31
3.5 Истраживања плеистоцених ледничких трагова Боривоја Милојевића 1936. године на Проклетијама - Метохијска глацијација	32
3.6 Истраживања плеистоцених ледничких трагова на Прењу од стране различитих истраживача	33
3.7 Истраживања ледничких трагова на Дурмитору	34
3.8 Истраживања ледничких трагова на Волујаку са Биочем и Маглићем	35
3.9 Савремена истраживања плеистоцене глацијације Динарско-проклетијских планина крајем XX и почетком XXI века.	39
3.9.1 Истраживања савремених малих ледника	40

3.9.2	Буни Језерцес - савремени мали ледник	41
3.9.2.1	Премер ледника Буни Језерцес	43
3.9.2.2	Методологија и пример одређивања површине ледника Буни Језерцес	49
4.	Стратиграфија плеистоцена	52
4.1	Морски изотопски стадијуми – <i>Marine Isotope Stages – MIS</i>	53
5.	Критеријум избора репрезентативних облика плеистоценог гласијалног рељефа и регионални приказ	57
5.1	Примери методологије реконструкције плеистоцене планинске гласијације на простору Динарско-проклетијских планина	60
6.	Методологија истраживања - научни метод-	63
6.1	Методе за одређивање висине снежне границе	65
6.1.1	Равнотежна висина снежне Граница	66
6.1.1.1	Средња висина гласијалне снежне границе	66
6.1.2	Методе	67
6.1.2.1	Висинска зона цирку	67
6.1.2.2	Бочне морена валова за одређивање висине снежне границе	67
6.1.2.3	Гласијација праг	68
6.1.2.4	Апсолутна датација - Космогени радиоизотопи у природи -	69
6.2	Методолошки проблеми - пут за реконструкцију плеистоцене гласијације	72
6.3	Методе за одређивање генезе гласијалног акумулативног материјала	75
6.3.1	Метод сортирања акумулативног материјала и коэффициент заобљености зрна гласијалног материјала	75
6.3.2	Величина седиментних фрагмената акумулираног материјала	75
6.4	Плеистоцени елементи ледничког рељефа	78
6.4.1	Плеистоцени циркуви	78
6.4.2	Плеистоцени валови	79
6.4.3	Плеистоцене морене	79
7.	Морфометрија плеистоцених реконструисаних и савремених ледника	81
7.1	Морфометријска анализа ледника са простора рецентне гласијације	83
7.2	Критеријуми избора локације ледника за потребе димензионисања морфолошких карактеристика	84

7.3	Табеларни преглед морфометријских карактеристика и међусобних математичких односа четири плеистоцена и дванаест рецентних ледника	88
7.3.1	Трновачки плеистоцени ледник	89
7.3.2	Сушички плеистоцени ледник	90
7.3.3	Ропојански плеистоцени ледник	91
7.3.4	Тисовички плеистоцени ледник	92
7.3.5	Савремени ледник у Алпима - <i>Grossglockner</i>	93
7.3.6	Савремени ледник у Алпима - <i>Mer de Glace</i>	94
7.3.7	Савремени ледник у Алпима - <i>Glacier d'Argentiere</i>	95
7.3.8	Савремени ледник у Алпима - <i>Aletsch</i>	96
7.3.9	Савремени ледник у Алпима - <i>Lauteraar Rothörner</i>	97
7.3.10	Савремени ледник у Алпима - <i>Klein Aletschhorn</i>	98
7.3.11	Савремени ледник Аљаске - <i>Herron</i>	99
7.3.12	Савремени ледник Аљаске - <i>NN</i>	100
7.3.13	Савремени ледник Аљаске - <i>Harvard Glacier</i>	101
7.3.14	Савремени ледник Аљаске - <i>NN</i>	102
7.3.15	Савремени ледник на Скандинавском полу острву - <i>Nigardsbreen</i>	103
7.3.16	Савремени ледник на Памиру - Федченко	104
7.3.17	Морфометријске карактеристике платоских ледника на Исланду	105
7.3.18	Приказ савремених платоских ледника на Исланду	106
8.	Метод упоредне анализе морфометрисаних елемената ледника	107
8.1	Упоредна анализа четири Динарскоп-проклетијска плеистоцена ледника са рецентним планинско-долинским ледницима	126
8.1.1	Плеистоцени Трновачки ледник (Вољујак) - упоредна анализа	126
8.1.2	Математички односи Трновачког плеистоценог ледника и упоредна анализа са рецентним ледницима	131
8.2.1	Плеистоцени Шкрчки ледник (Дурмитор) - упоредна анализа	132
8.2.2	Математички односи Шкрчког плеистоценог ледника и упоредна анализа са одређеним рецентним ледницима	135
8.3.1	Плеистоцени Ропојански ледник (Проклетије) - упоредна анализа	136
8.3.2	Математички односи Ропојанског плеистоценог ледника и упоредна анализа са одређеним рецентним ледницима	139

8.4.1	Плеистоцени ледник Тисовице на Прењу - упоредна анализа	140
8.4.2	Математички односи плеистоценог ледника Тисовице и упоредна анализа са одређеним рецентним ледницима	142
8.2	Приказ величина реконструисаних плеистоцених и савремених ледника . .	144
9.	Дискусија	147
	ЗАКЉУЧАК	154
	Литература	157
	Прилози	
	Биографија	
	Списак табела	
	Списак схема	
	Списак фотографија	

УВОД

Честа је пракса у радовима који разматрају проблематику плеистоцене глацијације на Динарско-проклетијским планинама, јавља се честа неусаглашеност резултата. Ова појава је веома изражена у низу аутора за исти простор. Ово се може тумачити на основу чињеница, које потичу од првих радова о плеистоценој глацијацији на Динаридима, Проклетијама као и осталим планинама Балканског полуострва. То су била пионирска истраживања, када је прво било потребно доказати постојање трагова глацијације уопште, пошто до краја 19. века није било познато постојање плеистоцених ледника на Балкану, самим тим на Динарско-проклетијским планинама. У овој почетној фази истраживања, проблемом су се бавили утемељивачи географије у Србији, касније и Југославији. Истраживања су настављена од стране њихових ученика, тако да је формиран одређен степен сазнања, и правац истраживања који је постављен од стране Јована Цвијића, као првог и најзначајнијег географа у Србији, а веома значајног у Свету, до данашњих дана.

Таква ситуација доводи до великих осцилација код добијених резултата истраживања. Истраживачи своја открића повезују са простором који је детерминисан као глацијални у плеистоцену, од стране њихових претходника. Тада, при накнадним истраживањима, долази до нових сазнања о глацијалним појавама. То се најчешће односило на веће висинске зоне глацијалног простора. Таква тенденција приоритетно је утицала на подизање висине снежне границе, и скраћивање дужине ледника. Међутим, највеће дужине плеистоцених ледника нису довођене у питање, нити се вршила ревизија претходних резултата.

Овај проблем би вероватно био превазиђен у будућим научно истраживачким радовима, да су вршене детаљније анализе плеистовених трагова ледника. Пошто је то изостало, данас као последица долази до појаве, литературом утемељених резултата, на којима се врше истраживања савременим лабораторијским методама. На основу данашњих унапређених метода мерења, добијају се резултати недоступни за истраживања пре једну или више деценија, али они често постају узрок појаве нових проблема који ток истраживања скрећу од циља, а некада и удаљавају.

Ова појава представља линију водиљу ове тезе. Почетна позиција се

заснивала на одабиру одговарајуће методологије помоћу које се може доћи до целовитије слике приликом реконструкције плеистоцених ледника, а која се заснива на уоченим и измереним подацима са терена. Осим података које је могуће измерити на терену, картама, радарским и сателитским снимцима, неопходно је била упоредна анализа са савременим ледницима.

На основу ових идеја и запажања, било је неопходно урадити следеће:

- анализа морфометријских карактеристика плеистоцених облика рељефа на Динарско-проклетијским планинама;
- анализа морфометријских вредности савремених ледника;
- долазак до основних морфометријских законитости који требају показати одређени степен подудраности између савремених и плеистоцених ледника
- компаративном анализом добијених података добија се објашњење узрочности и законитости развића ледника на глацијалном простору и утицај модификатора на појаву полиморфије глацијалних облика у зависности од спољашњих фактора.

Како би били испуњени постављени циљеви, извршена је морфометријска анализа репрезентативних плеистоцених ледника на четири тачке плеистоцене глацијације Динарско-проклетијских планина, и то:

- ледник у долини Тисовице на Прењу (Тисовички ледник)
- ледник Сушког потока на Волујаку (Трновачки ледник)
- ледник долине Сушице на Дурмитору (Шкрчки ледник)
- ледник Плавске долине на Проклетијама (Плавски ледник)

На основу добијених података, пришло се одабиру савремених ледника и прикупљања њихових морфометријских података за упоредну анализу и израде модела на основу реалних података о ледничком простору током плеистоцена. Важно је напоменути специфичност приступа приликом одабира савремених ледника. Примери су требали да задовоље више критеријума, који су постављали сасвим различите услове развоја и типа глацијације. Тако су одабрани савремени ледници са сличним, најчешће нешто већим димензијама од плеистоцених ледника који су предмет ове анализе. Обухваћени су ледници знатно већих димензија, као и

савремени платоски ледници на Исланду.

Ледници сличних димензија требали су да покажу највећи степен подударности, а тиме и законитости могућег димензионог развића плеистоцених ледника.

Ледници вишеструко већих димензија од плеистоцених, треба да укажу на постојање законитости или на постојање спољашњег фактора који је условио диспропорцију са осталим ледницима долиноског типа.

Платоски ледници су постали предмет анализе због потребе за провером теорија о платоским глациацијама на Кучкој и Дробњачкој површи (Цвијић, 1913; 1899).

1. ГЕОГРАФСКИ ПОЛОЖАЈ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

1.1 ПОЛОЖАЈ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

Динарско-проклетијске планине простиру се западном страном Балканског полуострва. Са западне и југозападне стране чине приобални појас Јадранског мора, што границу чини очигледном. Наспрамна страна Динарида простире се ка унутрашњости Балканског полуострва. Захвата готово читаву Босну и Херцеговину (осим њеног североисточног дела) и захвата западни и југозападни део Србије. У геотектонском смислу, источну границу чини Вардарска зона, тако да Динариди допиру до долине Ибра (Геотектонска подела, карта Димитријевић, и др. 1999) У том делу Динариди имају највећу ширину, која до обале Јадрана износи 220 km. Са севера Динариди су раздвојени од Јужних Алпа почев од Тршћанског залива на западу преко Випавске долине, Љубљанске котлине и долине Саве на истоку, тако да покривају јужни део Словеније и приморски део Хрватске. На југу Динариди покривају највећи део Црне Горе, а заједно са Проклетијама читаву Црну Гору. Јужни део захвата северне делове Албаније у делу границе са Црном Гором. На крајњем југу простиру се до долине Дрима, све до његовог ушћа у Скадарско језеро. Тако овај јединствени венац има простирање на дужини од 650 km. Ако се посматра са административног аспекта, онда се види да Динарско-проклетијске планине захватају читаве просторе или делове простора шест балканских држава (Словенија, Хрватска, Босна и Херцеговина, Црна Гора, Србија и Албанија).

1.2 ОСНОВНЕ МОРФОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

1.2.1 ОРОГРАФСКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

Орографске карактеристике планинског простора у значајној мери условљавају тектонски односи, правац пружања планинских венаца и геолошка грађа Динарско-проклетијских планина. Основни правац пружања је од северозапада ка југоистоку. Због пространости и висине планинског венца, он доминира западним делом Балканског полуострва, због чега се одомаћио у нашој терминологији као

„Динарски правац“. Динарско-проклетијске планине одликују дугачки венци (и по неколико десетина километара). Најтипичнији планински венац који је и најдужи, чини планина Динара. По њој је читав планински систем добио назив Динарска планинска система или Динариди.

Почевши од Љубљанске котлине на северу, Динариди се пружају правцем северозапад-југоисток, при чему прате обалу Јадранског мора. Међутим, њихова ширина се нагло повећава, тако да у средишњем делу залазе у средишње делове Балканског полуострва. Ту њихова источна граница постаје тешко одређена што показују бројни научни радови, где се виде велике разлике у одређивању крајње источне границе. Идући према југоистоку венац Динарида се постепено уздиже, тако да су планине све више. Максималне висине, Динариди достижу на простору Црне Горе, Биоч (2397), Дурмитор (2522), Комови (2487). Планински гребен Комови представља први показатељ одступања од „динарског правца“ где долази до тектонског судара са проклетијским венцем. Промена правца је најизразитија у делу где се планински венац Комова спаја са гребеном Планинице и Мојана на Проклетијама и даље ка истоку где се граниче Црна Гора, Албанија и Србија, чију приближну границу чини главни проклетијски гребен. Ово тектонско „извијање“ не представља два независна система, већ последицу судара Проклетијских, тј. Динарских планина на општем нивоу, са Шарско-пиндским орогеним стаблом. Такав тектонски судар основних геолошких јединица вишег ранга, створио је услов за измену морфологије и одступање од основног правца пружања Динарско-проклетијског венца у поманутом делу граничне тремеће. Вероватно због геотектонских процеса, ова локација представља највише издигнуте врхове и гребене на Динарско-проклетијском венцу.

Ако се узме друга битна карактеристика, геолошка грађа, види се да је она не промењена категорија, где и даље њену основу чине карбонатне стене.

1.3 ХИДРОГРАФСКА МРЕЖА ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

Овај планински систем је својом геолошком грађом и правцем пружања орографских структура условио неколико типова речне мреже и типова отицаја. Када је реч о отицају, два основна типа отицаја су површински и подземни. Површински

отицај заступљен је на простору са вододрживом подлогом и карактеристичан је за унутрашње Динариде. Највећи део отока са нормалним отицајем на овом простору припада Црноморском сливу. Подземни отицај је знатно развијенији у Спољашњим Динаридима где се њихове воде у значајнијој мери одводњавају у Јадранско море. Поред подземног отицаја у Спољашњим Динаридима, имамо и површински отицај неколико већих алогених отока од којих се према величини тока издвајају Крка, Цетина и Зрмања.



Схема 1. Динарско-проклетијске планине орографско прегледна карта најзначајнијих целина са врховима

Посматрајући читаво орогено стабло Динарско-проклетијских и Шарско-пиндских планина, од Тршћанског до Коринтског залива, постоји један водоток који пресеца овај јединствен део јужног орогеног стабла. Тај ток чини Бели

Дрим, тј. његова долина. Изворишни делови Белог Дрима су на простору Метохије, тј. источно од Динарско-проклетијског венца. Метохијска и Косовска котлина чине простор хидрографског чвора на Балканском полуострву, где се воде одводњавају у три морска слива. Бели Дрим, од изворишта отиче од севера ка југу, прави скретање на запад због попречног планинског масива Шар-планине (Ошљак). Водоток Белог Дрима, орографски раздваја Проклетијски венац планином Паштрик, (1988) са севера и Шарско-пиндски са јужне стране, планином Коритник, (2394), и отиче даље ка западу, у Јадранско море. Овај хидролошки пробој пространог орогеног стабла на Балканском полуострву, практично чини једину орографску, геотектонску и морфолошку појаву, која се по сваком од наведених основа може сматрати јужном границом Динарско-проклетијског венца. Ако се орографске карактеристике терена наставе посматрати до Коринтског залива, пример Белог Дрима је јединствен, на Динарско-проклетијским планинама, као и на Хеленидима. Изузеци се једино јављају у деловима скрашћеног терена са подземним отицајем (Преспанско јез.), али се ти примери изузимају из анализе реконструкције плеистоцене глацијације, због својих специфичности. У зони отоке Црног Дрима из Охридског језера, запажа се појава да Егејски слив залази у Јадрански, слично као у случају са Неретвом. Црни Дрим отиче ка северу, док се у делу око Мавровског језера на сателитском приказу Google Earth запажа регресивно усецање изворишних челенки Вардара, који одузима делове слива Црног Дрима, који отичу ка Јадранском мору. Ту тачку представља превој, као најнижи део развођа између слива Вардара и Црног Дрима, преко ког је трасиран магистрални пут Гостивар – Дебар, на превоју висине 1272 m. Према регресивном усецању Вардара у слив Црног Дрима на Шарско-пиндском орогену, овај случај се може поредити са усецањем Сутјеске у слив Неретве на Динарско-проклетијском орогеном стаблу. У оба случаја ове упоредне анализе, развође се регресивно помера ка Јадранском сливу, а у корист Црноморског и Егејског слива.

2. ОСНОВНЕ ГЕОЛОШКЕ И ГЕОМОРФОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

2.1. ГЕОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

О овој проблематици дата су прегледна разматрања и свеобухватни концепти из различитих научних извора, ради стварања опште слике на датом простору.

У бројним научно-истраживачким радовима, Динариди се сматрају јужним краком Алпско-медитеранског орогеног стабла, а пружају се од јужних Алпа на северозападу до Хелленида на југоистоку (Battaglia et al. 2004; Dietrich, 1989).

Према Coward and Dietrich (1989), унутрашњи део Динарида припада унутрашњим јединицама Алпског венца, који садржи океанску кору и седименте модификоване Алпским метаморфизмом, док појас паралелан са обалом Јадранског мора чини део спољне јединице, који се састоји од набирања седимената, са незнатним уделом Алпског метаморфизма. Један од кључних фактора у формирању Динарида било је кретање Јадранске микро-плоче ка североистоку, са ротацијом. (Coward and Dietrich, 1989; Battaglia и др 2004.). Јака сила потиска током терцијара (почев од касног еоцена), резултирала је издизањем Динарида. Према Рамић et al. (1998), услед удара, структуре се навлаче тј. преклапају по уздужној оси пружања NW-SE смера, док је основни тектонски правац пружања ка југозападу. Исти аутори додају да “југо-западни орегени венац Динарида NW-SE – типични правац набирања, узрокован труским покретима који су деловали током процеса формирања Динарског орогеног венца. Међу бројним геотектонским тумачењима Динарског појаса, један од најцитиранијих је Нерак (1986), при чему разликује четири структурне јединице: Адриатик, Епиадриатик, Динарик и Субдинарик (Схема 2). Адриатик је Јадранска карбонатна платформа, смештена између Апенинских и Динарских структурних целина. Епиадриатик се односи на унутрашњи лабилни појас, што је прелаз између Адриатика и Динарика (Динарска карбонатна платформа). Сила потиска од североистока и југозапада изазива континенталне Субдукције подвлачења Адриатика под Динарик, (континентално подвлачење Јадранског под Динарски блок) а ту су

и каснија гравитациона померања (Herak and Tomić, 1995). Четврти структурна јединица унутар овог система, почев од Динарика ка североистоку, зове Субдинарик. Она садржи неке елементе пре Алпског простора, уметнутог у млађе структуре на простору познатом као Унутрашњи Динарски појас (Herak, 1986).

Од значаја за геотектонику има нови приступ теорије терана који су обрађивани од стране српских геолога (Карамата, Крстић, 1996). На основу теорије терана, направљена је геотектонска карта западног дела Балканског полуострва (карта 2).

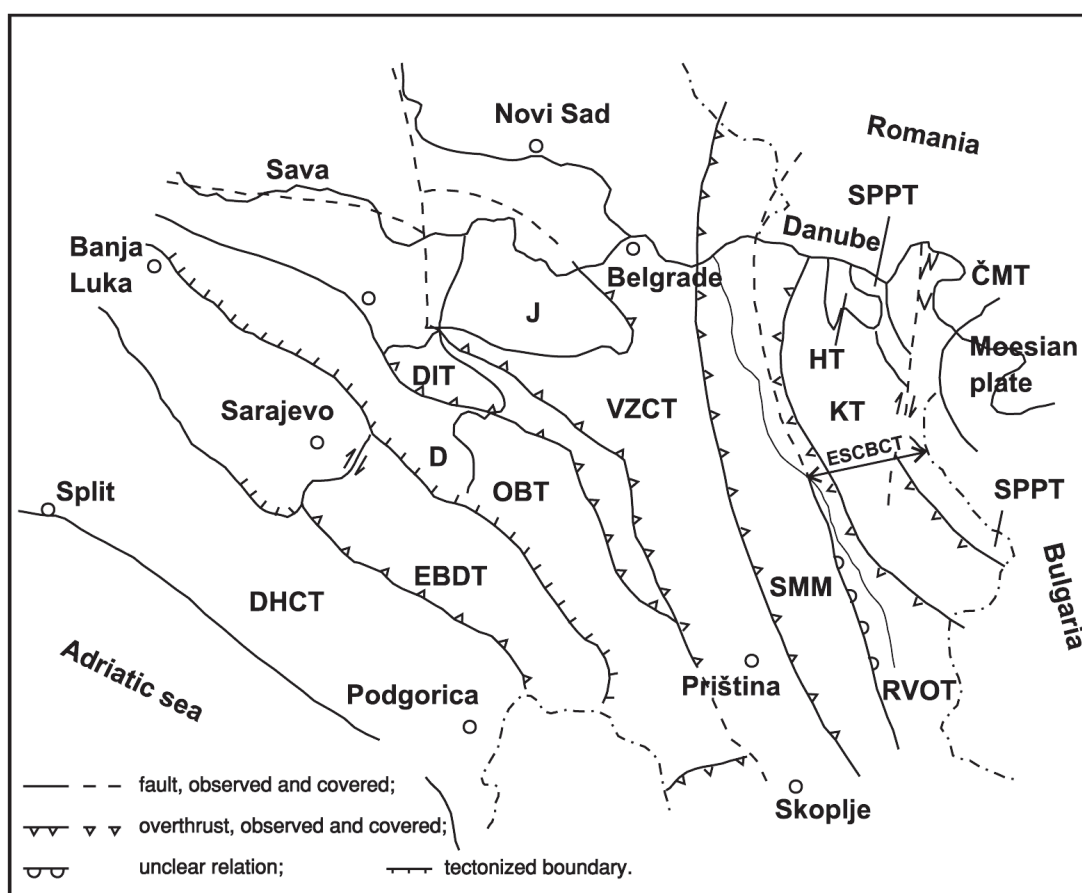


Схема 2. Геотектонска карта, према Карамати и Крстићу (1996)
извор: Димитријевић, М. Д., Крстић, Б., (1999)

Легенда: DHCT - Далматинско-херцеговачки композитни теран; EBDT - Источно Босанско-дурмиторски теран; DOBT - Динарско офиолитски Белт теран; DIT - Дринско-ивањички теран; VZCT - вардарска зона, композитни теран; J - Јадарски блок; SMM - Српско-македонски композитни теран; SPPT - Теран Стара планина-Пореч; ČMT - Теран Вршка Чука-Мироч; HT - Хомољски теран; KT - Кучајски теран; RVOT - Теран Рановац-Власина-Осогово; ESCBCT - Композитни теран Карпато-балканида

2.2 ПРЕГЛЕД ГЕОМОРФОЛОШКИХ ОДЛИКА ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКОГ ПРОСТОРА ТОКОМ ПЛЕИСТОЦЕНА

За ову врсту глацијалне проблематике, довољан је краћи преглед истраживања основних концепција за увид у палеогеографију Динарског простора.

Током периоде квартара, посебно плеистоцена, Динариди су представљали простор под одређеним степеном глацијације (већина високих планина) са значајним простирањем периглациалог процеса (пространи делови терена испод плеистоцене висине снежне границе). Леднички трагови су пронађени на бројним планинама које прелазе висину од 1000-1200 m н.в. (Цвијић, 1899; Милојевић, 1937; Роглић, 1958; Šifrer, 1959; итд), што је приказано у табели бр. 1. У већини случајева, детерминисани су плеистоцени ледници циркног или долињског типа. Плеистоцени ледници су користили раније формиране депресије у красу за акумулацију леда и транспорта леда у ниже зоне отапања ледника. На околном нижем простору, периглациално окружење има важну улогу у развоју поновног обликовања у постојећим затвореним депресијама у красу (Ćalić, 2009). Многи аутори дају велики значај глацијалном процесу за крашке просторе високих Динарских планина (нпр. Nabič, 1991; Šušteršič, 1994; Gams, 2000).

Приликом истраживања планинске плеистоцене глацијације, и поред постојећих радова, не постоји систематичност и континуитет. Напротив, у новијим радовима о овој проблематици, запажа се значајан дисконтинуитет, где предњаче радови (Hughes, 2006, 2009; Adamson, et al, 2014).

Табела 1. Динарско-ипроклейтијске планине са трајовима плеистоцене лацијације

Р. бр.	Планина	Надм. висина	Висина* плеист. снежне границе	Извор информација
1	Јужни Велебит	1758	1200	С. Белиј 1985
2	Динара	1913	1400	Grund 1902, Цвијић 1903,
3	Биоково	1762	1570	Ролић, 1931, 1935
4	Шатор	1872	1580	Grund 1902, Цвијић 1903
5	Чабуља	1780	980	Ролић 1959
6	Вран	2074	1770	Grund 1902, Цвијић 1903
7	Чврсница	2228	1700 – 1770	Grund 1902, Цвијић 1903,
			1100 – 1700	Милојевић 1935 Ролић 1959
8	Вележ	1969	1350	Grund 1902, Цвијић 1903
9	Прењ	2155	1180 – 1700	Ролић 1959
			1680	Цвијић 1903
			1204	Милојевић 1937, 1961
10	Височица	1974	1680 – 1700	Цвијић 1908
11	Трескавица	2088	1780	Цвијић 1903
			1834	Милојевић 1934, 1937
12	Бјелашница	2067	1893	Милојевић 1937
13	Зеленгора	2014	1800	Цвијић 1903
			1782	Дедијер, Грчић 1905
14	Товарница	1858	1700	Дедијер, Грчић 1905
15	Волујак и Маглић	2386	1890 – 1950	Цвијић 1903
			1700	Миливојевић 2007
16	Маглић	2386	2000 – 2020	Дедијер, Грчић 1905
17	Биоч	2396	1450	Милојевић 1922
18	Власуља	2337	1720	Милојевић 1922
19	Дурмитор	2522	1400	Цвијић 1921
			1550	Милојевић 1951
			1540	Ђуровић 2009
20	Сињајевина	2253	1450	Цвијић 1913, 1917
			1550 – 1650	Милојевић 1935, 1937
21	Журим	2034	1350 – 1530	Цвијић 1921
22	Војник	1997	1540 – 1600	Цвијић 1921
23	Лукавица	1623	1500 – 1550	Цвијић 1921
24	Капа Морачка	2227	1650 – 1900	Цвијић 1903
26	Комови	2484	1800 – 1900	Цвијић 1913, Миливојевић 1998
27	Широкар	1897	1450	Цвијић 1913
28	Виситор	2210	1955 – 2040	Милојевић 1937

29	Бјеласица	2137	1450 – 1500 1720 – 1935	<i>Цвијић 1913, 1921</i> <i>Милојевић 1937</i>
30	Орјен	1895	1100 – 1300 1200 – 1400	<i>Риђановић 1957, 1959, 1966</i> <i>Цвијић 1903</i>
31	Радоштак	1446	1000 – 1075	<i>Васовић 1952</i>
32	Ловћен	1749	1300 1300 – 1325	<i>Цвијић 1903</i> <i>Stepišnik and Žebre 2011</i>
33	Проклетије	2656	1300 – 1500 1575 – 2010 1750	<i>Цвијић 1913, 1921</i> <i>Милојевић 1937</i> <i>Миливојевић и др. 2008</i>
34	Мокра гора	2155	1550	<i>Петровић 1979</i>
35	Копаоник	2017	1600 1900	<i>Цвијић 1908</i> <i>Гавриловић 1976</i>
36	Голија	1833	1700	<i>Гавриловић 1976</i>
39	Шар планина	2747	1600 – 1700 2074 – 2343 1850 – 1950 2000	<i>Радовановић, Николић 1959</i> <i>Милојевић 1937</i> <i>Менковић 1978</i> <i>Марковић 1962,</i>
40	Коритник	2394	2300	<i>Messerli 1967</i>

* Висине снежне границе, најчешће су дате на основу детектованих глацијалних трагова од стране аутора, и обично немају временску одредницу, осим релативних показатеља.

3. ПРЕГЛЕД ПРЕТХОДНИХ ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ НА ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИМ ПЛАНИНАМА

Идеје о постојању старих ледника, ледничких појава, облика и процеса потичу са краја 18. века, а везују се за Алпске просторе. Прве научно утемељене теорије о постојању старих ледника имају корене од друге половине 18. века. Луј Агасиз започиње 1836. године нови правац истраживања, на основу трагова кретања ледника у Швајцарској (Imbrie et al. 1981). Неколико истраживача је изразило мишљење да су ове “ледене реке” некада биле много пространије и да су ератични блокови стене раштркане по планинском простору, до врха Јуре, биле преношене покретним ледницима. На леднику *Aar Glacier*, Агасиз је саградио колибу, *Hôtel des Neuchâtelois*, из које су он и његови сарадници пратили структуру и кретање ледника. Публикацију *Etudes sur les glaciers*, Агасиз објављује 1840. године, што је касније према постигнутом значају, прерасло у његово најзначајније дело. У њему је показао да је у геолошки блиском периоду, Швајцарска била покривена јединствеим великим леденим покривачем. Његов закључак је био да су “велики леднички покрови слични онима које сада постоје на Гренланду, некада покривали све земље у којима је пронађен нестратификовани шљунак.

Истраживања глацијалног рељефа почињу од краја 19. века и трају до данас, што је период дугачак скоро 120 година, од 1899. године, (Цвијић, 1899), када се почињу објављивати први резултати, који су и данас незаобилазни при теренским и кабинетским истраживањима. Преглед истраживача дат је према простору који је био део модела, на одабраним локацијама, а што ће бити дефинисано касније.

3.1 ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНИХ ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА ОД СТРАНЕ ЈОВАНА ЦВИЈИЋА 1913. ГОДИНЕ НА ПРОКЛЕТИЈАМА - ПЛАВСКИ ЛЕДНИК -

Прве трагове и постојање плеистоцених ледника на простору Балканског полуострва уочена су и научно обрађена крајем 19. века (Цвијић, 1897). Убрзо потом, долази до сазнања (Цвијић, 1899), да су плеистоцени ледници имали присуство на великом делу Балканских планина вишим од 2000 m н.в. Најобухватнија истраживања плеистоцених ледника у Проклетијама, дато је у научној монографији „Ледено доба у Проклетијама и околним планинама“ (Цвијић, 1913), дакле после Балканских ратова, када је тај простор био нешто приступачнији за истраживања. Овај простор, од почетних истраживања до данас прате „проблеми“ при теренским истраживањима. Од 2004. год. простор постаје приступачан за планинарске и туристичке обиласке, али не због међудржавних споразума, већ због непознатог и природно јединствене целине највишег дела Проклетија. Сам назив овог планинског простора „Проклетије“ у потпуности осликава природне одлике, али и друштвене делатности. Јован Цвијић је на основу таквог амбијента дефинисао назив „Проклетије“. Он је закључио да је тај назив прихватљив за све националне заједнице који живе у подножју ових планина, и да је свима јасан и разумљив. Овај Цвијићев закључак је и данас актуелан међу Албанским становништвом у Вусању, које Проклетије назива истим именом. Први преглед о ледничким траговима на Проклетијама, биће простор који је прво од Цвића обрађен као „најзагледереније планине на Балканском полуострву“. Тада је реконструисан и највећи плеистоцени ледник Балканског полуострва, Плавски ледник. Систематично је обухваћена зона храњења Плавског ледника. Значајне су зоне циркова који су гравитирали ка валову Врмоше, затим ка Ропојанском леднику (ледник Вруље), Грбајско-дољском леднику и ка леднику са Богићевице (Цвијић, 1913). Најчешће даје називе ледницима од чела ка цирковима. Тако Плавски ледник представља читав систем ледничке масе који гравитира ка Плаву. Указно је на асиметрију Гусињско-плавског валова. Северна страна, под Виситором је стрма, што указује на мали прилив ледене масе, а поткопавање Виситора условљава ледена маса коју велики ледници са јужне стране потискују ка Виситору (Цвијић, 1913). Због тога је десна страна Гусињско-плавског

валова постепено спуштеног нагиба и значајно је блажа. На крају даје димензије ледника и процену дебљине ледничке масе на релацији Врмоша - Плав. Дужину ледника даје од најудаљенијег крака у Рикавцу и Широкару, до Плавске морене, која заграђује Плавски терминални басен. То је прва реконструкција дужине Плавског ледника, која износи 35 km. Ова дужина је најчешће цитирана до даншњих дана, мада и није било озбиљнијих покушаја за проверу и ревизију тих резултата. При давању дужине Плавског ледника, и многих других, запажа се да Цвијић није био у могућности измерити димензије на карти. Тако узима зоне најудаљенијих циркова као почетак ледника, и на основу чеоне морене одређује дужину. Ово се очигледно примећује, када се те дужине провере на карти или *Google Earth* моделу. За Плавски, Коморачки и Грбаљско-дољански ледник, дате дужине теже реалним могућностима. Али се на примеру дужине Вусањског ледника види да је то била процена због отежаног мерења или неупотребљивих карата за ту сврху. За Вусањски ледник је дата процена на око 20 km дужине ? У овом случају прави најзначајну грешку при реконструкцији система Плавског ледника. Према склопу рељефа, простор од најудаљенијег цирка, преко Вусања до Гусиња износи 14 km.

На крају даје и висину плеистоцене снежне границе овог простора. Ту се запажа недоследност, због почетно дате висине на 1500-1550 m н.в, да би је касније у истом тексту кориговао на 1600 m н.в.

На основу целокупног разматраног рада о плеистоценој глацијацији простора који је гравитирао Плавском леднику, запажа се систематичност и свеобухватни преглед доступног простора, на основу чега, аналогично долази до процена неприступачног простора. Цвијић је сав акумулативни материјал дуж долина проклетијских река и Лима, детерминисао као моренски материјал. У више наврата га помиње и као конгломерат? Врста механичке обраде која указује да је ерозивни материјал у одређеној мери транспотован неглацијалним процесом. Овде се примећује не усклађеност генезе процеса са насталим обликом. Такав приступ није се мењао у нашој научној литератури са појавом наредних истраживања, већ се најчешће трагало за новим детаљима, који би били уклапани у мозаик Цвијићевих истраживања, при чему су са више детаљности потврђивали његову првобитну теорију.

3.2 ГЕОЛОШКА И ГЛАЦИЈАЛНА ИСТРАЖИВАЊА KARL ROTH V. TELGED, ТОКОМ 1918. У НАЈВИШЕМ ДЕЛУ ПРОКЛЕТИЈА

Истраживањима највишег дела Проклетија, током 20. века скоро да се нико није бавио, па чак у њих залазао. Највиши делови Проклетија су биле неприступачне за Цвијића, што помиње у својим радовима, (Цвијић, 1913). Међутим, при завршетку I Св. рата, најдетаљнијим и најсистематичнијим истраживањима се бави аустријски геолог-картограф Karl Roth v. Telged, који се те године налази на том простору са задатком израде Геолошке карте (Telged, 1918). У току картирања, на терену је приметио велике и простране снежанике које картира и приказује као леднике. Једини методолошки проблем је чинило доба године, када су снегови

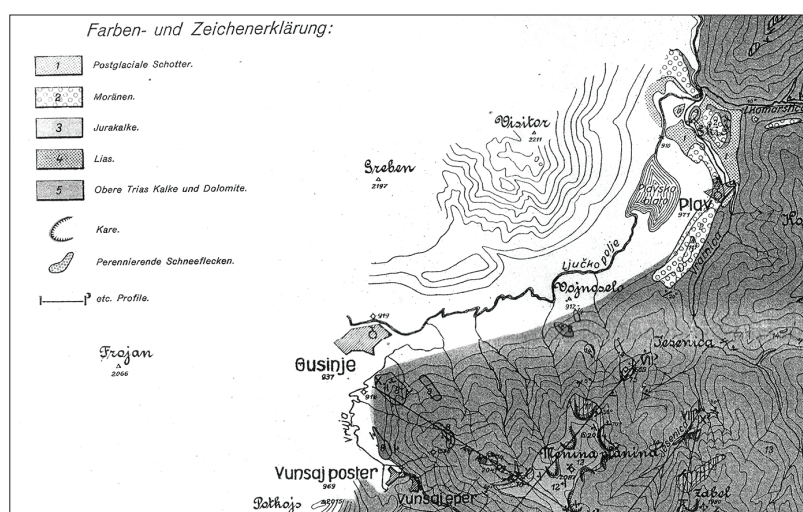


Схема 3. Детаљ модификоване Геолошке карте са делом околине Плавског језера, (Telged, 1918)

у Проклетијама, нарочито у највишем делу, јако распрострањени, и није лако сагледати слику снега и леда који ће опстати до наредне снежне сезоне. На карти су забележени делови које назива „вишегодишњи снег”, а што се прилично добро поклапа са данашњим стањем, осим што су тада картиране веће површине. То може бити последица ранијег боравка на терену, почетом или средином лета 1918. год? Без обзира на то, Telged даје најверније податке за тај део простора, где скоро ни после читавог века није залазило стручно особље. Тада је картиран читав простор од врха М. Језерцес (2694) до Плавског језера, где је такође картиран моренски материјал, неколико година раније (Цвијић, 1913).

3.3 ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНИХ ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА 1937. ГОД.
НА ПРОКЛЕТИЈАМА ОД СТРАНЕ БОРИВОЈА Ж. МИЛОЈЕВИЋ
- ПЛАВСКИ ЛЕДНИК -

Из излагања Б. Ж. Миојевића, лако се запажа да не постоји доследност у одређивању генезе акумулативних моренских бедема. Тако се јавља чест случај да се моренски бедеми изједначавају са глацио-флувијаним наносом. То је најизраженије у случајевима када описује простор у зони циркова, те наставља према валову, а затим у самој алувијалној равни, Гусињско-плавске удолине. У самој зони циркова готово да нема дилеме да се ради о глацијалном материјалу. Приликом спуштатања правцем плеистоценог ледника, постоје очигледне несугласице, па чак и погрешан опис појединих морфогенетских целина. Најупечатљивије је код

моренског бедема који затвара цирк у Застану Ропојанском. Ова морена је приказана као „кречњачка пречага“. То се може сматрати грубим превидом, јер ову пречагу изграђују крупни кречњачки блокови, чије се димензије могу изражавати у дециметрима, а део у метрима. Бедем има релативну висину од 35 m. Иза бедема налази се веће удубљење, чије је дно засуто холоценим језерским седиментима посплеистоценог глацијалног језера. Тврдња о постојању језера, осим осматрања тог терена, потврдили су становници Вусања. Према њиховом сведочењу, јесени 2010. године, услед кишовитог периода, уследиле су поплаве у нижим деловима, и бујице које су отицале ка подножју. Последица поплаве у цирку Застан, и бујице која је уследила отицањем формираног језера разорен је макадамски пут кроз Ропојанску долину. Тако је у некадашњем терминалном басену настало привремено језеро. Трагови нивоа језера били су уочљиви на зидовима бивше карауле ЈНА, тј. СРЈ, која се тамо налази и данас. Пошто су темељи карауле нижи за 10 m, од средње висине морене у Застану, значи да се језеро није преливало преко „пречаге“ већ је текло кроз стеновите блокове. Постојање кречњачке пречаге би дигло ниво воде у језеру за више од 5 m.

Идући даље, према цирковима не постоје описи које даје Милојевић, иако је у

питању део Проклетија са типски израженим траговима плеистоцене глацијације. Основни разлог увида у највише делове, чинила је граница са Албанијом, која се није могла слободно прелазити све до 2004. године. Још један разлог непознавања тог терена је оскудна картографска база са употребљивим картама, које нису постојале. Показатељ који указује на неопходност ревизије претходних истраживања, је неистраженост зоне изнад снежне границе. Због недостатка података са терена, на коме су се ледници из циркова кретали ка подножју, рађена је реконструкција на основу доступног акумулационог материјала, коме је најчешће приписана погрешна генеза.

Исти случај је направљен са Врмошким, главним краком ледника са којим је изведена дужина реконструисаног Плавског ледника од 35 km, као и код Цвијића. Тако Милојевић даје податке о моренама Дољанског (Грбајског) ледника, које приказује од Шкале према Гусињу. На више места их описује у форми расутих бедема до Гусиња. Такође даје и опис морена изнад Шкале, који се налазе сортирани до самих Циркова Каранфила, Валушнице и Попадије. После ових кракова, Милојевић прелази у приказ моренског материјала по дну „Гусињско-плавске удолине”.

