



УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ
ПРИРОДНО-МАТЕМАТИЧКИ ФАКУЛТЕТ
ДЕПАРТМАН ЗА ГЕОГРАФИЈУ, ТУРИЗАМ И
ХОТЕЛИЈЕРСТВО



Мср Мирела Ђуровић

**УТИЦАЈ ГЛАЦИЈАЛНОГ ПРОЦЕСА НА
ЗАСИПАЊЕ ЛУКАВИЧКО-ЛУКОВСКОГ КРАСА
(ЦРНА ГОРА)**

- Докторска дисертација -

Нови Сад, 2020.

ПРЕДГОВОР

Карстологија и глациологија одувек су представљале водеће научне дисциплине у физичкој географији. Светска научна јавност „оцем карстологије“ назива нашег истакнутог геоморфолога Јована Цвијића, који је оставио немерљив допринос разумевању овог феномена.

Истраживање краса изазов је, са безброј могућности и изненађења. Област Динарида је најистраживанија област Балканског полуострва, ту су се рађале идеје, стварале и градиле многе теорије о красу и постављали темељи савремене карстологије.

Иако су многи простори Црне Горе често били тема карстолошких и глациолошких истраживања, област Лукавичко-луковског краса остала је по страни. Простором Морачких планина, у централном делу Црне Горе, и поред невероватног потенцијала, научна јавност није се често бавила.

Како је моје интересовање везано за крас и глацијацију сматрала сам да би простор Лукавичко-луковског краса могао бити изузетно занимљива тема за докторску дисертацију. Интересовање према области и проблематици глациокраса овог дела Динарида подстакнуто је и све већим интересовањем бројних научника са овог простора и шире. Истраживања су започета 2013. године, а резултати изложени у овом раду само су мали део онога што овај простор може понудити географској научној јавности.

Сугестије и савети су увек од велике помоћи, а посебно када долазе од реномираних научника. С тога желим да се захвалим свим члановима комисије, др Виолети Гајић, др Бранку Ристановићу и др Драгану Долинају, који су својим саветима помогли у обликовању ове докторске дисертације.

Посебну захвалност упућујем свом ментору др Млађену Јовановићу, који ме је својом изузетном енергијом, оптимизмом и саветима подржавао од самог почетка истраживања. Његове сугестије и коментари били су од неизмерне помоћи.

Специјалну захвалност упућујем својој породици. Захваљујем се својој деци, Ирени и Балши, који су били свуда и увек уз мене, на свим теренским истраживањима. Њихова помоћ и разумевање су непроцењиви. Особа којој дугујем највећу захвалност, без чије подршке и помоћи све ово не би имало смисла, је мој супруг Предраг.

Нови Сад,
24. август 2020.

Мирела Ђуровић

САДРЖАЈ

1 УВОД	6
2 ПОЈАМ КРАСА	9
2.1 ОПШТА ДЕФИНИЦИЈА КРАСА.....	12
2.2 ГЛАЦИОКРАС.....	16
3 ГЕОГРАФСКИ ПОЛОЖАЈ	20
4 МЕТОДОЛОГИЈА И СТРАЖИВАЊА	27
4.1 ТЕРЕНСКЕ МЕТОДЕ.....	27
4.1.1 Теренске геоморфолошке метод.....	27
4.1.2 Теренске седиментолошке методе	29
4.1.2.1 Морфостратигене и литостратигене анализе	29
4.1.2.2 Заобљеност зрна	30
4.1.3 Schmidt Hammer (Шмит хамер) тест метода за утврђивање релативне старости	31
4.1.4 Методе за реконструкцију глацијације	35
4.2 КАБИНЕТСКЕ МЕТОДЕ.....	37
5 ГЕОЛОШКИ САСТАВ И И ТЕКТОНСКИ СКЛОП	38
5.1. ЛИТОЛОШКИ САСТАВ.....	38
5.2 СТРУКТУРНЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ.....	47
6 ГЕОМОРФОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ	48
6.1 ХИПСОМЕТРИЈСКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ.....	48
6.2 КРАШКИ ОБЛИЦИ.....	53
6.2.1 Шкрапе	53
6.2.2 Вртаче	55
6.2.2.1 Структурне вртаче	55
6.2.2.2 Вртаче у моренском материјалу	56
6.2.2.3 Алувијалне вртаче	58
6.2.3 Увале	59
6.2.3.1 Увала Бојовића баре	60
6.2.3.2 Увала Бојовића лука	63
6.2.3.3 Увала Коњско	64
6.2.3.4 Увала Блаца	67
6.2.3.5 Увала Сеоца	69

6.2.4 Поља	70
6.2.4.1 Поље Ивање	70
6.2.4.2 Луковско поље.....	72
6.3 ФЛУВИЈАЛНИ И ФЛУВИО-ДЕНУДАЦИОНИ ОБЛИЦИ.....	73
6.3.1 Бојовића барe	74
6.3.2 Лучица и Бојовића лука	76
6.3.3 Коњско	79
6.3.4 Буковик	80
6.3.5 Ивање	81
6.3.6 Луково	85
6.4 КОЛУВИЈАЛНИ ОБЛИЦИ.....	88
6.4.1 Клизишта	89
6.4.2 Сипари	90
6.4.3 Псеудоморене	93
6.5 КРИОНИВАЦИОНИ ОБЛИЦИ.....	97
7 ПЛЕИСТОЦЕНСКА ГЛАЦИЈАЦИЈА.....	100
7.1 ДОСАДАШЊИ РЕЗУЛТАТИ ИСТРАЖИВАЊА.....	100
7.2 РЕКОНСТРУКЦИЈА ПЛЕИСТОЦЕНСКЕ ГЛАЦИЈАЛНЕ МОРФОЛОГИЈЕ.....	110
7.2.1 Реконструкција ерозивних глацијалних облика	111
7.2.1.1 Циркови	111
7.2.1.2 Валови	120
7.2.2 Реконструкција акумулативних глацијалних облика	123
7.2.2.1 Моренски материјал у Пиперском цирку	124
7.2.2.2 Моренски материјал у Малој Лукавици и Бојовића барама	128
7.2.2.3 Моренски материјал у Лучицама	132
7.2.2.4 Моренски материјал у Коњском	133
7.2.2.5 Морене у Блацама	134
7.2.2.6 Морена у Ивању, локалитет Буковик	137
7.2.2.7 Морена у Тачевинама, локалитет Побилје	142
7.2.2.8 Морене у Драговољићима локалитети Кобилџа глава, Чаплијежница и Питома шума	143
7.2.2.9 Морене у Заграду	146