Завршни део ледника је дефинисан код села Брезојевице (Брезовице), закључно са великим бедемом који је окарактерисан као чеона морена Плавског ледника, као у ранијем раду (Цвијић, 1913). Као и у претходним случајевима, нису дати систематични докази глацијалних облика, са одсуством доказног материјала. У дескриптивном облику је дат опис рељефа тих целина, на основу кога се може стећи утисак тог простора. Највиши делови окарактерисани су као циркови, те је низ долине Бабинопољске, Темњачке и Комарачке реке (исти ток са три назива) и Трескавичке реке која извире под Ујковим кршем (2269) и Маја Спалитом (2203). Нису дате карактеристике поменутих моренских бедема, нити се издвајају они бедеми значајнијих димензија?

Код Милојевића се може приметити да много чешће проналази и детерминише „моренски“ материјал, него у претходном раду Цвијића. Суштински нових запажања нема, осим што се надограђује и учвршћује ранија Цвијићева схватања.

3.4 ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНИХ ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА ЈОВАНА ЦВИЈИЋА 1913. ГОД. НА ПРОКЛЕТИЈАМА - МЕТОХИЈСКА ГЛАЦИЈАЦИЈА -

Када су Метохијски ледници у питању (Руговски и Дечански), Цвијић утврђује чеоне моренске бедеме на основу којих врши реконструкцију допирања ледника. Бедеме који се налазе на бочним странама, управно на ток Пећке Бистрице, детерминисане су као „најдебље морене на Балканском полуострву”. Њихова висина допире скоро 100 m релативне висине. и за ову морену пише да је сачињавају конгломерати (Цвијић, 1913). Остали моренски материјал описује правцем низ Руговску клисуру, како се кретао на својој истраживачкој маршрути. Наводи велике проблеме са картографским материјалом, јер је карта Војно-географског института у Бечу 1 : 200.000, углавном „бела“ у пределу Проклетијских планина, те су висине одређиване апроксимативно, на основу висине Метохијске котлине и високих врхова који су били котирани на карти. Тако Цвијић одређује три висине снежне границе на основу реконструисане три глацијалне фазе. Највиша плеистоцена снежна граница је одређена у висинској зони од 1800-2000 m н.в. Средњу висину снежне границе одређује на 1400-1500 m н.в., док је најнижа граница установљена на висини од 1300 m н.в. Резултат је добијен на основу најниже, Пећке морене.

Дечанска морена је недовољно објашњена. Из описа се не може закључити о каквој је форми реч. За акумулативни материјал не постоји систематизација у морфолошком смислу, гранулацији и врсти материјала који је нанет. Тако је дат случај да је десна страна различита од леве стране морене, према материјалу који је изграђује. Затим висина моренског бедема, која износи 40-80 m рел. висине, заправо одговара релативним висинама два гребена који затварају непосредни слив Дечанске Бистрице. На крају закључује да је реч о ивичној морени, док је чеона морена расута по Метохијској котлини. Највећи проблем истраживања представљали су виши делови простора захваћеног плеистоценим ледницима. За те делове, Цвијић напомиње у облику жалбе, како су карте беле на простору високих делова Проклетија, док су ободни делови приказани погрешно, и како то отежава могућност за

сагледавање слике дечанског ледника, у зони његовог формирања. Тако је у случају Дечанског ледника, висина снежне границе била још проблематичнија за одређивање. Дата је само аритметичка средина у односу на превоје у извориштима ледника, и висине морена код Дечана, која је дата као ивична. Услед тога, остављена је доза резерве за одређену висину снежне границе од „око“ 1460 m н.в.

Из претходног се запажа да је Цвијићу било јасно да се ради о плеистоценом глацијалном рељефу, али реконструкција глацијалних облика остала је непозната. Тако је извршена процена на основу појединих, поново процењених облика плеистоценог глацијалног рељефа.

3.5 ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНИХ ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА БОРИВОЈА МИЛОЈЕВИЋА 1937. ГОДИНЕ НА ПРОКЛЕТИЈАМА - МЕТОХИЈСКА ГЛАЦИЈАЦИЈА -

У случају глацијалног рељефа Пећке и Дечанске Бистрице запажају се детаљнија сазнања која су изнета (Милојевић, 1937). За разлику од претходног рада (Цвијић, 1913), стечен је знатно бољи увид у циркове и могућности ледника који су из њих кретали. Дао је тачније морфометријске податке, захваљујући нешто савременијој техници, којом је располагао. Пошто је сагледао простор у зони плеистоцених циркова, брзо је дошао до закључка да њихови ледници нису имали капацитет да би ледник долазио чак до Метохијске котлине. Услед те претпоставке, пажњу посвећује „Патријаршиским“ и Дечанским моренама. Тако долази до сазнања да ти облици не представљају морене, већ су то гребени који су саставни део пади-на Проклетија. Материјал који је приказан као „глацијални“, (Цвијић, 1913), сад се аргументовано генетски сврстава у „језерске седименте“, који у себи имају велику количину пескова и глине (Милојевић, 1937).

Код Милојевића изостаје реконструкција обима глацијације, осим за неке мање циркове, али је изостављена реконструкција плеистоцене висине снежне границе. Из његовог рада може се доћи до закључка, на основу података које дао, да би висина снежне границе могла бити у висинској зони између 1950-2100 m н.в.

3.6 ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНИХ ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА НА ПРЕЊУ ОД СТРАНЕ РАЗЛИЧИТИХ ИСТРАЖИВАЧА

Прењ спада у групу северних планина Динарског система изнад 2000 m н.в. са типичним траговима плеистоцене глацијације. За Прењ су дати подаци о зони у којој су формирани циркови у његовом највишем делу (Цвијић, 1899; Милојевић, 1961), као и о моренским траговима које поменути истраживачи уочавају. У случају Прења, Цвијић је опрезнији, и даје углавном проверене податке, мада се не бави реконструкцијом моренских бедема. Али је зато за разлику од других истраживача дао дужину Тисовичког ледника, коју је проценио на 5-6 km. Касније Милојевић (1937) даје податак да се ледник спуштао до Идбара, и висине око 400 m н.в. Нешто касније, Милојевић је знатно опрезнији (1961). Тада помиње друге истраживаче који нису дали чвршће доказе о спуштању ледника са Прења, на тако ниске просторе. „У долини Идбара на висини од 360 m н.в. у долини Коњичке Бијеле, на висини од 380 m.“ (Grund, 1890). Морену у долини Коњичке Бијеле, је помињао и Цвијић (1899), али није вршио никакве реконструкције висине плеистоцене снежне границе на њеном основу. Може се логички закључити да је ту морену Цвијић споменуо једино због претходног истраживања (Grund, 1890), тако да ту чињеницу не узима као значајну, при доношењу општих закључака.

Висина снежне границе и реконструкција плеистоценских ледника није дата због, како Милојевић пише „недостатка доказа“ или спорних тврдњи разних истраживача. Пример Прења представља и данас велику проблематику када су у питању истраживачи који долазе ван Балканских земаља. Јасно се може приметити да наши истраживачи, као Цвијић (1899) и Милојевић (1937), суштински не улазе у оспоравања својих савременика или претходника, већ једноставно спомињу резултате, али их у одређеној мери избегавају критиковати или уважити, при одређивању опште слике глацијације. Тада је простор Балкана био непознат терен за трагове старих ледника, што је случај и данас, мада у мањој мери. То је довело до једноставног надметања ко ће више трагова открити и објавити. Пошто се ради о најзначајнијим истраживачима тог времена, а чији су ауторитети оставили „трајни траг“, у области географије, јавља се проблем који искључује критичка разматрања, чак се

превазилазе материјалне чињенице. Овај проблем и данас прати истраживања у области плеистоцене глацијације на Балкану.

3.7 ИСТРАЖИВАЊА ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА НА ДУРМИТОРУ

Цвијић се у више наврата бави плеистоценим глацијалним траговима на Дурмитору, који се углавном заснивају на глацијалној морфологији, на коју указује у Новим резултатима о глацијалној епоси на Балканском полуострву (Цвијић, 1903). Касније су дата свеобухватнији резултате и постављена је нова теорија о развоју субподинске глацијације, која је захватила површ са које се Дурмитор издиже (Цвијић, 1921). У истом раду, дата је карта 1 : 200 000 са приказом глацијалних облика углавном циркова, валова и морена. Важно је напоменути да Цвијић за западни део Дурмитора износи само хипотетичке резултате, а што значи да није имао увид осматрачким и другим методама, на западни део Дурмитора. Слична ситуација, где Цвијић даје претпоставке, запажа се на другим планинама, а на Проклетијама у већем обиму.

Истраживања у послератном периоду на западној страни Дурмитора, објавио је Боривоја Милојевић (1950). Тадашња истраживања су била дескриптивног типа, (Милојевић, 1950), а односе се на глацијалне морфолошке појаве, које допуњавају празнине, тј. претпоставке остале после претходнија (Цвијић, 1921). Ова методологија имала је ограничавајући фактор за реконструкцију ледника и висине снежне границе.

Почетком седамдестих година, о свеобухватнијој глацијацији Дурмитора, обављена су најдетаљнија истраживања (Маровић и Марковић, 1972) у раду *Глацијална морфологија шире области Дурмитора*. Од свих разматраних радова, овај садржи метод комплексне геоморфолошке анализе, који је подразумевао увид у више медија за приказ терена, као и теренски увид за доношење одлуке о потврди или корекцији детектованих облика и уочавање нових елемената на терену. У том периоду (1972. год.), топографске карте су добиле веран приказ терена, ограничен једино еквидистанцијом изохипси од 20 m, а аерофото снимци терена били приступачни за анализу. Посебан значај овог рада је увиђање аутора да појединачне

морфолошке појаве на терену нису стављане у један систем који би дао могућност верне реконструкције развића ледника. Са значајно већим изворима и могућностима за увид на терену, (Маровић и Марковић, 1972), склопљена је свеобухватна слика о развоју плеистоцене глацијалне морфологије и тако попуњавају мозаик субподинског ледника који је окруживао масив Дурмитора. Методолошки је начињен велики искорак у односу на претходне радове, али су недостаци реконструкције висине снежне границе остали. Такође нису дате надморске висине допирања чела ледника. Највећа долина у непосредном окружењу високих делова Дурмитора је кањон Сушице, за који аутори сматрају да је посплеистоцене старости, тј. да је формиран крајем плеистоцена и током холоцена, а за шта нема озбиљније анализе нити хипотезе.

3.8 ИСТРАЖИВАЊА ЛЕДНИЧКИХ ТРАГОВА НА ВОЛУЈАКУ СА БИОЧЕМ И МАГЛИЋЕМ

Прве радове карактерише општи преглед и опис морфологије, те идентификовани леднички облици нису детаљније анализирани, нити је вршена реконструкција леденог покривача (Цвијић, 1899). Веће грешке су чињене при одређивању морфометријских података, нарочито при одређивању релативних и надморских висина. Ове грешке често су проузроковане мерењем барометром, а на основу ваздушног притиска (mmHg), што се може пронаћи у Цвијићевим оригиналним записима са теренских истраживања (Миливојевић, 2017б). Највећи значај Цвијићевог рада је су открића многих типичних облика ледничког порекла. За овај простор се до тада сматрало да није био изложен плеистоценој глацијацији. Ово је Цвијић оповргао, и његова истраживања су прва ове врсте на Волујаку.

После Цвијића следећа истраживања плеистоцених ледника на овом простору, обавио је Јевто Дедијер, и односи се на трагове старих глечера на Маглићу (Дедијер, 1904). Ова истраживања се сматрају као наставак Цвијићевих истраживања из 1899. год. Битно је Дедијерово географско одредиште Маглића, где сматра да је он саставни део Волујачко-биочке висоравни. Дат је опис и границе високог карстног платоа између токова Сутјеске и Дрине, који је са југа затворен Маглићем

и са највишим врхом Громовником (2387). По приказу крашких облика рељефа на Улобићу, Дедијер обрађује глацијалне трагове. На платоу Улобића око 1 – 2 km далеко од северних одсека Маглића он запажа шљунковито-песковити материјал моћности 3 m, за који тврди да је то: „сигуран моренски материјал” (Дедијер, 1904), а за усамљене стеновите блокове тврди да су то „глечерски столови” (Дедијер, 1904). О цирковима даје кратке описе на основу којих се они не могу чак ни лоцирати. Најниже трагове старије глацијације утврђује на 1700 m, а млађе глацијације на 1850 m. Висину снежне границе одређује на 2023 m у старијој, и 2118 m н.в. у млађој глацијалној фази. Из претходног се јасно види да Дедијер разматра искључиво поуздане индикаторе, и не разматра проблематику за коју нема јасних доказа, нити покушава да ледничке трагове упореди на целом простору.

Боривоје Милојевић је последњи од наших геоморфолога који се бавио истраживањем глечерских трагова у области Власуље, Биоча и Кручице у периоду до пре 2. Св. рата, (Милојевић, 1921). Милојевић, по принципу Дедијера, наставља са истраживањем неиспитаних делова овог високо планинског простора. Његова студија је најдетаљнија и најодређенија што се тиче положаја и оријентације облика. Милојевић на веома јасан начин одређује границе циркова и њихових валовских долина, али висок значај даје на детаље микро рељефа који су многобројни у пространим цирковима.

Другу велику област заглечерености која до тада није помињана, обрадио је на Биочу у поглављу „Суводолски глечер”. Дат је опис Суводолске долине као и трагови глечерских облутака на њеном дну све до њеног сутока са Пивом. За Међудо Милојевић помиње да је на једној локацији, у корену изваљеног стабла запазио глечерске облутке и шљунак у песку и пржини. Дужина Суводолског глечера није одређена, али према траговима који су пронађени, по Милојевићу овај ледник је допирао све до Пиве? Стабањски глечер је трећи по реду велики ледник који се развијао у Смрековачкој удолини која се налази између сливова трновачког и суводолског ледника. Овом леднику је са северозапада притицао Власуљски крак, као и два глечера на странама биочких греда, а сам ледник се стропоштавао преко одсека у басен Великог Стабањског језера и даље се кретао Стабањским долем (изворишним краком Врбнице). Смрековац описује као депресију која се пружа од

североистока ка југозападу, ограничена гребенима од Трновачког Дурмитора до Смрековачког Маглића (сада Трзивка), са северозапада, док на југоистоку оквир чине Бубрег и Витлови. У Смрековачку удолину убраја и самосталну морфолошку целину Прешјеку (сада Кошарице) за коју даје шири опис. Стабањски до описује као глечерску (валовску) долину у којој установљава глечерске облутке од извора Земунице до цркве у Сатбни. У Стабањском долу кратко су описана два језера (Велико и Мало Стабањско јез.), са карактеристикама дна. После описивања ледничких облика рељефа у другом делу рада су дати општи подаци о моренама, висини снежне линије и флувиоглацијалним наносима. Код сва три типа глечера Милојевић издваја „три групе морена” (Милојевић, 1921), на различитим висинама! По њему то су: 1. ниска, 2. средња и 3. висока група морена којима је одредио висине за трновачки, суводолски и стабањски глечер:

за трновачки глечер:

1. према моренама у долини Сушичког потока 1720 m
2. према моренама у басену Трновачког језера 1993 m
3. према најнижим моренама у цирку Урдених Долова 2110 m

за суводолски глечер:

1. према моренама на ушћу Суводола у Пиву 1450 m
2. према моренама у Горњем Суводолу 1797 m
3. према најнижим моренама у цирку Доњих Долова 2078 m

за стабањски глечер:

1. према моренама у долини Стабањског Дола 1575 m
2. према моренама у долини Земунице 1825 m
3. према најнижим моренама у цирку Смрековца 1945 m

У новијем периоду, по први пут су извршена теренска истраживања потпунијег обима високопланинског простора, и установљене везе које су ледници међусобно имали у плеистоцену (Миливојевић, 2007). Такође је обилно коришћен картографски крупноразмерски материјал ТК 25 (ВГИ, 1972), за потребе морфометрисања и одређивање апсолутних и релативних висина. Серија очуваних плеистоцених морена, анализом је показала међусобну подударност код више

плеистоцених ледника који су овде били формирани. Истражени резултати су били јасни и недвосмислени, те су приказани у следећим табелама (бр. 2 и бр. 3).

Табела 2: Површине циркова ируисане йрема експозицији

Експозиције циркова	Укупна површина циркова km ²	Укупан број циркова	Просечна површина km ²	Површина циркова у процентима %	Број циркова у %
Северни	9,9	27	0,37	47,2	58,5
Јужни	9,16	8	1,15	43,6	17,5
Источни и западни	1,5	10	0,15	7,2	22
Кошарице	0,4	1	0,4	2	2
Укупно	21	46	0,45	100%	100%

(Миливојевић, 2007)

Табела 3: Реконструисана дужина и айсолујна висина чела йлеисйоцених ледника на Волујака са Биочем и Мајлићем

Ледник	Макс. фаза (km)	Апс. вис.чела ледника	Средња фаза (km)	Апс. вис.чела ледника	Мин. фаза (km)	Апс. вис.чела ледника
Трновачки ледник	7	1230	6	1370	2–2,5	1650
Биочки ледници:						
Доловски ледник	4,5	1320	3,5	1800	1,5	1950
Биочке греде	5,0	1290	3,0	1800	1,6	2000
Смрековачки ледник	4,5	1600	3,7	1750	1,2	1950
Мратињски ледник	3–4	1100?	2,5	1500	1,5	1800–1900

(Миливојевић, 2007)

3.9 САВРЕМЕНА ИСТРАЖИВАЊА ПЛЕИСТОЦЕНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА КРАЈЕМ XX И ПОЧЕТКОМ XXI ВЕКА

У последњих 30 година појављује се интересовање страних истраживача за Балканске просторе. Један део односи се на највиши део Албанских Проклетија (Palmentola, et al. 1995). У овом раду се помињу „стеновити ледници“ од којих је шеснаест наведено и приказано на прилогу - скици. Овај рад је карактеристичан по бројним материјалним грешкама. Извршена је анализа резултата датих у раду *A note on rock glaciers in the Albanian Alps* (Palmentola, et al. 1995), при чему су тражене локација на Топографским картама и *Google Earth*. Геолошке карте нису употребљене јер је готово сваки обрађени облик на Албанској територији, за шта нису доступне геолошке карте. Материјалне грешке се појављују приликом самог лоцирања. За сваки стеновити ледник дате су географске координате. При наношењу тих координата на топографску карту, у свим случајевима су биле погрешне. У делу граничне тромеђе Албаније, Ц. Горе и Србије, лоцирано је три стеновита ледника на територији Албаније. У једном случају појављује се озбиљна локацијска грешка. Тачка је лоцирана у Албанији, а координате које су дате у раду, тачку смештају у Црну Гору, испод Ујковог крша (2269), недалеко од граничне карауле „Богићевица“. Пошто је извршено лоцирање свих тачака, ни једна није била лоцирана на описаном месту. За пет тачака извршен је директан увид на терену те је јасно да су локације дате произвољно. То поткрепљује и чињеница да нема поклапања надморске висине и координате тачке. Постоји још једна чињеница која ставља под сумњу ова истраживања. Она се односи на снежанике под Ујковим кршем, где се говори да је дужина била неколико десетина метара у касно лето, у току истраживања (Palmentola, et al. 1995). У време теренског обиласка 2005. године, почетком августа није било никаквих трагова снега, леда или смрзнутог тла. То је потврђено и од чланова домаћинства из Плава, који традиционално изгоне стоку на Богићевицу током лета. Изрекли су тврдњу да снег никада ни јун не сачека под Ујковим кршем током последњих неколико деценија, што се закључује и на основу склопа рељефа у том делу Проклетија. Из овога се једино може закључити да ни знатно касније од првих истраживања овог простора није било озбиљнијих помака и сазнања.

Следећа значајнија истраживања на простору Динарских и Проклетијских планина вршена су последњих година на простору Дурмитора, Морачких планина, Проклетија,...(Hughes, 2008, 2007, 2006) Ова истраживања могу се сврстати у два типа:

1. Истраживања савремених, малих ледника на Дурмитору (Дебели намет) и Проклетијама (Буни Језерцес) и ледници под врхом Маја Језерцес (2694). Истраживања обухватају морфометрију леника и стеновитог материјала који је сортиран у виду морена.

2. Датација акумулативних глацијалних облика (моренског материјала)

3.9.1 ИСТРАЖИВАЊА САВРЕМЕНИХ МАЛИХ ЛЕДНИКА ПРОКЛЕТИЈА

Истраживања савремених малих ледника бавила су се морфометријом, тј. израчунањем запремине ледене масе.

Табела 4. Морфометријски подаци малих ледника Маја Језерцес - Буни Језерцес

	Glacier (ha) Glacier area	Glacier volume (m ³)	Average glacier depth (m)	Drainage ratio	Ava- lanche ratio	Glacier me- dian elevation (m)
Маја е Kolacit	5.4	542,879	10.1	2.0	1.9	2040 m
Маја Језерце I	2.4	180,631	7.5	1.2	0.6	2260 m
Маја Језерце II	2.0	141,040	7.1	1.2	0.8	2280 m
Маја Језерце III 4.9	4.9	475,818	10.1	0.7	0.5	2340 m

(Hughes, 2009).

Савремена истраживања малих ледника су у последњих 10 година вршили наши истраживачи на овом простору (Djurović, 2007) на Дурмитору и на Проклетијама (Milivojević et al. 2008; Petrović, 2014). Велики значај има рад Ђуровића из 2007. год. где се указује на погрешно детерминисану глацијалну генезу облика на очигледном примеру код Берковића (БиХ), на падини изнад Дабарског поља. То указује да проблем погрешне детерминације генезе рељефа постаје све актуелнији, али и алармантнији на просторима са развојем плеистоцених ледника. У првом реду, ургентност решавања овог проблема односи се на произвођење све крупнијих грешака, које за основу имају погрешне претходне резултате, који се често не доводе

у питање. Грешкама су највише подложни истраживачи физички удаљени од највиших делова Динарско-проклетијског простора, те често за полазну основу користе претходне резултате, где изостаје усаглашеност и њихова потврда јединственом методологијом. Зато данас долазимо у ситуацију „поверења“ у тачност нових резултата, који то не морају бити, иако је методолошки поступак исправан. Разлог томе налази се у изворним подацима, који нису доведени у питање, а због тога производе вишеструке, предимензиониране грешке експоненцијалног карактера. Та истраживања су у току, а један њихов део представља циљ ове тезе, што се огледа у методологији примењеној од стране Hughes, (2009).

Почетак истраживања најчешће креће од димензионирања, тј. од математичког приказа величинских димензија датог облика.

Овде ће бити детаљније размотрен случај са малим ледницима у Проклетијама (Маја Језерцес, 2694), и краћи осврт на збивања код спорних резултата малих ледника на Динарско-проклетијским планинама.

3.9.2 БУНИ ЈЕЗЕРЦЕС - САВРЕМЕНИ МАЛИ ЛЕДНИК

Савремени мали ледник Буни Језерцес, од стране Hughes (2009), именован је на основу врха Маја Кољает 2490 m н.в. Основни проблем овог именовања је погрешно уписан топоним који не одговара стварном стању. Тако се десило да грешком на топографској карти ТК 25 (ВГИ, 1970), Hughes преузима грешку и користи топоним који у овом делу не постоји, и мења га са постојећим топонимом Маја Кољает (2490). Грешка се уочава на новијем издању топографске карте ТК 50 (ВГИ, 1984), што су потврдили становници који се баве сточарством у овом делу Проклетија, у току теренских истраживања у протеклој деценији.

Постојање ледника са смањењем географске ширине и повећањем надморске висине представља очекивану појаву. Међутим, постојање ледника на мањим надморским висинама и средњим географским ширинама представља посебну и неочекивану природну појаву. Без обзира на њихову малу величину, они имају велики значај у проучавању савремене глацијације, јер представљају глацијалну предстражу великим планинским ледницима који се налазе на већим надморским висинама

и већим географским ширинама. Проучавања малих савремених ледника у Европи који се налазе азонално у односу на планинске просторе са бројним и великим ледницима често су била оптерећена непрецизним и недовољно јасним подацима (литература). Субјективност истраживача умногоме је одређивала бројност ледника на неком простору. Често су велике површине снежаника дефинисане и представљане као ледници, што се очигледно примећује на простору Проклетија од стране Palmentola et al. (1995), где су направљене крупне грешке. С друге стране поједини савремени ледници нису уврштени у преглед ледника одређеног простора, иако се налазе у непосредној локацијској близини где су начињене материјане грешке, које баш поменути рад најбоље приказује.

Највиши део Проклетија представља гребен на ком се издиженајвиши врх Маја Језерцес (2694), у северној Албанији. Овај гребен са просечном висином преко 2500 m н.в., пружа се у правцу северозапада ка врху Маја Кољает (2490). Други гребен који је паралелан са претходним и чини десну страну плеистоценог цирка,



Фото 1. Ледник Буни Језерцес 08.10.2018. године

налази се североистично и просечне је висине од 2300 до 2400 m н.в. Гребени су удаљени један од другог најмање 700 m а највише 950 m. На сужењу и наглој промени правца ова два гребена, где се улази у део плеистоценог цирка са шест језера (Буни Језерцес) приближавају се на мање од 500 m. Управо на том месту лоциран је највећи познати проклетијски ледник под врхом Маја Кољает (2490).

Прелиминарна истраживања обављена 2006. године дала су могућност да се у највишим деловима Проклетија може налазити савремени ледник, што се у наредним истраживањима потврдило (Milivojević et al., 2008). Остало је питање колико на том простору постоји ледника, које су њихове димензије (дужина, површина, дебљина), и прецизна локација (највиша и најнижа тачке, географске координате). Из тих разлога су септембра 2009. извршена су најдетаљнија истраживања савремене галцијације овог простора.

3.9.2.1 ПРЕМЕР ЛЕДНИКА БУНИ ЈЕЗЕРЦЕС

Неприступачност терена и удељеност од комуникација у највећој мери наметнула је методологију премера ледника Маја језерце. Да би се у потпуности избегла субјективност истраживача мерење ледника вршиле су две одвојене екипе и то на два различита начина. Прва екипа вршила је мерење помоћу положног влака, а друга користећи метод трангулације помоћу ласерског даљиномера. Обе екипе су користиле опрему за мерење дужине и хоризонталних и вертикалних углова. Једна екипа је користила мерну пантљику, док је друга екипа користила ласерски даљиномер и стандардни GPS уређај *Trimble*, а угловне вредности су од стране обе екипе мерене геолошким компасом прецизности вертикалног угла од 2° а хоризонталног 1°.

Мерење ледника помоћу полигоног влака вршило се на следећи начин. Од најниже тачке ледника извлачио се полигонални влак који се кретао средином ледника. На сваких 10 m постављане су полигоналне тачке. Управо у односу на главни влак и мерну тачку вршило се мерење бочних димензија ледника, односно његова ширина. Сем дужине мерен је и нагиб, а као контролни податка одређиван је и

њихов азимут. Приликом ових мерења посебна пажна се водила о одређивању реалне границе ледника, јер је на неким местима био прекривен кречњачком дробином, као и дебелим наслагама снега. У средишњем делу ледника, где се мерни влак рачва на два крака, мерење димензија вршено је зракастим извлачењем влакова из једне тачке, где је дужина влака одређивала уједно и границу ледника.

Након извршених мерења и израде нацрта ледника приступило се утврђивању његове максималне дужине, максималне и минималне ширине, висине најниже и највише тачке и негових површине. Упоређивањем резултата мерења извршена на два наведена начина дошло се до следећих података:

Пример ледника је извршен методом триангулације. Основу за мерење дужина страница троугла коришћен је ласерски даљиномер *Leica*, а за углове нагиба геолошка бусола. За ласерски даљиномер коришћен је статив, а за маркацију даљине стандардна подлога 20x30 cm на фиксираном пикету (стативу). Претходно је направљена радна скица ледника са утврђених 28 тачака са којих се вршило мерење дужина страница троуглова, који чине триангулацијску мрежу ледника. Укупно је измерено 57 страница троуглова које чине триангулацијску мрежу од 30 троуглова. Због провере у најужем делу ледника где је и нагиб највећи извршено је унакрсно мерење тако да мрежа има два троугла и једну страницу више од минималне могуће ситуације на 29 фиксних тачака (темена троуглова). При мерењима рубних делова ледника у девет случајева је узета апроксимативна линија која најбоље прати ивицу ледника. Одступања од апроксимативне линије су премерена са 13 помоћних мерења која су прецизно дефинисали рубне делове ледника. При извршеном прикупљању података на терену, мерења су учитана у софтвер *Micro Station* и добијен је модел мреже троуглова који представља површину ледника. Остало је да се триангулацијски модел додатно усагласи према скицама са терена, да би верније приказао ледник, када су у питању рубни делови, тј. контура целокупне површине ледника. На основу додатних мерења нацртана је контурна линија ледника на основу које су добијени морфометријски подаци, на чију тачност најпресудније може деловати прецизност инструмената и методологија мерења извршеног на терену.

Пошто су на леднику Буни Језерцес вршена вишегодишња осматрања и

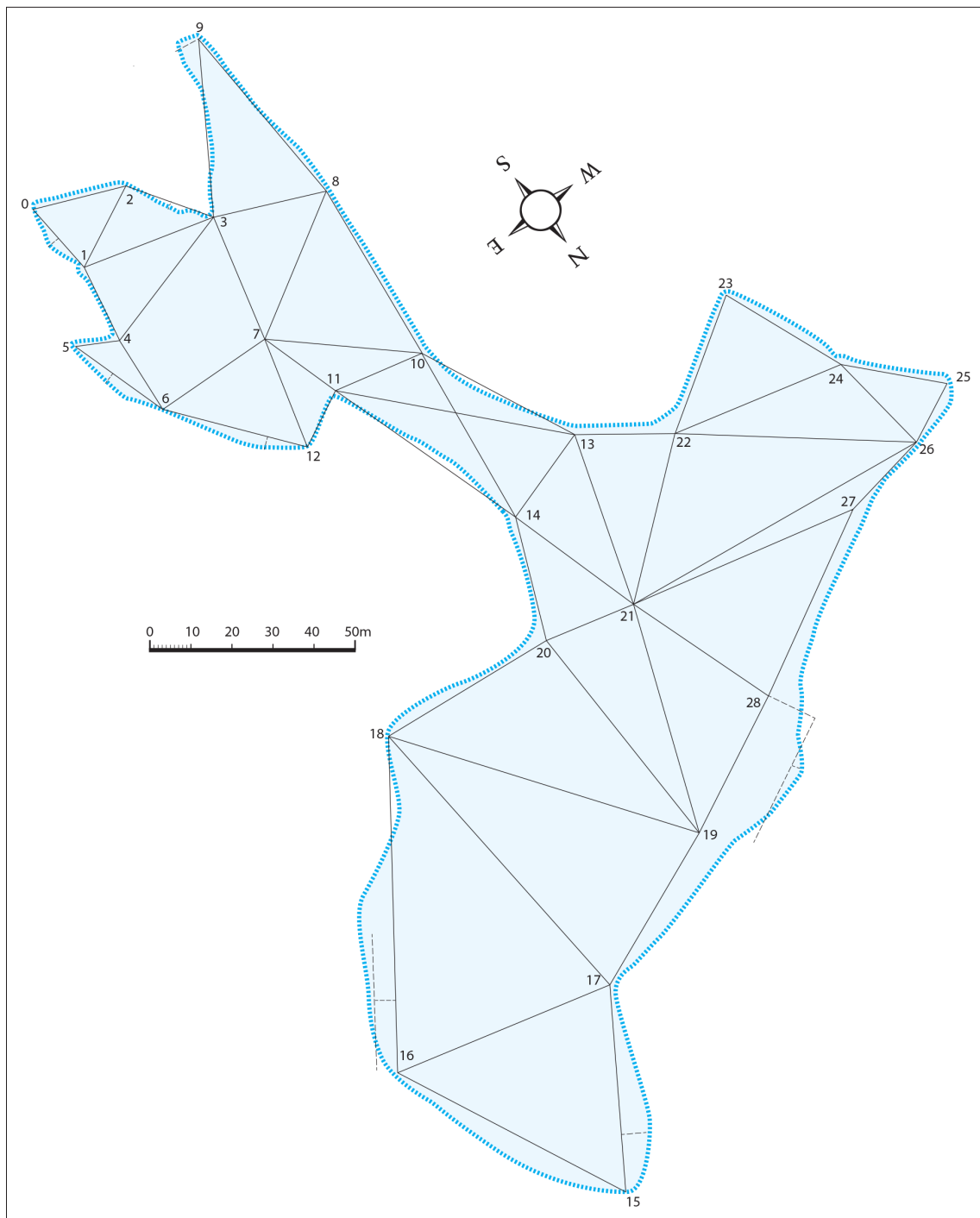


Схема 4. Приказ пренера ледника Буни Језерцес методом триангулације

истраживања (2004–2012. год. изузев 2010. год.), даје се кратак преглед истраживања и утврђивања да се ради о леднику.

Проблем првих истраживања је била прерана посета овом простору. Први пут посета леднику је обављена у периоду од 8–12. јула 2004. у том периоду, овај део Проклетија је био под великим снегом! Највеће језеро је било залеђено на 1/3 површине. Простор изнад 1900 m н.в. који је спуштен између гребена је био потпуно прекривен снегом. Тако је и простор ледника Буни Језерцес био саставни део снежног прекривача континуиране дужине преко 3 km. Тада је било могуће извести претпоставку о вероватном постојању сталног леда.

Наредни обилазак овог простора је обављен 01.08.2005. када такође нису постојали услови за детаљније посматрање у односу на претходни обилазак, због незнатно умањеног снежног прекривача, који је био прекинут на три дела, испод превоја (2306), под Маја Језерцесом (2694).

Обилазак 2006. године обављен је 15.8.2006. када је снежни покривач био пространији, целовитији и већег дубинског развића, у односу на период пре годину и 15 дана. Снежни покривач се простирао од највећег језера Буни Језерцес (најнижа тачка), и на једном месту је био прекинут до превоја под Маја Језерцесом.

Следеће осматрање овог простора, обављено је 15. септембра, 2007. Тада је сумња о могућем леднику учвршћена, са значајном вероватноћом. Пронађени су бројне појаве и облици типични за рецентне леднике, међу којима су: леднички столови, савремени моренски бедеми, и др. (Миливојевић и др. 2008). Поменути истраживања су дала прве и основне представе о постојању савременог малог ледника у Проклетијама у раду *Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije* (M. Milivojević et al, 2008). После тадашњих резултата, истраживања су настављена и дошло се до поузданијих сазнања о овом леднику, као и о неким мањим ледницима под Маја Језерцесом.

Обилазак 12. октобра 2008. године је био у најкаснијем периоду у односу на све дотадашњих обиласке. Током тадашњих истраживања установљено је да се ради о „правом леду“. Тада је на површину избијала углавном тамноплавичаста ледена маса. У чеоном делу ледника чуо се јак „хук“ воде испод леда (подледнички поток),

по површини леда формиране су биле ледничке пукотине дубоке по неколико метара. најдубља је делимично измерена до 2 m, а на основу тога је процењена дубина око 6 до 6,5 m. Дакле, тек од 12. 10. 2008. са сигурношћу је потврђена сумња да се ради о малом леднику и леденој маси.

Следећа циљна истраживања су извршена 25. 9. 2009. Из тих разлога су септембра 2009. Ова истраживања савремене галцијације на простору ледника Буни Језерцес дају конкретније морфометријске параметре и елементе који указују на постојање малог савременог ледника. Метод триангулације и методом полигоног влака су два различита мерна метода која дају готово идентичне површине, са мање од 2% одступања. Поред морфометрису ледника, постављен је систем сајли за мерење брзине кретања ледника. преко ледника је затегнута сајла, која је затегнута између клиновима фиксираних тачака у десни бочни део валовске долине и на стеновити блок на левој ивичној морени. Тако је за затегнуту сајлу вертикално утврђен део сајле дужине 10 m који је спуштен у једну пукотину 2 m у дубину ледене масе. Тако би свако померање ледника условило затезањем сајле, те би било једноставно измерити брзину измрђу мерних периода.



Фото 2. Леднички сто на леднику Буни Језерцес, (15.09.2007.)
(Milivojević et al., 2008)

Пошто је 2010. година била изузета од истраживања, није се остварио увид у брзину кретања ледника.

2011. година је представљала највће изненађење. У том периоду 22. септембра, 2011. затечено је минимално стање површине ледника, које није било познато ни локалним пастирима, који имају директан увид, или су слушали казивања својих старијих роиђака о леднику. Тада се површина смањила за читавих 60% у односу на две године раније, када је први пут измерен. Тако је и покушај мерења брзине кретања ледника остао неизмерен јер је сајла пукла, што наводи на размишљање да је била превише натегнута од кретања ледника током 2010. године, када се није ни извршила провера. Постоји сазнање од планинара, да је сајла била затегнута на свом месту, током лета 2010. године?

Последњи теренски обилазак ледника је обављен 27. септембра 2012. при чему је затечено стање стагнације ледника на 35% смањења у односу на 2011. годину, а само 15% површине од стања 2009. год. (схема 3.) Ова динамика нестанка ледника, даје за право да се то врло лако може и десити у врло блиској будућности?

Овакво тренутно стање са ледником Буни језерцес дало је велике упоредне могућности, као и провере поузданости или непоузданости метода које су ту коришћене. Сада се може рећи да је у раду М. Миливојевић и др. (2008) дато само чињенично стање, а није било покушаја реконструкције и процене димензија запремине ледене масе. У наредном раду израчунате су мерне величине ледника (Hughes, 2009), дају се мере дебљине, запремине,... ледника. Одмах се запажа проблематичност у овом раду. На неки начин је добијена површина овог ледника од 5,4 h? Тај податак не може бити резултат мерења, као и преузимања резултата предходних истраживања, јер је једина процена површине дата у раду (Миливојевић и др. 2008), при чему је јасно стављено на знање да је површина добијена на основу процењене просечне ширине и дужине „ледника“. А у новом случају имамо нови податак који тачно износи 5,4 ha. Овај податак је једино могао бити изведен на основу благог повећања површине која је једино била наведена за поменути ледник? Потом Hughes, одмах улази на израчунавање запремине ледника, при чему се грешка вишеструко повећава? Тако се долази до запремине ледника од $542\,879\text{ m}^3$ и просечне дебљине

ледника од 10.1m. Ако се у обзир узму измерене димензије ледника од 19 773 m² и дебљине ледника која је измерена поређењем стања ледника из 2007, 2008. и 2009. год. са стањем из септ. 2012. год. јасно је да се ради о грубим грешкама. Дебљина ледника је измерена фотографисањем познате основице, на месту где се тачно зна, до које висинске тачке је ледник допирао. Овај метод за димензионисање помиње се у раду М. Миливојевић (2006 Сокобања). Према овом начину мерења дошло се до дебљине ледене масе од 7,6 m. Ова локација представља и највећу моћност ледника. Током јесени 2008. године, на основу пукотине у леднику, и уз помоћ мерне траке, долази се до процењене дебљине ледника од 6 до 6,5 m. Место мерења чинило је локацију максималне дебљине ледника. То указује да је „измерено-процењена“ дебљина методолошки исправно одређена. У највишем делу ледника, његовом десном краку такође је измерена дубина нивоа насталог по отапању снега.

Због података добијених мерењем, може се у кратким цртама указати на проблеме и грешке са којима се сусрео Hughes, (2009).

Почетне и основне грешке чини потпуно ослањање на морфометријске податке дате у раду Миливојевић и др. (2008). Сличан проблем се појављује данас, у истој мери у којој се појављивао почетком прошлог века, на примеру Плавског ледника, узимање резултата из литературе као основа за даља и детаљнија истраживања, новоустановљеним методама.

3.9.2.2 МЕТОДОЛОГИЈА И ПРИМЕР ОДРЕЂИВАЊА ПОВРШИНЕ ЛЕДНИКА БУНИ ЈЕЗЕРЦЕС

Добијени резултати показују да је површина ледника дана 24. 09. 2009. износила 19773 m² (1,98 ha), а при приказивању у хоризонталној равни 18930 m² (1,89 ha). Средња дужина ледника је износила 331,5 m што је за 80 m краће него што је дато у раду Миливојевић и др. (2008). Такође је и површина ледника била знатно већа, јер је израчуната на основу измерене дужине од 410 m и средње ширине 120 m (Миливојевић и др. 2008). Толика разлика је највише условљена периодом у ком је претходно мерење извршено 16. 08. 2006. а мањим делом методологијом мерења

дужине помоћу познате основице измерене угаоне величине. Међутим, најзначајна грешка је направљена при додавању десног, горњег крака ледника. Овај крак заправо представља основни цирк овог ледника, са ширином од 150 m и просечном дужином дужином од 100 m. Грешка се односи на превелику ширину и дужину тог крака, која је заправо била димензија снежаника, док се лед налазио у нижим хоризонтима, те се није могао приметити, а самим тиме ни проценити или измерити његова површина? Тако је процењена површина изнела 5 ha, а представљала је максималну површину која је добијена заокруживањем на већи износ, у смислу правоугаоног геометријског тела. Томе је знатно допринела велика количина снега, која је 2006. и 2013. год. била на вишегодишњем максимуму. Ова појава је запажена редовним праћењем стања ледника Буни језерцес, која се врши дуже од десет последњих година.

Када је у питању овај мали ледник, потребно је разјаснити дилеме које су створене у његовом називу. У раду Миливојевић и др. (2008), није се изричито спомињао његов назив, већ се вршила локација у односу на околне значајне топониме. У наредном раду који обавља Р. Hughes, (2009), помиње се први пут назив ледника „Маја е Колацит“? Од великог је значаја указати на пропуст у вези именовања овог малог ледника. Назив Маја е Колацит носи виши од два постојећа врха, изнад ледника. Проблем настаје услед грешке да исти врх има различите називе на топографским картама различитог размера и издања. Топографска карта ВГИ СФРЈ (1969) ТК 25 носи назив врха Маја е Колацит (2490), док карта ТК 50 (1984) има назив Маја Кољает (2490). Приликом теренских истраживања, установљен је аутентичан назив од два спорна имена за исти врх, који је на картама различитог размера, именован са различитим називима. Тако је установљен погрешан израз Маја Колацит, који се налази уписан на карти ТК25 (ВГИ, 1969). Назив Маја Кољает, исписан на карти ТК50 (ВГИ, 1984) је назив који користи локално становништво, које живи у Црној Гори, али је сточарством везано за тај простор и често се креће по њему. Ово само показује да је именовање ледника „Маја Колацит“ последица грешке на ТК25, а која је коришћена у раду Hughes, (2009). Када је у питању ледник и његова просторна припадност, а извесно је да се спуштао у велики цирк Буни Језерцес (Миливојевић

и др. 2008). Тако је данашњи ледник лоциран тачно на сужењу и пречаги преко које је ледник улазио у пространо удубљење Буни Језерцес. Значи да је лоциран на улазним „вратима“ Буни Језерцеса. За назив простора Буни Језерцес нема спорења назива, од картографског материјала до становништва које живи у околини, где и данас у току летњих месеци тамо напјају стоку. Сам ледник служи као појило за стоку,



Фото 3. Приказ највишег цирка Ропојанског ледника испод Маја Језерцеса (15.09.2007.)

када пресуши пет од шест језера Буни Језерцес. Августа 2012. год. десио се такав случај. Из поменутог се закључује да ледник чини саставни део простора „Буни“, у природном, као и у друштвеном смислу. Због оваквих пропуста, овај ледник ће бити помињан као ледник „Буни Језерцес“ пошто преузимање грешака најчешће доводи до нових, већих грешака и забуна, које треба избегавати.

4. СТРАТИГРАФИЈА ПЛЕИСТОЦЕНА

Плеистоценом се сматра епоха земљине историје у ком се одвијало ледено доба, тј. захлађење које је имало глобални карактер. У временским интервалима са хладном климом, ледени покривач се ширио а ледници на планинама су постајали све дужи и спуштали се у ниже пределе.

Еонотема Еон	Ератема Ера	Систем Период	Серија Епоха	Субсерија Субепоха	Стадијум Година	
Фанерозојик	Кенозојик	Квартар	Холоцен	Горњи/Касни	Maghalayan	4250 god. + 2k
				Средњи	Northgrippian	8236 god. + 2k
				Нижи/Рани	Greenlandian	11,700 god. + 2k
			Плеистоцен	Горњи/Касни	Unnamed	126 k
				Средњи	Unnamed	0,773 mil. god.
				Нижи/Рани	Calabrian	1,8 mil. god.
					Gelasian	2,588 mil. god.

Схема 5. Званична скала квартара (IUGS - ICS) модификовано 2018. године

Термин који се данас најчешће користи у интернационалним стручним публикацијама за глобално захлађење последње периоде геолошке историје називамо плеистоцен, који највећим делом заузима периоду квартара. Оба термина (квартар-плеистоцен, тј. периода-епоха), као термини за одређене периоде геолошке историје, употребљавају се више од 1,5 века (Bourdier, 1957; Schneer, 1969). У вези најновије стратиграфске поделе плеистоцена, 2012. године, код нас су резултати систематизовани у раду „Стратиграфија квартара - савремене промене” (Гаудењи и др.) У поменутој публикацији Гаудењи даје приказ стања у претходном периоду истраживања и поделама које су неадекватно или погрешно повезане са морфолошким појавама, ствараним у плеистоцену. Такође указује неусклађеност стратиграфије без корелације међу различитим дисциплинама за исти геохронолошки период. За једно од погрешних схватања, као пример дат је Пенк-Брикнеров стратиграфски модел плеистоцена на простору Алпа (Penck and Brückner, 1909), што се у

глатиолошким дисциплинама дуго примењивало, и задржало се до данашњих дана. Статиграфске јединице бибер, дунав, гинц, миндел, рис и вирм данас се могу користити само у описивању тераса и њихову међусобну корелацију на простору Алпа према *Kukla*, (1977), што закључује Гаудењи (2009, 2) и даје информације о закључку са 24. IGCP (Међународног геолошког корелационог програма), „Квартарна глацијација северне хемисфере“ где се недвосмислено тврди како Пенк-Брикнерову стратиграфију плеистоцена треба напустити.

Плеистоцен, посматран у геохронолошкој скали, заузима место у њеном самом врху, као временско раздобље у скоријој, тј. историјској прошлости.

Геохронолошке јединице:

- еон (фанерозоик)
- ера (кенозоик)
- периода (квартар)
- епоха (плеистоцен, касније холоцен)
- стадијум/време у годинама (за квартар се најчешће примењују климатостратиграфске јединице маринских изотопских стадијума)

Климатостратиграфска подела има честу примену као релативни показатељ смене периода хладне/топле климе, која се традиционално користи у глацијаним студијама. Основна климатостратиграфска подела издваја две фазе: 1. глацијал, као интервал захлађења климе и фаза 2. стадијала, тј. временски интервал умерене климе, тј. њеног отопљења, и повлачење ледника. Оваква подела је налазила примену у готово свим фазама проучавања глацијације, као и данас, пошто је стављена у функцију периода климе плеистоцена, која је за сада одражава најубедљивију реконструкцију климе плеистоцена.

4.1 МОРСКИ ИЗОТОПСКИ СТАДИЈУМИ – *MARINE ISOTOPE STAGES – MIS*

Марински изотопски стадијуми представљају систематска истраживања на глобалном нивоу у другој половини 20. века, при чему ју на основу океанских седимената узиманих бушењем, вршена реконструкција климатских услови током плеистоцена, (Imbrie et al. 1981). Поменута истраживања се заснивају на одређивању

односа изотопа кисеоника O_{16} и O_{18} , што значи да су утврђивани релативни климатски услови у периоду седиментације на океанском дну. Овај метод даје могућност утврђивања периода седиментације у топлим климатским условима, када је ниво O_{18} нижи у односу на O_{16} , тј. хладним интервалима, када је ситуација обрнута, ниво изотопа O_{18} је виши у односу на O_{16} . На основу методе односа изотопа изотопа радиоактивног кисеоника (O_{16} и O_{18}) у океанско-морским седиментима (MIS), утврђено је 103 циклуса отопљења и захлађења климе у плеистоцену и холоцену. Према хроностратиграфској схеми (3) квартара, данашње стање припада стадијуму MIS1, тј. топлој фази. Њој претходи последња фаза плеистоцена MIS2, последње ледено доба које се завршава пре 11.700 година. Према истој табели, почетак периоде квартара тј. епохе плеистоцена, одређен је на 2,588 милиона година пре данашњице. Према овој подели постоје 51 интервал интергласијала почев од MIS103 до MIS3 и 51 интервал гласијала, од MIS102 до MIS2, који припадају плеистоцену, и данашњи период умерено топле климе у MIS1.

Поред релативног показатеља климатских услова у плеистоцену, паралелно је вршена датација морфолошких елемената рељефа, и то применом више метода, од којих су најчешће време полураспада радиоактивних изотопа других елемената, анализа органских остатака C_{14} – полен, планктон...), при чему се везују за размеру изотопа кисеоника, да би се успешно позиционирали за климатске интервале (топло/хладне).

У стратиграфском опсегу најмлађег гласијалног раздобља MIS2, издвојене су два интер-гласијална и један интер-стадијални период са “краћим” захлађењем, који се назива “дријас”. За време дријаса, климатски услови су скоро у потпуности трансформисани у гласијалне.

- најстарији дријас чини фаза захлађења која је трајала од 17 000 до 14 000 радиокарбонских година пре садашњости, *Oldest Dryas*.
- старији дријас карактерише кратко интензивно захлађење које је трајало приближно 200 година, између интерстадијала, најстаријег и млађег дријаса, *Older Dryas*, и
- млађи дријас је најмлађа фаза дријаса, која се оквирно датира између 12800 и 11500 радиокарбонских година пре садашњости, *Younger Dryas*.

Стратиграфска подела глацијалних појава на Балканском полуострву везује за *дријас* и повезује се са појавама плеистоцене глацијације утврђене лабораторијским методама на Пиндским планинама (Hughes et al., 2004), Шар-планини (Ieman, et al., 2009). Стратиграфија плеистоцена такође се одређује на основу компарације реконструисаних глацијалних елемената на Проклетијама са другим околним простором, (Milivojević et al., 2008).

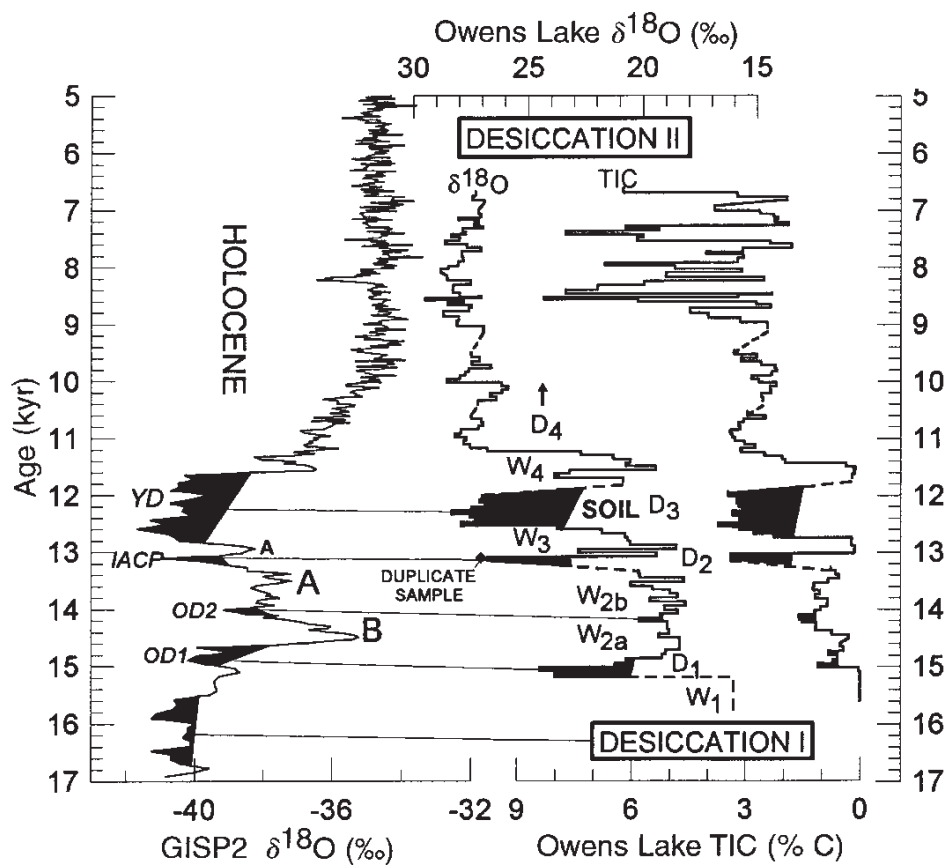


Схема 6. Подела дријаса (MIS 2)
(Benson, 1997)

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2010

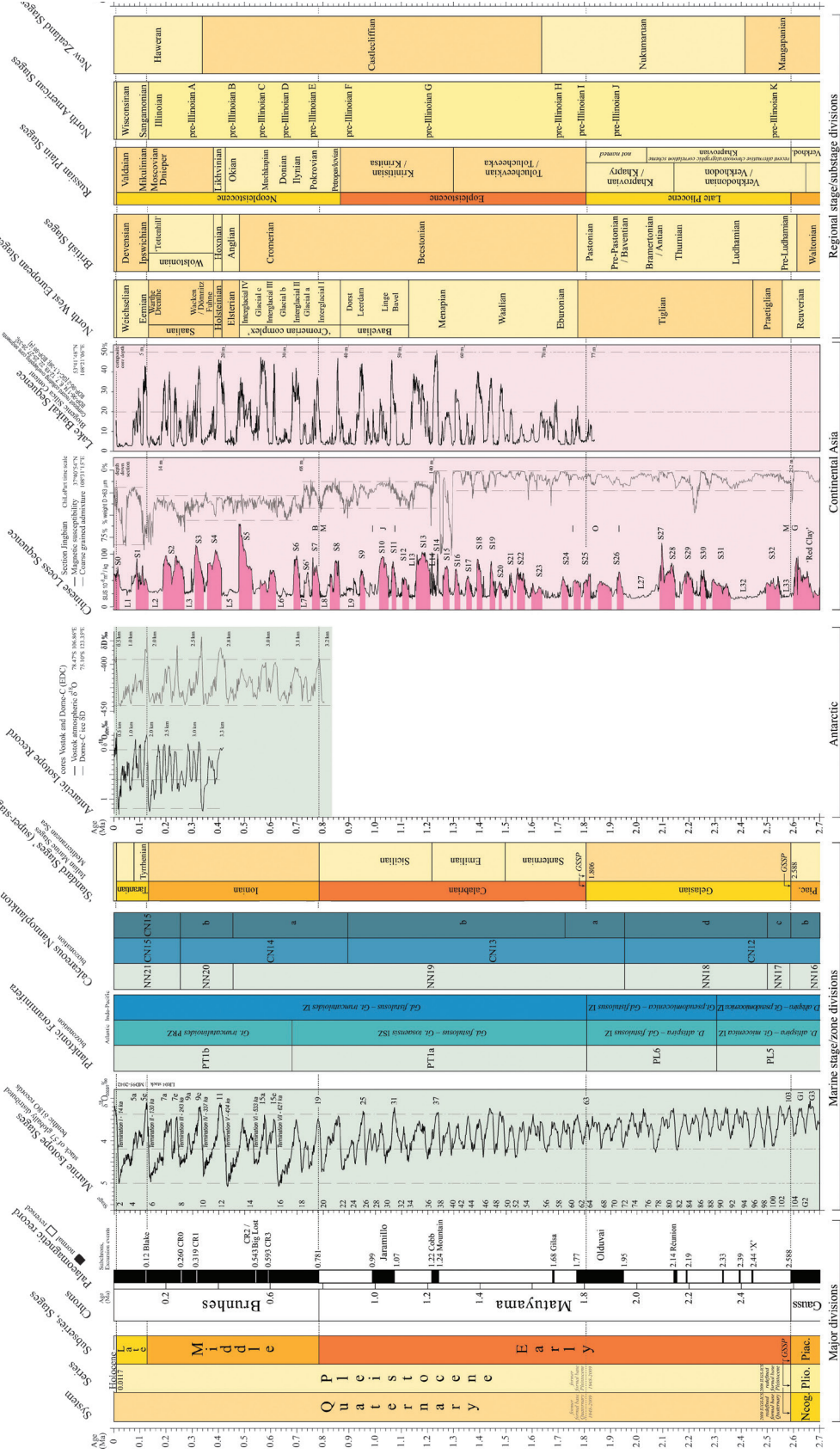


Схема 7. Глобална корелациона хроностратиграфска табела квартара (Gibbard and Cohen, 2008).

5. КРИТЕРИЈУМ ИЗБОРА РЕПРЕЗЕНТАТИВНИХ ОБЛИКА ПЛЕИСТОЦЕНОГ ГЛАЦИЈАЛНОГ РЕЉЕФА И РЕГИОНАЛНИ ПРИКАЗ

Једна од важних потреба ове студије, подразумева избор „репрезентативних“ локација за приказ плеистоцене глацијације на простору Динарско-проклетских планина.

Услове за развој плеистоцене глацијације на Проклетијама приметио је Цвијић (1899), на основу надморске висине, док је Проклетије посматрао са околних Динарских планина. Касније ту претпоставку потврђује (Цвијић, 1913), директним увидом у бројне облике глацијалног рељефа, који се до даншњих дана обрађују у стручној литератури. Пошто главна тема овог рада представља образовање оптималне методологије за утврђивање глацијације уопште, неопходно је правити паралеле са досадашњим радовима из ове области. Зато се један од кључних критеријума поставила заступљеност научних радова о плеистоценој глацијацији на Динарско-проклетском простору.

Усаглашавање и кориговање методологије врло је значајан и неопходан фактор у данашњем времену, у ком су развијене бројне методе датације старости акумулативног материјала. Методологија реконструкције плеистоцених глацијалних облика, свакако има важан научни значај, који је ограничен услед дужине временског интервала теренског рада, као и економског фактора, битног за реализацију теренских, а касније лабораторијских истраживања. Са данашње позиције, ови фактори су очигледни, пошто дају могућност појединим истраживачима из развијених земаља ЕУ, да врше датације на „глацијалним облицима“ и тако долазе до нових, за сада непознатих резултата. Такав приступ има озбиљних недостатака код елемената и фактора на основу којих се врши датација, што намеће питање *да ли се датација врши на глацијалном облику*. То се најчешће јавља због непознавања обављених истраживања и примењене методологије приликом претходних истраживања. Код истраживача који долазе са спољашњег простора, ван Балкана, при упознавању са радовима на простору истраживања, често изостаје критички осврт. Поред тога, отежавајући фактор представља и језичка баријера, што додатно отежава исправно схватање проблематике. То доводи да се облици плеистоцене глацијације, узимају

без критичког осврта, и провере на терену, што ће ускоро бити конкретно приказано. Такав приступ у страту искључује било какв покушај ревизије претходних резултата. То се може објаснити недостатком времена за истраживање, које је најчешће ограничено, али су и терени истраживања тешко приступачни. Поред природних препрека, више долазе до изражаја друштвене делатности*. Проклетије на граници Србије са Албанијом такође су „зона повећаног ризика“, исти је случај са Шар-планином. Тако данас постоји случај да поред природно неприступачних простора, имамо безбедносно несигуран „друштвени простор“, како за локалне тако и за истраживаче из „ван балканских“ држава. Таква ситуација представља проблем веродостојности, пошто се датацијом облика, одређује старост плеистоценог процеса. Датација у сличним случајевима, даје податке за облик који је погрешно детерминисан, као узрок другог процеса. Тај приступ условљава „ланчане, тј. системске грешке“, које је неопходно отклонити у што скоријем времену, да се не би ишло још даље у слепом правцу. Слични примери су изражени у сваременом периоду, пошто се често резултати претходних истраживача не доводе у питање? Чак се у појединим случајевима узимају као „догме“ и критикују се они који указују на могуће грешке, које су често оправдане и логички утемељене, с обзиром на расположиве техничке могућности претходних истраживача. Те грешке најчешће и нису последица „не знања“ наших претходника, већ су последице недовољно развијене „документације простора“. Под тим се подразумевају топографске карте са приказаним подацима, на основу мерења у која се ни изблиза није могло поуздати као у данашњем периоду. Такође су инструменти за одређивање надморске висине били непрецизни и давали су грешке и преко 200 m, када је анероид упитању, (Цвијић, 1899.). Често су били неопходни и водичи у неприступачним просторима, а који су руковођени мотивима који се нису поклапали са мотивима истраживача. Тако је истраживач морао доносити одлуке на основу водичевих казивања, усвајати их као објективне, или одбацити као субјективне, или састављати своју теорију, на основу своје обраде. Из поменутог, сасвим је очекивано да су настале грешке које се у данашњим околностима вероватно не би десиле. Наука и технолошки развој су у све чвршћој спрези, што данас даје већу могућност обиласка комплексног сагледавања целокупног

* Одређени делови Динарида у БиХ минирани су за време оружаног сукоба (1992/95).

простора, него што је било пре једног века. Сада смо у ситуацији да висока научна и технолошка достигнућа у појединим сегментима представљају „препреку“ на којој се може „заглавити“, тако да се расположиво време истраживања троши на „савлађивање препрека“.

У појединим приликама такав „брзи“ приступ може бити један од мотива истраживача, који у данашњем времену „журе“ да се издигну и прстигну своје претходнике, па и савременике, али и неким „наметнутим нормама“? Такав развој ситуације указује на неопходност постављања сегмената „научног мозаика“ на своја места у једном систему, у супротном, „препрека“ може постати тешко савладива?

Основни критеријум за одабир репрезентативних локација на простору Динарско-проклетијских планина је обим и тип глацијације који је на њима био заступљен. Такође је за анализу неопходна и досадашња истраженост простора, како би се могло вршити поређење са простором на ком има рецентне глацијације. Све то указује на неопходност одабира високопланинских долињских ледника на просторима који су под рецентним глацијалним процесима. Овакав приступ ће приказати рецентну високо-планинску глацијацију са међусобним сличностима, најчешће када су физички закони упитању. Такође је узет пример платоске глацијације, зато јер се у радовима о глацијацији Динарских и Проклетијских простора могу срести тврдње о платоским ледницима (Цвијић, 1913). Тако је извршен избор ледника са неколико простора широм света, где је глацијација савремен процес. Најчешће су то ледници који се могу приближно покlopити по димензијама али и другим морфометријским карактеристикама са истраживаним простором.

За пример су узети примери савремене глацијације максималног развића, нпр. ледник Федченко на Памиру, да би се принципом очигледности физичко-математичких особина, сагледале особине ледника. На тај начин плеистоцена глацијација може се свести на могућу, а не очекивану меру. Изражено другим речима, долази се до ситуације да је веома мала могућност да плеистоцени ледник има „фантастично велике“ димензије, уколико су други елементи плеистоценог рељефа несразмерни дужини и висини ледника, па и по неколико десетина пута? Тако је највећи број упередних савремених ледника узет са простора Алпских

планина, затим са Хималаја, Скандинавије, Аљаске, и Исланда за платоски ледник.

У раду се често примењује „принцип очигледности“, зато што је потребно применити савремене методе на одговарајућим локацијама и генетским типовима, јер у супротном губе смисао, па чак и доприносе заблудама у научним истраживањима. Метод као метод, није циљ истраживања, већ средство које ће допринети стварању слике правог стања на терену, о процесима који су на њему деловали, али и да се предвиде будући процеси.

5.1 ПРИМЕРИ МЕТОДОЛОГИЈЕ РЕКОНСТРУКЦИЈЕ ПЛЕИСТОЦЕНЕ ПЛАНИНСКЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ НА ПРОСТОРУ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКИХ ПЛАНИНА

Примери имају значај због њихове универзалности и својства примењивости на друге просторе плеистоцене глацијације, првенствено за простор Балканског полуострва. Према морфолошким особеностима планинског простора, према досадашњим научним радовима и према савременим радовима, узети су типични простори Динарско-проклетијских планина, захваћени плеистоценом глацијацијом, које чине:

Прењ, Волујак, Дурмитор, Морачке планине, Комови, (Ловћен и Велебит као приморске планине), Проклетијске планине, Малисорске Проклетије, Бјелич, Жијово, Богићевица. Због „шире слике“ дато је пар примера са теренских истраживања са Шар-планине, Смоликаса и Тимфија (Пинд у Епиру, Грчка)

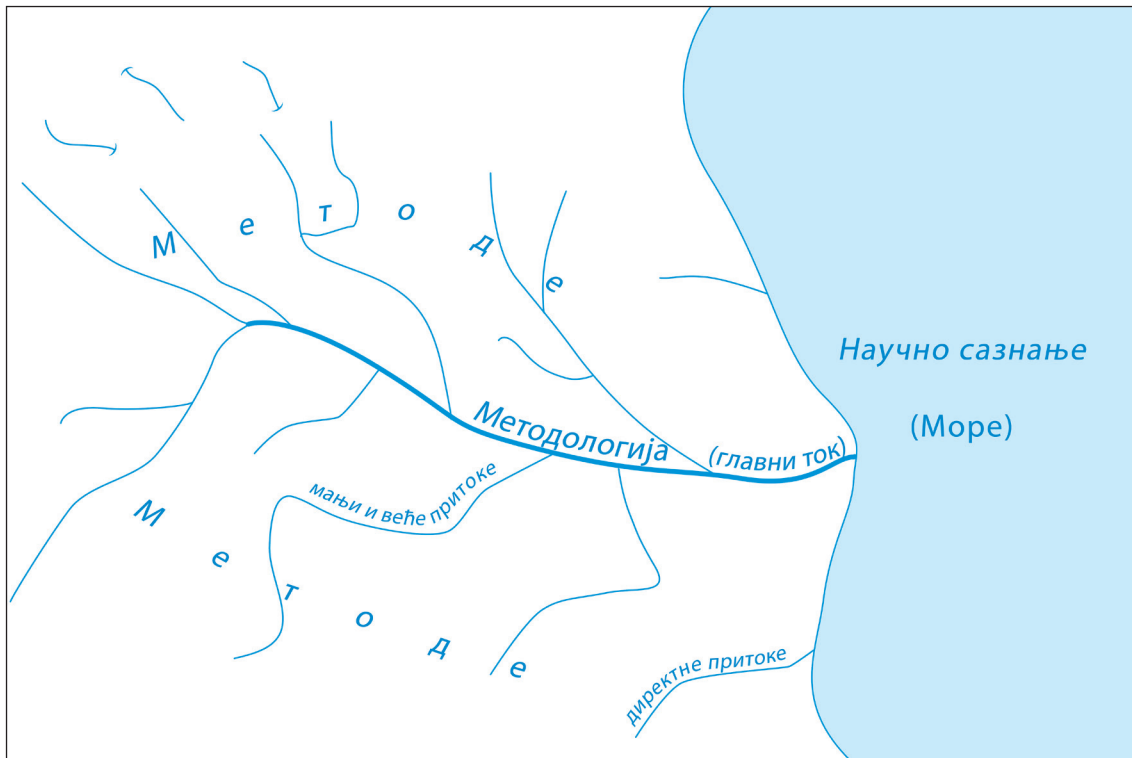


Схема 8. Географска шема удела научних метода и методологије при стварању свеобухватне слике научних сазнања

Табела 5. Параметри који се користе за одређивање облика ледника, према класификацији Свейске службе за мониторинг ледника*

Бр. 1 Примарна класификација	Бр. 2 Облик	Бр. 3 Чеоне карактеристике	Бр. 4 Уздужни профил	Бр. 5 Главни извор храњења	Бр. 6 Активност језика	Бр. 7 Моренска шифра 1	Бр. 8 Моренска шифра 2
0	Нејасан или разнолик	Нејасан или разнолик	Нејасан или разнолик	Непознат	Нејасна	Нема морена	Нема морена
1	Континентални ледени покров (<i>Continental ice sheet</i>)	Сложени облик	Суподински (<i>Piedmont</i>)	Уједначен, правилан	Приметно повлачење	Терминалне морене	Терминалне морене
2	Платоски ледник (<i>Ice-field</i>)	Сложени облик	Проширен (<i>Expanded</i>)	Лавине	Благо повлачење	Бочна или средишња морена	Бочна или средишња морена
3	Ледничка капа (<i>Ice cap</i>)	Једноставан облик	Овалан (<i>Lobed</i>)	Каскадни	Статичан	Реактивирани морене (<i>Push moraines</i>)	Реактивирани морене (<i>Push moraines</i>)
4	Језик плагоског ледника (<i>Outlet glacier</i>)	Цирк	Одламајући (<i>Calving</i>)	„Ледопад“ (<i>Ice-fall</i>)	Благо напредовање	Комбинација 1 и 2	Комбинација 1 и 2
5	Долински ледник (<i>Valley glacier</i>)	Ниша	Срасли (<i>Coalescing</i>)	Прекинут (<i>Interrupted</i>)	Приметно напредовање	Комбинација 1 и 3	Комбинација 1 и 3
6	Планински ледник (<i>Mountain glacier</i>)	Кратер			Могуће издизање	Комбинација 2 и 3	Комбинација 2 и 3
7	Минијатурни ледник или снежаник (<i>Glacieret and snowfield</i>)	Клинасти лед (<i>Ice apron</i>)			Поуздано издизање (<i>Possible surge</i>)	Комбинација 1, 2 и 3	Комбинација 1, 2 и 3
8	Леднички шелф (приобални ледник)(<i>Ice shelf</i>)	Група			Осцилује	Дробна, нејасно да ли је моренска	Дробна, нејасно да ли је моренска
9	Стеновити ледник	Остатак				Морене, тип нејасан или није наведен	Морене, тип нејасан или није наведен

* (World Glacier Monitoring Service - WGMS).

6. МЕТОДОЛОГИЈА ИСТРАЖИВАЊА

– Научни метод –

Научним методом у науци се подразумева стандардизовани поступак којим се долази до опште признатих научних истина, а којима се формира научни поглед на истраживану тематику и свет уопште. Ако постоји проблем за који се тражи научно објашњење, поступак се састоји од стварања теорије која ће, ако се покаже исправном, разјаснити проблем. Затим се теорија подвргава експерименталној провери. У зависности од резултата експеримента, теорија се сматра доказаном или одбаченом. Поступак се спроводи на следећи начин:

1. Проблем се формулише тако да се недвосмислено види шта је питање и коју хипотезу треба проверити.

2. Теорија представља идеју о томе шта се налази иза појаве која се истражује и одабир одговарајућих метода којима се може проверити теорија.

3. Експериментална провера теорије представља израду модела или теста којим се теорија може потврдити или одбацити.

4. Анализа и дискусија провере састоји се од компарације резултата других аутора, који се односе на сличну проблематику.

5. Закључак да ли, и у којој мери, резултати експеримента потврђују теорију. Закључке је потребно изводити на основу доказа који су проверени и потврђени расположивим средствима цивилизацијског развоја, без обзира на сопствено схватање појаве која се испитује.

Неке научне хипотезе у одређеним научним дисциплинама су сложене да њихову проверу врше читаве генерације научника, и поред свега поменутог нема поузданог одговора на питање да ли су тачне.

Нови експерименти најчешће се изводе под свеобухватнијим условима, као и са прецизнијим инструменталним мерењима и потпунијим подацима при чему се трага за пропустима почетних експерименталних истраживања. По уочавању недостатка, јавља се потреба усавршавања теорије или осмишљање новог експери-

мента или модела. Важност експеримента и модела је њихова поновљивост за све који желе и имају услове за то. Током примене експеримента и модела, постепено се долази до бројних услова у којима се може применити. У области природних дисциплина, а самим тим и геоморфологије, бројни су елементи и фактори који делују на рељеф у дугачком временском периоду. То је један од основних разлога због чега се у физичко-географским дисциплинама споро долази до јединствене, опште прихваћене научне истине, већ се та истраживања генерацијама допуњавају, коригују, долази до одбацивања старих теорија, али и њиховом повратку.

Један од филозофских погледа на научну методологију даје Карл Попер, где говори како „наука не почиње пуким посматрањем већ проблемском ситуацијом у којој постоји неслагање између наших очекивања (теорија) и стварности“ (К. Поппер, 1959). У истом делу К. Попер је метод поставке проблема и доказивања назвао „метод покушаја и погрешки“. Према таквој поставци методологије, он говори да треба тежити једноставнијим и општијим методама од претходних, а као такве треба да омогуће откривање чињеница које уопште нису уочене пре него што их је нова теорија предвидела.

Поменуто филозофско гледиште Карла Попера има значаја при истраживању плеистоцене глацијације. Често се превише даје на значају резултатима добијеним методама датације, који се „поклапају са интервалима плеистоцена, те са на основу тога врше реконструкције простора под старим ледницима. То доводи до превида при формирању опште слике глацијације на основу резултата, који се ретко подвргавају проверама у складу са новим технолошким достигнућима, већ се врше даља, детаљнија истраживања, док се општа слика губи из вида, а често се дешава да је та „слика“ погрешно формирана.

У истраживању је неопходно формулисати новие претпоставке. Оне могу бити у стању да боље објасне уочене чињенице. Ипак се не може ту зауставити, и неопходна је обавеза смишљања других метода, које ће преиспитивати садашње теорије и тежити да их оповргну.

Ниједна теорија није толико истинита а да се критика њоме не бави, и да се врши провера поступка.

6.1 МЕТОДЕ ЗА ОДРЕЂИВАЊЕ ВИСИНЕ СНЕЖНЕ ГРАНИЦЕ

Полазна основа за реконструкцију висине снежне границе чине напуштени леднички облици рељефа (гласијална морфологија), формирано током плеистоцене гласијације на истраживаном простору. Гласијалну морфологију чине две основне групе облика формиране геоморфолошким процесима:

- процес ерозије
- процес акумулације

Оба процеса су оставила трагове на простору захваћеном плеистоценом гласијацијом, у зависности од типа гласијације, литологије и морфометрије терена. Због различитих услова и њихових међусобних комбинација, данас имамо различиту заступљеност очуваних трагова плеистоцених ледника.

Како би ледничка ерозија била могућа, потребно је формирање леденог покривача, од атмосферских падавина и температурних услова хладне климе, која задовољава услов стварања снежног покривача у дужем временском периоду.

Следећи услов за дејство ледничке ерозије чини топографска површина на којој ће бити формирана критична маса леда, која има довољну енергију да оствари кретање. Поред „критичне масе“ снега и леда, значајне су морфометријске особине рељефа, које могу деловати стимулативно или дестимулативно на брзину кретања ледене масе. Морфометријске карактеристике рељефа делују на дужину, ширину и апсолутну висину допирања ледника.

Из претходног се издвајају три основна услова за почетак дејства плеистоценог, савременог и будућег гласијалног процеса.

- палеоклиматски, тј. метеоролошки услови
- динамика ледене масе
- рељеф са својим морфометријским карактеристикама, које у значајној мери утичу на морфометрију ледника на том простору, а у зависности од интензитета прираста снежне масе (позитивни снежни биланс).

Постојањем ледника на топографској површини ствара се услов дејства ледничке ерозије која оставља разне форме у самом рељефу, а који се назива гласијални

или леднички рељеф. Поменута су два типа глацијалних облика који се на више начина манифестују у рељефу по престанку глацијалног процеса.

Најкрупнији и најбоље очувани облици глацијалне ерозије на Динарско-проклетујским планинама су:

- плеистоцени циркови
- плеистоцени валови

Најчешће заступљени облици плеистоценог глацијалног процеса акумулације на Динарско-проклетујским планинама чине моренски бедеми.

На основу морфометрије плеистоцених ледничких облика, и њиховог висинског положаја на топографској површини, помоћу бројних метода одређује се висина снежне границе (ELA)

6.1.1 РАВНОТЕЖНА ВИСИНА СНЕЖНЕ ГРАНИЦА

6.1.1.1 СРЕДЊА ВИСИНА ГЛАЦИЈАЛНЕ СНЕЖНЕ ГРАНИЦЕ

Висина снежне границе, дефинисана је као доња граница вишегодишњег снежног покривача на топографску подлогу, еквивалентна је појави фирна на алпском ледничком простору, што чини доњу границу снега на крају годишње сезоне аблације. (Porter, 2001). На таквим ледницима, фирн граница је приближна висини снежне границе, на којој је снежни биланс у току године близак нули. У најновијим палео студијама висине снежне границе, равнотежна линија се сматра синонимом за висину снежне границе, тј. њене надморске висине. Након рада од стране Meier и Post (1962), висина снежне границе дефинисана је као висина равнотежне линије снега (ELA). Разлика између висине рецентне ELA и ELA последњег глацијала формулисана је као зона снежне депресије (L_1 ELA).

Биланс масе ледника, и кретања равнотежне линије ледника одређују бројни процеси климатских промена. За већину ледника на нижим географским ширинама (умерени ледници), најважнији услов је могућност акумулације леда у сезони снежних падавина и аблација у сезони топлог периода. Заједно ови параметри

обухватају низ могућих услова који контролишу ELA. Због тога се не може извести вредност палео температура, на основу ELA и L_1 ELA (Porter, 1977; Seltzer, 1994).

6.1.2 МЕТОДЕ

У студијама планинских ледника умерених и ниских географских ширина, користи се више метода за реконструкцију плеистоцене ELA. Пошто се методе разликују у њиховом приступу, добијени резултати нису у потпуности упоредиви.

6.1.2.1 ВИСИНСКА ЗОНА ЦИРКА

Када се простирање ледника своди на цирк, његова ELA обично не лежи високо изнад просечне висине цирка. Дакле, цирк се налази у близини снежне границе. Иако је овај приступ примењив у неким ситуацијама, у случају када је плеистоцени глечер раскинут у цирку, тада су циркни ледници испод нивоа ELA што значи да се на основу локације циркне депресије не може директно израчунати ELA. Осим тога, у многим тропским глацијалним планинским венацима, и на високим вулканима, где ледници прошире излаз из циркова и формирају леднички ваов, у овим околностима ELA се често налази испод висине зоне цирка. У сличним случајевима, реконструкција снежне границе на основу висинске зоне цирка може значајно да потцени стварну висину снежне границе.

6.1.2.2 БОЧНЕ МОРЕНА ВАЛОВА ЗА ОДРЕЂИВАЊЕ ВИСИНЕ СНЕЖНЕ ГРАНИЦЕ

За леднике уравнотеженог, стабилног стања, висинска граница својих савремених бочних морена лежи на линији равнотеже. Ако су бочне морене бившег ледника добро очуване, онда висина њихових бочних бедема представља границу блиску бившој ELA (Схема 9 - б). Будући да је ова метода коришћена са успехом у неким областима (Mahani, 1990), у многим регионима алпских плеистоцених ледника, моренски бедеми су одсутни или слабо очувана а у најбољем случају пружају

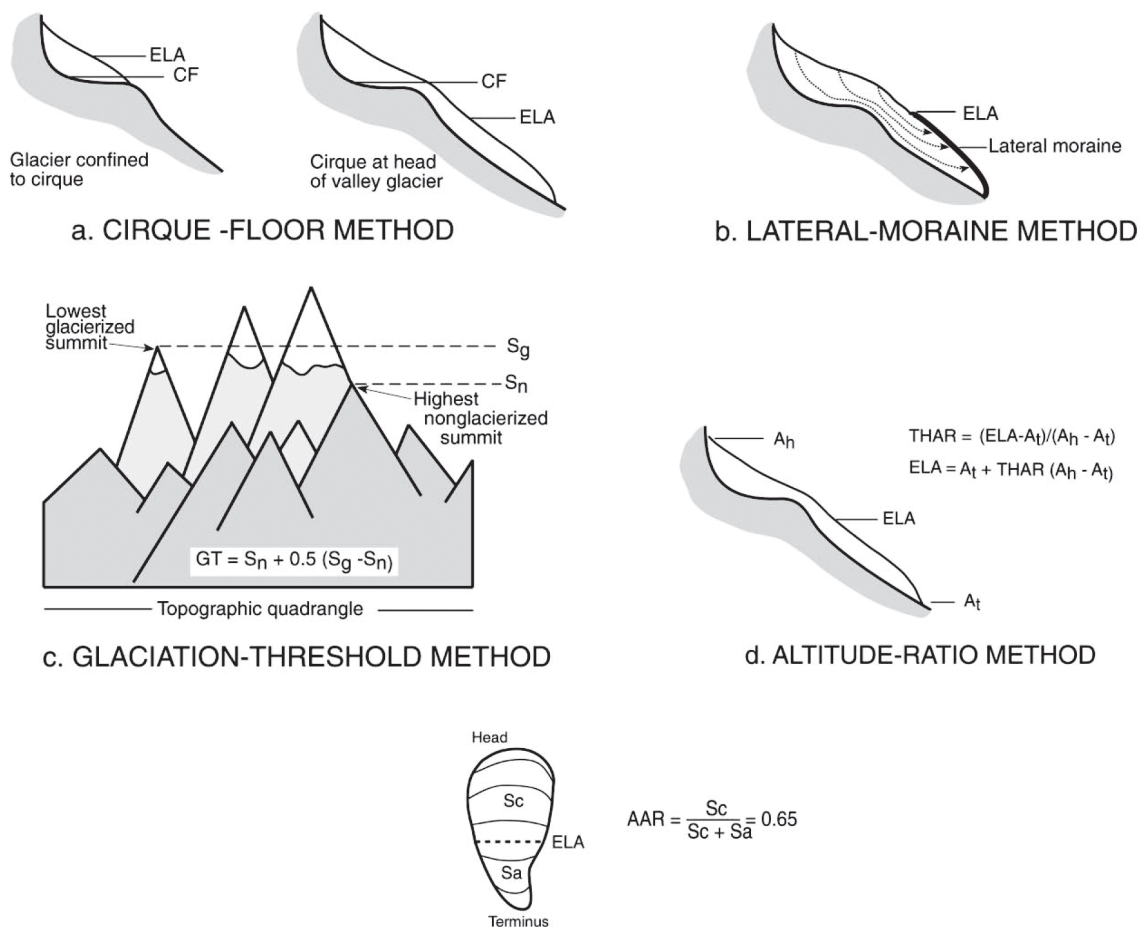


Схема 9. Приказ одређивања средње висине снежне границе ELA

извор: Porter, 2001 (Snowline lowering)

ограничене процене за савремену ELA. Meierding (1982), сматра највишу висину бочних морена као најмање поуздан, од неколико метода за одређивање плеистоцена ELA.