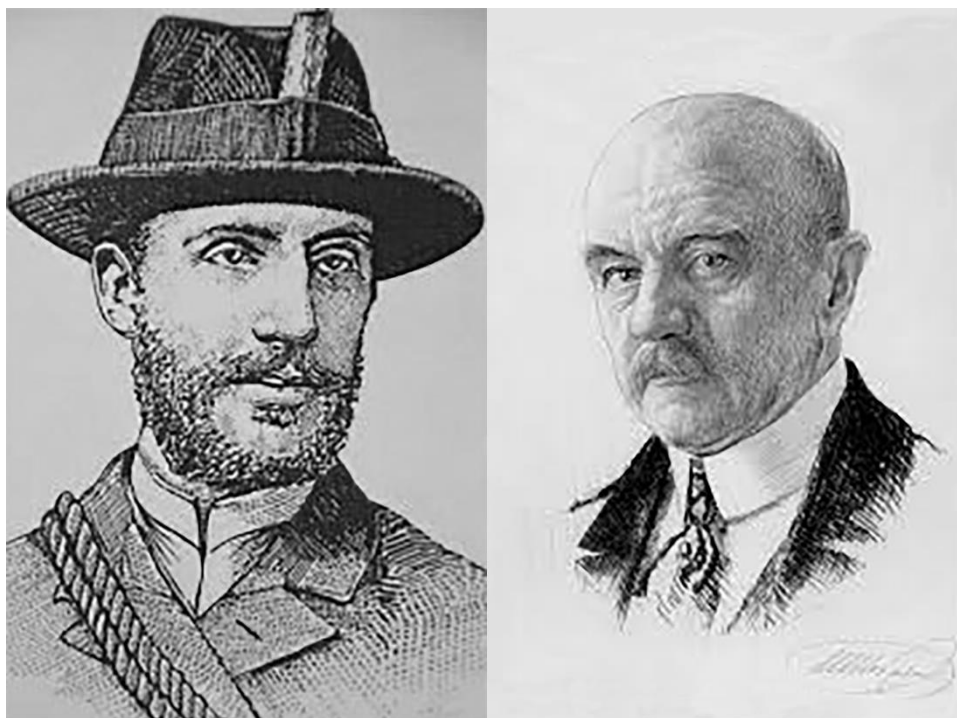
7.3 РЕКОНСТРУКЦИЈА ЛУКАВИЧКО-ЛУКОВСКОГ ЛЕДНИКА	147
7.4 ДОЊА СНЕЖНА ГРАНИЦА (ELA)	154
8 РЕЗУЛТАТИ ШМИТ ХАМЕР ТЕСТА.....	156
9 ПРОЦЕС ЗАСИПАЊА КРАСА	159
9.1 ОТКРИВЕНИ КРАС.....	160
9.2 ДЕЛИМИЧНО ЗАСИПАЊЕ КРАСА МОРЕНСКИМ МАТЕРИЈАЛОМ.....	162
9.2.1 Делимично засипање моренским материјалом	
увале Коњско	162
9.3 ПОТПУНО ЗАСИПАЊЕ КРАСА МОРЕНСКИМ МАТЕРИЈАЛОМ.....	167
9.4 ЗАСИПАЊЕ КРАСА ПРЕТРАНСПОРТОВАНИМ МОРЕНСКИМ	
МАТЕРИЈАЛОМ.....	170
9.4.1 Бојовића барe	172
9.4.2 Бојовића лука	173
9.4.3 Блаца	174
9.4.4 Поље Ивање	175
9.4.5 Сеоца	180
9.4.6 Луковско поље	182
10 ДИСКУСИЈА.....	186
10.1. СТАРОСТ И БРОЈ ГЛАЦИЈАЛНИХ ФАЗА.....	187
10.2 ОБИМ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ И ЗАСИПАЊЕ КРАСА.....	194
11 ЗАКЉУЧАК.....	212
12 ЛИТЕРАТУРА.....	218

1 УВОД

Морфолошком разноврсношћу и хидролошким специфичностима крашки терени од самих почетака развоја геоморфологије предствљају простор који привлачи пажњу великог броја истраживача. Средином 19. века представља почетак интензивних географских и геолошких проучавања различитих крашких феномена у најразвијенијим земљама западне Европе. Пионирска истраживања везују се за простор Јадранског краша и краша јужне Француске. Од стране бечког географа Шмидла започињу истраживања краша у Крањској (Schmidl, 1854) са циљем израде тачне топографије сувих и речних пећина, затим вртача, подземних речних токова. Проучавањем краша јужне Француске и Црне Горе од стране Мартела (Martel, 1894) утврђују се основна знања о морфологији и хидрологији краша. Предмет истраживања осим општих карактеристика краша постају и специфични облици као што су шкрапе, истражене од стране циришког геолога Хајма (Heim, 1877 – 1878), истраживања Ами Буа (Boué, 1861) о морфолошким особинама вртача. Иако, овај период означава почетак истраживања о појединачним проблемима краша појавио се завидан број радова. Међутим, и даље је недостајао општи приказ основних проблема краша којим би се решила и дефинисала спорна питања. Истраживања краша на нашим просторима започела су у Источној Србији и прво су обухватила област Кучаја, која је као таква остала интересантна и за савремена геоморфолошка истраживања. Истраживања овог простора као и других крашких регија представљали су основу за израду докторске дисертације Јована Цвијића *Das Karstphänomen* чиме су постављени темељи науке о красу – карстологије.

Период од 1888. до 1927. године представља златни период проучавања Динарског краша. Један од врхунских карстолога, спелога овог времена, који је изучавао и област Динарског краша, био је француски научник – истраживач Е.А. Мартел (É.А. Martel 1859–1938). Невероватно искуство на терену и веома значајне књиге, као што је *Les Abîmes* (1894), учинили су га најутицајним научником у области спелеологије. Његов допринос о разумевању генезе пећина као и постављању теорије корозије поставили су снажне темеље за будућа научна достигнућа из ове области (Ford, 2015). Овај период завршава се смрћу Јована Цвијића (1865-1927), професора географије на Универзитету у Београду (Ford, 2015). Јован Цвијић је у светској литератури представљен као отац карстологије (Sweeting, 1973), а његова докторска теза под менторством истакнутог европског геоморфолога А. Пенка (Albrecht Penck,

University of Vienna), објављена 1893. године (*Das Karstphänomen*) и представља темељ савремене карстологије.