6.1.2.3 ГЛАЦИЈАЦИЈА ПРАГ

Праг глацијација на одређеном простору (обично 7,5 “ топографског квадрата или његов еквивалент: нпр, око 60 км² на 45° географске ширине) средња висина је између најниже планине са ледницима и највише без ледника (Схема 9-С). Иако се овај метод не односи на изоловане врхове, као што су вулкани, показало се да је користан за процену регионалних кретања висине снежне границе преко

планинских венаца нпр. (Ostrem, 1966; Porter, 1977). Студије су показале да праг глацијације представља регионални ELA тренд, која обично лежи 100-200 m више. (Meierding, 1982)

Методе за одређивање ELA које је даје Porter (2001), прихваћене су од стране савремених истраживача, када су упитању Динарске планине. У савременом периоду, за одређивање висина снежне границе ELA на Ловћену, такође су примењивани исти извори (Porter, 2001), од стране Stepišnik и Žebre, 2011. године.

Методе за одређивање ELA, су бројне, и разликују се на основу специфичности простора, обима и типа глацијације, очуваних ледничких трагова, аритметичких метода,... тако да се не може наћи универзални метод за дефинисање ELA. Реконструкција ELA најчешће се врши једноставним методама, заснованим на компарацији при увиду рецентне глацијације са плеистоценим траговима, тако да није неопходана примена сложених математичко-статистичких метода, пошто се резултати тог типа могу брзо и самостално израчунати. Пошто реконструкција ELA највише зависи од директне и индиректне анализе терена од стране истраживача, чест је случај да се примени неки од општих метода и направи се одређена корекција (Meierding, 1982), у односу на очуване облике глацијалног рељефа, уз уважавање познатих палео климатских елемената (Porter, 1977).

6.1.2.4 АПСОЛУТНА ДАТАЦИЈА

- КОСМОГЕНИ РАДИОИЗОТОПИ У ПРИРОДИ -

Један део природних радиоизотпа пореклом је из метеорита, који је стечен пре њиховог стицања до Земље, док су у међупланетарном простору били изложени дејству космичког зрачења. Космогени изотопи који су у природи распрострањени у значајнијим количинама на Земљи су: ^3H , ^7Be , ^{10}Be , ^7Be , ^{14}C , ^{22}Na . (Miljanić, 2008., 60). Космогени метод који се најчешће примењује при датацији плеистоцених морфолошких елемената, је радиоактивни берилијум - ^{10}Be . Берилијум је изотоп који је најзаступљенији у природи, са укупном масом од 434 t на планети Земљи. Време полураспада берилијума је $1,51 \cdot 10^6$, што значи да се изолована маса радиоактивног берилијума преполови за незнатно дужи период од 1,5 милиона година, (Kuhleman

et al. 2009, 2013). С обзиром на количину берилијума у природи и његово време полураспада од 1,5 милиона година, што је нешто више од половине трајања плеистоцена, овај метод данас се показао као „приступачан” за датацију стена на основу космогених радиоактивних елемената, ради одређивања њихове старости. Начин на који се узимају узорци са терена где преовлађују магматити врши се прикупљањем кварцних делова стене у количини која стаје у кутију за шибице (оптимално 30 g). Узорак се узима са великих стеновитих блокова метарских димензија, тј. са њихових горњих делова изложених сунчевом зрачењу. Осим тога, потребна је основана претпоставка да се ради о стени са моренских бедема ледничког порекла. Величина стене је значајна због повећане могућности да је стена остала стабилна после њеног транспортовања на леднику. Локација на којој се узима узорак стене се наноси на карту или се координате записују са GPS пријемника. Због могућих одступања и погрешки приликом претпоставке да се ради о стабилној моренској стени, узима се већи број узорака ради елиминације могуће грешке или погрешне претпоставке (Kuhleman et al. 2009). Анализа материјала и одређивање старости, врши се у малобројним лабораторијама, од којих су услуге *Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zurich, CH-8093 Zurich, Switzerland*. примењене за датацију моренских бедема источног дела Шар-планине (Kuhleman et al. 2009). Проблеми везани за ову методу датације су материјане природе за услове у којима се ради самостално, од стране готово свих земаља Балкана. Овај фактор унапред ограничава самосталан рад, а са друге стране као позитиван фактор условљава међународну сарадњу, али у зависном статусу.

Табела 6. Приказ датације узорка моренској материјала на Шар-планини*

Број поља	Гео. шир. (°N)	Гео. дужина (°E)	Надм. висина (m)	Qz Кварц (g)	$^{10}\text{Be} \cdot 10^6$	године старости без урачунате ерозије (Ka)	године старости са урачунаном ерозијом (Ka)
S5	42.18	20.98	1355	32,02	14,79 ± 0,72	11,3 ± 1,4	12,4 ± 1,7
S6	42.18	20.98	1398	31,67	19,59 ± 0,84	14,2 ± 1,7	16,1 ± 2,3
S7	42.16	21.00	2020	39,97	23,18 ± 1,23	10,8 ± 1,4	11,9 ± 1,7
S8	42.15	20.99	2153	33,08	27,46 ± 2,1	11,5 ± 1,6	12,7 ± 1,9
S11	42.17	20.98	1402	12,07	23,24 ± 1,73	18,7 ± 2,3	19,4 ± 3,2
S13	42.14	20.99	2300	36,33	31,11 ± 1,36	11,6 ± 1,4	12,9 ± 1,8
S16	42.01	20.79	2212	39,20	32,95 ± 1,64	13,1 ± 1,6	14,7 ± 2,1
S18	42.74	20.82	1776	30,93	23,73 ± 1,27	12,9 ± 1,6	14,4 ± 2,1

*Извор: Kuhleman et al. 2009



Фото 4. Узимање узорка на морени испред Јажиначког цирка (Шар-планина) у јулу 2007. год. за датацију космогеним методама.

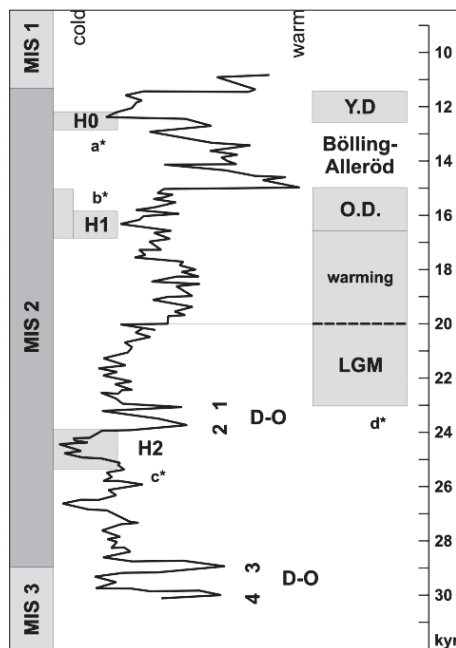


Схема 10. Претпостављена стратиграфија развића глацијације Шаре (Kuhleman et al. 2009), у корелацији са максимумом леденог језгра Гренланда (Severinghaus et al., 1999)

6.2 МЕТОДОЛОШКИ ПРОБЛЕМИ

- ПУТ ЗА РЕКОНСТРУКЦИЈУ ПЛЕИСТОЦЕНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ-

У научним радовима често се срећу „методолошка прескакања“ непознатих елемената плеистоцене глацијације, у приликама реконструкције висине снежне границе. Тај случај у највећој мери се јављао у почетним истраживањима, када је и потврђено присуство ледника на Балканским планинама (Цвијић, 1897). Почетна фаза имала је за циљ проналазак ледничких трагова током плеистоцена. То су били најкрупнији облици, који су у ствари типични примери ледничког рељефа. Претрага терена је започела са опажањем два крупна и типична облика глацијалног рељефа. То су циркови и валови, а одмах уз њих запажају се и моренски бедеми.

Циркови су најчешће врло поуздани трагови плеистоцене глацијације у односу на остале плеистоцене глацијалне облике. Поузданост циркова заснивала се на локацији у највишим Динарско-проклетијским планинама, као и на целом Балканском полуострву, где су издигнуте високе планине. Реконструкција ледника и висина снежне границе, вршена је на основу најнижег акумулативног моренског

материјала у комбинацији са цирковима и висином ободних делова цирка. Проблем у овом случају најчешће узрокује недостатак моренског и уопште акумулационог материјала.

Други типичан облик представљале су валови. Оне су узимане као поуздан глацијални индикатор, само ако су имале “U” или “V” попречни пресек? Дакле било је једино потребно да се ставе у “одговарајући глацијални тип облика” Често није размотрено ништа друго што би често искључивало ледничке облике рељефа?

Када су били познати елементи плеистоценог глацијалног рељефа, као што су циркови, затим валовске долине, следеће шта је недостајало за комплекснију реконструкцију биле су морене. Морене су представљале вело проблематичан облик при реконструкцији. Пошто су морене акумулациони облици, за разлику од циркова и валовских долина, оне су најподложније процесу деловања ерозивних процеса у холеном периоду. Чеони моренски бедеми били су пожељни за одређивање висине плеистоцене снежне границе, али и величине самог ледника, као и најниже тачке његовог допирања. Из тог разлога често се дешавало да без утемељених доказа буду одређени као морене, чак и облици који чине матичну стену, на примеру Дечанске морене, у близини манастира (Цвијић, 1913). На овај случај указао је нешто касније, на истом облику (Милојевић 1937). Тако имамо случај да у два блиска истраживања имамо јако великих разлика у реконструкцији обима плеистоцених ледника? Међутим, ове разлике нису биле довољне да се појава комплексније истражи, те се до данашњих дана користе „максималистички“ резултати истраживања и реконструкције једног дела плеистоцених ледничких облика. Било је довољно да се на основу акумулативног бедема одреди глацијални генетски процес, на основу тога што се иза “морене” налази облик који одговара рељефном типу “валовска долина” која је установљена на основу попречног пресека. Као што се може запазити, постојала је велика могућност да се „грешка сабира са грешком” а све је еволуирало да савременог доба када се „грешке” квадрирају, или чак дижу на виши степен. На сличан методолошки проблематичан начун установљен је најдужи ледник на Проклетијама и Балкану, током плеистоцена. Ову теорију је утемељио Цвијић (1913), учврстио Милојевић (1937), тако да се она одржава до данашњих дана. Каснији резултати показују да је ледник имао дужину мању од 1/3 дужине, која је раније одређена на

35 km, (Миливојевић и др., 2008).

Из прегледа претходних истраживања обима и типа глацијације, може се говорити о методолошким проблемима и потребама истраживача. Основна потреба је примена једноставних, брзих и јефтених метода који ће дати најбоље резултате у специфичним околностима. Тако је и данас незамисливо истраживати један простор са траговима плеистоцене глацијације, без директног одласка на терен. Теренске методе су остале и даље незамењиве, и поред свих техничких средстава данашњице. Пошто се ради о специфичном простору, често савремена средства могу постати чак и отежавајућа околност ових истраживања. Заправо, савремена научна и лабораторијска средства захтевају и адекватну организацију и припрему самих теренских истраживања, која подразумевају далекое већа ангажовања у људству, техници и финансијама. Пошто је на научном видику изгледније приближавање новом леденом добу, него ли побољшању кадровске, техничке и финансијске опремљености истраживања, ова тематика није захвална за анализу.

Јединствена појава почетних истраживања планинског простора представља коришћење теренских метода рада. Извори литературе били су ретки, а коришћени су само за упоредну анализу ради потврде одређених форми глацијалног рељефа. Теренски део истраживања сведен је на осматрање и закључивање што је запажено (виђено), првенствено на основу морфологије рељефа у зони плеистоцене глацијације. На терену су често рађене скице и карте, планови, уздужни и попречни профили, панорамске скице,... Највећи проблем био је немогућност сазнања постојећим методима, која је морфологија типична за глацијални рељеф. То доводи у питање генетско порекло облика и његовог околног простора. Има случајева где се дешавају погрешне детекције генезе облика, те се не глацијалном процесу приписује глацијални, као у случају Пећких и Дечанских морена? (Цвијић, 1913). Још су чешћи случајеви код псеудоглацијалних форми са глацијалним дефинисањем. Најчешћи случајеви псеудоглацијалних облика налазе се на простору захваћеном плеистоценом глацијацијом, те му се „олако“ додељује квалификација „глацијални“, без чврстих основа.

6.3 МЕТОДЕ ЗА ОДРЕЂИВАЊА ГЕНЕЗЕ ГЛАЦИЈАЛНОГ АКУМУЛАТИВНОГ МАТЕРИЈАЛА

6.3.1 МЕТОД СОРТИРАЊА АКУМУЛАТИВНОГ МАТЕРИЈАЛА И КОЕФИЦИЈЕНТ ЗАОБЉЕНОСТИ ЗРНА ГЛАЦИЈАЛНОГ МАТЕРИЈАЛА

Један од метода за утврђивање генезе порекла акумулираног материјала, транспортован глацијалном ерозијом, управо представља сортираност материјала и коефицијент заобљености зрна (појединачних делова еродованог материјала). Ова метода је разрађивана од почетка прошлог века (Udden, 1914; Wentworth 1922), али је актуелна и у данашњем времену, и може бити корисна при реконструкцији плеистоцене глацијације. Сортираност и заобљеност материјала зависи од литолошке грађе на еродованом простору, типова и облика ерозије, нагиба терена, количине падавина те протицаја могућег речног тока.

То значи да од типа стена на датом простору зависи величина фрагмената и њихова заобљеност при акумулацији у зони одлагања материјала. Затим следе типови ерозије (глацијалне, флувијалне, колувијалне,...), нагиб и дужина терена на ком се врши транспортовање и еродовање материјала.

Према начину сортираности акумулативног материјала може се делимично утврдити динамика ерозије којом је материјал транспортован. због тога је важно сагледати тип седиментације и дисперзију величина сортираног материјала.

6.3.2 ВЕЛИЧИНА СЕДИМЕНТНИХ ФРАГМЕНАТА АКУМУЛИРАНОГ МАТЕРИЈАЛА

Постоје више начина примене ове методе, али је једна од најобухватнијих метода разрађена од стране *Friedman and Sanders* (1978).

Овај метод се сматра најобухватнијим што покрива најразноврсније димензије фрагмената акумулативног материјала. Ту спадају муљ (блато), песак и шљунак. Процена укупне текстуре узорка, своди се на заступљеност у процентима свих величина фрагмената у акумулацији. Одреди се проценат муља, глине (тј. блато), проценат песка, и проценат крупнијих фрагмената, шљунак и стене. Одреди се однос

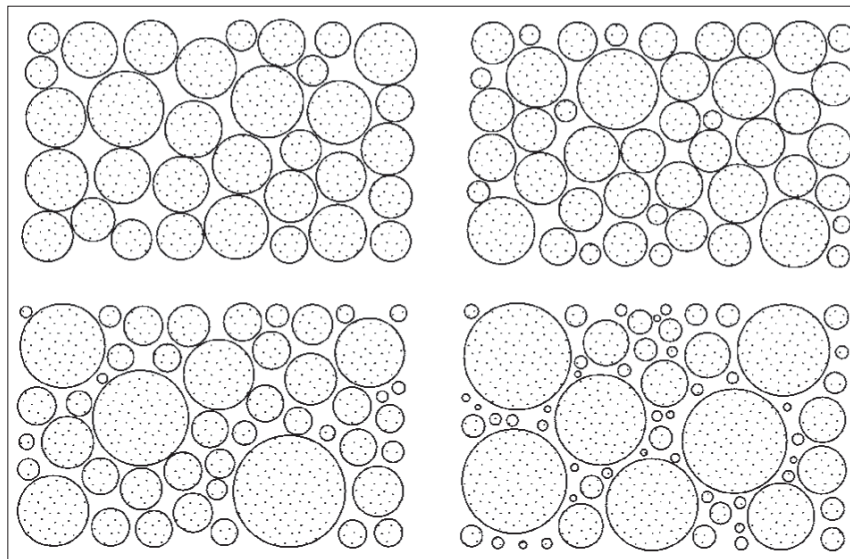


Схема 11. Сортирање акумулативних фрагмената материјала
(Friedman and Sanders, 1978).

блато/песак / шљунак, у процентима (нпр. 40% блато, 10% песак, шљунак 50%).
Процент заступљености се одређује визуелном проценом на откривеној површини
димензија између 0,5 и 2m².

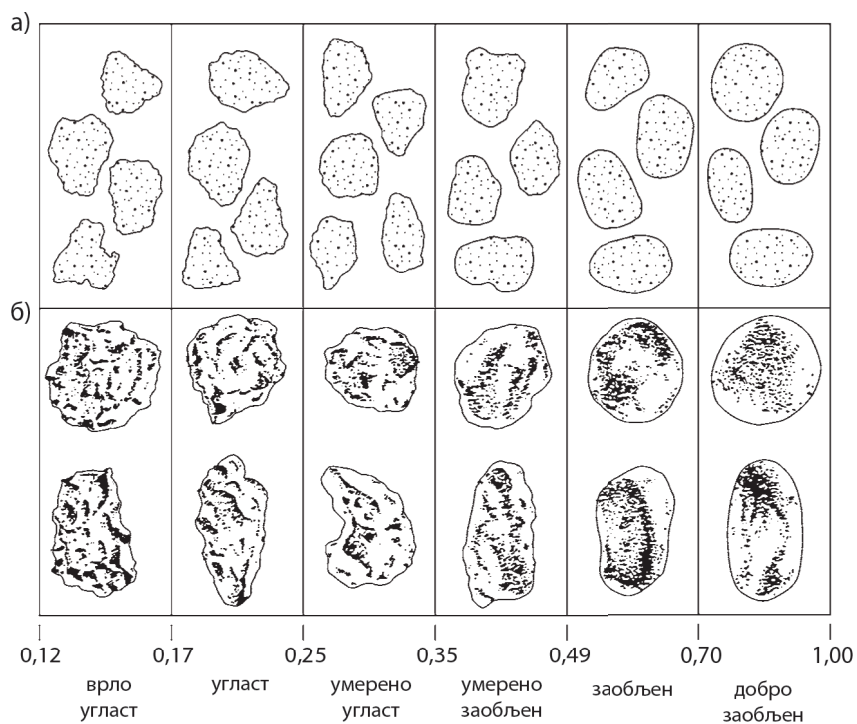


Схема 12. Коефицијент заобљености материјала у зависности од
генетског типа ерозије, (Powers, 1953)



Фото 5. Заобљеност акумулативних фрагмената код манастира у Брезојевици, са унутрашње стране акумулативног бедема, (лева обала Лима) 02.10.2016. год.

Сортирање седимената. Пошто се уради процена заступљености одређених типова седимената у акумулационом материјалу, за сортирање се користе стандардни термини:

- врло добро сортирани
- добро сортирани
- лоше сортирани
- веома лоше сортирајни седименти

Такође је могуће дати знатно грубљу визуелну процену сортираног материјала, нпр. грубо сортиран материјал, фрагменти се додирују, фино сортиран материјал, с тим што је у овом случају потребно снимити или скицирати сортирање седимената на датој локацији, уз кратак и прецизан опис.

Када је упитању сортирање материјала и његова заобљеност на акумулативном бедему у који је Лим усечен, приметно је да материјал са тог бедема не одговара материјлу таложеном ледничком ерозијом, већ флувијалном генетском типу. Узорци материјала су узети са три локације на бедему у Брезојевицама. На фотографији (фото 5), са крупним фрагментима, приказан је матични материјал који према

заобљености заузима категорију са коефицијентом заобљености зрна од 0,7 Powers, (1953). Узорак са чеоне стране бедема чини материјал са великом количином педолошког покривача, песка, ситних фрагмената стене (заобљени шљунак димензија око 1,5 cm), и по неким већим облутком (фото 6). Такође се преме сортирању материјала овај узорак сврстава у категорију лоше сортираног материјала, флувијалног порекла, нанетотог Комарачком реком и Лимом.



Фото 6. Сортирање акумулативниг фрагмената на спољашњем делу бедема у Брзојевици, Плавска морена 16.09.2007.

6.4 ЕЛЕМЕНТИ ГЛАЦИЈАЛНОГ РЕЉЕФА

6.4.1 ПЛЕИСТОЦЕНИ ЦИРКОВИ

У високим планинама плеистоцени циркови представљају амфитеартална улегнућа са три стране затворена високопланинским гребенима, а отворена на једној страни у виду плеистоцених валовских долина. Плеистоцени циркови су резултат дејства коцентрисања ледене масе на „повољном“ простору тј. предиспонираном простору услед промене угла нагиба на уздужном профилу пада ледника. По формирању довољне количине ледене масе, ледници су напуштали циркове крећући се ка нижим пределима под силом гравитације. У самом цирку као колектору ледене масе, дејство механичке силе ерозије леда на подину (матичну стену) проширивало

је дно и износило литолошку основу у виду подинских морена. Рад механичких сила изазваних гравитацијом, изменио је облик преледничком високопланинском простору, који је променио свој првобитни облик под утицајем покретне ледене масе, при чему настаје цирк.

Димензије плеистоцених циркова на Динарско-проклетијским планинама, најчешће се изражавају у стотинма метара, док у мањој мери постоје плеистоцени циркови километарских димензија (Цвијић 1913; Милојевић 1937). Данашњи простори Динарско-проклетијских планина са развијеним плеистоценим цирковима карактеришу сипари и плазеви који су у већини случајева под утицајем колувијалног и периглцијалног процеса, тј. мразног разоравања и обрушавања стенске масе са вертикалних страна залеђа тих циркова (Миливојевић, 2006).

6.4.2 ПЛЕИСТОЦЕНИ ВАЛОВИ

Леднички ерозивни облик током плеистоцене глацијације чинили су валови, којима се кретао ледник формиран у цирковима у залеђу. Данас представљају долине водених токова, или су то суве долине до изворишних зона водотока, а у неким случајевима то су суве скрашћене долине.

Уз плеистоцене циркове, валовске долине су важан показатељ постојања ледника на високопланинском простору. Ипак само њихово постојање није довољно за поуздано вршење реконструкције висине снежне границе, дужине и надморске висине допирања ледника.

6.4.3 ПЛЕИСТОЦЕНЕ МОРЕНЕ

Плеистоцени моренски бедеми, изграђени су од материјала који чини геолошку подлогу простора на ком је ледник формиран и простора преко кога се кретао према чеоном делу. Морене су нестабилан облик у односу на облике циркове и валове, због својих физичких карактеристика које чини материјал од седимената транспортованих ледником. Моренски материјал је изложен дејству холоцене ерозије, те је могуће његово преталоживање, ван глацијалним процесима. Чеоне морене

имају лучан облик са теменим делом у смеру кретања плеистоценог ледника, док су крајњи делови уназадно повучени, ка ивичним деловима валовских долина. Типови постгласијаних морена значајно су редуковани у односу на морене савремене гласије, због њиховог данашњег положаја изложеног ерозији на топографској површини. За реконструкцију плеистоцених ледника и висине плеистоцене снежне границе, најпоузданије плеистоцене морене су чеони моренски бедеми, првенствено они најнижи, али и остали, сукцесивно повучени. Поред чеоних морена, у неким случајевима постоје очувани фрагменти ивичних морена. На простору по ком се кретао ледник у појединим деловима постоји разасути моренски материјал ношен плеистоценим ледницима у облику површинске, субподинске или подинске морене.

Поред поменута три макро облика гласијалне ерозије, честа је појава и других мезо и микро облика, који немају пресудан значај за реконструкцију плеистоцене гласијације, нарочито не, на ширем простору. Микро гласијални облици рељефа у више прилика су производили заблуде код истраживача на Динарско-проклетиским планинама, што је довело до грешака у реконструкцији плеистоцене гласијације, од којих многе нису преиспитане новијим методама, што је основни циљ овог рада. Микро-гласијални облици су значајни индикатори за утврђивање гласијалног процеса у плеистоцену и могу послужити за одређена систематска мерења и анализе, те ће у овом случају бити разматрани у својству утврђивања ерозионог процеса, тј. генетског типа појединих „гласијалних“ облика.

У поменуте облике убрајају се :

- гласијално раме
- мутониране стене
- нунатаци,
- моренски блокови
- стрије, и тд.

7. МОРФОМЕТРИЈА ПЛЕИСТОЦЕНИХ РЕКОНСТРУИСАНИХ И САВРЕМЕНИХ ЛЕДНИКА

Подаци који су дати у табелама приказују морфометријске податке четири плеистоцена ледника и активних ледника, према стању од последњих 5 година. Касније су дати подаци за три платоска ледника на Исланду, и један број реконструисаних ледника на Динарско-проклетијским планинама.

Циљ овако приказаних података је да се утврди законитост морфометријског развића ледника на простору изнад, и испод равнотежне висине снежне границе (ELA). Због постављених критеријума узимане су димензије савремених ледника, који се према задатим особеностима, могу поредити са плеистоценим ледницима на Динарско-проклетијским планинама.

У првом реду узети су долињски ледници, различитих димензија, које су приближне димензијама реконструисаних ледника, који су овде предмет истраживања. Долињски савремени ледници се простиру на свим континентима северне хемисфере.

Елементи простора покривеног ледом као и ледника за овај рад обухватају:

1. Сабирни простор једног ледника, или ледничког система (простор изнад снежне границе у km^2).

Овај податак показује колика је површина са позитивним снежним билансом. На основу тога може се доћи до основних података као што је дужина, ширина, дебљина, висина,... ледника. Ово у првом реду показује директну зависност димензија ледника у односу на сабирну површину система ледника, а која се налази изнад ELA, и чини зону "храњења" снежним падавинама, тј. леденом масом.

2. ELA - просечна висина снежне границе на ледничком простору, један је од најбитнијих показатеља на основу које се једино може измерити топографска површина простора изнад снежне границе.

3. Максимална дужина ледене масе, мерена од главног крака (изворишта) посматраног ледника, од гребена до чела ледника.

4. Дужина ледника испод снежне границе (ELA)

Претходне две дужине код ледника су важне за вредност индекса за који је

додатно потребан параметар ширине ледника, и као такав даје очигледне примере који указују на дужинке димензије ледника.

5. Ширине ледника дате су по два основа: просечна минимална ширина, и просечна максимална ширина. На основу овога стиче се увид на терен кроз који ледник пролази, али и број “ледничких притока”. За прорачуне код математичких индекса ледника, у обзир је узимана просечна ширина ледника испод снежне границе.

6. Надморска висина отапања ледника показује најнижу висинску тачку ледника. Она показује енергију ледника да се спусте испод снежне границе, док се мора узимати у обзир и “снежна сабирна површина” која има значај за допирање ледника.

7. Експозиција ледника даје увид на утицај појачане Сунчеве активности на одређене леднике.

8. Просечан уздужни пад ледника, и његову моћ да се спусти испод снежне границе. Овај параметар представља показатељ где се може сагледати висина спуштања ледника, али и енергија самог ледника.

Даље у табели се дају одређени индекси и коефицијенти који нам у значајној мери показују о ком је типу ледника се ради.

9. Индекс сабирне површине и дужине ледника испод E_{LA}.

10. Однос дужине и ширине ледника, он показује дали се ради о ледничким платоима, или долињским ледницима.

11. Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника, испод E_{LA} у индексним јединицама од 100 m (100 m = 1). Овај податак показује да су дужине ледника предвидиве у значајној мери.

12. Однос дужине доњег дела ледника, испод снежне границе у односу на горњи део ледника, изнад E_{LA}.

7.1 МОРФОМЕТРИЈСКА АНАЛИЗА ЛЕДНИКА СА ПРОСТОРА

РЕЦЕНТНЕ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ

(анализа Google Earth снимака, картографској материјала и фотодокументације)

Потреба за прецизнијом реконструкцијом плеистоцених ледника на простору Динарско-проклетијских планина захтева поређење са савременим ледницима који су и данас распоређени по високим планинама Земље, али и на хладним просторима, блиским поларним областима. У раду се полази од поставке да плеистоцени ледници имају више заједничких (подударних) особина са рецентним ледницима. У првом реду то се односи на математичке међусубне односе који имају заједничке карактеристике на просторима сличних морфолошких карактеристика. Овде се најчешће ради о чистим физичким особинама које се изводе у једном великом „лабораторијском” окружењу. То окружење је у овом случају природно окружење. Покушај сваког вештачког експеримента би имао бројне недостатке у односу на природно окружење и савремени процес глацијације на високим планинама наше планете. Данашњи развој, првенствено техничких наука, развио се до тешко замисливих и неприступачних техника до само 10-так година раније. Данас је могуће са скоро свима приступним технолошким достигнућима, у одређеној мери заћи у сваки „кутак” величине пар стотина метара, на нивоу планете и стећи увид у скорашње одређен пресек стања.

Да би се извршила успешна реконструкција плеистоцених ледника, неопходна је морфометријска анализа различитих типова рецентних ледника, првенствено долињског типа. Долински тип ледника најпрострањенији је на Динарско-проклетијском простору, али је у значајној мери према радовима из прошлости заступљена и платоска глацијација (Цвијић, 1913)

Да би све могућности, које су биле резултати истраживања биле покривене адекватном анализом и методологијом, неопходно је било узети и у разматрање и платоске типове ледника. Поред ова два основна типа, у разматрању и анализи рецентних ледника узет је у обзир и долињски тип ледника, који се отапају у океану. Такви ледници размотрени су на простору северног дела Стеновитих планина на Аљасци.

7.2 КРИТЕРИЈУМИ ИЗБОРА ЛОКАЦИЈЕ ЛЕДНИКА ЗА ПОТРЕБЕ ДИМЕНЗИОНИСАЊА МОРФОЛОШКИХ КАРАКТЕРИСТИКА

Принцип сличности представља један од почетних критеријума за избор рецентних ледника. Принцип сличности подразумева да димензије данашњих ледника буду приближно једнаке плеистоценим ледницима, реконструисаним у овом раду на Динарско-проклетијским планинама. Потребно је установити одговарајући број ледника чије су дужине, површине сабирног простора изнад снежне границе, висинска разлика између висине снежне границе и чела ледника, те однос ширине и дужине ледника испод снежне границе приближно једнаки?

За ову анализу узето је четири плеистоцена ледника на Динарско-проклетијским планинама, и то:

1. Ледник Тисовице на Прењу
2. Трновачки ледник на Волујаку
3. Сушички ледник на Дурмитору и
4. Ропојански ледника на Проклетијама

Ова четири плеистоцена ледника реконструисани су током протеклих истарживања од (Цвијић 1899, 1913; Милојевић 1937; Маровић и др. 1972; Миливојевић 2006, 2008). Поред увида резултата, извршене су корекције према прегледу *Google Earth 3D Image*.

Параметри који су добијени по реконструкцији ових ледника, узети су за упоредну морфолошко-математичку анализу са рецентним ледницима. Због веродостојније поменуте анализе пронађени су савремени ледници са приближним димензијама четири поменута плеистоцена ледника са највиших делова Динарско-проклетијских планина. Међутим, није било довољно извршити поређење само са приближно сличним рецентним ледницима. Разлог томе су велика одступања у реконструкцији плеистоцених ледника. Та одступања су већа од 4 пута, у неким случајевима. Један од најдрастичнијих случајева је Плавски ледник, где је разлика 8 према 35 km? Дакле 4,4 пута је већа дужина Плавског ледника реконструисаног 1913.

од Цвијића, (Цвијић, 1913), него „његов” најдужи крак Ропојански ледник (Миливојевић и др. 2008). Сличан је случај са Руговским и Дечанским ледником на источним странама Проклетија.

Због сличних података, неопходно је било извршити анализу савремених ледника који имају приближне димензије. Пошто су извршене анализе мањих савремених ледника за упоредну анализу, показало се да су потребне морфометријске анализе далеко већих савремених ледника. Зато се указала потреба да се анализирају и други савремени ледници, а којих више није било у Алпима, нити у Европи. Ситуација је налагала да се пређе у највише планине планете, као и на просторе блиске половима. Због таквог случаја извршене су морфометријске анализе четири ледника на Аљасци и једног на Тјан-Шану. Такав приступ наметао је случаја Плавског ледника, одређене дужине 35 km (Цвијић, 1913). Савремена глацијација на Аљаски има карактер и платоске глацијације, тј. нема дефинисану висину спуштања чела ледника, који често завршавају у фјордовима. То је условило да се анализира случај једног од највећих долињских ледника данашњице, као што представља ледник Федченко на Тјан-Шану. Морфометријска анализа ледника Федченка је била неопходна ради провере „математичких односа” великог ледника са другима, знатно мањим, да се провери постојање или непостојање законитости које важе и за „велике” и за „мале” леднике?

Поред поменутих 12 ледника долињског типа, извршено је морфометрисање четири ледника на Исланду, који се спуштају са ледничког платоа ка подножју планинског масива. Неопходност њихове анализе била је потребна ради утврђивања могућности платоске глацијације на Проклетијама, тј. Кучкој површи (Цвијић, 1913).

Значајно је поменути, да се у току морфометријске анализе појавила потреба за компарацијом савремених ледника великих димензија, који су ретки, чак и у највишим планинама. То је био један од показатеља за преиспитивање постојања ледника велике дужине на „Динарско-проклетијским” планинама?

Савремени ледници који су анализирани и морфометрисани, узети су на 16 различитих локација, од којих су шест ледника у Алпима, четири ледника на

Аљаски, један ледник на Скандинавији, четири ледника на ледничком платоу на Исланду и један на Памиру, као највећи савремени ледник на Земљи.

Важно је нагласити да су ледници на Аљаски и један на Скандинавији, ледници прелазног типа. То су долињски ледници који у својим горњим деловима имају карактеристике леденог платоа, где су на на ширим превојима ледене масе два ледничка система спојена. И поред тога, свих пет поменутих ледника су по морфометријским карактеристикама јако слични, готово подударни са ледницима долињског типа осим ледника *Harvard Clacier* у *College* Фјорду. Овај ледник допире до Тихог океана, где се отапа. По многим карактеристикама он одступа од долињских ледника, и тежи ледницима платоског типа.

Као посебан, контролни случај, узет је ледник Федченко, који се налази на сучељу највиших планинских венаца на планети. То је на месту где се венац Хинкуша судара са венцима Хималаја и Тјан-шана, у близини Врха Комунизма, највише тачке на Памиру. Локација сучеља ова три венца чини једно велико развође планетарних размера. Одатле се воде одводњавају у три океана (Тихи, Индијски и Северни ледени), и чак два басена са унутрашњим одводњавањем (Таримска потолина и басен Каспијског језера). Само ови подаци на неки начин указују да се ради о специфичној локацији, где би се и могло очекивати нешто што битно може да одудара од свих осталих ледника, а то су гигантске димензије у овом случају. Уз све поменуто, Федченко има северну експозицију на читавој дужини, и то је најтипичнији долињски ледник на Свету, а такође је и најдужи, са својих 75 km дужине.

Неопходно је било узимање морфометријских података о савременим ледницима. За тај посао најпогоднијим се показао GoogleEarth, чијом се применом јасно стиче увид у простирање ледника и даје могућности морфометрисуња највећег дела потребних података. Поред морфометријских карактеристика, од значаја је брзо и прецизно добијање уздужних, попречних, и других потребних профила. Од овако добијених података, добијани су многи морфометријски параметри по истом критеријуму. То позитивно утиче за компаративну анализу са другим ледницима, при чему се долази до законитости развоја ледника у односу на природно окружење, првенствено на рељеф који и чини те просторе.

Добијене мере, у првом реду висине снежне границе су у једном броју случајева провераване са постојећим научним радовима. Дакле, прво су извршени премери и онда се вршила провера добијених резултата за податке који су били дати. Резултати који су добијени мерењима и узимањем метричких елемената на *Google Earth*, у поређењу са подацима из литературе, нису ни у једним случају кориговани. За корекцију није било потребе, заправо су подаци у научним радовима били оскуднији. У следећем делу биће приказани резултати истраживања у новијем периоду, а који се могу поредити са резултатима добијеним премерима у *Google Earth*. О леднику Федченку S. Iwata (2009), даје податке за дужину ледника од 73-77 km (Zaalaysky, 2009). У овом раду је коришћен програм *Google Earth*, па подударност резултата због тога није случајна. Потпуно су исте бројке у оба случаја узете са истим алатом. Висина ELA, је одређена на 4500 m, у оба случаја, дужина ледника испод ELA је 45 km, а изнад ELA је 30 km. значи да ту разлике нису постојале.

Када се ради о површини, добијени су јако подудрани резултати. Aizen et al (2009), даје податке од 900 - 992 km² за дужине ледника од 70-77 km. У границама овде дате површине уклапа се измерена површина од 925 km², а која је мерена према дужини ледника од 75 km. Треба напоменути и случај временског пресека приказаног на *Google Earth*. Ради се о датумском времену из ког потиче снимак са ког су вршена мерења. То није од већег значаја, јер на савремене леднике дужина већих од 5 km, висина ELA, и друге димензије ледника, нису имале значајних промена у задњих неколико година.