Прилог 1.1 – Е. Мартел и Ј. Цвијић – родоначелници светске карстологије и спелеологије

Истовремено са проучавањима краса започела су и страживања трагова плеистоценске глацијације Балканског полуострва. Откривши глацијалне трагове на планинама ван алпског подручја Цвијић је још једном скренуо пажњу на геоморфолошку разноврсност Балканског полуострва, али и на озбиљност његових научних истраживања. Проучавајући глацијацију на крашким планинама Босне и Херцеговине и Црне Горе уочио је да се она развијала под другачијим условима него на планинама изграђеним од некарбонатних стена. Као резултат уочених разлика Цвијић је увео појам о крашком типу глацијације, у жељи да истакне међусобне утицаје који имају крашки и глацијални процес. Од овог његовог полазишта каснији истраживачи глацијације планинских простора и истраживачи краса планинских простора објединили су под заједничким појмом *глатиокрас*.

Планински простор Црне Горе захваљујући доминацији карбонатне основе од самих почетака геоморфолошких истраживања представљао је идеалан спој и

преклапање глацијације и крашког процеса. Бројне глациолошке и карстолошке студије, у протеклих више од сто година, у великој мери су дале одговоре на многа питања вазана за проблеме ове две тематике, али отворили и нова питања која ће се решавати у наредном периоду. Једно од тих питања је и како је глацијални процес утицао на развој краса високих планина и који су његови позитивни и негативни ефекти. У жељи да се одговори на један део овог сложеног питања је и питање утицаја глацијалног процеса на засипање краса.

Морачке планине као централни планински простор Црне Горе више од сто година предмет су геоморфолошких проучавања. На њима су проучени простори захваћени обимном глацијацијом са великим броје глацијалних облика, као и бројни и разноврсни крашки облици и специфичности циркулације воде у красу.

Западни део Морачких планина, који је дефинисан као Лукавичко-луковски крас, изграђен је у највећем делу од карбонатних стена и на њему су изузетно добро очувани морфолошки трагови већег броја плеистоценских глацијалних периода. Истичу се велике крашке површине прекривене моренским и претранспортованим моренским материјалом, а посебно најкрупнији облици краса, увале и поља, који су у потпуности засути овим седиментима. Са тог аспекта овај простор представља идеалан терен за проучавање утицаја глацијације и засипања моренским материјалом.

Лукавичко-луковски крас представља географско-историјску целину која је у овим границама издвојена управо према интензитету и обиму утицаја глацијалног процеса на крас, односно формирања глациокраса, а чији се највећи значај огледа у засипању краса.

2 ПОЈАМ КРАСА

Реч *крас* води порекло из индоевропске групе језика, а основу речи чини *karra*, што значи камен у ирско-келтском говорном подручју (Gams, 1973, 2004). Према Ивану Гамсу, словеначком геоморфологу, (1967) реч *крас* у варијацијама се јавља у дакијском, персијском и албанском језику (*karsi*, *kar rolje*, *krög*). У савременој литератури реч *крас* сматра се да је словенског порекла, а представља камен или каменити простор (Gams, 1973; Gavrilović, 1974). Као топоним *Крас* се користио за кречњачки плато око Трста, као и за многе друге области широм Динарида (Gams, 1973). Словеначки лингвиста Плетершник (Pleteršnik, 1894 – 1895) је у 19. веку у Словенском речнику уврстио реч *krasina* што је значило каменита област. Постоји мишљење да је појам *крас* изведен из немачке речи *karst*, али и да је латинског порекла *carsus*, што би се такође дефинисало као „каменито тло“. Терен је био го и каменит због претераног крчења шума, а ради испаше оваца и коза, што је проузроковало губитак земљишта. Име је прокламовано од стране путописаца током 17. и 18. века, да би већ у 19. било широко прихваћено, како би се описао сличан кречњачки простор на северу Италије и у Грчкој (Ford, 2006). *Крас* је означавао, и још увек представља, термин за неплодно тло.

Иако је реч *крас* имала своје значење у народној свакодневној терминологији, Гамс (1973) сматра да је регионални топоним *Крас* могао прећи у научну и међународну терминологију тек када је задовољио одређене еволутивно-концептуалне фазе (1973):

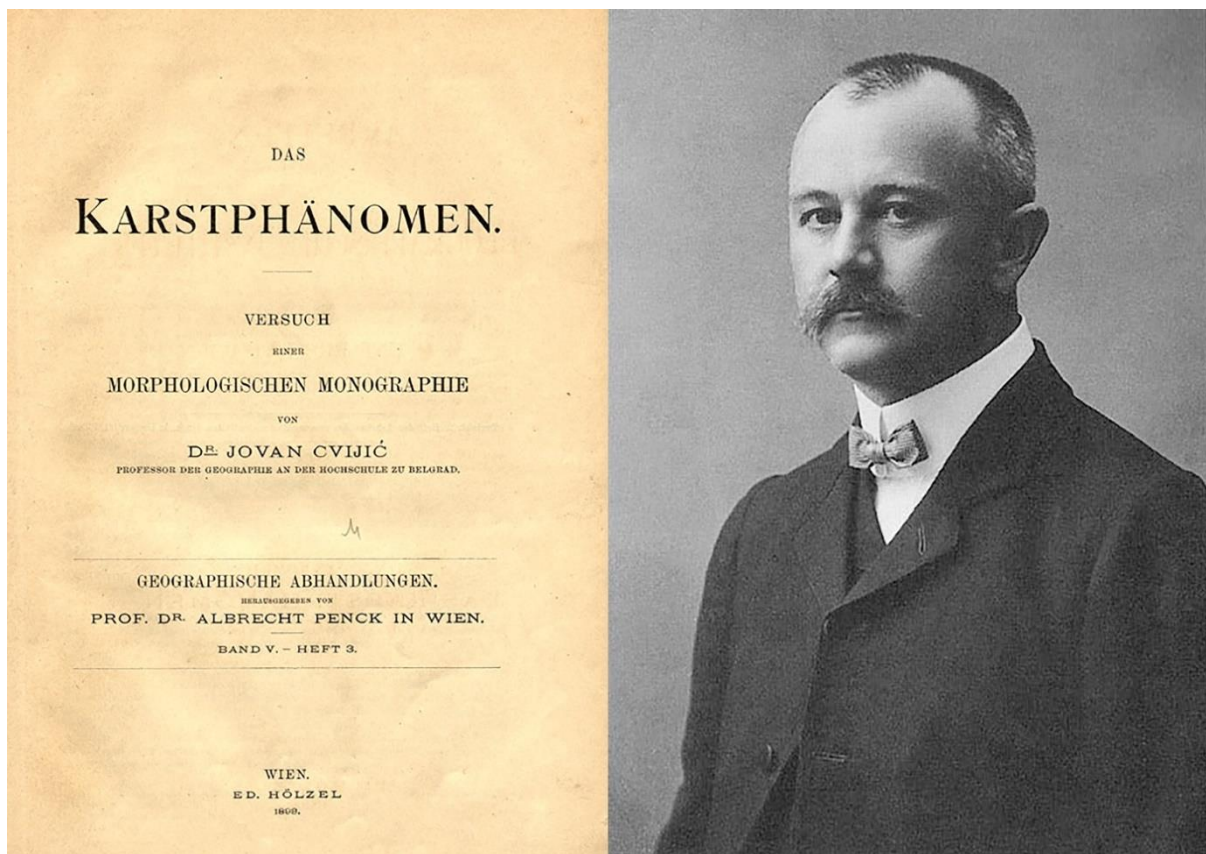
- био је препознат као несвакидашњи феномен у Крас - Карст региону
- откривен је идентичан феномен и у суседним областима, а име Крас појавило се и као: Истарски крас, Либурнински крас, Динарски крас и др.
- природни феномен типичан за поменуте области у научној литератури почео се објашњавати појмом *крас*.

Област Медитерана узма се као колевка научних студија о красу. Међутим, први записи о феноменима краса потичу још из времена Асирских краљева из периода од 1100. до 852. год п. н. е. У бронзаним резбаријама писано је о пећинама у долини реке Тигар. Допринос у разумевању крашких феномена дали су и грчки и римски филозофи (Pfeiffer, 1963; Ford and Williams, 2007).

Највећа експанзија у изучавању краса десила се у 19. веку. Центар научних истраживања био је Беч, а Динарски крас представљао неисцрпан простор за истраживање. Од тридесетих, па до осамдесетих година 19. века дешавала су се пионирска истраживања Динарског простора која су била уско повезана са привредним и саобраћајним развојем ове

регије. Иако су све то били уско специјализовани извештаји, описани подаци и запажања са терена дали су неке веома значајне основе за даља изучавања краса. Једна од тих значајних студија је пионирски рад у оквиру спелеологије А. Шмидла „Пећине и јаме Аделсберга, Луега, Планине и Ласа“ (Schmidl, 1854). Ова истраживања била су иницирана од стране Бечке академије и „Јужне железничке компаније“ која је градила пругу Беч – Трст (1857).

Водећи бечки геоморфолог тог времена, А. Пенк, који се сматра и једним од зачетника карстологије, увидео је научну важност овог простора, па је и свог изузетног студента Јована Цвијића усмерио ка овом пољу истраживања. Цвијић је 1893. године докторирао на теми краса и у својој докторској тези *Das Karstphänomen* (Прилог 2.1) поставио темеље карстологији, доносећи прекретницу у истраживањима и постављајући темеље новој терминологији, која ће убрзо постати и међународна.



Прилог 2.1 – Докторска дисертација Јован Цвијић (1865-1927)

Аутор фотографије: Милан Јовановић (1911)

Након Цвијећеве свеобухватне студије о красу, уследили су и други веома значајни резултати. Грундова студија о подземним водама у красу из 1903. године, била је

потпомогнута Пенковим истраживањима и ставовима. Међутим, њихова теорија о подземној крашкој циркулацији изазавала је веома опречне ставове и негодовања спелеолога (Кнебела и Мартела), геолога (Кацера) и географа (Крауса).

Први светски рат довео је до стагнације у истраживању краса, али већ тридесетих година 20. века почињу нова и интензивнија проучавања. Лехманове студије о красу (1932) имају за циљ решавање недоумица везаних за Грунд-Пенкову теорију о циркулацији воде у красу. Кацер (1932) истражује равнице у обалском појасу Скадарског језера у Црној Гори. Роглић (1938, 1952) разрађује теорију рубне корозије, којом се раније бавио мађарски геоморфолог Терзагхијев (Terzaghi, 1913), приказујући примере тераса у пољима Динарског краса.

Уједињењем јужнословенских народа у јединствену државу Динарски крас се територијално у потпуности нашао у Југословенским оквирима, што је додатно дало ветар у леђа заједничким истраживањима овог феномена.

Други светски рат доноси кратак прекид на овом пољу истраживања, али након њега постављају се нове смернице, ставови и концепти. На претходна истраживања и резултате ослањаће се и нове генерације које су се посебно бавиле Динарским красом као што су Сима М. Милојевић (1938, 1955), Б. Ж. Милојевић, (1937) и Антон Мелик (1951, 1955, 1962).

Идеја Јована Цвијића да се оснује институт за проучавање краса реализована је тек после његове смрти, формирањем 1939. године Института за проучавање крша „Јован Цвијић“ на Филозофском факултету Универзитета у Београду. Други светски рат зауставио је рад Института и његово покретање уследило је 1950. године као научно-истраживачка установа Природно-математичког факултета, Универзитета у Београду.

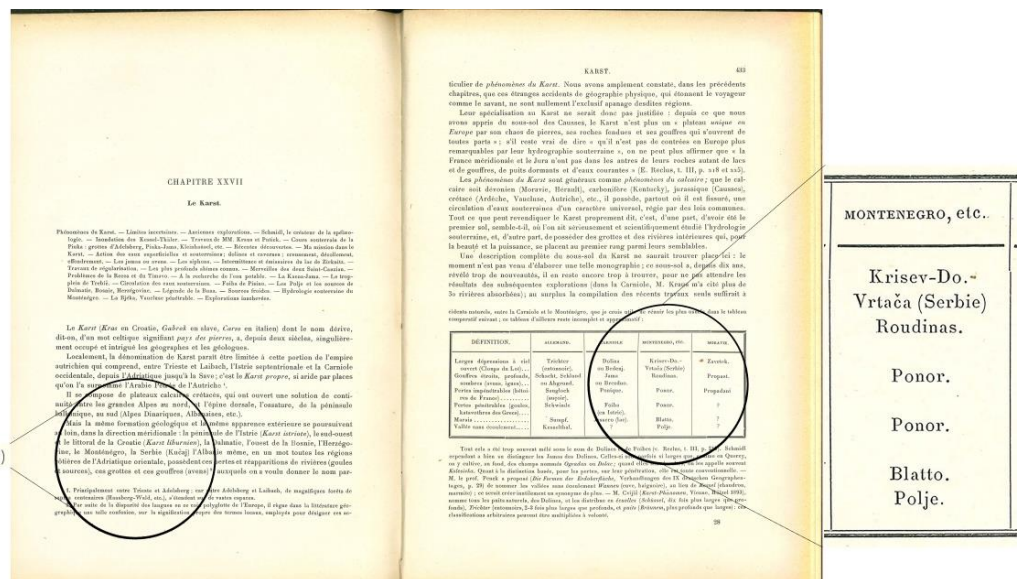
Савез географских институција Југославије, који је основан 1969. године покренуо је иницијативу за формирање посебне Комисије за крашку терминологију народа Југославије чији су чланови били: Иван Гамс, редовни професор, Љубљана; Душан Гавриловић, доцент, Београд; Јосип Роглић, редовни професор, Загреб; Душан Манаковић, редовни професор, Скопље и Ибрахим Бушатлија, доцент, Сарајево. Ова Комисија приредила је и Симпозијум о терминологији и типологији краса, 1971. године у Љубљани. Приређивачи националних терминологија били су И. Гамс, Д. Гавриловић, Д. Манаковић и Ј. Роглић.