7.3 ТАБЕЛАРНИ ПРЕГЛЕД МОРФОМЕТРИЈСКИХ
КАРАКТЕРИСТИКА И
МЕЂУСОБНИХ МАТЕМАТИЧКИХ ОДНОСА
ЧЕТИРИ ПЛЕИСТОЦЕНА И ДВАНАЕСТ РЕЦЕНТНИХ ЛЕДНИКА

7.3.1 ТРНОВАЧКИ ПЛЕИСТОЦЕНИ ЛЕДНИК

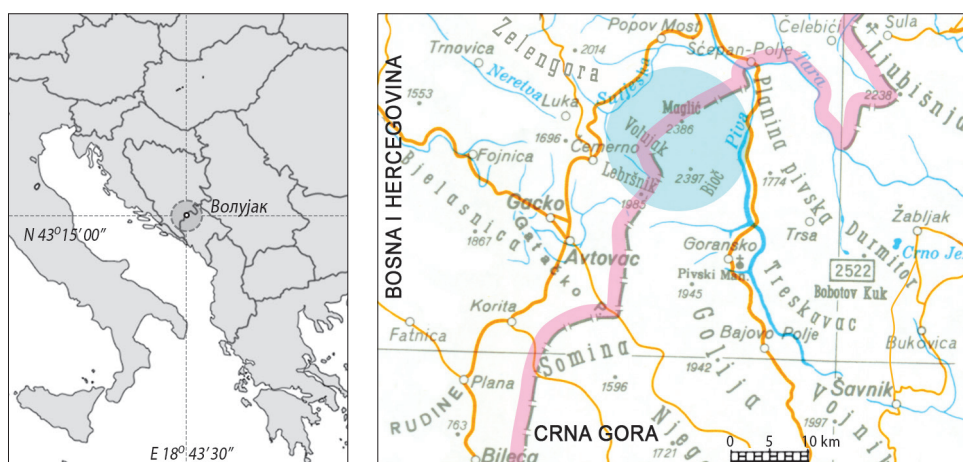


Схема 13. Прегледни положај и локација Трновачког пл. ледника у ширем окружењу

Табела 7. Морфометријски подаци Трновачког плеистоценог ледника

Координате	N 43° 15' 00" E 18° 43' 30"
Назив	1. ТРНОВАЧКИ ЛЕДНИК
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	29 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1700 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	7,5 km
Дужина ледника испод ELA	5 km
Просечна минимална ширина ледника	150 m
Просечна максимална ширина ледника	350 m 250 m
Висина отапања ледника	1230 m
Експозиција ледника	N
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	9,4 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	5,8 km ² /km
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	20 (5/0.25)
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	6,17
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	470 m (0,8)

7.3.2 СУШИЧКИ ПЛЕИСТОЦЕНИ ЛЕДНИК

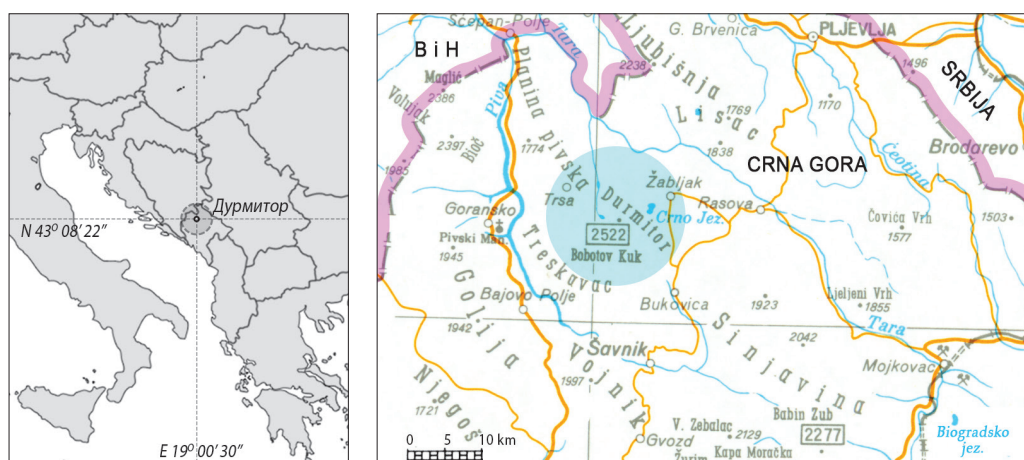


Схема 14. Прегледни положај и локација Сушичког пл. ледника у ширем окружењу

Табела 8. Морфометријски подаци Сушичкој плеистоценој ледника

Координате	N 43° 08' 22" E 19° 00' 30"
Назив	2. СУШИЧКИ ЛЕДНИК
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	17 km ²
ЕЛА (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1700 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	9,2 km
Дужина ледника испод ЕЛА	5,8 km
Просечна минимална ширина ледника	120 m
Просечна ширина ледника	180 m
Просечна максимална ширина ледника	220 m
Висина отапања ледника	1170 m
Експозиција ледника	N
Просечан уздужни пад ледника испод ЕЛА	9,1 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ЕЛА km ² /km	2,93
Однос дужине и ширине ледника испод ЕЛА (km/km)	32
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ЕЛА у (100 m)	3,2
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	530 (1)

7.3.3 РОПОЈАНСКИ ПЛЕИСТОЦЕНИ ЛЕДНИК



Схема 15. Прегледни положај и локација Ропојанског пл. ледника у ширем окружењу

Табела 9. Морфометријски подаци Ропојанског плеистоценог ледника

Координате	N 42° 29' E 19° 48'
Назив	3. РОПОЈАНСКИ ЛЕДН.
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	36 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1750
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	8 km
Дужина ледника испод ELA	4,1 km
Просечна минимална ширина ледника	300
Просечна максимална ширина ледника	600 400
Висина отапања ледника	1050
Експозиција ледника	NE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	17 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	4,5
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	10,25
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	5,1
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	700 m (0,5)

7.3.4 ТИСОВИЧКИ ПЛЕИСТОЦЕНИ ЛЕДНИК



Схема 16. Прегледни положај и локација Тисовичког пл. ледника у ширем окружењу

Табела 10. Морфометријски подаци Тисовичког плеистоценог ледника

Координате	N 43° 34' 34" E 17° 53'
Назив	4. ТИСОВИЦА (Прењ)
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	11,3 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1650 m Цвијић 1680?
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	5,5 km
Дужина ледника испод ELA	4 km
Просечна минимална ширина ледника	250
Просечна максимална ширина ледника	700 400
Висина отапања ледника	1300
Експозиција ледника	NW
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	8,8 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	2,82
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	10
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	3,3
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	350 m (0,75)

7.3.5 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - GROSSGLOCKNER

Схема 17. Прегледни положај и локација ледника *Grossglockner* у ширем окружењуТабела 11. Морфометријски подаци за *Grossglockner, Pasterze Glacier*

Координате	N 47° 05' 45" E 12° 42'
Назив	5. GROSSGLOCKNER, Pasterze Glacier
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	27 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2800 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	7,6 km
Дужина ледника испод ELA	5,5 km
Просечна минимална ширина ледника	450
Просечна максимална ширина ледника	980 700
Висина отапања ледника	2140 m
Експозиција ледника	SE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	12 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	3,55
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	7,9
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	4,1
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	660 (0,65)

7.3.6 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - MER DE GLASE

Схема 18. Прегледни положај и локација ледника *Mer de Glace*Табела 12. Морфометријски подаци за *Mer de Glace*

Координате	N 45°54' 25" E 6°56' 30"
Назив	6. MER DE GLASE (Алпе)
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	80 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2850 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	13,3 km
Дужина ледника испод ELA	8 km
Просечна минимална ширина ледника	400 m
Просечна максимална ширина ледника	600 m
Висина отапања ледника	1600 m
Експозиција ледника	NW
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	15,5 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	10
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	16
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	6,4

7.3.7 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - GLACIER d'ARGENTIERE

Схема 19. Прегледни положај и локација ледника *Glacier d'Argentiere*Табела 13. Морфометријски подаци за *Glacier d'Argentiere*

Координате	N 45° 56' 30" E 7° 00'
Назив	7. GLACIER d'ARGENTIERE
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	39 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2900 i 3150
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	9 km
Дужина ледника испод ELA	7 km
Просечна минимална ширина ледника	500 m
Просечна максимална ширина ледника	600 m
Висина отапања ледника	1650 m
Експозиција ледника	NW
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	18 %
Висина залеђа ледника	3500
Овај ледник је прекинут каскадом на 2200 m	
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	4,33
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	13
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	2,9
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	1350 m (0,5)

7.3.8 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - ALETSCH



Схема 20. Прегледни положај и локација ледника Aletsch Gletscher

Табела 14. Морфометријски подаци за Aletsch Gletscher

Координате	N 46° 30' E 8° 02'
Назив	8. ALETSCH GLETSCHER
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	102 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2850 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	22 km
Дужина ледника испод ELA	16 km
Просечна минимална ширина ледника	
Просечна максимална ширина ледника	1350 просек, 1450 max
Висина отапања ледника	1700
Експозиција ледника	SE лактасто ка SW
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	7,2 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	6,4
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	11,5
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	8,9
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km//%	1150 m (3)

7.3.9 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - LAUTERAAR ROTHÖRNER

Схема 21. Прегледни положај и локација ледника *Lauteraar Rothörner*Табела 15. Морфометријски подаци за *Lauteraar Rothörner*

Координате	N 46° 34' 10'' E 8° 11' 00''
Назив	9. <i>Lauteraar ROTHÖRNER</i>
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	38 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2850 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	12,5
Дужина ледника испод ELA	9
Просечна минимална ширина ледника	
Просечна максимална ширина ледника	Prosek 750 m, max. 1 km
Висина отапања ледника	2000 m
Експозиција ледника	Е
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	9,5 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	4,22
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	12
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	4,5
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	850 m (1,8)

7.3.10 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК У АЛПИМА - KLEIN ALETSCHHORN

Схема 22. Прегледни положај и локација ледника *Klein Aletschhorn*Табела 16. Морфометријски подаци за *Klein Aletschhorn*

Координате	N 46° 25' 20" E 7° 57' 57"
Назив: (Алпе) - Упоредно Трновачком	10. KLEIN ALETSCHHORN
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	36 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	2850 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	8,2 km
Дужина ледника испод ELA	6,6 km
Просечна минимална ширина ледника	0,55
Просечна максимална ширина ледника	0,7 km (650 m просек)
Висина отапања ледника	2200 m
Експозиција ледника	SE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	10 %
Залеђе	3400 m

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	5,5
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	10
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	5,5
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	650 m (0,82)

7.3.11 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК АЉАСКЕ - HERRON

Схема 23. Прегледни положај и локација ледника *Herron*

Ледници Аљаске

Табела 17. Морфометријски подаци за *Herron*

Координате	N63° 00' 50" W151° 37' 37"
Назив	11. <i>HERRON</i>
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	150 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1500 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	20 km
Дужина ледника испод ELA	8 km
Просечна минимална ширина ледника	900 m
Просечна максимална ширина ледника	1300 m (1200)
Висина отапања ледника	950
Експозиција ледника	N
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	6,5 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	19
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	7
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	27
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	550 m (1)

7.3.12 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК АЉАСКЕ - NN -

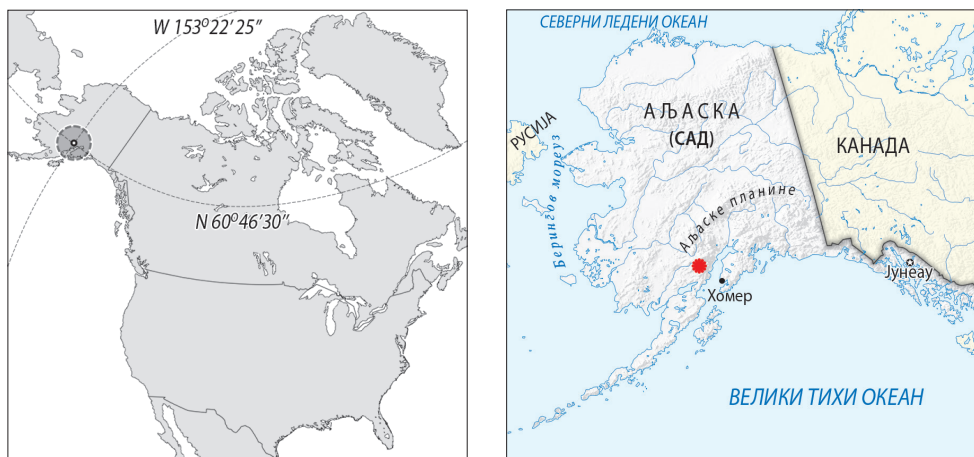
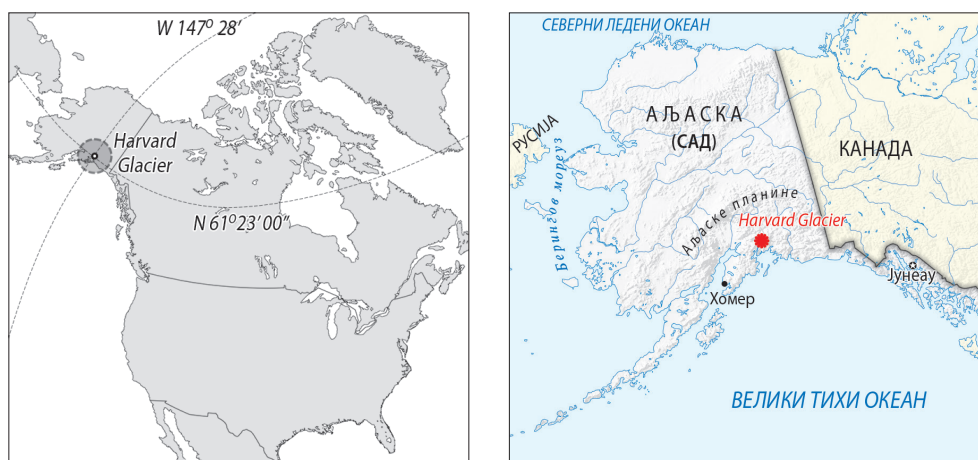


Схема 24. Прегледни положај и локација ледника на Аљаски

Табела 18. Морфометријски подаци за савремени ледник на Аљаски

Координате	N 60°46'30" W 153°22'25"
Назив	12. АЉАСКА
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	48 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1450 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	8 km
Дужина ледника испод ELA	6 km
Просечна минимална ширина ледника	500 m просек уопште
Просечна максимална ширина ледника	-
Висина отапања ледника	800 m
Експозиција ледника	S
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	8 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	6
Однос дужине и ширине ледника km/km	12
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	7,5
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	650 m (1)

7.3.13 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК АЉАСКЕ - HARVARD GLACIER

Схема 25. Прегледни положај и локација ледника *Harvard Glacier*Табела 19. Морфометријски подаци за *Harvard Glacier - College Fjord*

Координате	N 61°23' W 147° 28'
Назив	13. HARVARD GLACIER, College Fjord
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	730 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	800 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	40 km
Дужина ледника испод ELA	18 km
Просечна минимална ширина ледника	2500 m
Просечна максимална ширина ледника	3300 m, /преосек 2800 m
Висина отапања ледника	0 m
Експозиција ледника	SW
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	4,5 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	40
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	6,5
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	91
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	800 m (4,5)

7.3.14 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК АЉАСКЕ - NN -

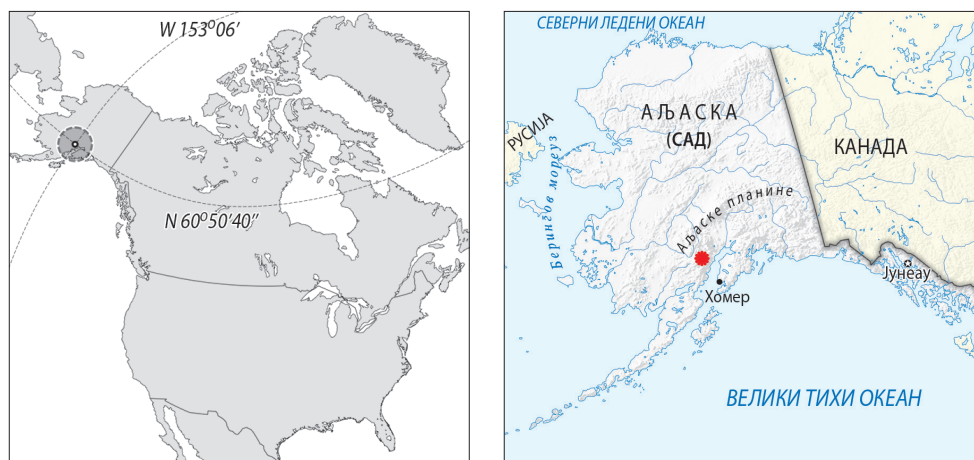


Схема 26. Прегледни положај и локација ледника на Аљаски

Табела 20. Морфометријски подаци за савремени ледник на Аљаски

Координате	N 60°50'40" W 153° 06'
Назив	14. АЉАСКА
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	200 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1450 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чеља)	22 km
Дужина ледника испод ELA	17
Просечна минимална ширина ледника	1000 m просек уопште
Просечна максимална ширина ледника	1500 m
Висина отапања ледника	500 m
Експозиција ледника	Е
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	5,6 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	11,8
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	11,3
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	21
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	950 m (2,4)

7.3.15 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК НА СКАНДИНАВСКОМ ПОЛУ ОСТРВУ NIGARDSBREEN



Схема 27. Прегледни положај и локација ледника *Nigardsbreen*

СКАНДИНАВСКИ ЛЕДНИК

Табела 21. Морфометријски подаци за *Nigardsbreen*

Координате	N 61° 42' E 7° 09'
Назив	15. NIGARDSBREEN
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	34 km ²
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	1150 m
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	8,3
Дужина ледника испод ELA	4,3
Просечна минимална ширина ледника	-
Просечна максимална ширина ледника	Просек 500 m
Висина отапања ледника	300 m
Експозиција ледника	SE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	17,5 %

Коефицијенти (математички параметри ледника)

Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	7,9
Однос дужине и ширине ледника km/km	8,6
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	4
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	850 m (5)

7.3.16 САВРЕМЕНИ ЛЕДНИК ПАМИРА - ФЕДЧЕНКО



Схема 28. Прегледни положај и локација ледника Федченко

Најдужи савремени долински ледник *Федченко*Табела 22. Морфометријски подаци за ледник *Федченко*

Координате	N 38° 45' E 72° 17' 30"
Назив	16. ФЕДЧЕНКО (Памир)
Сабирни простор једног ледника или ледничког система (простор изнад снежне границе)	925 km ² (1165 km ²)*
ELA (просечна висина снежне границе на ледничком простору)	4400-4600 m (4500)
Дужина ледника (од гребена цирка до чела)	75 km
Дужина ледника испод ELA	45 km
Просечна минимална ширина ледника	1700
Просечна максимална ширина ледника	1850 просек , 2500 max
Висина отапања ледника	2900
Експозиција ледника	N
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	3,5 %
<i>Коефицијенти (математички параметри ледника)</i>	
Однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA km ² /km	26
Однос дужине и ширине ледника испод ELA (km/km)	24
Однос сабирне површине и релативне висинске разлике ледника испод ELA у (100 m)	26
Однос дужине ледника и уздужног пада ледника km/%	2600 m (7)

7.3.17 МОРФОМЕТРИЈСКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ ПЛАТОСКИХ ЛЕДНИКА НА ИСЛАНДУ

Табела 23. Морфометријски подаци за три ледника на Исланду

Координате	N 64° 02' ; W 17° 15'
Назив	17. VATNAJÖKULL
Површина ледене капе	~ km ²
ELA - просечна висина снежне границе (обод платоа)	900 m
Дужина ледника (од платоа)	32 km
Просечна ширина ледника	8 km
ширина чеоног дела ледника.	16 km
Висина отапања ледника	200 m
Експозиција ледника	S
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	2,2 %
Висинска разлика од платоа до чела ледника	700 m
Однос дужине и ширине ледника km/km	4/2 km (Min/Max)

Координате	N 64°05' 50" W 16°15'
Назив	18. JÖKULSÁRLÓN
Површина ледене капе	~ km ²
ELA - просечна висина снежне границе (обод платоа)	1000 m
Дужина ледника (од платоа)	24 km
Просечна ширина ледника	4,5 km
ширина чеоног дела ледника	6,5 km
Висина отапања ледника	200 m
Експозиција ледника	SE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	3,3 %
Висинска разлика од платоа до чела ледника	800 m
Однос дужине и ширине ледника km/km	5,3/3,7 km (Min/Max)

Координате	N 64°03' W 16° 53'
Назив	19. SKAFTAFELL-SJÖKULL
Површина ледене капе	~ km ²
ELA - просечна висина снежне границе (обод платоа)	1000 m
Дужина ледника (од платоа)	10 km
Просечна ширина ледника	2 km
ширина чеоног дела ледника	2,5 km
Висина отапања ледника	150 m
Експозиција ледника	SE
Просечан уздужни пад ледника испод ELA	8,5 %
Висинска разлика од платоа до чела ледника	850 m
Однос дужине и ширине ледника km/km	5/4 km (Min/Max)

7.3.18 ПРИКАЗ САВРЕМЕНИХ ПЛАТОСКИХ ЛЕДНИКА НА ИСЛАНДУ

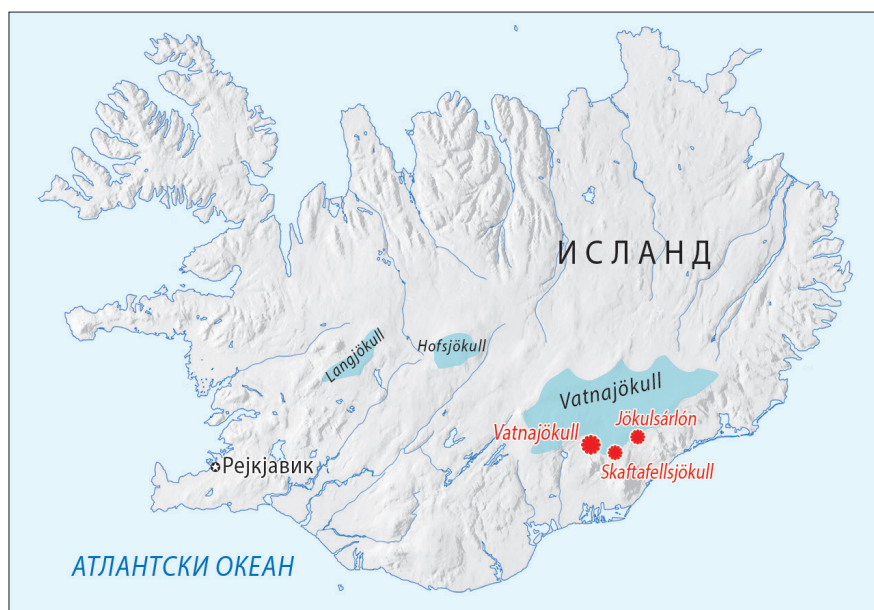


Схема 29. Прегледни појединачни положај три ледничка језика на Исланду и њихов положај на јединственом ледничком платоу Исланда

8. МЕТОД УПОРЕДНЕ АНАЛИЗЕ МОРФОМЕТРИСНИХ ЕЛЕМЕНАТА ЛЕДНИКА

Димензије и прорачун показатеља за величинске односе, извршен је код 16 рецентних ледника, док су у табелама приказани подаци за 15 рецентних и четири плеистоцена ледника. Упоредна анализа Динарско-проклетијских плеистоцених ледника у највише случајева је вршена са рецентним алпским ледницима. Затим је дат упоредни приказ са осталим просторима које покривају савремени ледници. Основни принцип упоређивања плеистоцених са рецентним ледницима је сличност морфометријских карактеристика. Сличност има значај за проверу максималистичних димензија датих кроз историјски период научних истраживања плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским планинама. Основне морфометријске карактеристике ледника у директној су вези са осталим факторима, који су од значаја за развој и облик ледника.

За успешну компарацију, урађена ја морфометрија ледника (плеистоцених и савремених) са прецизношћу коју омогућавају савремена техничко-електронска средства, која су у одређеним околностима кориснија од увида на терену.

У првој колони табеле 24 са морфометријско-индексним подацима дате су површине храњења ледника. Ово је простор који припада орографско-морфолошком систему ледника, и налази се изнад снежне границе. Та површина увек је већа од ефективне површине храњења ледника. Део простора изнад снежне границе представља делове вечитог снега, који немају битан утицај на прираст ледене масе, пошто се налази непосредно изнад валовског дела ледника, који је обично врло мале површине, због великих углова нагиба. Како се ледник креће и спушта испод снежне границе према челу ледника, висинска разлика између нивоа ледене масе у валову, и снежне границе постаје све већа.

Изнад површине ледника у валову, а изнад ELA линије, најчеће се у зони акумулације снега и леда налази мали простор изнад снежне границе до гребена, који физички ограничава простор који доприноси позитивном билансу ледника. У том делу, када ледник улази у зону отапања, сабирни простор сталног снега се сужава а са тиме му се директно смањује површина. У исто време, удаљеност и

висинска разлика се повећава између сабирног снежног простора и ледника у валову. Тиме се смањује могућност да делови изнад ЕЛА утичу на прираст ледене масе, јер релативно мала сабирна површина не може сакупити количину снега за прираст масе ледника. Поред те ограничавајуће околности, ледник би требао прећи велике удаљености испод снежне границе, што је у супротности са температурним условима, тако да је повећање масе ледника могуће само у одређеним специфичним ситуацијама. Случај у ком се ова могућност дешава, постоји у случају са viseћим цирковима из којих снежно-ледена маса директно пада на ледник слободним падом. Због кратког временског интервала у току ког лед пређе пут, није велики губитак ледене масе отапањем. Овај случај је изражен на примеру Плавског ледника. Према Ј. Цвијићу (1913). висина снежне границе је одређена на 1650 m н.в. У Цвијићевом случају, гребени који ограничавају зону „Плавског ледника” налазе се изнад снежне границе. Основни пропуст претпоставке је прецењена површина простора изнад снежне границе. У најширим деловима, овај појас има ширину до 2 km, која се сужава у виду темена, као код два крака полумесеца, где се завршавају. У сабирној зони снежних падавина, не постоје циркови значајних димензија за стварање ледене масе великих димензија са дужином више десетина километара. Основни проблем представља висинска разлика дна Врмошко-Грнчарско-Ључке долине, која је на читавој дужини нижа за више од 500 m р.в. у односу на ЕЛА. Овај случај показује да Плавски ледник, на читавој својој дужини није имао, или је имао врло оскудне количине снежних падавина за његов прираст. Плеистоцени ледник у долини Грбаје, имао је повољније стање захваљујући великом броју viseћих циркова који надвисују дно Црне Доље, тј. Грбајске долине. На крају се издваја Ропојански ледник, који је према морфометријском моделу, представљао најдужи ледник у долини Ропојане. Овај ледник је према стању најновијих истраживања, највећи Проклетијски ледник, (Milivojević et al, 2008).

Ако се посматра сабирни део снежних падавина изнад ЕЛА, и његова површина, на анализираним ледницима јасно се уочавају сличности између плеистоцених Динарско-проклетијских ледника са рецентним ледницима који су у овој студији анализирани према измереном морфометријским елементима. Такође је неопходно поменути сличности између плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским

планинама, са рецентним ледницима према површини сабирног простора. Међу анализираним Динарско-проклетитским плеистоценим ледницима, највећу површину сабирног простора снежних падавина има Ропојански ледник у Проклетијама, која износи 36 km². Следећи по површини сабирног снежног простора је плеистоцени Трновачки ледник на Волујаку мањи за непуну четвртину од Ропојанског. Због морфометријских показатеља, ова два плеистоцена ледника могу се сматрати сличним. Шкрчки плеистоцени ледник има знатно мању сабирну површину, преко два пута мању од Ропојанског ледника. Плеистоцени ледник Тисовице на Прењу, као једини преостали у овој анализи, имао је најмању сабирну површину. Зато ће при компарацији са осталим рецентним ледницима, Тисовички плеистоцени ледник бити поређен такође са Ропојанским и Трновачким плеистоценим ледницима. Поређење плеистоцених ледника са сабирном снежном површином мањом од 30 km², са рецентним ледницима намеће одређене методолошке проблеме. Такви ледници по неким од анализираних параметара, имају одређене специфичности на које ће бити указано у даљем току рада. Случајеви са одређеним одступањем од модела, имају Шкрчки и Прењски ледник.

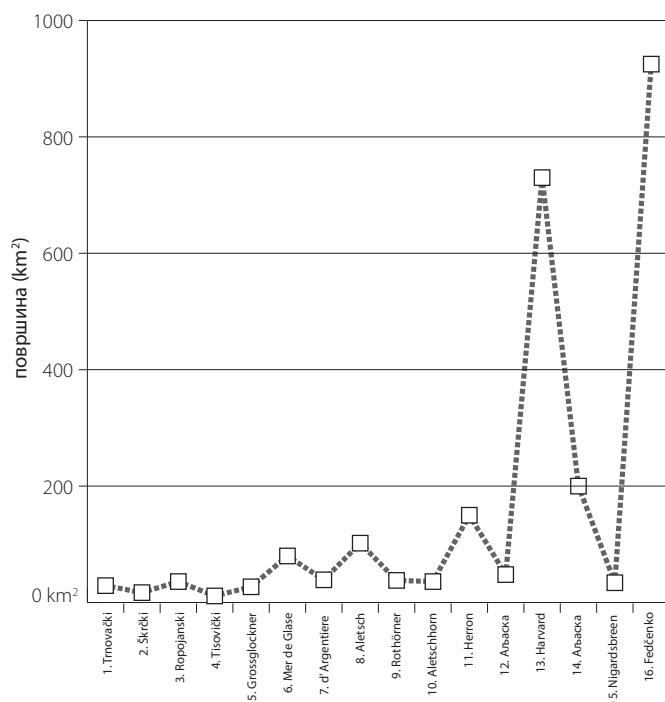


Схема 30. Површина позитивног снежног баланса, изнад ELA

Површине за упоредну анализу имају међусобне разлике мофометријских елемената до 1/3, одступања од просечних димензија неколико плеистоцених ледника, који су овде анализирани. Ово одступање рецентних ледника у односу на Ропојански, постоји је шест, а са Трновачким пет. Анализирана је приближно половина рецентних ледника са четири одабрана Динарско-проклетијска плеистоцена ледника. Њихова сличност огледа се у приближно једнаким сабирним површинама у односу на приказану морфометрију долињских ледника. Слични ледници са Динарско-проклетијским плеистоценим ледницима су четири Алпска ледника (бр. 5, 7, 9 и 10; табела 24), један Скандинавски (15), док је Аљаски ледник (р. бр. 12), једино сличан са Ропојанским, према саборној површини.

Друга колона морфометријско-индексне табеле односи се на висину снежне границе (ELA). За Динарско-проклетијске планине у плеистоцену, висина снежне границе налази се у распону од 1650 до 1750 m н.в. посматрајући од најсевернијег Прења до најужнијих Проклетија. Висина данашње снежне границе у Алпима на посматраним ледницима налази се у висинском појасу од 2800 до 2900 m н.в. (J. Kuhlemann et al., 2009) велика подударност је приметна код висине одступања снежне границе, што се види и на приказаним дијаграмима, (схема 31) Код платоских савремених ледника на Исланду, разлике висине снежне границе, налазе у висинској зони од 100 m р.в. за три локације платоских ледника, који су предмет ове анализе.

Код Аљаских ледника, од приказана четири ледника, један значајно одступа по висини снежне границе. Три ледника (р. бр. 11, 12 и 14) имају ELA између 1450 и 1500 m н.в. док четврти ледник, Harvard Clacier (р. бр. 3) има значајног одступања висине снежне граница са висином на 800 m н.в. Према већини његових карактеристика овај ледник представља прелазни тип, од долињског ка платоском леднику.

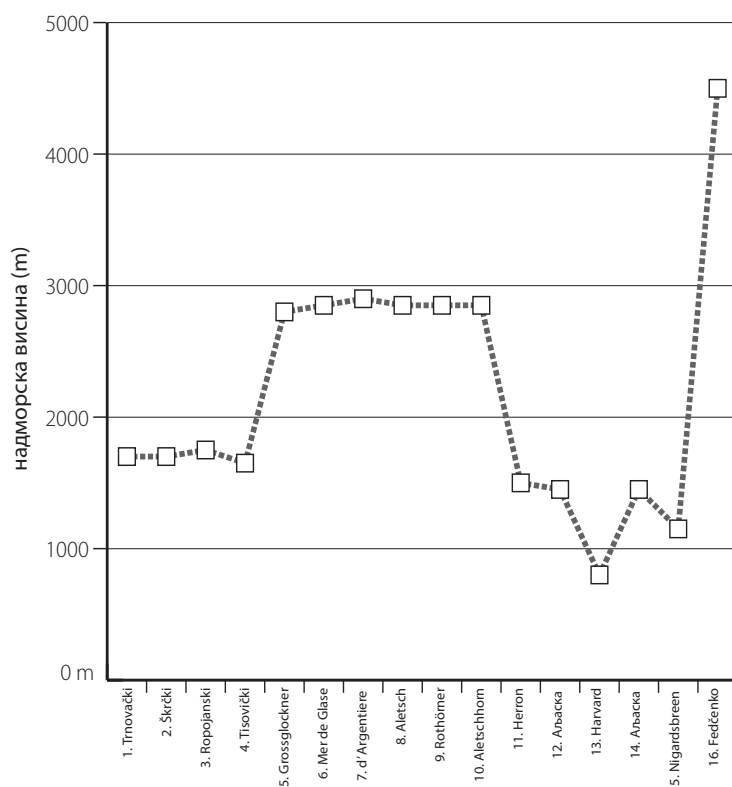


Схема 31. Висина снежне границе (ELA) , за леднике 1-4, дата је ELA у плеистоцену, а за остале је дата савремена ELA

Трећа колона морфометријско-индексне табеле представља максималну дужину ледника мерену по најдужем (главном) краку, од превоја који га раздваја од суседног цирка или долине, до чела ледника. Према овако измереним дужинама, Динарско-проклетијски плеистоцени ледници имају дужине од 5,5 до 9,2 km. У групи пет Алпских ледника, дужине су између, од 7,6 до 22 km. Тако су одабрани ледници који својим дужинама у три случаја спадају у опсег дужина плеистоцених Динарско-проклетијских ледника. Остала два Алпска ледника су Алечки ледник који је и најдужи Алпски ледник, и Мер де Глас који је један од најтипичнијих, али и веома погодан за теренски обилазак у односу на друге алпске леднике, те је као такав погодан за компарацију. Поред лоакане приступачности, разлог опсервације два већа ледника је потреба да се упореде законитости код већих и мањих ледника, те би у том случају била могућа паралелна упоредна анализа, плеистоцених Динар-

ско-проклетијских ледника, према дужинама који су добијени од претходних до најновијих истраживања.

Дужине ледника на Аљасци, који су овде разматрани су у опсегу од 8 до 40 km. Од тога је један ледник у границама дужина плеистоцених Динарско-проклетијских ледника, док су остала три погодна за поређење са реконструисаним плеистоценим ледницима од стране Цвијића (1913) и Милојевића (1937 и 1961), због „приближних” међусобних димензија. Зато морфометријска анализа даје могућност за утврђивање ваљаности примењене методологије на реконструисаним плеистоценим ледницима Динарско-проклетијских планина у прошлости.

Једини Скандинавски ледник под ред.бр. 12, у границама просека динарско-проклетијских плеистоцених ледника, са дужином од 8,3 km. Његов цирк се налази у зони ледничког платоа, морфолошки дефинисаног и мерљивог, те је због тога узет у обзир као ледник са максималним прирастом снежно-ледене масе. Такав случај може поуздано указати могућности развоја ледника при реконструкцији стања на простору сличних морфолошких карактеристика у плеистоцену.

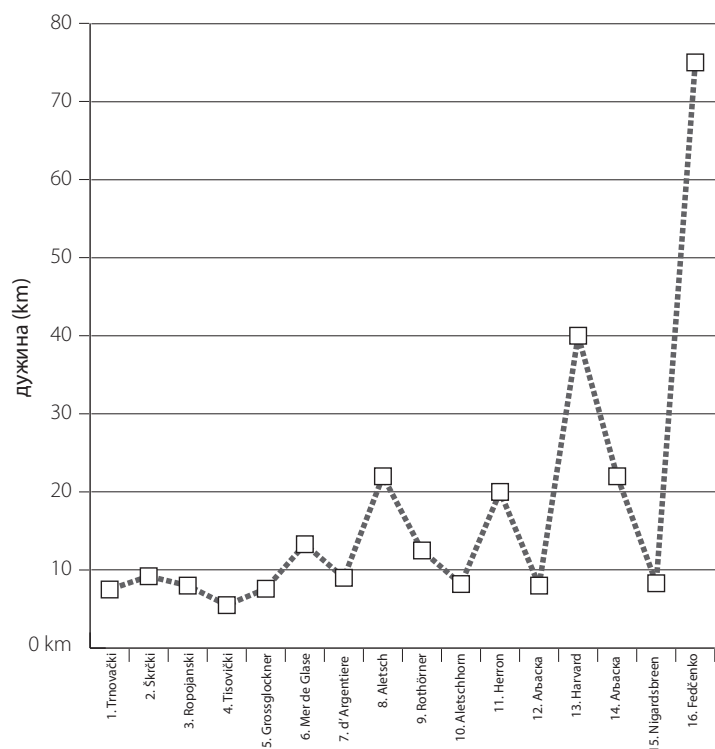


Схема 32. Укупна дужина ледника

Једини Скандинавски ледник под ред.бр. 12, у границама просека динарско-проклетијских плеистоцених ледника, са дужином од 8,3 km. Његов цирк се налази у зони ледничког платоа, морфолошки дефинисаног и мерљивог, те је због тога узет у обзир као ледник са максималним прирастом снежно-ледене масе. Такав случај може поуздано указати могућности развоја ледника при реконструкцији стања на простору сличних морфолошких карактеристика у плеистоцену.

И последњи у групи долињских ледника, најдужи је ледник Федченко са дужином од 75 km. Његов пример је битан због међусобних односа морфомеријских карактеристика ледника. На основу тих односа могуће је утврдити у којој мери је случај најдужег данашњег ледника упоредив и сличан са мањим ледницима дужина од неколико километара.

У четвртој колони дате су дужине ледника испод снежне границе (ELA). Овај податак даје дужине ледника испод снежне границе, приказује однос сабирне површине ледене масе са дужином ледника испод снежне границе, омогућава мерење угла нагиба пада ледника, тј. индекс пада који има ледник у валову, где врши кретање. Подаци указују да сви посматрани ледници са мањом сабирном површином од 100 km² имају мању дужину од 10 km испод снежне границе. У овај дужински опсег, до 10 km, спадају реконструисани Динарско-проклетијски плеистоцени ледници. Од приказаних ледника у табели бр.?, три ледника имају дужине од 10 - 20 km, а односе се на највећи Алпски ледник и два Аљаска ледника.

Федченко је последњи приказани ледник, који је најдужи, 45 km дужине испод ELA. Његова сабирна површина снежних падавина износи преко 900 km². Поменути податак је готово исти у овом случају мерења у Google Earth, као у раду Mapping Features of Fedchenko Glacier, the Pamirs, Central Asia from Space, (Iwata, 2009). Сличност резултата површине, вероватно је утицај примене исте методологије мерења.

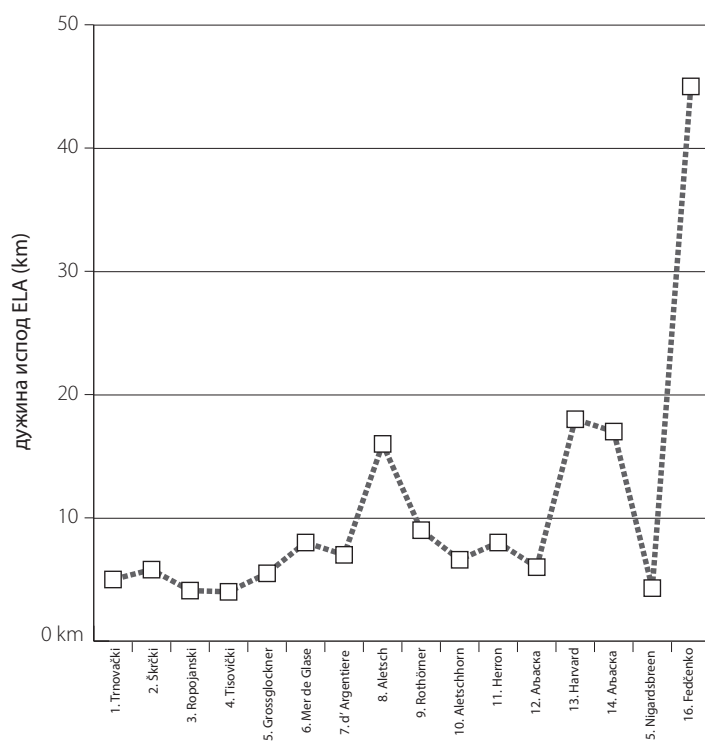


Схема 33. Дужина ледника у зони испод снежне границе (ELA)

У петој колони морфометријско-индексне табеле, дате су ширине ледника у валову, тј. реконструисане ширине ледника на основу трагова плеистоцене глацијације и бочних страна плеистоцених валовских долина на Динарско-проклетијским планинама. Ширине валова најчешће су условљене морфологијом терена, али и количином ледене масе која је ту формирана и креће се кроз валов. Ширина висок планинских долина зависи од величине планинских венаца и њихове хоризонталне и вертикалне раслањености. Високи и пространи планински венци Хималаја, Алпа, Стеновитих планина,... имају разгранат систем планинских долина значајно бројнији од случаја у Динаридима и Проклетијама. На Балканским планима веома је редак случај где се могу пронаћи долине дуге преко 20 km, са дном које се налази изнад 1000 m н.в. Тако су саме долине и њихова морфометрија индиректни показатељ ограничених могућности, када су дужине ледника у питању. На Динарско-проклетијским плеистоценим ледницима измерене су реконструисане ширине ледничких долина током плеистоцена. Мерења су вршена на моделу рељефа Google Earth и топографским картама 1:25 000. Измерене ширине имају амплитуду од 180 m, код

најужег Шкрчког ледника, док су Тисовички и Ропојански ледник имали просечну ширину од 400 m.

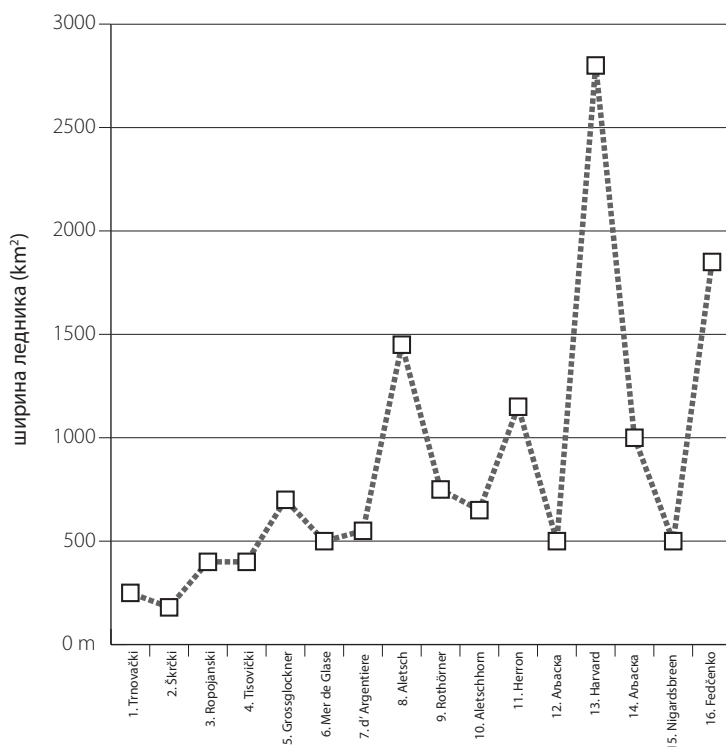


Схема 34. Ширине ледника у валову

Од 12 рецентних ледника, осам је имало ширину од 500–1000 m, два су ширине између 1000 и 1500 m, док Федченко има ширину 1850 m и *Harvard Clacier* на Аљаски. *Harvard Clacier* у свом делу испод снежне границе нема карактер долиноског ледника. Овај случај је предмет анализе у склопу Исландских платоских ледника. Код математичких геометријских односа ледника *Harvard Clacier*, уочен је прелазни тип ледника „платоски - долиноски“. Та особина ледника захтевала је упоредну анализу са платоским ледницима. Поменути случај није у корелацији са ледницима долиноског типа, те би таква врста узајамне везе могла да скрене тему са основног правца.

У шестој колони морфометријско-индексне табеле дате су апсолутне висине отапања ледника, тј. његова најнижа тачка допирања. Ова висина је један од важних показатеља моћности ледника, и његове могућности да се спусти испод снежне

границе. Са познатом апсолутном висином отапања ледника одређује се улога коју има површина сабирне зоне (формира ледничку масу), и њен утицај на висину отапања ледника. Релативна висина између линије снежне границе ELA и тачке отапања могу се користити за упоредну квантитативну анализу ледника. Тако се долази до међусобне повезаности између релативне висине на релацији ELA - висина отапања ледника и у односу на величину сабирне зоне, (прираст масе ледника) и експозиције ледника. Апсолутна висина тачке отапања ледника пружа могућност лаког израчунавања угла или процентуалног пада под којим се ледник гравитационо креће, ка нижем терену.

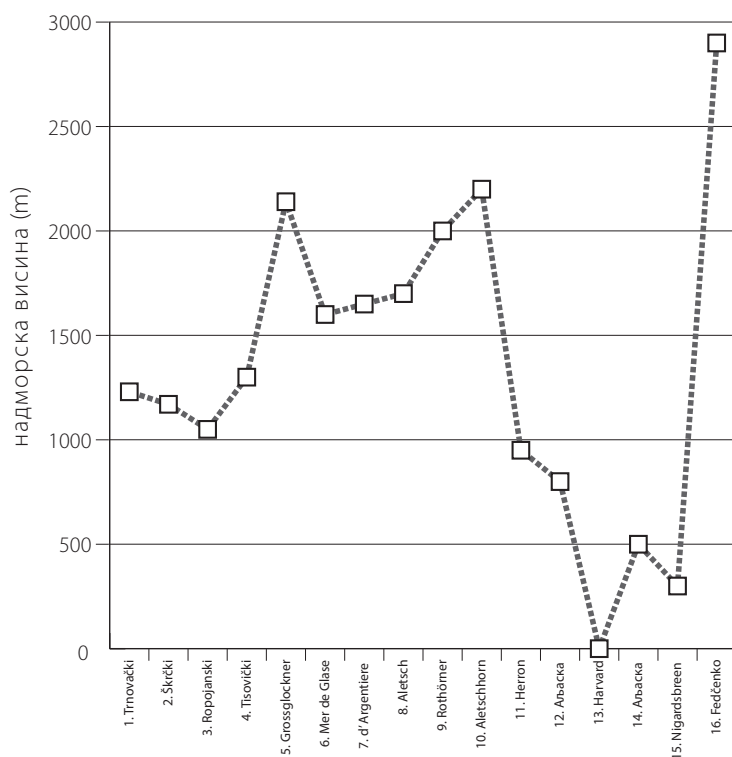


Схема 35. Надморска висина отапања ледника

На крају се стиче увид минималних висина допирања ледника. Код Динарско-проклетијских планина, плеистоцени ледници су отапани у висинској зони од 1300 m н.в., на Прењу (Тисовица), до 1050 m н.в. на Проклетијама, у случају Ропојанског плеистоценог ледника. Релативна висина између две тачке отапања, износила је 250 m н.в.

У седмој колони исте табеле дате су експозиције приказаних ледника. Приметан је највећи број ледника оријентисан према хладним експозицијама (укупно 8). Сви Динарско-проклетујски плеистоцени ледници спадају у категорију хладно експонираних. Код примера савремених ледника, са неутралним експозицијама дата су два, а са топлим експозицијама има шест ледника.

На основу експозиције ледника види се да пет од приказаних шест ледника имају сабирне површине мање од 102 km^2 . Једини ледник са површином већом од 102 km^2 и топлим експозицијом је Harvard Clacier (730 km^2) на Аљаски. Он је други ледник датих у табели по укупној дужини и према површини сабирне зоне.

У осмој колони представљени су углови уздужног пада у високој зони између снежне границе (ELA) и чела ледника, дуж валовске долине. Углови пада изражени су у процентима, (пад од 1% заклапа угао од 100 m дужине по хоризонтали са 1 m одступања по вертикали).

Углови пада крећу се од 3,5% код Федченка, до 18% у случају Алпског ледника Glacier d'Argentiere. Са смањењем угла уздужног пада валова, повећава се дужина ледника. Очигледан пример је код ледника Федченко, где је на дужини од 45 km пад 3,5 m по вертикали на 100 m одступања по хоризонтали. Повећани углови пада заступљени су искључиво на кратаким ледницима, где су дужине испод снежне границе мање од 8 km, а угао пада износи преко 10%. Примера ради, два ледника највеће дужине испод снежне границе, имају углове пада мање од 5%.

Од девете колоне и даље, у табели су дати математички индекси одређених елемената ледника, који указују на њихове развојно-морфолошке могућности. Ови нумерички индекси указују на максимални развој димензија ледника који има највећи значај и примену реконструкције плеистоцених ледника.

У деветој колони дат је однос сабирне површине која има позитивни снежни биланс током једног годишњег циклуса, са дужином ледника испод снежне границе, $Qsl = Sp/Lv$ ($\text{km}^2/\text{km} = \text{m}$). Овде Qsl представља индекс добијен дељењем површине изнад снежне границе ледника (Sp) са дужином испод снежне границе ледника (Lv). Овај показатељ дефинисан је као Индекс равнотеже ледника (Qsl). Јединици дужине ледника директно припада одређена површина на којој се врши акумулација снежно-ледене масе од снежних падавина.

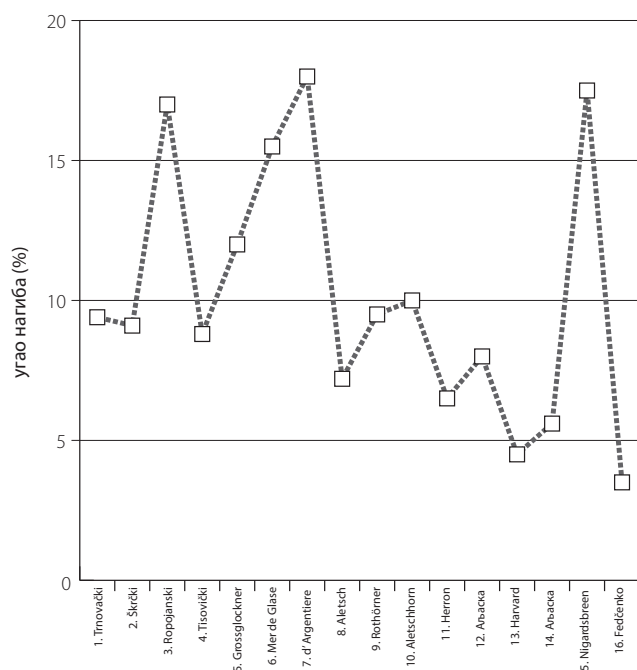


Схема 36. Просечан уздужни пад ледника испод ЕЛА

Десета колона у табели приказује индекс дужинско-ширинског односа ледника (Qlh), који се изржава у метрима. Добија се дељењем дужине са ширином ледника, $Qlh=L/H$ (m/m).

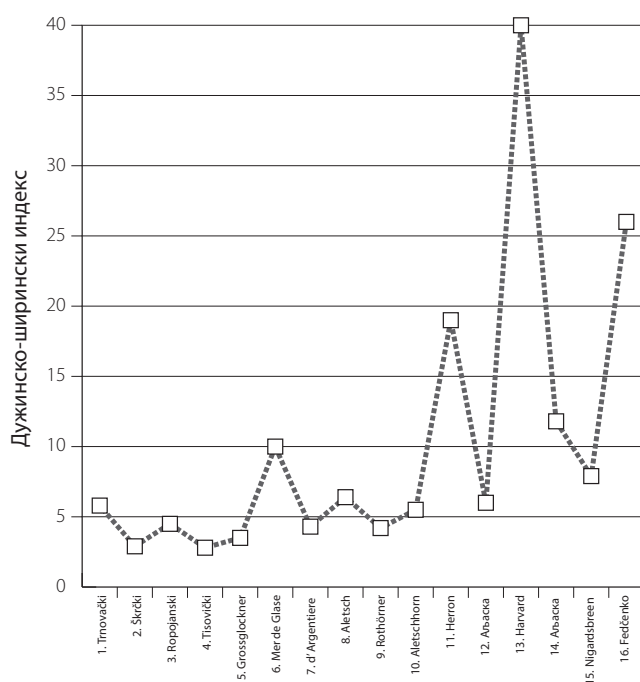


Схема 37. Показатељ односа сабирне површине и дужине ледника испод ЕЛА

Са повећањем индекса дужине и ширине ледника (Qlh) указује се на повећање дужине ледника у односу на његову ширину. Индекс представља начин сагледавања појединих специфичности, које чине дужину ледника. Мали индекс

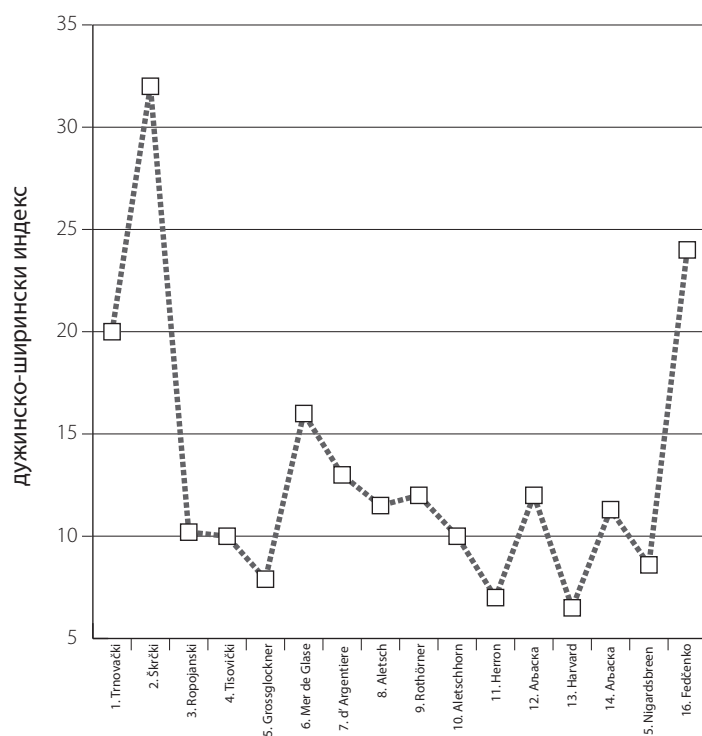


Схема 38. Показатељ односа дужине и ширине ледника

указује постојање могућност појаве простране, регионалне глацијације платоског типа. Овај индекс је важан показатељ при реконструкци плеистоцених ледника и погодан је за одбацивање неутемељених реконструкција и претпоставки.

У једанаестој колони дат је индекс односа сабирне површине (S_p) и релативне висинске разлике ледника (R_{ve}), испод ELA. Сабирна површина је поменута у случају индекса равнотеже ледника, која је иста у овом случају. Релативна висина између тачке отапања ледника и висине снежне границе, ELA изражена у стотинама метара, ради усклађивања и упоредног приказивања са претходна два индекса (Q_{sl} и Q_{lh}). Овај показатељ овде је представљен као индекс вертикалног развића ледника испод ELA (S_{pv}). Пораст индекса (S_{pv}) указује на леднике великих димензија, ако су у питању долињски, или на развој платоског типа глацијације, где доминирају велика ледничка пространства изнад ELA.

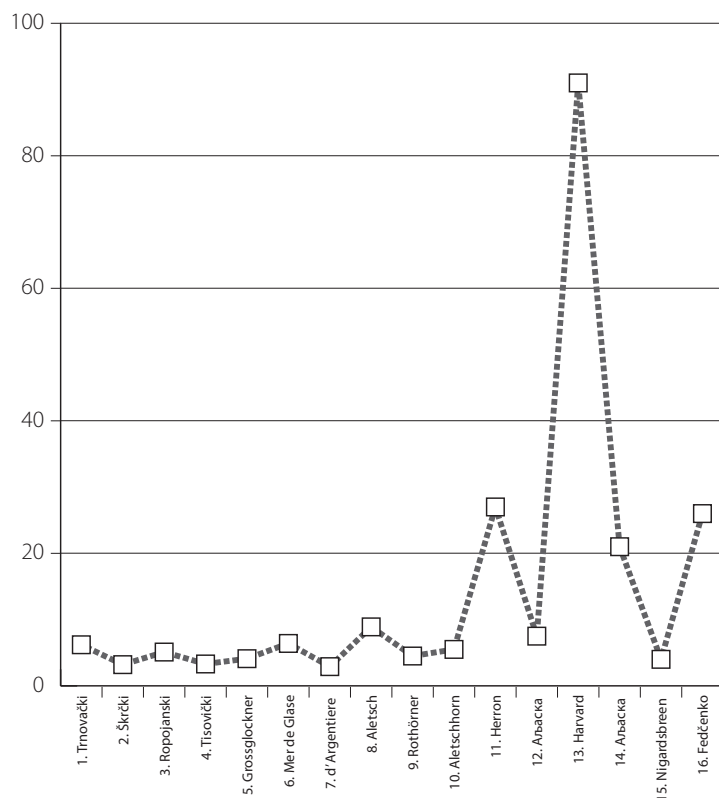


Схема 39. Показатељ вертикалне расчлањености ледника

Индекс вертикалне расчлањености ледника (Q_{vsp}) показује површински део сабирне површине (S_p) у висинском појасу од 100 m висинске разлике, који представља јединичну вредност ($100m = 1$). Смањивање вредности коефицијента (Q_{vsp}) указује на долински тип ледника. Са порастом овог индекса, јавља се пораст одступања појединих елемената долинских ледника, а уочава се тежња ка платоском типу ледника. Сви индекси узајамно су повезани, те се при одступању мора анализирати вредност других индекса. Тако се смањује могућност добијања нелогичних или нетачних резултата реконструкције, нарочито у случају када ледници нису осматрани, нити се поуздано знају њихове димензије и тачна позиција. Овај проблем је дошао до изражаја у периоду отежаног приступа информацијама о простору. На основу добијених коефицијената, код ледника се стиче вишеструки увид у њихову генезу и морфологију рељефа на ком се налазе. Примена коефицијената на индиректан начин омогућава реконструкцију и ревизију претходних резултата, као и за побољшање методологије реконструкције плеистоцених ледника.

Последњи обрађени показатељ је индекс дужинске расчлањености ледника (Q_{vc}). Он даје однос дужине ледника испод снежне границе (L_v) и дужине најудаљенијег крака ледника који се најчешће налази на ободу циркног дела ледника (L_c). Овај индекс је показатељ расчлањеност дужине ледника изнад ELA, у односу на дужину испод ELA до тачке отапања ледника. Карактеристика долинских ледника су у већем броју случајева, дужи валовски део испод снежне границе, него горњи део ледника изнад ELA, где је коефицијент $Q_{vc} > 1$.

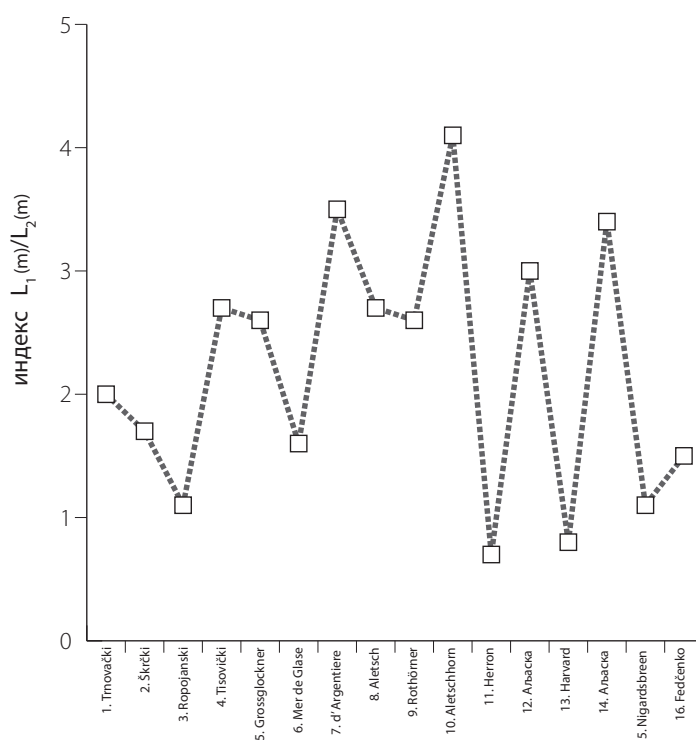


Схема 40. Показатељ односа дужине ледника (L_1) испод ELA са његовим гоњим делом (L_2) изнад ELA

Добијене вредности индекса у распону су од 0,6 до 4,1. Код сличних индекса, два су мања од 1, налазе се на простору Аљаске и указују на платоску глацијацију. Такав је случај са аљаским ледником Harvard Clacier, за кога већи број показатеља указује да се налази на граници долинског и платоског типа. Са већим бројем различито добијених индекса поузданије је се може утврдити типа ледника. Оваква анализа није намењена за рецентне леднике, већ се њихове карактеристике користе

за реконструкцију плеистоцених леника. Ова врста анализе значајна је за реконструкцију плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским планинама, али и на знатно ширем простору.

По урађеној реконструкцији основних плеистоцених ледника на одређеном простору, може се са задовољавајућом тачношћу вршити реконструкција знатно мањих ледника и циркних ледника. Такође се могу добити морфометријски рељефни модели који задовољавају услове појаве малих азоналних ледника, који и данас егзистирају у Динарско-проклетијским планинама (Djurović 2012, Hughes P. 2009, Milivojević et al, 2008).

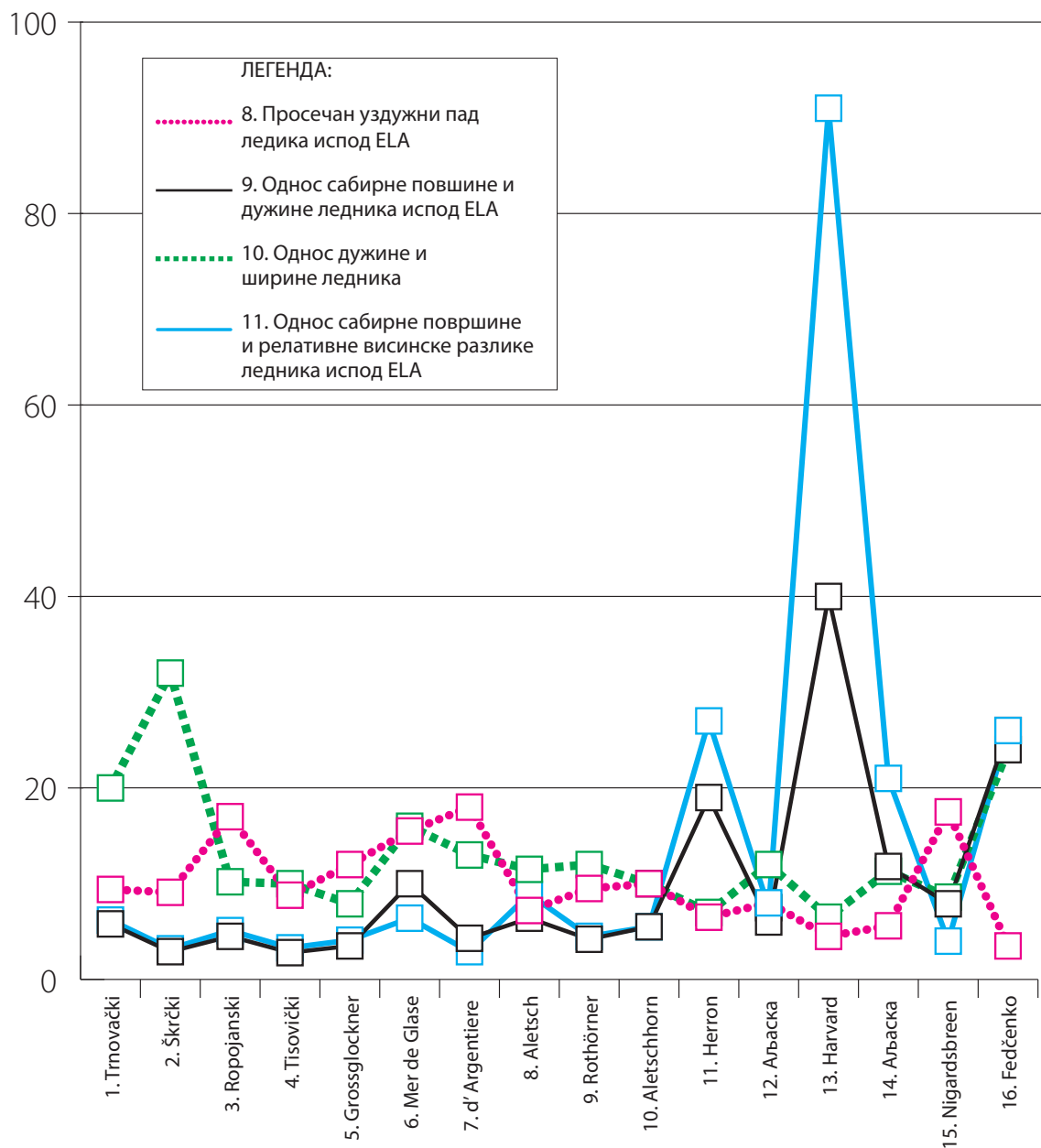


Схема 41. Упоредни приказ индекса за анализу ледника

Табела 24. Морфометријски подаци плеистоцених и савремених долинских ледника*

Ледници	сабирна површина ледника изнад ELA (km ²)	ELA - просечна висина снежне границе на ледничком простору	максимална дужина ледене масе (km)	дужина ледника испод снежне границе (km)	просечне ширине ледника (m)	надморска висина отапања ледника	Експозиција ледника	просечан уздужни пад ледика испод ELA	однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA	однос дужине и ширине ледника	однос сабирне површине и рел. вис. разлике ледника испод ELA	однос дужина доњег дела ледн. са горњим делом ледника (ELA пресека)	релативна висина ледника од тачке отапања до ELA
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
1. Вол*	29	1700	7,5	5	250	1230	N	9,4	5,8	20	6,2	2,0	470
2. Дур*	17	1700	9,2	5,8	180	1170	N	9,1	2,9	32	3,2	1,7	530
3. Про*	36	1750	8	4,1	400	1050	NE	17	4,5	10,2	5,1	1,1	700
4. Пре*	11,3	1650	5,5	4	400	1300	NW	8,8	2,8	10	3,3	2,7	350
5. Алп	27	2800	7,6	5,5	700	2140	SE	12	3,5	7,9	4,1	2,6	660
6. Алп	80	2850	13,3	8	500	1600	NW	15,5	10	16	6,4	1,6	1250
7. Алп	39	2900	9	7	550	1650	NW	18	4,3	13	2,9	3,5	1250
8. Алп	102	2850	22	16	1450	1700	SE-SW	7,2	6,4	11,5	8,9	2,7	1150
9. Алп	38	2850	12,5	9	750	2000	E	9,5	4,2	12	4,5	2,6	850
10. Алп	36	2850	8,2	6,6	650	2200	SE	10	5,5	10	5,5	4,1	650
11. Аља	150	1500	20	8	1200	950	N	6,5	19	7	27	0,7	550
12. Аља	48	1450	8	6	500	800	S	8	6	12	7,5	3,0	650
13. Аља	730	800	40	18	2800	0	SW	4,5	40	6,5	91	0,8	800
14. Аља	200	1450	22	17	1000	500	E	5,6	11,8	11,3	21	3,4	950
15. Ска	34	1150	8,3	4,3	500	300	SE	17,5	7,9	8,6	4	1,1	850
16. Пам	925	4500	75	45	1850	2900	N	3,5	26	24	26	1,5	1600

*Подаци представљају сведене податке који су добијени мерењем, и показатеље који су добијени рачунским путем у поглављу: Табеларни преглед морфометријских карактеристика и међусобних математичких односа четири плеистоцена и дванаест рецентних ледника, табеле од табеле 7 до табеле 22.

**Од ред. бр. 1 до 4, дати су подаци о реконструисаним плеистоценим ледницима

Табела 25. Морфометријски подаци за језике њајшоској ледника на Исланду*

Леднички језици	сабирна површина ледника изнад ELA (km ²)	ELA - просечна висина снежне границе на ледничком простору	максимална дужина ледене масе (km)	дужина ледника испод снежне границе (km)	просечне ширине ледника (m)	надморска висина отапања ледника	експозиција ледника	просечан уздужни пад ледника испод ELA	однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA	однос дужине и ширине ледника
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.
17. Исл	~	900	32	8	16	200	S	2,2	700	4/2
18. Исл	~	1000	24	4,5	6,5	200	SE	3,3	800	5,3/3,7
19. Исл	~	1000	10	2	2,5	150	SE	8,5	850	5/4
20. Исл	~	1000	7,4	2	3,3	70	E	12,5	930	3,2/2,2

*Подаци представљају сведене податке који су добијени мерењем, и показатеље који су добијени рачунским путем а дати су у табели 23.

8.1 УПОРЕДНА АНАЛИЗА ЧЕТИРИ ДИНАРСКО-ПРОКЛЕТИЈСКА ПЛЕИСТОЦЕНА ЛЕДНИКА СА РЕЦЕНТНИМ ПЛАНИНСКО-ДОЛИНСКИМ ЛЕДНИЦИМА

После појединачно прегледне анализе свих поменутих математичких параметара, који приказују основне морфометријске карактеристике и међусобне односе једног ледника, следи анализа појединачних Динарско-проклетијских плеистоцених ледника са рецентним ледницима приближних морфометријских особина. Анализа обухвата савремене леднике значајно већих димензија од плеистоцених у Динарско-проклетијским планинама. Одступања, која могу бити локалног или глобалног карактера, такође су предмет анализе на основу које се утврђују специфичности које условљавају разлике димензија ледника.

8.1.1 ПЛЕИСТОЦЕНИ ТРНОВАЧКИ ЛЕДНИК (ВОЛУЈАК) - УПОРЕДНА АНАЛИЗА

Полазна анализа односи се на леднике који имају приближно једнаке сабирне површине, које чине колекторске зоне снежних падавина. Плеистоцени Трновачки леник, са сабирном површином од 29 km² има приближну сабирну површину од 67% са неколико савремених ледника. У ову величинску категорију са одступањем од 33% у односу на реконструисани ледник, у табелама је наведено пет рецентних ледника. Они су дати под редним бројевима 5, 7, 9, 10, и 15 (табела 24), од којих су четири Алпска и један Скандинавски ледник. Њихове сабирне површине су од 27 до 39 km². Значи да се ниједна сабирна површина поменутих ледника не разликује више од 1/3 површине Трновачког ледника. У четири случаја постоје веће површине код рецентних ледника, а само у једном случају Трновачки ледник је имао мању површину.

Висина снежне границе ELA, у случају Алпских ледника виша је за просечно 1150 m н.в., док је код ледника *Nigardsbreen*, снежна граница нижа за 550 m (ELA=1150 m), у односу на плеистоцени Трновачки ледник.

Код дужина ледника, утврђено је код рецентних ледника не одступају

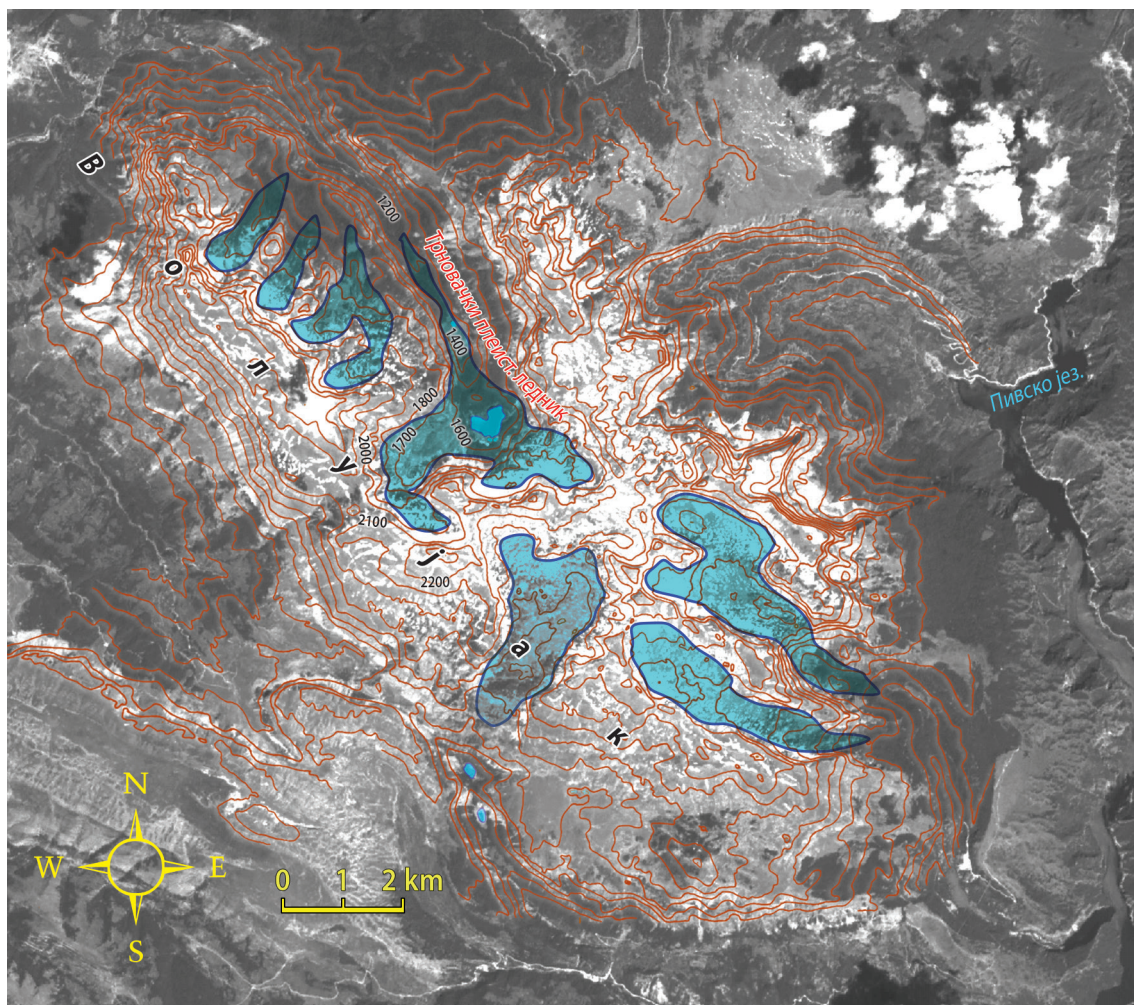


Схема 42. Плеистоцени развој ледника на Волујаку

значајније, него што је одступање њихових сабирних површина. Код ледника Grossglockner, чија се сабирна површина мања од плеистоценог Трновачког ледника за 6%, разлике у дужинама ових ледника су занемарљиве. Разлике између осталих ледника у складе су и сразмерне са величинама њихових сабирних површина. Ако се ледници упореде са дужином испод ELA, тада се примећује благо повећање дужине рецентних ледника, и такав пораст је пропорцијалан разликама укупне дужине ледника.

Ширина ледника показује осетније разлике при поређењу. За ширину ледника већи утицај има геоморфолошки склоп терена него што га има динамика прираста његове масе. Ширина ледника има значај за енергију и дебљину (моћност) ледника. Са повећањем ширине валова, обрнуто сразмерно слаби транспортна снага ледни-

ка. Та физичка особеност условљава скраћивање механичког усецања ледника кроз валов. Сви посматрани савремени ледници, имају већу ширину од плеистоценог Трновачког ледника, али и од сва четири плеистоцена ледника на Динарско-проклетујским планинама. Ова појава је последично условљена морфологијом терена, који на Динарско-проклетујским планинама чине уски гребени између којих су усечене уске, кањонске долине. На осталим планинама, осим Скандинавских, у питању су случајеви највећих континенталних и светских веначних планина, и каледонска маса, коју одликују широки пространи гребени на Скандинавији. Таква конфигурација рељефа има директни утицај код свих плеистоцених ледника, који су у већој или мањој мери ужи од осталих, овде разматраних планинских ледника.

Висина отапања ледника је елемент код савременог стања ледника, који се због очигледности утврђује мерењем. Висина отапања има важан значај за реконструкцију некадашњих ледника, до које се мора доћи одговарајућом методологијом, посредним путем. Релативна висина између чеоног дела ледника, тј. тачке отапања и висине снежне границе (ELA), у случају разматраних плеистоцених ледника износи од 350 m на Прењу, до 700 m на Проклетујама. Просечна висинска разлика код посматраних плеистоцених ледника је незнатно виша од 500 m релативне висине. У овој зони релативне висинске разлике, Трновачки плеистоцени ледник приближно спада у просечну вредност од 470 m р.в. Према поређењу са другим ледницима сличних димензија и сличних сабирних површина, запажају се одређена подударња, али и одступања. Уколико се код два ледника приближних димензија посматрају сабирне површине код зона храњења и њихових дужина, долази се до одређених закључака о њиховој узајамној вези и одступањима. Поред ова два параметра за висину максималног спуштања ледника, угао нагиба пада ледника је један од елемената високог значаја. Важност пада ледника приказан је у приложеној табели 24, као и на дијаграму (схема 36). Код ледника са више заједничких морфометријских карактеристика, угао нагиба пада терена представља усамљени индикатор одступања компаративне анализе. У случају упоредне анализе Трновачког плеистоценог ледника, са осталима ледницима из табеле 24, изражене разлике постоје код угла нагиба ледника. Према добијеним подацима, савремени ледници имају веће уздужне углове нагиба, и веће релативне висине у висинској зони од ELA до чела ледника.

Ово је индиректни показатељ за веће сабирне површине код Алпских ледника, које због већег прихвата снега и леда, дају леднику већу енергију и динамику кретања. Утицај нагибног угла јавља се у случају дугачких ледника. У приказаним случајевима, сви ледници који имају пад нагиба мањи од 6,5%, имају појединачне дужине од преко 19 km. То предстаља показатељ активности динамике ледника на одређеном простору а на основу количине прираста снежно-ледене масе.

На крају је издвојена једна од две пратеће појаве, или су обе појаве истовремено примећене код ледника који имају велику висинску разлику између ELA и апсолутне висине отапања ледника, када је она већа од 900 m.

Два заједничка параметра, од којих је један увек присутан код таквих ледника су:

а) велики уздужни нагиби пада терена на ком се ледник креће (већа од 10%)

б) величина сабирне површина изнад ELA, већа од 100 km², у ту категорију спадају ледници узети за предмет анализе.

Ове услове задовољавају сви савремени ледници који су приказани у табелама а има их пет, као и многобројни случајеви осматраних ледника, при одабиру репрезентативних узорака на Google Earth. Ово показује да међу четири Динарско-проклетијска плеистоцена ледника нема случаја у овој категорији, те се на основу овог показатеља не може тражити друга висина за дреконструкцију глацијалне генезе.

Експозиције ледника заступљене су на свим падинама у различитом броју и површини појављивања. Најчешће су хладне експозиције погодне за формирање ледника. Често се појављују као услов за формирање ледника у областима слабије глацијације и на просторима нижих географских ширина. Такође је број хладних експозиција директно сразмеран величини циркова или површини сабирне зоне снежних падавина. Како се те површине изнад ELA смањују, расте број ледника са хладним експозицијама. Код ледника са великом површином снежне сабирне области и великом дужином ледника, условљеност хладним експозицијама рељефа постаје све мање изражена. Просторна распрострањеност великих ледника на високим планинама и на планинама са високом географском ширином. У првом случају, ледници су затворени високим гребенима тако да су заштићени од сунчевог

директног зрачења. У другом случају, експозиције код већих географских ширина готово у потпуности губе значај за развој ледника. Такав развој ледника је условљен малим упадним углом Сунца на топографско тло. Због тога се учесталост ледника са “топлим” експозицијама повећава ка половима, што указује да “правило учесталости хладне експозиције” губи значај.



Фото 7. Плеистоцени Трновачки цирк и Сушки валов на Вољујаку

Уздужни пад плеистоценог Трновачког ледника испод ЕЛА износи 9,4 %. Према том параметру он спада у ред ледника умереног и малог пада. Угао пада указује да би ледник могао имати већу дужину на основу рецентних случајева у овој компарацији. Основни фактор за краћу дужину плеистоценог Трновачког ледника су мале сабирне површине снежних падавина изнад ЕЛА, у односу на компаративне узорке. Умерени пад је индиректни показатељ да се ледник не може значајно спустити испод ЕЛА. Особина повећања дужине ледника при кретању у зони негативног снежног биланса није запажена на рецентним примерима. Кретање ледника на мањем углу пада је спорије, док га мали прираст леда додатно успорава. Оваква физика појава ледника, условљава га да не може направити велику висинску разлику у односу на ЕЛА.

8.1.2 МАТЕМАТИЧКИ ОДНОСИ ТРНОВАЧКОГ ПЛЕИСТОЦЕНОГ ЛЕДНИКА

И

УПОРЕДНА АНАЛИЗА СА РЕЦЕНТНИМ ЛЕДНИЦИМА

Коефицијент равнотеже ледника ($Qsl=5,8$) код Трновачког плеистоценог ледника има поклапање веће од 60% са седам рецентних ледника (5,7,8,9,10,15). Ова подударност представља показатељ директног утицаја површине прираста ледене масе на дужину ледника испод ELA. То указује да релативно мале сабирне површине изнад ELA, немају одговарајућу силу потиска за транспорт ледене масе у зони где је изложен отапању. Такав случај запажен је код ледника са сличним коефицијентима равнотеже ледника, пошто су њихове сабирне површине релативно блиске, од којих је највећа 102 km² (Aletsch gletscher). У само једном примеру (Mer de Glace), дешава се да је сабирна површина мања од Aletsch gletscher, али зато већа дужина Aletsch gletscher, делује на усклађивање коефицијента. Остали рецентни ледници, којих има четири, по неколико пута превазилазе димензије које одговарају Трновачком плеистоценом леднику, и такви коефицијенти нису упоредиви, али се на основу њих могу извући закључци са обимом пространије глацијације.

Коефицијент дужинско-ширинског односа ледника ($Qlh=20$), даје математичку вредност колико је тај однос у опште могућ, и колико је реално очекивати га. Коефицијент (Qlh) има значај елиминаторног фактора за простор на ком се поставља почетна хипотеза за истраживање претходнодне глацијације. Код Трновачког плеистоценог ледника коефицијент Qlh има вредност 20. То значи да 20 ширина ледника чини његову дужину испод ELA. Овај однос преклапа се више од 50% са осам рецентних ледника датих у овој анализи.