Без обзира на специјалистичка истраживања везана за проблеме истраживања подземног краса, значајан допринос општем проучавању краса дало је и формирање Спелеолошког савеза Југославије, а посебно бројни конгреси и манифестације које су у организацији овог савеза уследиле.

Међународни односи јачају, па самим тим и размена научних информација и резултата је на завидном нивоу. Формирају се међународни тимови истраживача карстолога, који и даље показују велико интересовање за област Динарског краса, а развој методологије доноси прецизнија, свеобухватнија и детаљнија истраживања.

2.1 ОПШТА ДЕФИНИЦИЈА КРАСА

Током више од једног века проучавања облика, појава и процеса на кречњачким теренима смењивале су се, допуњавале, проширивале и мењале дефиниције краса бројних аутора. Временом појам *краса* постао је све сложенији и свеобухватнији у односу на првобитна схватања. Проширивањем истраживања ван простора Динарског краса и обухватајући све делове Света у којима је распрострањен крас, као и укључивањем неких процеса и појава сличних крашким, али развијени у некарбонатним стенама, појам *краса* претрпео је велике трансформације. Наредни приказ представља само краћи осврт на еволуцију термина *крас*.



Прилог 2.2 - Martel, E.A. (1894) „Les Abîmes“

Године 1893. истражујући Постојинску јаму (Словенија) Е. А. Мартел са Постојинским спелеолошким друштвом (Антрохон), бави се феноменом краса шире области Динарида. У својој чувеној књизи „Les Abîmes“ која је изашла 1894. године каже: „...ови чудни физичко-географски феномени, који изненаде путнике као и научнике, нису

ограничени на поменуте регионе. Такво ограничење крас није оправдано. Динарски крас је најкарактеристичнији у Европи по питању подземне хидрологије, али подручја на југу Француске и Јуре такође заслужују ознаку краса као и крашки феномени у Моравској...“ (Martel, 1894, 432 – 433). Ипак, и сам Мартел многе речи за крашке појаве, које се данас користе у међународној терминологији, тврдио је да су преузете са простора Динарског краса (долина, понор и пониква, истарска фојба, језеро и поље) и простора краса источне Србије (Martel, 1894, 433) (Прилог 2.2).

Једна од од првих дефиница краса везана је за Јована Цвијића, кога многи сматрају пиониром у истраживању краса и најзаслужнијим за развој карстологије и крашке терминологије. У докторској дисертацији из 1893. године, као и у географској монографији о карсту из 1895. године, Цвијић дефинише крас као: „Сви облици који постају на голим кречњацима утицајем воде, зваћемо појавама карста, а кречњачку област, у којој су шкрапе, вртаче, слепе долине и поља облици површине земљишта, и која је у дубини карактерисана пећинама и подземним рекама, називаћемо облашћу карста. Целокупан утисак, који област карста чини, јесте физиономија карста, предеони изглед карста.“ (Цвијић, 1895, III - IV). Резимирајући постигнуте резултате у геоморфолошким истраживањима Цвијић даје концизније значење краса и сматра да се „...именом карст означавају облици рељефа и хидрографски процеси карактеристични за кречњачке терене на целој земљиној површини“ (Цвијић, 1895, 372).

Знатно шире схватање значења краса изнео је Петар С. Јовановић, који сматра да „...крашки процес и крашки облици нису везани само за кречњаке, већ се јављају делимице и у доломиту и у лесу, а доста изразито у гипсу, соним наслагама и у леду“ (Јовановић, 1952, 3). Овако схватање појма краса, иако изнето средином 20. века, у великој мери поклапа се са савременим дефиницијама.

У Словеначкој крашкој терминологији крас се дефинише као „...ozemlje, kjer vlada zaradi poklinske prepusnosti kamenine podzemeljsko (kraško) pretakanje vode, učinkovito kemično raztapljanje kamnin in kjer so lahko razvite tudi značilne površinske in podzemeljske oblike“ (Gams, 1973). „Српској крашкој терминологији“ крас се дефинише као „скуп морфолошких и хидролошких појава у растворљивим стенама“ (Gavrilović, 1974), а у „Хрватској крашкој терминологији“ под красом се „подразумијева скуп појава које се односе на протјецање воде и облике рељефа у карбонатним стијенама“ (Roglić, 1974). У Србији од седамдесетих година 20. века једино је професор Душан Гавриловић интезивно и свеобухватно развијао крашку терминологију, која и данас представља најзначајнији допринос овој грани карстологије (Гавриловић, 1974).

У „Геолошкој терминологији и номенклатури“ – хидрогеологија карста (крш, крас) дефинише се као: „Скуп специфичних појава везаних за дејство воде у стенама лако растворљивим у води као што су карбонатне, халоидне и сулфатне. Међу овим појавама су: 1) морфолошко-стварње специфичног рељефа на површини терена, са шкрапама, вртачама, увалама и карстним пољима, у подзељу са пећинама, каналима и кавернама, безданима и понорима; 2) хидролошко ретки површински токови, безводност површине терена, богатство у подземним водама у већим дубинама, појава снажних карских врела нарочито на контакту карста и некарста. Карст може бити го и покривен, плитак и дубок.“ (Милојевић, 1976).

Средину 20. века код нас обележила су опсежна истраживања краса, прикупљање нових података о њему и преиспитивања његовог значења. Допуњује се значење термина крас, те се „под красом подразумева комплекс специфичних морфолошких и хидрографских појава у рељефу кречњачких терена, које се јављају као последица деловања крашке ерозије (корозије)“ (Petrović, 1977), где се под крашком ерозијом подразумева изграђивање облика рељефа, хемијским деловањем воде у карбонатним стенама, у првом реду у кречњацима и доломитима.

Гамс (2004) сматра да су за крас карактеристичне две појаве: корозија и крашка циркулација, а да се красом може назвати сваки простор под карбонатним стенама на којима постоји крашка циркулација, без обзира да ли тај простор има доминантне површинске или подземне крашке облике.

Карст као вишеструки феномен посматра се са више аспеката: геолошког, геоморфолошког, хидрографског и хидролошког и антропогеног. Подразумева специфичне стене (кречњак и доломит) растворљиве у води, који под утицајем хемијске ерозије (корозије) формирају различите површинске и подземне облике рељефа и условљавају специфичну расподелу отицања воде на површини, као и посебну подземну циркулацију воде. Све заједно дају посебне и веома карактеристичне услове живота на крашким подручјима (Лазаревић и Тошић, 2013).

Проучавање краса већ одавно су превазишле границе Динарског краса и обухватиле су све пределе Земље од тропских, умерених до субполарних. Самим тим и значење појма краса у међународним оквирима се обогаћивало, али разлике у значењу самог појма крас остале су до данас.

Водећи савремени карстолози под красом подразумевају терене са посебним хидролошким одликама и рељефним формама, које произилазе из високе растворљивости стена и добро развијене секундарне порозности. Сматра се да растворљивост стена сама по себи није довољна за стварање крашке морфологије, већ је битан и њихов састав и структура

(густина, масивност, чистоћа и сл.) Овакви простори развијају веома специфичне површинске и подземне облике (Ford and Williams, 2007). Исти став о дефиницији краса са хидрогеолошке стране, тј. да крас мора имати посебан литолошки састав и структуру, објашњен је и ставом да крас захваљујући тој својој специфичности има могућност самоунапређења и самоорганизације унутар крашког система (Klimchouk, 1997; Klimchouk and Ford, 2000).

Међутим, постоје дефиниције краса које сматрају да састав и структура немају пресудну улогу, већ да је крашки систем интегрисани систем са пропусном структуром којом доминирају канали, добро организовани тако да олакшавају циркулацију (Huntoon, 1995).

Све поменуте дефиниције сматрају се неким видом карстолошке парадигме у којој доминира геоморфолошки приступ разумевању краса. У оквиру овог става карстификација је неизоставно повезана са површинским понирањем вода (*епигени крас*). Међутим, процес карстификације започиње одмах по стварању карбоната или током њиховог каснијег издизања са могућношћу комбинације са другим геоморфолошким и сличним процесима. Бројна истраживања указују да развој краса није условљен само површинским водама, нити је везана само за површинску крашку морфологију, већ се еволуција може везати за унутрашњост кречњачке масе и одвијати се под утицајем хидротермалних процеса, сумпорне киселине, артешких вода и сл., и без манифестације површинских облика. Због тога се појам *хипогеног краса* не уклапа у традиционалну крашку парадигму (Klimchouk, 2015). Све ово указује на велику сложеност појма краса, који се може дефинисати са врло различитих аспеката.

На основу изнетих бројних дефиниција, ставова и гледишта о појму краса може се извући једна општа дефиниција, да је:

Крас је производ хемијског растварања стена чије су морфолошке и хидролошке последице везане за просторно и временски повезане или одвојене површинске и подземне појаве, процесе и облике.

Током дугог периода истраживања краса продубљивале су се основне поставке о красу, али су се отварали и бројни други проблеми. Неки од основних проблема су везе краса са тектонским склопом, петролошким саставом, утицајем климе, микробиолошким утицајем, начином настанка, савременог и реликтног развоја и сл. Овоме треба додати још и утицај других геоморфолошких процеса на развој краса који су се током година истраживања показали као врло значајни за разумевање појава у красу. Ту, пре свега, треба споменути односе флувијалног и крашког процеса, њихове односе и везе из којих је проистекао посебан тип краса *флувиокрас*. Истовремени утицаји ниских температура и снега формирали су

крионивациони крас. Због великог утицаја различитих фактора на развој краса, према врло разноврсним критеријумима издвајају се бројни типова краса (Таб. 2.1)

Табела 2.1 – Типологија краса (Ђуровић, 1997)

Литолошки типови краса	Структурни типови краса	Генетски типови краса	Еволутивни типови краса	Морфо-пејзажни типови краса	Климатски типови краса
Доломитни	Контактни	Флувио	Есхумирани	Богињави	Аридни
Гипсани	Линеарни	Глацио	Фосилни	Домни	Крас торњева
Кречњачки	Осамљени	Класто	Палео	Голи	Купасти крас
Лесни	Плитки	Крас кречњачких табли		Холо-крас	Линеарни
Пешчарски	Посредно загађени	Обалски		Крас креч. табли	Медитерански
Силикатни	Релативно загађени	Пара-крас		Крас торњева	Нивални
Сони	Загађени	Субкутани		Купасти	Полигонални
	Домни	Термо-крас		Љути	Пустињски
				Полигонали	Тропски
				Скривени	Високопланински
				Медитерански	
				Покривени	
				Зелени	

Проучавања глацијације на високим крашким планинама указала су на велики међусобни утицај глацијалног процеса на крашки, али и крашког на глацијални. Ради бољег разумевања и значаја заједничког дејства ова два процеса појавио се појам глациокрас. Овај појам дели исту судбину као и сам појам крас, тј. да и после опсежних, бројних студија и дугог времена истраживања не постоји јединствено мишљење о његовом значењу. С тога је неопходно да се направи кратак осврт о значењу појма глациокрас, јер засипање краса проузроковано глацијалним процесом у директној је вези са односом крас - глацијација, односно глацијација - крас.