Коефицијент пада ледника ($Qsp=6,2$), подудар се са ледницима сличног типа, а код овог коефицијента постоји највеће одступање, када је у питању упоредни преглед. То је случај ледника *Harvard Clacier* (Аљаска), који уроњава у океан, са коефицијентом $Qsp=91$. Коефицијент значајно одступа у односу на све посматране леднике, приказане на графиконима и табели 24, при чему је основни разлог карактер и тип глацијације.

Последњи утврђивани *коэффициенти дужинске расчлањености ледника* ($Q_{vc}=2$), добија се поделом дужине ледника испод ELA са дужином изнад ELA. Овај показатељ нам заправо показује дужинску равнотежу ледника. Због тога је овај коефицијент најстабилнији, пошто код ледника влада природно равнотежно стање. Ако је коефицијент једнак броју 1, то показује да је ледник подједнаке дужине са обе стране снежне границе ELA. Ако се коефицијент смањује и спушта се испод вредности 1, то указује на пространу глацијацију, платоске леднике или се недалеко испод ELA налази пространа површ или равница. У свим поменутих условима, ледник расипа енергију те му се дужина нагло скраћује.

Трновачки плеистоцени ледник има вредност коефицијента 2, дакле има двоструко већу дужину испод ELA. Овај коефицијент нема већег значаја за рецентне леднике, осим у случајевима када је мањи од 1, што захтева проверу других његових особености, те долазак до одговора, „зашто се то дешава“. Такође су случајеви коефицијента већег од 3, сигнал да постоје одређене и предвидиве специфичности.

8.2.1 ПЛЕИСТОЦЕНИ ШКРЧКИ ЛЕДНИК (ДУРМИТОР) - УПОРЕДНА АНАЛИЗА

Шкрчки плеистоцени ледник карактерише сабирна површина од 17 km², према чему је већи од плеистоценог ледника Тисовице на Прењу. Према већини математичких параметара, може се успешно вршити морфометријска упоредна анализа ова два плеистоцена ледника.

Висина плеистоцене снежне границе (ELA) Шкрчког плеистоценог ледника, на основу претходних истраживања и ревизије резултата применом геоморфолошке анализе рељефа и математичких односа морфометријских карактеристика рељефа, одређена је на 1700 m н.в.

Дужина Шкрчког плеистоценог ледника, према моренском беду у долини Сушице, одређеном на 1170 m н.в. износила је 9,2 km. Чеони моренски бедем одређен је на основу пречаге која се уочава на *Google Earth*, топографској карти 1 : 25 000, која показује да бедем затвара басен Сушичком језеру (без воде у сушној половини године) и увидом на терену. Методологија је сагласна са позицијом морене, што је



Фото 8. Плеистоцени валов Сушице

индиректан начин њеног одређивања а самим тим и двосмерна провера. Шкрчки, тј. Сушички ледник је по дужини представљао најдужи плеистоцени ледник на Динарско-проклетијским планинама, а на основу овде извршених анализа. Одређена дужина на основу сабирне површине снежних падавина са позитивним билансом, без комплексног истраживања може изазвати сумњу. Ипак се ради о леднику који је трећи по површини изнад ELA, а ипак је најдужи? Пошто се сагледа више морфолошких особина рецентног рељефа на ком се налази, долази се до резултата који ипак показује теоријску, али и дужину одређену на основу детекције рељефа, које су подударне. Објашњење ове појаве анализирано је детаљније у делу о математичким односима Шкрчког плеистоценог ледника (фото 8).

Дужина плеистоценог ледника испод ЕЛА износи 5,8 km, по чему премашује дужину савременог ледника *Grossglockner* у Аустријским Алпима, али и све плеистоцене леднике овде приказане. Дужина Шкрчког плеистоценог ледника није премашила 30% од дужине, најкраћег плеистоценог ледника Тисовице на Прењу. И овај показатељ сагледан је са више детаља у делу о математичким односима ледника.

Просечна ширина овог плеистоценог ледника је износила 180 m. Ова ширина је најмања од свих овде приказаних савремених и плеистоцених ледника. Ширину је условила уска кањонска долина Сушице, и она је претстављала значајан облик рељефа за развој Шкрчког плеистоценог ледника, који је допирао до 1170 m н.в. Висина на којој се отапао била је за 60 m нижа од Трновачког а за 20 m виша од Ропојанског плеистоценог ледника. Његову експонираност ка северу, има већина плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским планинама.

Уздужни пад плеистоценог Шкрчког ледника испод ЕЛА износи 9,1 %. Као претходни плеистоцени ледник, и овај спада у ред ледника умереног и малог пада. Кретање ледника на мањем углу пада је спорије, што мали прираст леда додатно успорава. Тако се у почетку анализе може донети закључак да ледник не може преваљити велику висинску разлику у односу на ЕЛА. У овом случају уска кањонска долина Сушице повећава и усмерава потисну силу ледника, што је створило услов за највећу формирану дужину ледника током плеистоцена на посматраним планинама, када се у обзир узме релативно мала сабирна површина од 17 km². На основу утврђених трагова анализом на *Gogle Earth*, топографске карте 1 : 25 000 и теренске опсервације, долина Сушице је током плеистоцена чинила валов Сушичког ледника. Резултати Милуна и Мирослава Марковић (1972), ову долину нису узимали у обзир, пошто су је сматрали посплеистоцене старости? То би значило да се ова долина усекла преко 500 m дубоко у току холоцена (10 000 година). Претпоставка давања оваквог приказа, може се објаснити заступањем теорије о постојању платског ледника на Дурмитору, за шта идеја потиче још од Ј. Цвијића (1903). Овакав закључак условљава дата тврдња која није заснована на доказима, нити логичном објашњењу такве претпоставке.

8.2.2 МАТЕМАТИЧКИ ОДНОСИ ШКРЧКОГ ПЛЕИСТОЦЕНОГ ЛЕДНИКА И УПОРЕДНА АНАЛИЗА СА ОДРЕЂЕНИМ РЕЦЕНТНИМ ЛЕДНИЦИМА

Коефицијент равнотеже ледника ($Q_{sl}=2,9$), код Шкрчког плеистоценог ледника је међу најмањим, од свих приказаних ледника, осим Тисовичког на Прењу. Пошто овај однос представља показатељ директног утицаја површине прираста ледене масе на дужину ледника испод ELA, указује на несразмерно малу област храњења, при чему се налази у границама које имају рецентни ледници. На 1 km дужине испод ELA, долази око 3 km² сабирног простора (изнад ELA), што случају са рецентним ледницима показује могућим. Овај коефицијент је приближан рецентним алпским ледницима, што је задовољавајућа подударност, с обиром да су остали ледници у зони интензивније глацијације.

Коефицијент дужинско-ширинског односа ледника ($Q_{lh}=30$), даје математичку вредност колико је тај однос могућ. У овом случају коефицијент има највеће одступање од свих ледника који су анализирани. Коефицијент (Q_{lh}), има вредност 32 која показује колико је пута дужи него што је шири. Пошто сви ови коефицијенти служе да укажу на аномалију, чији узрок се утврђује анализом, са циљем верније реконструкцију датог ледника. Образложење да овај случај није елиминаторног карактера, показује пример уске, кањонске, долине Сушице, која није дозволила да се плеистоцени ледник развија по ширини. Тиме је кањонска долина континуираног пада деловала на повећање потисне силе која покреће ледник. Реконструисана дужина Шкрчког ледника је највећа у Динарско-проклетијским планима, а томе доприноси дејство појачане силе кретања ледене масе кроз сужено долиноско дно плеистоценог валова.

Коефицијент пада ледника ($Q_{sp}=3,2$), има уочљиву подударност са ледницима долиноског типа. Пораст овог коефицијент указује на веће леднике у високим и пространим планинским просторима. Највише вредности овог коефицијента се у свим приказаним случајевима односе на просторе под планинско-платоском глацијацијом на Аљасци. Такви случајеви постоје код ледника који приликом напуштања валова, залазе у равне просторе, или урањају у море.

Коефицијент дужинске равнотеже ледника има вредност 1,7 и што га сврстава у долињски тип глацијације.

8.3.1 ПЛЕИСТОЦЕНИ РОПОЈАНСКИ ЛЕДНИК (ПРОКЛЕТИЈЕ)

- УПОРЕДНА АНАЛИЗА

Овај ледник има највећу сабирну површину снежне масе у односу на друге Динарско-проклетијске планине. Она износи 36 km² и већа је од три рецентна ледника, док је незнатно мања од 2 рецентна ледника (38 и 39 km²), са простора Алпа, и један са Скандинавских планина. Површина сабирне зоне указује на могућност једног од највећих Динарско-проклетијских плеистоцених ледника. Остали коефицијенти и параметри указују на најдужи плеистоцени ледник истраживаног простора.

Висина снежне границе ELA у случају овог ледника има надморску висину на 1750 m н.в. Висина се поклапа са ширинским подизањем ELA према југу (1°ГШ = 100 m). Ова локација је од 40° - 45°, географске ширине јужнија од Волујака, односно Дурмитора, чија је ELA у плеистоцену на 1700m. Пораст висине ELA према југу током плеистоцена, обрађена је у савременом периоду (Kuhleman, 2008).

Када се посматра дужина ледника, запажају се веома велике подударности између рецентних ледника у Европи и Аљаски, са овде приказаним Ропојанским плеистоценим ледником. Од приказаних 12 рецентних ледника, чак их је пет са дужинама које се разликују мање од 12%. Ропојански плеистоцени ледник према својој дужини спада у ред просечне дужине у односу на друге. Дужина плеистоценог ледника испод ELA је 4,1 km, што припада минималним дужинама у односу на савремене леднике испод ELA, који су предмет ове анализе. Ширина овог ледника је у оквиру готово половине приказаних рецентних ледника.

Висина отапања Ропојанског плеистоценог ледника је на 1050 m н.в. у долини Ропојане. Укупна висинска разлика испод ELA износи 700m. То је највећа амплитуда између ELA и тачке отапања међу Динарско-проклетијским ледницима, који се овде разматрају. Експозиција ледника је северо-источна.

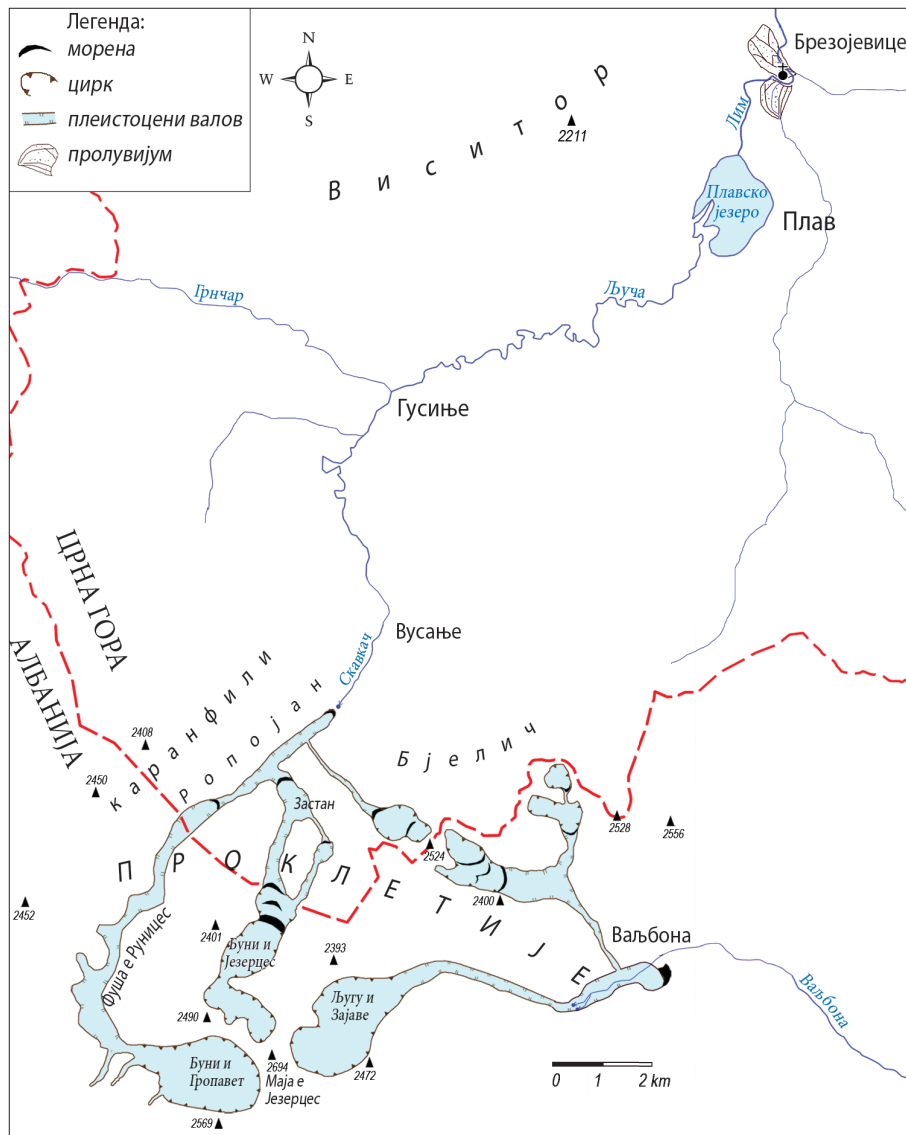


Схема 43. Приказ развића највеће глацијације која је гравитирала ка Плавском језеру
(Milivojević et al., 2008)

Угао пада ледника је 17%, тако да спада међу леднике са великим уздужним падом, а због морфологије терена који има велику висинску разлику на малој хоризонталној удаљености. Највиши Проклетијски врхови прелазе 2500m, док највиши међу њима Маја Језерцес има 2694 m н.в. што представља висинску разлику од 1800 m у односу на Плавко-гусињску котлину. Та висинска разлика је још израженија ако се посматра ка долини Ваљбоне, где је на само 2,5 km хоризонталне удаљености, висинска разлика 1400 m. н.в. Приказани математички односу рељефа указују на значајан уздужни пад Ропојанске долине до највиших делова морфолошке целине.

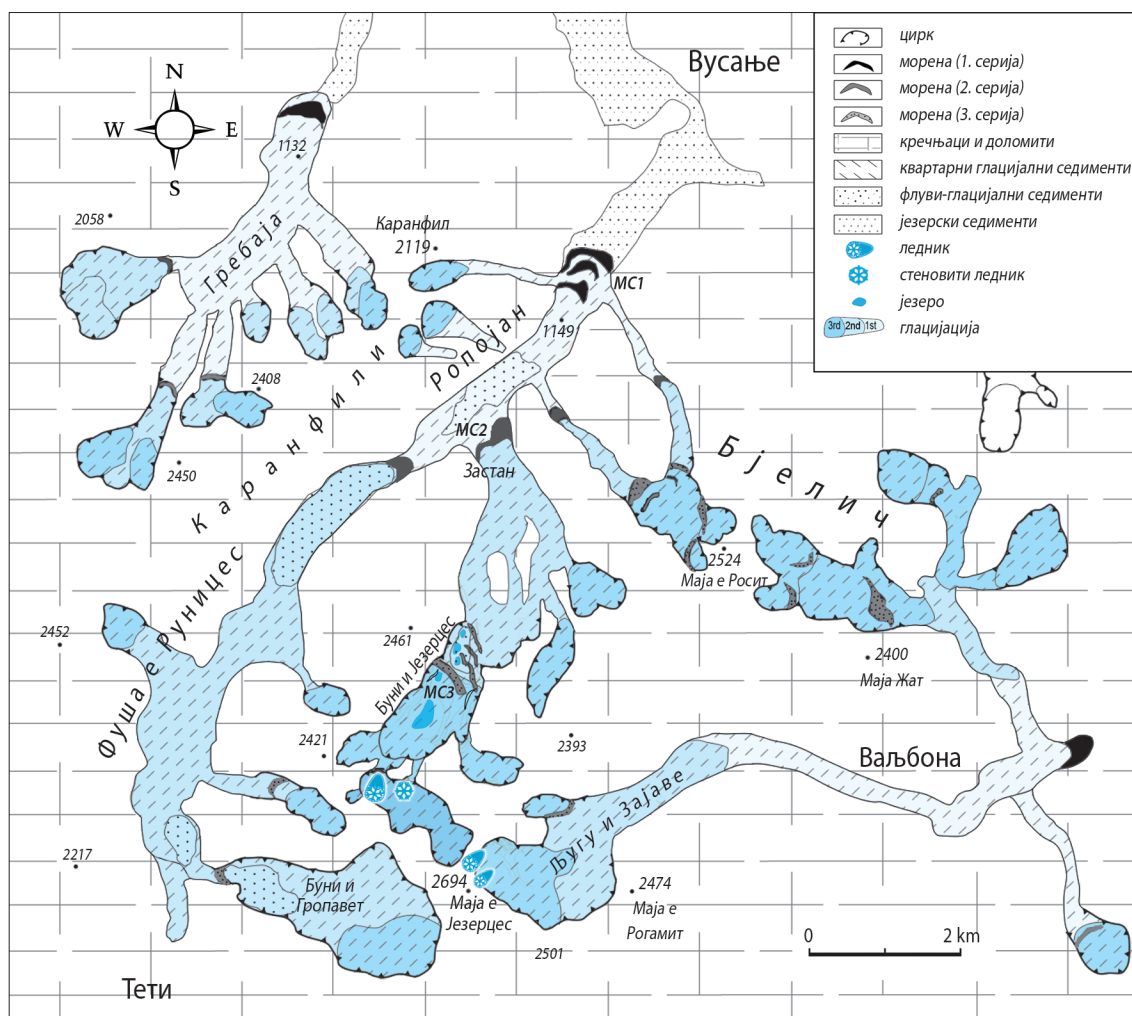


Схема 44. Ропојански плеистоцени ледник у три фазе стагнације у стадијуму MIS-2 (*dryas*) (Milivojević et al., 2008)

Ропојански плеистоцени ледник, поред највећег уздужног угла пада (17%), у Проклетијским и Динарским планинама, имао је највећу висинску разлику од тачке отапања ледника (1050), до ELA (1750 m), а вертикална амплитуда је била 700 m. Ова вредност тежи вредностима које имају већи рецентни ледници са површинама од преко 34 km² на Алпима, и другим просторима рецентне глацијације (табела 12, схема 36). Дакле сви савремени ледници који имају вертикалну амплитуду већу од 700 m, имају велику сабирну површину, или им је угао пада већи од 10%, али се за-пажају оба случаја истовремено.



Фото 9. Мутониране стене на дну периодичног циркног језера Буни и Језерцес

8.3.2. МАТЕМАТИЧКИ ОДНОСИ РОПОЈАНСКОГ ПЛЕИСТОЦЕНОГ ЛЕДНИКА И УПОРЕДНА АНАЛИЗА СА ОДРЕЂЕНИМ РЕЦЕНТНИМ ЛЕДНИЦИМА

Коефицијент равнотеже ледника $Q_{sl}=4,5$ (однос сабирне површине и дужине ледника) испод ЕЛА, код овог плеистоценог ледника има вредност 4,5. То указује на уравнотежен однос, што је карактеристика великог броја ледника осим највећих (Федченко) или великих долинско-платоских ледника, као што је College Fjord - Harvard Clacier. Коефицијент Ропојанског плеистоценог ледника ($Q_{sl}=4,5$) показује расположиву површину од 4,5 km² изнад ЕЛА, распоређену на 1 km дужине ледника испод ЕЛА.

Коефицијент дужинско-ширинског односа ледника Q_{lh} , тј. односа дужине и ширине ледника, има вредност 10,2 која показује да је десет ширина плеистоценог ледника било једнако његовој дужини. У овом случају постоји најбоље поклапање са савременим ледницима на другим просторима. На схеми 38, нема индикатора који би овај коефицијент учинили нелогичним, када су у питању савремени ледници приближног обима глацијације, и неколико ледника до три пута већим обимом глацијације, (до 100 km² сабирне површине).

Коефицијент *пада* *плеистоценог ледника* ($Q_{sp}=5,1$), за разлику од уздужног пада, има знатно уравнотеженију вредност. Томе доприноси његова већа сабирна површина, која је и највећа у Динарско-проклетијским планинама. Када се његова површина од 36 km^2 подели са вредношћу „7“ стотина метара висинске разлике испод ELA, добије се вредност коефицијента од 5,1. Овако добијена вредност коефицијента, синхронизована је са рецентним ледницима. Тако се добија висок степен вероватноће реконструисаних димензија и обим плеистоцене глацијације у овом делу Проклетија.

Коефицијент *дужинске равнотеже ледника* има вредност 1,1 што потврђује претходну констатацију код овог плеистоценог ледника. Овај коефицијент указује на део испод ELA, који је дужи од дела ледника изнад снежне границе (4,1 km према 3,9 km).

8.4.1 ПЛЕИСТОЦЕНИ ЛЕДНИК ТИСОВИЦЕ НА ПРЕЉУ

- УПОРЕДНА АНАЛИЗА -

Плеистоцени ледник Тисовице је најсевернији, и најмањи ледник по више математичких елемената. Његова сабирна површина износи нешто више од 11 km^2 , што је за 6 km^2 мање од плеистоценог Шкрчког ледника, док је преко 3 пута мањи од плеистоценог Ропојанског ледника. У ову анализу је увршћен као најсевернији ледник, јер већих о њега није било на сличним или вишим географским ширинама, на Динарским и Проклетијским планинама. Његова површина је 2,5 пута мања од најмањег рецентног ледника, овде увршћеног (Grossglockner у Алпима). Али по свим морфолошким параметрима он има особине већине рецентних ледника, што му даје могућност вршња ове врсту анализе.

Висина снежне границе ELA код плеистоценог ледника Тисовице је најнижа, на 1650 m н.в. Она се поклапа са „ширинским“ спуштањем ELA према северу ($1^\circ \text{ГШ} = 100 \text{ m}$ нижа ELA). Ова локација је за $1^\circ 5'$ географске ширине, севернија од Проклетија, које имају ELA на 1750 m. Дакле ширински фактор висине снежне границе поклапа се у случају сва четири плеистоцена ледника Динарско-проклетијских планина.

Дужина ледника од 5,5 km мања око два пута од најдужих плеистоцених ледника, за разлику сабирне површине, која је вишеструко мања. Услов овог одступања морфометријских односа је надморска висина Тисовичког амфитеатра (плеистоце-



Фото 10. Плеистоцени цирк и валов Тисовице на Прењу

ни цирк Тисовице), који се налази на већој надморској висини, од осталих анализираних плеистоцених ледника на динарско-проклетијским планинама. Дужина плеистоценог ледника имала је око 3 пута већу дужину испод, него изнад ЕЛА. Ширина ледника Тисовице просечно је износила 400 m, што је приближно једнако ширини четири савремена ледника. Висина отапања плеистоценог ледника Тисовице на 1300 m н.в представља спуштање плеистоценог ледника за 350 m р. в, у односу на ЕЛА, што је најмања амплитуда од свих поменутих плеистоцених и рецентних случаја, датих у табели 25. Кретање ледника дуж плеистоценог валова, на висини нижој од ЕЛА, условило је повећану количину акумулације снежно-ледене масе у непосредној близини висине снежне границе. По изласку из Тисовице, пад терена се нагло повећава, а апсолутна висина брзо опада, тако да ледник брзо доспева у висинску зону са високом температуром ваздуха. Ово садејство климатолошких и морфолошких елементи условили су убрзано отапање ледника, а самим тим, ограничили су дужину ледника.

Тисовички плеистоцени ледник имао је најмањи угао пада уздужног профила, у односу на углове пада остала три анализирана плеистоцена ледника Динарско-проклетујских планина. Мали углови пада карактеришу поједине савремене леднике Aletsch и Аљаски ледник ред. бр. 12 (табела 24). Појава малих углова нагиба валовске долине изражена је појава код малих ледника, у непосредној близини снежне границе (ELA). Ово је специфичност условљена близином ELA и малим нагибним углом тока ледника. Овакав однос цирк- ELA-валовска долина диктира равнотежу ледника у валовском делу малог нагиба. У поменутом случају, потребна је повећана потисна сила леда, који испуњава заравњени валовски део, губећи сопствену силу потиска. При повећању нагиба валовске долине, ледник се креће са значајно смањеном потисном силом, при чему брзо улази у зону повишене температуре. Тако постављена ситуација условљава отапање ледника и одређује најнижу тачку његовог допирања.

8.4.2 МАТЕМАТИЧКИ ОДНОСИ ПЛЕИСТОЦЕНОГ ЛЕДНИКА ТИСОВИЦЕ И УПОРЕДНА АНАЛИЗА СА ОДРЕЂЕНИМ РЕЦЕНТНИМ ЛЕДНИЦИМА

Коефицијент равнотеже ледника (Q_{sl}) представља однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA, и добијена вредност износи $Q_{sl}=2,8$ што је најмањи коефицијент, за 0,1 мањи од Шкрчког плеистоценог ледника. Овај плеистоцени ледник представља супротност од Шкрчког плеистоценог ледника на Дурмитору. Тисовички плеистоцени ледник има широку долину у зони висине снежне границе, док се чело Шкрчког плеистоценог ледника спушта ниже за 180 m р.в. испод ELA, у односу на чело Тисовичког плеистоценог ледника. Ледник са нижом тачком чеона дела у односу на ELA, одликује уско долиноско дно, које је током плеистоцена представљало леднички валов.

Сабирна површина Шкрчког плеистоценог ледника, има 50% већу површину од Тисовичког. Дужина плеистоценог ледника испод ELA, приближна је код оба посматрана плеистоцена ледника, што их у једном сегменту чини подударним, док у другом представљају морфолошки супроне случајеве.

Коефицијент дужинско-ширинског односа ледника Qlh , (однос дужине и ширине ледника), има вредност од $Qlh=10$, која се често појављује на приказаним ледницима. Овде постоји потреба комплексне анализе упоређиваних ледника са приближно једнаким коефицијентом Qlh . То указује на стално преиспитивање валидности добијених коефицијената, који се не могу узети за правило на свим примерима, већ се њиховом применом уз квалитативну геоморфолошку анализу може извршити реконструкција и димензионисање основних ледничких форми, (табела 24).

Однос сабирне површине и релативне висинске разлике Тисовичког плеистоценог ледника испод ЕЛА од $Qsp=3,3$ сврстава га међу 4 ледничке долине, анализиране у табели 24, са најмањим нагибом. Сличност овог коефицијента блиско се подудару са Шкрчком. Разлика, тј. међусобно одступање има вредност од 0,1, што показује најмањи дужинско-ширински коефицијент има Шкрчки плеистоцени ледник. Ово је још један показатељ, који изједначава супротности ове две плеистоцене локације. Сабирна површина је у Шкрчком случају значајно је већа (1,5 пута), као и висинска разлика (1,51 пута). Зато је добијена вредност очекивана, готово једнака истом коефицијенту плеистоцених ледника у Тисовици и Шкркама. Овако добијен резултат учвршћује претходно добијене резултате, али такође даје универзалну примену овог типа аналитике у комбинацији са комплексном геоморфолошким анализом за реконструкцију плеистоцених ледника.

Коефицијент дужинске равнојезе ледника има вредност 2,7 што показује скоро 3 пута већи део испод линије снежне границе. Разлог томе највероватније може бити близина ЕЛА, на читавој својој дужини од 4 km уз мали угао пада, што је плеистоценом леднику повећавало могућност храњења снегом и ледом, који на њега може доспети са бочних падинских страна, изнад валова и ЕЛА.

8.2 ПРИКАЗ ВЕЛИЧИНА РЕКОНСТРУИСАНИХ ПЛЕИСТОЦЕНИХ И САВРЕМЕНИХ ЛЕДНИКА

На следећим графиконима, дате су три димензионисане величине плеистоцених реконструисаних ледника, као и димензије савремених ледника (схема 45, 46, 47 и 48).

Све дате димензије су пропорционално умањене за исту вредност у односу на величине у природи. Међусобни односи величина, како дужина тако и површина, остали су верни, те овај прилог има значај, првенствено за квалитативну, али због очуване верности односа димензија са стварним стањем, могу се такође вршити квантитативне анализе.

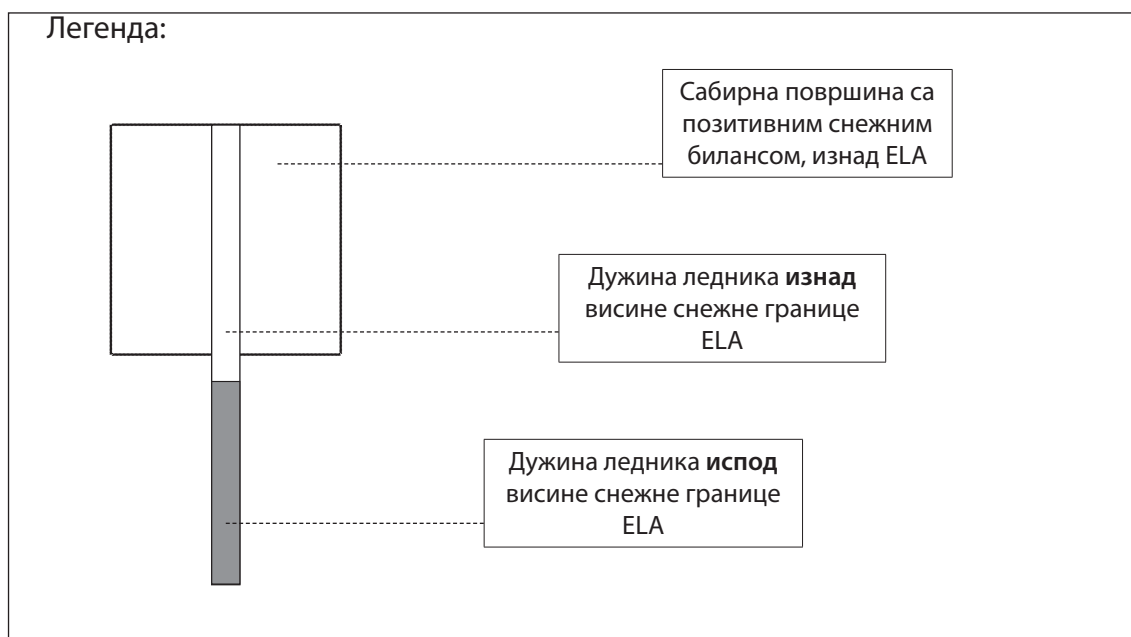


Схема 45: Три величинска елемента ледника

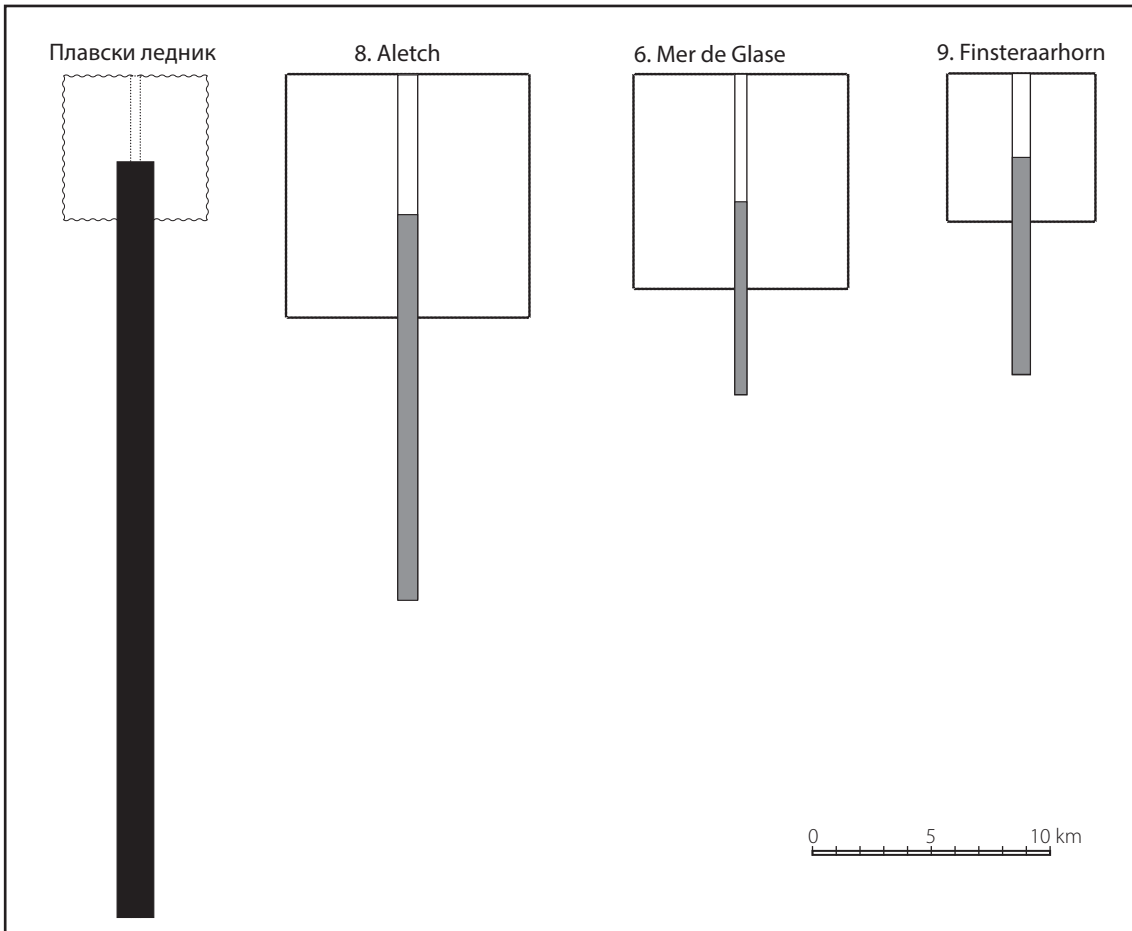


Схема 46. Компарација плеистоценог Плавског ледника реконструисаног према Ј. Цвијићу (1913) са изабраним савременим ледницима

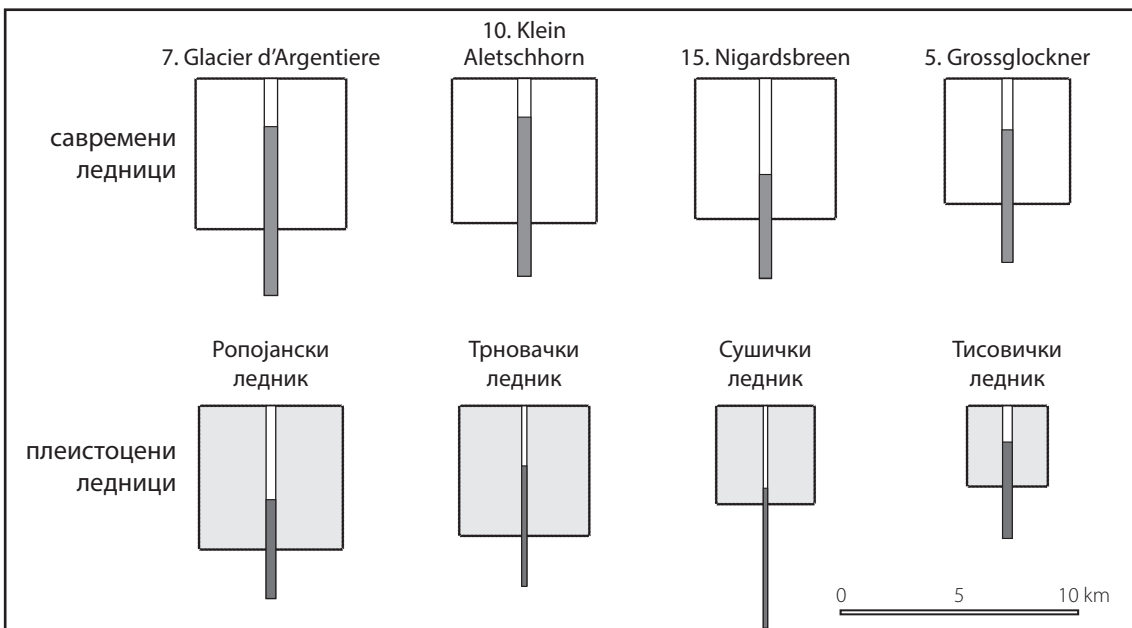


Схема 47. Компарација плеистоцених ледника са четири најсличнија савремена ледника

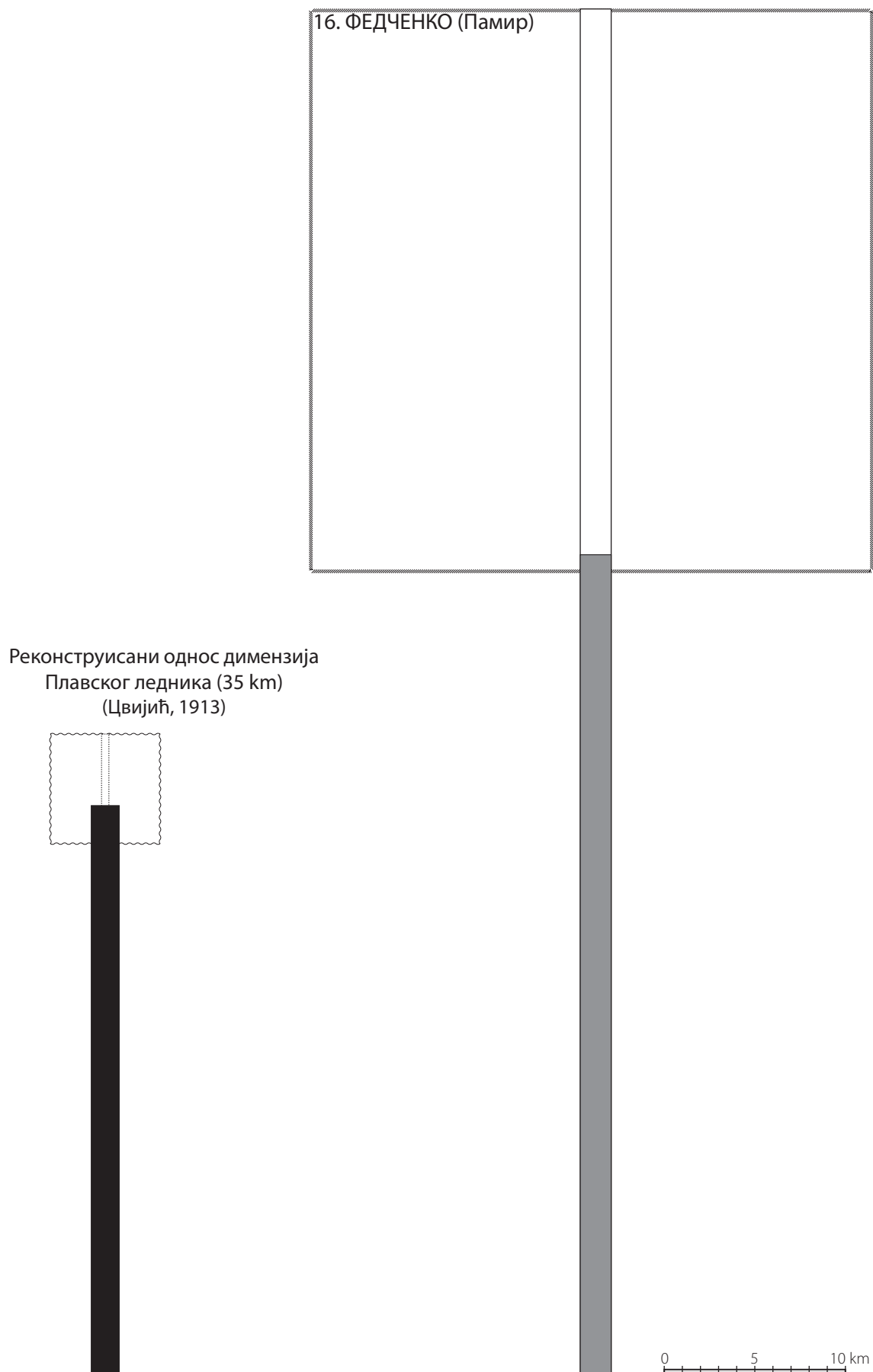


Схема 48. Компарација „Плавски ледник“ са савременим леником Федченко

9. ДИСКУСИЈА

Тема реконструкције плеистоцених ледника, која се овде разматра, код нас значајно превазилази период од једног века док је у Свету актуелна нешто дуже од једног и по века. Ако погледамо период до једног века пре садашњости, развој науке и технологије вишеструко су превазишли читав претходни историјски период, тј. од када су људи почели користити интелигенцију за свакодневне радне задатке, учење, ширење знања у др. Иако су последњих 120 година протекли у експоненцијаном порасту развоја науке и технологије, у свим пољима људске делатности, многе теме су и данас остале неразјашњене, и још се увек лута по магловитим беспућима. Такав приступ доприноси томе да се нова истраживања враћају на почетак, уместо да се преиспитају и наставе. Циљ таквог истраживања постаје допуњавање и попуњавање са детаљима које претходници нису дали. Међутим, општа слика простора у научном смислу, често се ни најмање не промени. То доводи да истраживања редовно крећу са тачке почетка 20. века, а истраживачи тог доба, у првом реду Јован Цвијић, стављају се на ниво недодирљивости, и њихова истраживања су, не ретко представљена на нивоу религијске догме? Овај проблем је вероватно очигледан у многим научним дисциплинама, особама које се тим проблемима баве, у циљу да дођу до научне истине. Међутим, научне истине нема без здраворазумског и критичког расуђивања претходних резултата. Такав приступ доприноси даљем погледу на научну истину, пошто се критичким расуђивањем могу отклонити грешке које су направљене од стране претходника. Поменуте грешке, ни у ком случају се не могу сматрати као аргумент за умањивање научних дела из прошлости, пошто су оне поседица других околности које су у много мањој мери ишле у прилог истраживању, у односу на истраживања у данашњем периоду. Развој научних метода и технологије, у последњем веку се такође није равномерно развијао, у смислу да појединачни узаstopни интервали (нпр. период од 10 год.), нису исти, већ је успон у развоју далеко израженији у деценијама ближим садашњости, него што је било пре 50, 60 и више година уназад.