2.2 ГЛАЦИОКРАС

Историја глациокрашких истраживања одвијала су у оквиру два паралелна правца и то у оквиру глациолошких студија и у оквиру карстолошких студија. Научне студије о квартарној глацијацији започињу средином 19. века, студијама објављеним од стране Луја Агасиза (1840). Историја изучавања глациокраса, на основу досадашњих научних резултата и доприноса, може се поделити у пет периода, различите дужине трајања са делимичним преклапањем (Telbisz and Tóth, 2019). Први период обухвата време почетка изучавања од 1880. године, па до седамдесетих година 20. века. Она се односе на морфолошка

истраживања и описивања процеса који су представљени квалитативним резултатима (Martel, 1894; Cvijić, 1899, 1903, 1913, 1917; Grund, 1902, 1903, 1910; Corbel, 1952). Други период одвијао се од 1960-тих па до краја 1980-тих година, када се интензивно развијају геохемијска и хидрогеолошка мерења на глациокрасу, из чије методологије проистичу и студије квантитативног садржаја. Овај период обухватио је и периглацијална и субгласијална истраживања (Atkinson, 1983; Dreybrodt, 1982; Smart, 1986). Трећи период је паралелан са претходним, када се од краја 1970-тих година, па до почетка 21. века нагло развија методологија апсолутне датације старости заснова на U-серијама примењеним на пећинском накиту и другим пећинским седиментима и космогенетском датирању површинских облика (Atkinson et al., 1978, 1987; Ford, 1979; Gascoyne and Ford, 1984; Spötl and Mangini, 2007). Почетком 21. века почиње четврти период у којем се врше синтезене студије досадашњих истраживања и примењене методологије. Ова фаза истраживања глациокраса заснива се на богатству теренских података из претходних периода истраживања, а усресређена је на утврђивање обима и фаза гласијације (Audra et al., 2007; Hughes and Woodward, 2017). Последњи период изучавања глациокраса, данас веома актуелан, односи се на антропогени утицаја и углавном је везана за проблеме глобално загревања (Viles, 2003; Zeng et al., 2012, 2015).

Највећи допринос изучавању глациокраса на простору Блаканског полуострва дао је Јован Цвијић. Изучавајући крас и трагове гласијације на Балканском полуострву у својим радовима објашњава везу између крашког и гласијалног процеса доводећи до закључка да је интеракција ова два процеса заслужна за формирање глациокраса као и крашког типа гласијације (Cvijić, 1897, 1899, 1903, 1913, 1917). Сва каснија истраживања темеље се на основним Цвијићевим поставкама.

Истраживања која су уследила у пост Цвијећево доба омогућила су шире и свеобухватније сагледавање крашког феномена. Захваљујући оспсежним истраживањима извршена је типологија краса. Ипак, ова типологија није вршена системски и према унапред осмишљеним правилима и принципима, већ у складу са интересовањима и склоностима истраживача. Издвојене типове краса могуће је сврстати на основу заједничких критеријума у шест група: литолошки, структурни, генетски, еволутивни, морфо-пејзажни и климатски (Gavrilović, 1974a; Ђуровић, 1997).

Опсежна истраживања која су обухватила високопланинске крашке просторе, а вршена су током више од једног века, показала су да у рељефу постоје полигенетски крашки облици у чијем стварању није учествовао само крашки процес, већ му је претходио

гласијални процес. Ови облици представљају гласијалне облике који су измењени савременим крашким процесом тј. хемијским процесом растварања.

Бројни аутори указивали су на везу између краса и гласијације (Telbisz and Tóth, 2019). Појам ледничког крашког рељефа, односно термин гласиокрас међу првим истраживачима почео је користити немачки геоморфолог Вöegli (Kunaver, 1983). У „Словеначкој крашкој терминологији“ гласиокрас је дефинисан као површински крас који је настао деловањем крашког и гласијалног процеса (Gams, 1973), односно као крас који су створили ледници и њихови водени токови (Gams, 2004). На планинском простору Канина посебна пажња посвећена је проучавању гласиокрашких појава, као последице гласијације (Kunaver, 1983). Термин гласиокрас био је предмет дефинисања у оквиру различитих термилошких речника. Једна од дефиниција је да је „Крашки рељеф створен деловањем гласијалних и крашких процеса.“ (Gavrilović, 1974). Гласиокрас се дефинише и као крас у планинским, али и нижим кречњачким просторима који је због претходног утицаја гласијације задобио крашке и ледничке облике (Kladnik et al., 2005). Гласиокрас се дефинише као површински рељеф који су обликовали гласијални и крашки процеси (Huggett, 2007).

Основне разлике у дефинисању гласиокрашких облика, односно гласиокраса проистичу из временског следа утицаја гласијалног и крашког процеса, те због тога и даље остају разлике у схватању овог појма. Зато се под гласиокрасом подразумевају површински крашки облици који су настали на претходно леднички преобликованој карбонатној основи, али и површински крашки облици који су преобликовани гласијалним процесом (Stepišnik et al., 2009; Kladnik et al., 2005). Осим ових разлика постоје разлике и у схватању да ли се под појмом гласиокрас подразумевају само површински облици или и подземни облици, имајући у виду велику улогу ледничких токова у формирању подземног краса, али и деструктивно деловање ледника на кречњачку основу и подземне облике изграђене у њима (Ford, 1983). Због вишекратних смена гласијалних периода у квартару издвајају се постгласијалне, перигласијалне и субгласијалне гласиокрашке форме створене преобликовањем од стране ледника или полигенетски крашки облици на површини настали гласијацијом (Ford and Williams, 2007).

Од бројних дефиниција гласиокраса посебно се издвајају схватања да се под овим појмом подразумева крас преобраћен ледничком ерозијом (Sweeting, 1973; Smart, 2004), где су поред крашких облика присутни и гласијални, али и перигласијални облици и у мањем обиму и флувијални.

Глациокрас у планинском простору има зонални карактер. Може бити рецентан на простору на коме се тренутно одвија глацијални процес. Према ефектима глациокрашких процеса који се односе на степен покривености карбонатне основе и врсти акумулативног материјала издваја се голи крас (кречњачка површина без седимената), субкутани крас (крас покривен земљиштем), покривени крас (крас покривен не крашким седиментима у мери да су зауставили површинску карстификацију), скривени крас (ако је крас прекривен дебелим водопрпусним седиментима) (Veress, 2016, 2017). Једна од специфичност глациокраса је порекло карбонатног материјала којим је прекривен крас, а кога су ледници са виших делова транспортовали у ниже делове планинског простора.

Код старијих глациокрашких облика, где је процес карстификације далеко одмакао, у зависности од интензитета њиховог засипања може доћи до успостављања геоморфолошких односа који су постојали пре почетка карстификације (флувијални процес) (Ford, 1979).