Овакав несклад у брзини развоја науке и технологије, условио је да у данашње доба постоји бржи развој технике мерних инструмента, него што су људске

могућности да се превазиђу неутемељени резултати из прошлости. Случајеви у којима се врше инструментална мерења, чешће се ослањају на резултат мерења него на исправност утврђивања процеса, појаве и облика, при чему се комплексна геоморфолошка метода занемарује и не примењује. Са деловањем глацијаног процеса, не значи да други процеси нису деловали на истом простору, већ су били, некада већег, а некада мањег интензитета. Чести су случајеви да се приоритет давао једном процесу у односу на други, те се онда стављао у одговарајући временски пресек, као у случају са кањоном Сушице на Дурмитору (Маровић и др. 1972), да би се на крају извео закључак, који све враћа на почетак. Све се дешава у тренутку када је у истом раду направљен методолошки искорак, применом комплексне геоморфолошке методе за реконструкцију плеистоцене глацијације Дурмитора. Ово је један од бројних примера где нема суштинског давања нових решења и резултата, а уз увођење новог методолошког приступа. И поред овог критичког осврта на рад, његов значај чини велики помак напред, пошто се примена методе комплексне геоморфолошке анализе, уз паралелну употребу више извора гео-просторних података, долазило до резултата који су били потврђени са већином других савремених истраживања. Отежавајућа околност за одређивање морфометријских параметара савремених ледника, чинило је обавезно присуство истраживача на терену где су облици формиранли. Данас је тај проблем у највећој мери превазиђен. Морфометрија ледника у високо-планинским просторима, током задње деценије у многоме је олакшана, убрзана, и сасвим сигурно је прецизнија у односу на период пре 5 или 10 година, у доба када су сателитски снимци били теже читљиви, због ниске резолуције пиксела по јединици површине. Помоћу интернет програма *Google Earth Pro*, измерени су значајни параметри савремених ледника за морфометријску анализу. Најизраженији проблем код савремених истраживача, представља обученост за детекцију и манипулацију са информационим програмима који пружају увид у податке. То данас представљ пионирски посао при ком се вештина и квалитет у раду стиче самообразовањем. Овај процес је доста дуг и захтева претходни пролазак кроз многе фазе образовања на самом терену и медијима који дају приказ модела терена. Тек са познавањем свих претходних приказа, усебно се могу користити нови прикази и избећи се многе препреке са којима се сусреће на новим медијима.

Већ дуже време, друштвена ситуација на нашем простору намеће нискобуџетна истраживања, што се неповољно одражава на радне услове и дужину боравка на негостољубивом, удаљеном и климатски неповољном високопланинском простору. То условљава извршење истраживања, са што мање издатака, при чему се тежи прикупити што више квалитетних података, у што краћем временском року. Поред поменутих потешкоћа, временски рок је врло кратак због неповољних климатских услова за рад и боравак на терену. Из поменутог, произилази да се таквим приступом неће брзо омогућити нова научна сазнања, али с обзиром на пропусте који нису отклоњени, а у неким случајевима опште су прихваћени, нпр. Плавски ледник дужине 35 km (Цвијић, 1913). Метод упоредне анализе морфометрисаних елемената ледника, пружа на увид реалну слику, али се такође мора посматрати у ширем међусобном односу појава и процеса који га окружују. У пракси се дешавају грешке чак и приликом „високо-буџетних” истраживања за наше услове, а те грешке често условљавају још веће грешке, тј. производи се ефекат „грешка на грешку”. Најчешћи узрок грешака се прави приликом преузимања неког од претходних резултата, а који није довољно доказан, и због оскудности тачних података мерења, због мањкавости примењене методологије. Најчешће прављене грешке у савременом периоду начињене су на Дурмитору и Проклетијама (Hughes, 2008 and 2009). Грешке морфометрисања, како површина, тако и запремина, могу се кориговати и дати значајно реалнији приказ савремених малих ледника који се спомињу код Hughes-a, (2009), али су потребна нова теренска истраживања и употреба новијих и детаљнијих снимака датог терена, која су доступна у одређеној мери већ у овом тренутку, на моделу *Google Earth Pro*, који се често иновира и пружа детаљније снимке веће резолуције, по одређеној временској динамици.

Основна и логична поставка проблема плеистоцене глацијације се своди на простор изнад висине снежне границе (ELA), где све врши прираст ледене масе, и на простор испод ELA, на који се ледена маса истискује и кретањем спушта у ниже просторе, где се врши њено отапање. Овакав приступ посматрања, заснива се на равнотежи ледника, где тежишну линију чини ELA. Тако се простор сталног леда може поделити у две основне равнотежне целине:

1. простор (зона) прираста
2. простор (зона) отапања, тј. преласка воде из чврстог (лед) у течно стање

Пошто су ове две зоне физички разграничене, разматрање се може извршити засебно у свакој од њих. У зони инад ELA, постоји стални ледени покривач чија површина се не поклапа са топографском површином тог простора. У првом реду, топографска површина је ограничена висином снежне границе (ELA). Та површина на високо-планинском простору је дисецирана са значајним вертикалним висинским разликама (планински гребени, удубљења и долине), које су често више стотина метара високе/дубоке, а не ретко и преко једног километра на простору Динарско-проклетијских планина. Само посматране висинске разлике јасно показују да ледена маса није могла покривати читав високо-планински простор изнад ELA. Значи да су планински гребени израњали високо изнад површине леда, који је заравњивао удубљења, тј. циркове, док су стрме падине биле огољене, или се на њима задржавао танак снежно-ледени покров, који се услед гравитације непрестано транспортовао ка дну, где се вршила његова акумулација. Из тога се запажа да све падине које крећу од планинских гребена не представљају површину под ледом, али представљају зону у којој више снега опсане него нестане топљењем и испаравањем, уколико су изнад ELA. У овој тези, читав простор изнад ELA, дефинисан је као „зона храњења ледника”.

Према претходном, добили смо зону позитивног снежног биланса на којој има два типа топографске површине:

- а) слободна површина (стрме и бочне падине)
- б) површина коју чини стални снег и лед (ледник)

О слободној топографској површини, објашњеје је дато у тексту изнад. Сада се разматрање своди на ледену површину. Ледена површина зависи од количине снега и леда коју прихвата са сабирне (веће) површине, али то не значи да се она може подебљавати до бесконачности. Овај случај најбоље илуструје ледени покривач на Антарктику, где високи планински врхови пробијају ледену капу и високо изнад ње се издижу. Такође код платоскух ледника на Исланду, постоји исти случај где је ледени покров пробијен планинским врховима и гребенима. Да би се створила хипотетичка ситуација, да ледена маса покрије највише врхове и гребене Динарско-

проклетујских планина, било би потребно да су лоцирани на поларној тачки, или барем у њеној близини. Пошто је с овим елиминисано потпуно испуњавање високих планинских простора до сопствених гребена, у реконструкцију се уводи елемент сила гравитације, која вуче ледену масу у нижи простор. Гравитација приморава ледену масу да се покреће ка нижем простору, где ће испуњавати нижа удубљења у рељефу (циркови валови). Читав систем кретања ледене масе производи ледничку ерозију, која за ову реконструкцију није од значаја, већ је циљ праћење и могућности крајњег достигнућа ледене масе (ледника).

Ледник је приморан услед силе гравитације да се креће кроз зону отапања, испод висине снежне границе (ELA), која има различите морфометријске параметре. Ова зона некада има континуитет са зоном изнад ELA, а некада не, пошто је терен промењивог карактера. Простор дуж ког се креће ледник, може бити промењивог угла, промењиве ширине бочних страна (сужавање и ширење), што условљава брзину кретања ледника и његове најниже и најдуже тачке допирања. Ова зона је најчешће изолована од других извора прираста ледене масе, а када их има, најчешће се појављују ледници висећег типа, који увећавају масу ледника у зони испод ELA, услед слободног пада. Висећи ледници немају своје долине на косим падинама, већ се по излазку из цирка или валова, преко вертикалног одсека крећу великом брзином, при чему се стропоштавају, повећавајући масу главном току ледника.

Пошто је испраћен оквирни принцип настанка и нестанка ледника и његове равнотежне линије (ELA) потребно је дефинисати међусобну зависност зоне „изнад”, и зоне „испод” (ELA). Овако постављен проблем намеће два кључна питања:

1. Која зона има пресудан утицај на максималну дужину, тј. на минималну надморску висину допирања ледника?

2. Који морфометријски параметри у зони испод ELA, доприносе повећању-смањењу дужине тј. који параметри одређују надморску висину допирања чела ледника?

На прво питање, која зона има пресудан утицај на даљи развој ледника, морфометријско-упредном анализом савремених ледника, резултати су недвосмислено показали да је то зона изнад ELA, где се врши прираст снега и леда, а при чему је

сабирна површина простора изнад ELA, главни фактор за даљи ток развића ледника испод ELA. На ово указују резултати приказани у графиконима морфометријске анализе ледника и у одељку о упоредној анализи Динарско-проклетијских ледника са савременим планинско-долинским ледницима.

Друго питање захтева комплекснији одговор, пошто се њиме објашњава суштина аномалије, тј. одступања од теоријског модела. Ледник при уласку у зону отапања (испод ELA), у највећој мери зависи од локалних услова, тј. геоморфологије терена по коме наставља кретање у зони где му се маса пропорционално губи са опадањем надморске висине и дужином кретања.

Основно правило које се мора испунити у развоју ледника, а чини га површина сабирне зоне или топографска површина ледника (изнад ELA), и површина ледника у зони отапања (испод ELA).

Однос разлике у површини леденог покривача тј. сабирне зоне снежних падавина изнад ELA, са површином ледника испод ELA, утврђен је у табели 24, на основу датих морфометријских параметра ледника. Површина ледника испод ELA, у просеку око 15-20 пута мања од сабирне површине ледника, на датим примерима. Овај однос се може повећавати или смањивати у зависности од других параметара који су дати у истој табели (24), а неки од важнијих су: сабирна површина ледника изнад ELA, Дужина ледника испод снежне границе, просечна ширине ледника, просечан уздужни пад ледика испод ELA, надморска висина отапања ледника, однос сабирне површине и дужине ледника испод ELA, и др. Ни један од неких набројаних параметара, не може се издвојити према важности, већ се морају посматрати сви скупа и комплексно размотрити, пошто сваки од њих може да укаже на специфичност која се манифестује кроз одређену аномалију, на коју се може указати, а самим тим брже и прецизније објаснити. Овим методом, јасно је уочено одступање од модела при реконструисању Плавског ледника пре једног века, што је потврђено теренским истраживањима. Такође постоје одступања (аномалије), за које се може установити да немају елиминаторни карактер. У примерима датим у овој тези, такав случај је постојао код Сушичког (Шкрке-Сушица), плеистоценог ледника. Аномалија овог плеистоценог ледника је условљена специфичном геоморфологијом терена, која дозвољава развој ледника са димензијама датим у табели 8, који су

потврђени материјалним доказом на терну. Сушички плеистоцени ледник одступа од овде датих математичких модела мање од 30%. Одступања могу бити већег процента, у зависности од специфичности геоморфолошке ситуације на терену, које су у природи непредвидиве, што је недостатак свих модела, непредвидивост и свеобухватност свих природних појава.

Немогућност формирања „Плавског ледника” у димензијама које су раније дате од Цвијића и следбеника, нису могуће оствариве из физичких разлога односа међусобне површине ледника изнад линије висине снежне границе и испод исте

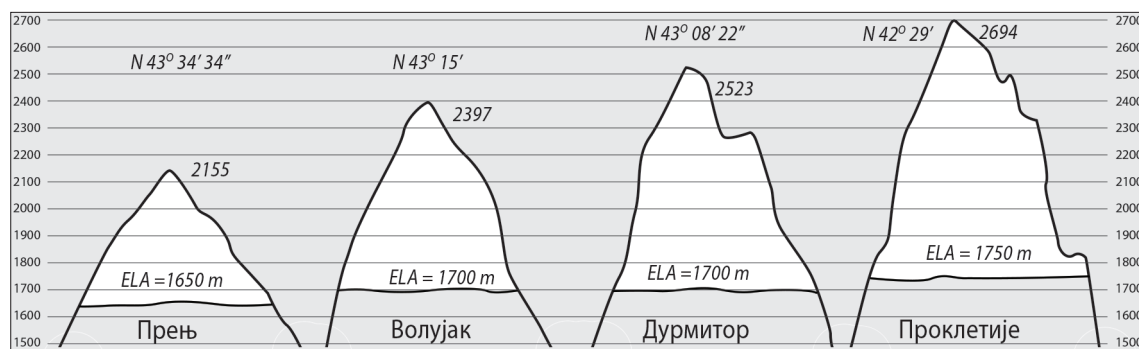


Схема 49. Просечна висина снежне границе (ELA), на истраживаном простору

линје (ELA). Овај случај најочигледније објашњава илустровани компаративни прилог „Графичко упоредни приказ међусобних величина код реконструисаних плеистоцених и савремених ледника”. У овом прилогу је јасно да су површине изнад ELA (зона храњења) вишеструко веће него што су површине испод ELA (зона кретања ледника и његовог отапања), док „Плавског ледника” на датом моделу нема капацитета, ни приближно оном који му је неаргументовано додељен. Јасно се уочава да је Плавски ледник имао веома ограничену зону храњења, која није у никаквој сразмери са савременим ледницима Алпа, али ни са другим реконструисаним ледницима Динарско-проклетијских планина. Произилази да је Плавски ледник био већих димензија од свих савремених приказаних ледника, а за то нису дати прави докази, већ претопставке без увида.

ЗАКЉУЧАК

Основни циљ тезе је да се преиспита морфометрија плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским планинама, и утврде динамичке могућности ледене масе током плеистоцена. У том циљу, извршена је разрада методологије, а коју пружају нова технолошка достигнућа. Такође је била пожељна и неопходна, разрада методологије, која ће бити у стању да прикаже могућност развића ледника у плеистоцену, а на основу данашњих савремених глацијалних процеса на високим планинама широм планете. Уз све поменуто, кључни фактор је приступачност, једноставност и проверљивост методологије без потребе за дугачким периодом извршења провере.

У ту сврху, обављена је морфометријска анализа 16 савремених ледника, од којих је највећи број са Европског континента, нешто мање из Северне Америке и један из Азије. Узети су математички параметри ледника, њиховог развића и односа димензија, на основу којих се израчунало 5 коефицијената, који показују физичко-динамичке могућности и капацитет датих ледника. Процес морфометрије савремених ледника, извршен је даљинском детекцијом, на основу података које пружа програм сателитског модела Земље, *Google Earth Pro*. Поред мерења димензија, висина и површина, програм даје могућност квалитативне геоморфолошке анализе простора, његово боље схватање и компарацију са напуштеним глацијалним простором. На основу података добијених мерењем, основним математичким операцијама, добијено је 5 показатеља (индекса), који приказују математичке односе, између узајамно повезаних делова истог ледника. На тај начин, обухваћени су важни математички параметри ледника, који имају значај за његову морфологију, тј. развиће у планинском простору и његову могућу модификацију.

Оваквим приступом, дошло се до законитости која дефинише „равнотежу ледника”, која указује на капацитет и развића ледника испод снежне границе, а на основу математичких параметара изнад и испод ЕЛА, на савременим ледницима. Показало се да на равнотежу ледника, падавине немају већи значај, осим повећане акумулације и износа моренског материјала, док је ЕЛА главни параметар обима глацијације, тј. дужине и висине спуштања ледника.

Морфометрија савремених ледника и добијени индекси, упоређени су и анализирани са четири плеистоцена ледника на Динарско-проклетијским планинама. Морфометријски подаци за основне елементе плеистоцених ледника, узети су из литературе али је упоредо извршена даљинска детекција, тј. квалитативна анализа која је за последицу давала математички дефинисане локације и метричке димензије плеистоцених ледника. Ови резултати су упоређивани са резултатима датим у стручној литератури, тако да у ситуацијама где постоји поклапање, установљен је методолошки утемељен приступ. Такође је обављен осврт на радове који дају значајно различите резултате, када се међусобно анализирају. Те разлике нису сврставане у „грешке” претходника, већ је анализирана појава одступања резултата, која често нису били методолошки пропусти, већ проблем мерења и мерних инструмената, који су условили повећан степен грешки, услед нетачно добијених података.

Сви добијени резултати у раду, упоређивани су са индексима добијеним на савременим ледницима. Код плеистоцених ледника, поред *Google Earth Pro*, расположиве су биле топографске и геолошке карте, које су коришћене и као еталон за проверу добијених података код дужине, површине и надморске, тј. релативне висине. Упоредна анализа метријских података показала је веома добру усаглашеност измерених података на релацији Топографска карта - *Google Earth*, а највиша одступања су запажена на примеру висинских тачака, које су малих површина те сателитски модел није у могућности да изврши правилну интерполацију, а што се може сматрати безначајно за извршена мерења и добијене резултате.

Тако се компарацијом индексних вредности, и кратком међусобном анализом, дошло до „реалних” димензија плеистоцених ледника. То је условило бољи увид и разумевање ледничке плеистоцене реконструкције из прошлости, у неким сегментима, нарочито оним који се тичу обима и интензитета плеистоцене глацијације.

Главни значај разраде методологије за развиће плеистоцених ледника, на основу неких од очуваних ледничких елемента рељефа, представља могућност израде

модела осталих плеистоцених ледника на Динарско-проклетијским планинама, као и на другим високопланинским просторима Балканског полуострва, са честим случајевима погрешно датих резултата. Такође, овај метод има могућност да препозна платоску глацијацију и одвоји је од долинске, што су такође били недостаци истраживања у прошлости. Полазна основа за примену метода је висина снежне границе (ELA). Пошто се она установи, или се зада њена хипотетичка вредност, могу се израчунати величински параметри изнад снежне границе ELA, и на основу добијених вредности и примену индекса добијених на сличним примерима. На овај начин долази се до максималног допирања некадашњих ледника (надморска висина и дужина). Метод није погодан за одређивање равнотежног стања код „асиметричне глацијације” бивших ледника у случајевима где је доња, најнижа граница акумулације ледене масе морска површина или заравњени простор. Поменути примери припадају глацијацијама великог површинског обима, и ниске снежне границе, у апсолутном или релативном смислу. Такви случајеви подразумевају веће пространство изнад снежне границе, него што простор има површину континуираног пада угла нагиба терена испод снежне границе (асиметричност). Такав случај онемогућава гравитационо кретање ледника, који се на таквим местима зауставља и отапа. За исправну употребу методологије „упоредне анализе морфометријских елемената ледника” неопходна је правилна и свеобухватна детекција картографског материјала и разноврсност снимака, што пружају савремене технологије.

Генерално се долази до закључка, да метод равнотежног стања ледника и упоредне анализе морфометријских елемената ледника даје значајан допринос геоморфолошким истраживањима старих ледника, првенствено за проверу и ревизију постојећих резултата, као и за истраживање неистражених простора, који још увек нису реткост на Динарско-проклетијским планинама, Балканском полуострву, као и на удаљеним тачкама планете.

ЛИТЕРАТУРА:

- Adamson K.R., Woodward J.C., Hughes P.D. (2014). Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst, *Quaternary Science Reviews journal*, 94, 28-43.
- Aizen, V. B., Mayes, P. A., Aizen, E. M., Joswiak, D. R., Surazakov, A. B., Kaspari, S., Grigholm, B., Krachler, M., Handley, M. Finaev, A. (2009). Stable-isotope and trace element time series from Fedchenko glacier (Pamirs) snow/firn cores. *Journal of Glaciology*, 55, 275-291.
- Battaglia, M., Murray, M.H., Serpelloni, E., Bürgmann, R. (2004). The Adriatic region: An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone. *Geophysical Research Letters*, 31, L09605.
- Benson L., Burdett J., Lund S., Kashgarian M., Mensing S. (1997). Nearly synchronous climate change in the Northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature*, Macmillan Publishers Ltd. Vol. 388, pp (263-265). https://earthsciences.ucr.edu/gcec_pages/docs/geo224/Benson%20et%20al%201997-Nature-Nearly%20synchronous%20climate%20change%20in%20the%20Northern%20Hemisphere.pdf
- Bourdier, F. (1957). Quaternaire. In: *Lexique stratigraphique international*. Vol. 1 Europe. Ed. Pruvost, Pierre Paris: Centre National de la Recherche Scientifique. 99- 100.
- Chester K. (1922). A scale of grade and class terms of clastic sediments. *Journal of Geology*, 377-392.
- Coward, M., Dietrich, D. (1989). Alpine tectonics – an overview. In: Coward, M.P., Dietrich, D. and Park, R.G (Eds.). *Alpine tectonics; Geological society special publication*, 45, 1-29.
- Cvijić, J. (1899). Glacijalne i morfološke studije o planinama Bosne, Hercegovine i Crne Gore. *Glas Srpske kraljevske akademije*, LVII, Prvi razred 21, 1-196, Beograd.

- Цвијић Ј. (1903). Нови резултати о глацијалној епоси Балканског полуострва. Глас САН, књига LXV. Београд.
- Цвијић Ј. (1921). Ледено доба у Проклетијама и околним планинама. Глас САН, књига ХСШ. Београд.
- Čalić, J. (2009). Uvala – Contribution to the study of karst depressions (with selected examples from Dinarides and Carpatho-Balkanides), University of Nova Gorica, 48-51.
- Димитријевић, Д., Крстић, Б. (1999). Геолошки атлас Србије 1:2.000.000, Геотектонска карта бр. 3, Београд.
- Дедијер, Ј. (1904). Глацијални трагови на Зеленгори, Товарници и Маглићу у Херцеговини. Глас СКАН, Београд.
- Ђуровић, П. (2007). Прилог решавању проблема детерминисања морена и плавина. Зборник радова Географског факултета, Београд. св. LV, стр. 5-12.
- Djurović, P. (2012). The Debeli Namet glacier (Durmitor, Montenegro) – from the second half of the 20th century to the present. *Acta geographica Slovenica*. Vol. 52. №2, pp. 277-301.
- Frank, R., Fabian, M.S., Siri J., Singh K., and Bruce R. (2005). Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual. Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. GLIMS Regional Center “Antarctic Peninsula”. Version 1.0; 3, 1-36.
- Friedman, G.M. and Sanders, J.E. (1978). *Principles of Sedimentology*. New York, Wiley.
- Fujita, K., Seko, K., Ageta, Y., Pu, J.C. and Yao, T.D. 1996. Superimposed ice in glacier mass balance on the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology*, 42(142), 454–460.
- Gaudenyi, T., Jovanović, M. (2012). Quaternary Stratigraphy - Recent Changes. *Bulletin of the Serbian Geographical Society*. Tome XCII - N^o 4, pp. (1-10) DOI: 10.2298/GSGD1204001G

-
- Gams, I. (2000). Doline morphogenetic processes from global and local viewpoints. *Acta Carsologica*, 29/2, 123-138.
- Grund, A. (1890). *Beiträge zur morphologie des Dinarischen Gebirges* (Geograph. Abhandlungen, IX, 3, Leipzig).
- Geologisch bearbeitet von Dr. Karl Roth v. Telged, August-September (1918). *Topographie zusammengestellt auf Grund der Originalaufnahmen des Militärgographischen Institutes in Wien.*
- Gibbard, P.L. and Cohen, K.M. 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes* 31 (2), 243-249
- Herak, M. (1986). A new concept of geotectonics of the Dinarides. *Acta Geologica*, 16/1, 1-42, Zagreb.
- Herak, M., Tomić, V. (1995). Continental subduction tectonics in the high karst Dinarides of Western Croatia. *Geologia Croatica*, 48/2, 161-166.
- Hughes, P.D. (2004). *Quaternary Glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece*. PhD Thesis. Darwin College, University of Cambridge. Available at: <https://www.escholar.manchester.ac.uk/uk-ac-man-scw:16975> p. 341.
- Hughes, P.D. (2009). *Twenty-first Century Glaciers and Climate in the Prokletije Mountains, Albania*. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research An Interdisciplinary Journal*. Volume 41, 2009 - Issue 4, p. 455-459. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-41.4.455>
- Hughes, P.D. (2010). The role of geomorphology in Quaternary stratigraphy: morphostratigraphy, lithostratigraphy and allostratigraphy. *Geomorphology* 123,189e199.
- Imbrie, G., Imbrie-Palmer, K. (1981). *Ledeno doba – rešenje tajne* (Ice Ages – Solving the mystery). Nolit 215 pp (in Serbian)
- Kuhlemann, J., Krumrei, I., Rohling E., Kubik, P., Ivy-Ochs S. and Kucera, M. (2008). Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, 321, 1338-1340.

- Kuhlemann J., Florentina D., Petru U., Ingrid K., Emil G., Peter K. Meinert R. (2013). Last Glacial Maximum glaciation of the central South Carpathian range (Romania). *Austrian Journal of Earth Sciences*. Volume 106/2, Vienna, pp (50-62).
- Маровић М.С., Марковић М.Б. (1972). Глацијална морфологија шире области Дурмитора. Геолошки анали Балканског полуострва. Књига 37, Свеска 2. стр. (37-48) , Београд.
- Meier, M.F., Post, A.S. (1962). Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *Journal Article, International Association of Scientific Hydrology Publications*. Vol. 58. pp. 63-77
- Менковић, Љ. (1994). Глацијална морфологија у горњем сливу Ибра. Бео-град: Српско географско друштво „Јован Цвијић и Проклетије“.
- Milojević, B.Ž. (1937). *Visoke planine u našoj kraljevini*. Državna štamparija Kraljevine Jugoslavije, Beograd, 459 p.
- Milojević, B.Ž. (1950). О канјонској долини дурмиторске Сушце. *Rad JAZU*, knjiga 280, Zagreb
- Миливојевић, М. (2017а). План теренских истраживања Босне, Херцеговине и Црне Горе (1897). Милановић Пешић и др (ур.), Из бележница Јована Цвијића – прикази и тумачења (стр. 102–103), Посебна издања, књ. 94. Београд: САНУ и Географски институт „Јован Цвијић“ САНУ.
- Миливојевић, М. (2017б). Мерења на Волујаку и на Трновачком (Волујачком) језеру. А. Милановић Пешић и др (ур.), Из бележница Јована Цвијића – прикази и тумачења (стр. 106–107), Посебна издања, књ. 94. Београд: САНУ и Географски институт „Јован Цвијић“ САНУ.
- Ostrem, G. (1966). The height of the glaciation limit in southern British Columbia and Alberta. *Geografiska Annaler* 48(A), pp. 126- 138.
- Palmentola, G., Baboci, K., Gruda, G.J., and Zito, G. (1995). Anoteon rock glaciers in the Albanian Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6:251–257.

- Petrovic, A. (2014). A Reconstruction of the Pleistocene Glacial Maximum in the Žijovo Range (Prokletije Mountains, Montenegro). *Acta geographica Slovenica*, 54-2, pp. 255–269.
- Pamić, J., Gušić, I., Jelaska, V. (1998). Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics*, 297, 251-268.
- Roglić, J. (1958). Prilog poznavanju glacijacije i evolucije reljefa planina oko srednje Neretve. *Geografski glasnik (Hrvatski geografski glasnik)*, 21, 9-34.
- Porter, S.C. (1977). Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington, U.S.A.: topographic and climatic controls, and paleoclimatic implications. *Journal of Glaciology* 18, pp. 101-116.
- Penck, A. and Brückner, E. (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Taunitz. Leipzig: 1199 pp.
- Powers, M.C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
- Porter, S.C. (2001). Snow line depression in the tropic during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20 pp. 1067-1091.
- Severinghaus, J.P. and Brook, E.J., 1999. Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice. *Science*, 286, 930-934.
- Schneer, C. J. (1969). Introduction. In: *Towards a history of Geology*. (Ed. Schneer, Cecil J.) 1-18. The Massachusetts Institute of Technology Press: Cambridge and London: 469 pp.
- Iwata, S. (2009), *Geographical Studies Mapping Features of Fedchenko Glacier, the Pamirs, Central Asia from Space* №84.
- Šćepan, S. M. (2008). Udžbenik nuklearne hemije. Univerzitet u Beogradu, fakultet za fizičku hemiju. str. (8-336)
- Šifrer, M. (1959). Obseg pleistocenske poledenitve na Notranjskem Snežniku. *Geografski zbornik*, 5, 28-81.

-
- Šušteršič, F. (1994). Classic dolines of classical site. *Acta Carsologica*, 23, 123-154.
- Thomas C. M. (1982). Late Pleistocene Glacial Equilibrium-Line Altitudes in the Colorado Front Range: A Comparison of Methods. *Quaternary Research* 18, pp. 289-310.
- Udden, J.A. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655–744.
- Stepišnik, U., Žebre, M. (2011). Glaciokras Lovčena. Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta. pp. 28-31.
- World Glacier Monitoring Service - WGMS.

ПРИЛОЗИ

Биографија

Милован Миливојевић рођен је 9. септембра 1971. године у Београду. Основну школу је завршио у Кораћици и Младеновцу. Средњу техничку школу машинске струке, завршио је у Младеновцу. Основне студије географије уписује школске 1993/94. године на Универзитету у Београду, на Географском факултету, смер Географија, а дипломирао је 1998. године са просечном оценом 8,00 и дипломским радом на тему „Глацијална морфологија Комова“. Магистарске студије уписао је на Географском факултету, смер Геоморфологија, а магистрира 2003. године, одбранивши магистарски рад на тему „Глацијални и периглацијални рељеф на Волујаку са Биочем и Маглићем“. У октобру, школске 2006/07. године пријављује докторску тезу на истом факултету „Методологија реконструкција планинска планинска плеистоцене глацијације на примеру Динарско-проклетијских планина“

На Географском институту „Јован Цвијић“ у Београду, запослен је од 1999. године до данас. Од тада обавља бројне стручне активности, у почетку као истраживач-приправник, а касније истраживач-сарадник. Најзначајније научне активности изводи из области геоморфологије и глациологије, а радове из тих области објављује у часописима и излаже на више научних скупова у земљи и иностранству, али и друге географске радове, којих заједно има више десетина. Поред радова, значајне активности пружа у области картографије, као аутор карата, креатор концепције до техничке израде картографских дела. Стручну картографску активност изводи при геоморфолошком картирању, те изради картографских дела и прилога за енциклопедијска и друга лексикографска издања, као и за уџбеничка и ван уџбеничка дела. Учесник је више пројеката од стране *Министарства просвете, науке и технолошког развоја*, где узима ућешће у својству картографа, аутора поглавља и ликовног уредништва у току израде дела. Ангажован је као предавач на више стручних семинара за усавршавање наставног особља у просвети, од школске 2008/09. год. до данас. У својству стручног сарадника пружа стручну подршку за ЗУОВ при Министарству просвете..., из области картографских издања од 2017. године до данас.

Изјава о ауторству

Име и презиме аутора Милован М. Миливојевић

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

„Методологија реконструисања планинске плеистоцене
гласијације на примеру Динарско-проклетијских планина”

- резултат сопственог истраживачког рада;
- да дисертација у целини ни у деловима није била предложена за стицање друге дипломе према студијским програмима других високошколских установа;
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршио/ла ауторска права и користио/ла интелектуалну својину других лица.

Потпис аутора

У Београду, 17. 05. 2019. год.

Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора Милован М. Миливојевић
Наслов рада „Методологија реконструисања планинске плеистоцене
гласијације на примеру Динарско-проклетијских планина”
Ментор др Предраг Ђуровић

Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла ради похрањена у Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду.

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског назива доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

Потпис аутора

У Београду, 17. 05. 2019. год.

Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

„Методологија реконструисања планинске плеистоцене
гласијације на примеру Динарско-проклетијских планина”

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предао/ла сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у **Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду** и доступну у отвореном приступу могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучио/ла.

1. Ауторство (CC BY)
2. Ауторство – некомерцијално (CC BY-NC)
3. Ауторство – некомерцијално – без прерада (CC BY-NC-ND)
4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима (CC BY-NC-SA)
5. Ауторство – без прерада (CC BY-ND)
6. Ауторство – делити под истим условима (CC BY-SA)

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци.

Кратак опис лиценци је саставни део ове изјаве).

Потпис аутора

У Београду, 17. 05. 2019. год.

1. **Ауторство.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.

2. **Ауторство – некомерцијално.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.

3. **Ауторство – некомерцијално – без прерада.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.

4. **Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.

5. **Ауторство – без прерада.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.

6. **Ауторство – делити под истим условима.** Дозвољаваате умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.

Списак табела:

Табела 1. Динарско-проклетијске планине са траговима
плеистоцене глацијације.

Табела 2: Површине циркова груписане према експозицији

Табела 3: Реконструисана дужина и апсолутна висина
чела плеистоцених ледника на Волујака са Биочем и Маглићем

Табела 4. Морфометријски подаци малих ледника

Маја Језерцес - Буни Језерцес

Табела 5. Параметри који се користе за одређивање облика ледника,
према класификацији Светске службе за мониторинг ледника

Табела 6. Приказ датације узорака моренског мареријала на Шар-планини

Табела 7. Морфометријски подаци Трновачког плеистоценог ледника

Табела 8. Морфометријски подаци Сушичког плеистоценог ледника

Табела 9. Морфометријски подаци Ропојанског плеистоценог ледника

Табела 10. Морфометријски подаци Тисовичког плеистоценог ледника

Табела 11. Морфометријски подаци за Grossglockner, Pasterze Glacier

Табела 12. Морфометријски подаци за Mer de Glace

Табела 13. Морфометријски подаци за Glacier d'Argentiere

Табела 14. Морфометријски подаци за Aletsch Gletscher

Табела 15. Морфометријски подаци за Lauteraar Rothörner

Табела 16. Морфометријски подаци за Klein Aletschhorn

Табела 17. Морфометријски подаци за Herron

Табела 18. Морфометријски подаци за савремени ледник на Аљаски

Табела 19. Морфометријски подаци за Harvard Glacier - College Fjord

Табела 20. Морфометријски подаци за савремени ледник на Аљаски

Табела 21. Морфометријски подаци за Nigardsbreen

Табела 22. Морфометријски подаци за ледник Федченко

Табела 23. Морфометријски подаци за три ледника на Исланду

Табела 24. Морфометријски подаци плеистоцених и
савремених долинских ледника

Табела 25. Морфометријски подаци за језике платоског ледника на Исланду

Списак схема:

- Схема 1. Динарско-проклетијске планине орографско прегледна карта најзначајнијих целина са вховима
- Схема 2. Геотектонска карта, према Карамати и Крстићу (1996)
- Схема 3. Детаљ модификоване Геолошке карте са делом околине Плавског језера.
- Схема 4. Приказ премера ледника Буни Језерцес методом триангулације
- Схема 5. Званична скала квартара (IUGS - ICS) модификовано 2018. године.
- Схема 6. Подела дријаса (MIS 2)
- Схема 7. Глобална корелациона хроностратиграфска табела квартара
- Схема 8. Географска шема удела научних метода и методологије при стварању свеобухватне слике научних сазнања
- Схема 9. Приказ одређивања средње висине снежне границе ELA
- Схема 10. Претпостављена стратиграфија развића глацијације Шаре (Kuhleman et al. 2009), у корелацији са максимумом леденог језгра Гренланда
- Схема 11. Сортирање акумулативних фрагмената материјала
- Схема 12. Коефицијент заобљености материјала у зависности од генетског типа ерозије
- Схема 13. Прегледни положај и локација Трновачког пл. ледника у ширем окружењу
- Схема 14. Прегледни положај и локација Сушичког пл. ледника у ширем окружењу
- Схема 15. Прегледни положај и локација Ропојанског пл. ледника у ширем окружењу
- Схема 16. Прегледни положај и локација Тисовичког пл. ледника у ширем окружењу
- Схема 17. Прегледни положај и локација ледника Grossglockner у ширем окружењу
- Схема 18. Прегледни положај и локација ледника Mer de Glace
- Схема 19. Прегледни положај и локација ледника Glacier d'Argentier
- Схема 20. Прегледни положај и локација ледника Aletsch Gletscher
- Схема 21. Прегледни положај и локација ледника Lauteraar Rothörner
- Схема 22. Прегледни положај и локација ледника Klein Aletschhorn
- Схема 23. Прегледни положај и локација ледника Herron
- Схема 24. Прегледни положај и локација ледника на Аљаски
- Схема 25. Прегледни положај и локација ледника Harvard Glacier

- Схема 26. Прегледни положај и локација ледника на Аљаски
- Схема 27. Прегледни положај и локација ледника Nigardsbreen
- Схема 28. Прегледни положај и локација ледника Федченко
- Схема 29. Прегледни појединачни положај три ледничка језика на Исланду и њихов положај на јединственом ледничком платоу Исланда
- Схема 30. Површина позитивног снежног баланса, изнад ELA
- Схема 31. Висина снежне границе (ELA) , за леднике 1-4, дата је ELA у плеистоцену, а за остале је дата савремена ELA
- Схема 32. Укупна дужина ледника
- Схема 33. Дужина ледника у зони испод снежне границе (ELA)
- Схема 34. Ширине ледника у валову
- Схема 35. Надморска висина отапања ледника
- Схема 36. Просечан уздужни пад ледника испод ELA
- Схема 37. Показатељ односа сабирне површине и дужине ледника испод ELA
- Схема 38. Показатељ односа дужине и ширине ледника
- Схема 39. Показатељ вертикалне расчлањености ледника
- Схема 40. Показатељ односа дужине ледника (L1) испод ELA са његовим гоењим делом (L2) изнад ELA
- Схема 41. Упоредни приказ индекса за визуелну анализу ледника
- Схема 42. Плеистоцени развој ледника на Волујаку
- Схема 43. Приказ развића највеће глацијације која је гравитирала ка Плавском језеру
- Схема 44. Ропојански плеистоцени ледник у три фазе стагнације у стадијуму MIS-2 (dryjas)
- Схема 45: Три величинска елемента ледника
- Схема 46. Компарација плеистоценог Плавског ледника реконструисаног према Ј. Цвијићу (1913) са изабраним савременим ледницима
- Схема 47. Компарација плеистоцених ледника са четири најсличнија савремена ледника
- Схема 48. Компарација „Плавски ледник“ са савременим леником Федченко
- Схема 49. Просечна висина снежне границе (ELA), на истраживаном простору

Списак фотографија:

Фото 1. Ледник Буни Језерцес 08.10.2018. године

Фото 2. Леднички сто на леднику Буни Језерцес,

Фото 3. Приказ највишег цирка Ропојанског ледника испод Маја Језерцеса (15.09.2007).

Фото 4. Узимање узорка на морени испред Јажиначког цирка (Шар-планина) у јулу 2007. год. за датацију космогеним методама.

Фото 5. Заобљеност акумулативних фрагмената код манастира у Брезојевци, са унутрашње стране акумулативног бедема

Фото 6. Сортирање акумулативних фрагмената на спољашњем делу бедема у Брезојевци

Фото 7. Плеистоцени Трновачки цирк и Сушки валов на Волујаку

Фото 8. Плеистоцени валов Сушице

Фото 9. Мутониране стене на дну периодичног циркног језера Буни и Језерцес

Фото 10. Плеистоцени цирк и валов Тисовице на Прењу