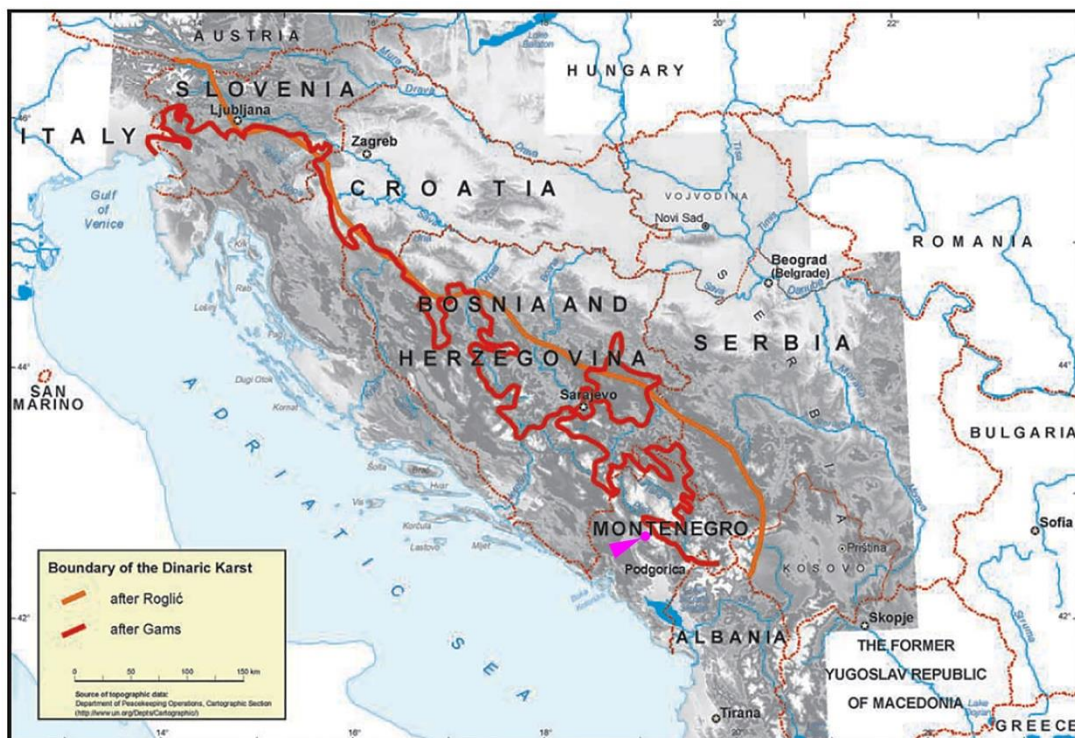
Интеракција крашког и глацијалног процеса у глациокрасу је специфична и комплексна. Карстификовани кречњаци у преглацијалном периоду одређују у постглацијалном периоду вертикалну подземну циркулацију воде, што омогућава добру очуваност морена. С друге стране потоци формиран на самом моренском материјалу еродују рубне делове морена, што доводи до делимичног претранспортивања глацијалног материјала и засипања нижих делова краса. Такође, треба споменути и могућност појаве ледничких поплава које настају наглим испуштањем велике количине језерске воде пробијањем обода језерских басена формираних у моренском материјалу (Žebre and Stepišnik, 2014a).

Крас који је данас захваћен глацијалним процесом налази се у просторима великих географских ширина и великих надморских висина. Комбиновањем ова два процеса (глацијалног и крашког) настаје глациокрас. Површинском ледничком ерозијом и акумулацијом пре моделира се површина рељефа, а подземним крашким процесом и транспортом седимената изграђује се подземни крашки рељеф. Дренирање подледничких токова, због карбонатне карстификоване основе, не одвија се површински, већ подземно преко крашких водоносника. Током плеистоценских глацијала овај процес одвијао се и у средњим географским ширинама и на мањим надморским висинама (Bodgdan and Leszek, 1999; Adamson et al., 2014). Простори широких заравњених површи на великим надморским висинама представљали су места за формирање платоских ледника на којима је, због карбонатне основе, претходно био створен преглацијални крашки рељеф. Комбинованим дејством крашког и ледничког процеса и облика који су они створили формиран је глациокрашки рељеф (González Gutiérrez et al., 2018).

3 ГЕОГРАФСКИ ПОЛОЖАЈ

Динариди се налазе у западном делу Балканског полуострва, пружају се између Панонског басена на североистоку и басена Јадранског мора на југозападу. На северозападу граниче се са Алпима, источну границу чини река Колубара и Морава, а југоисточну Косовска котлина. На југу Динариди се завршавају границом са Проклетијама. Овако дефинисани Динариди су дуги око 650 km, док ширина износи 150 km. У оквиру Динарида по специфичним морфолошко-хидролошким карактеристикама издваја се део изграђен од карбонатних стене - Динарски крас.

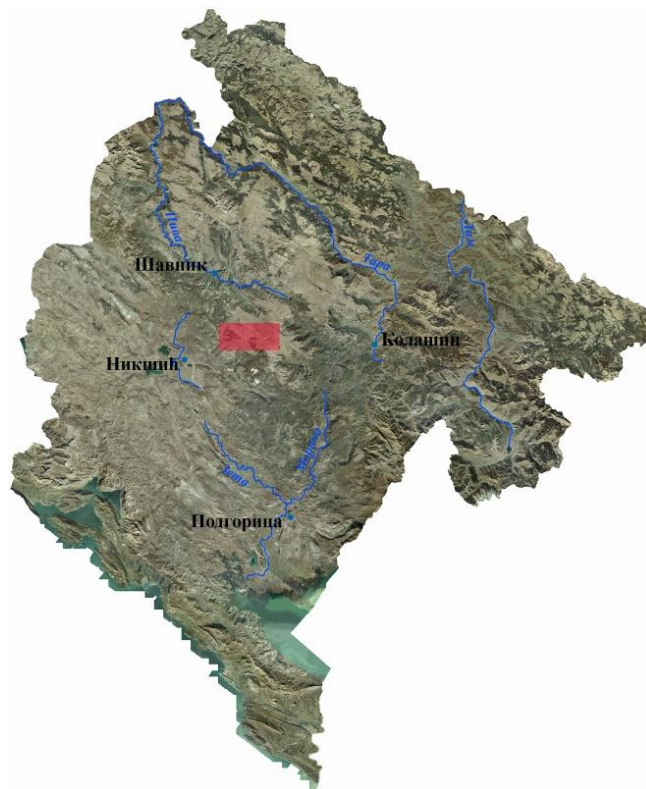
Током дугог периода истраживања Динарског краса смењивала су се различита схватања о његовим границама (Мишеvc et al., 2010). Поједини аутори у простор динарског краса укључивали су простор Јулиских Алпа и Проклетија, све до Косовског басена (Roglić, 1974), док други простор Динарског краса ограничавају од регије Краса на северу до границе са Проклетијама (не укључујући источни и југоисточни део Црне Горе) (Gams, 1974, 2003) (Прилог 3.1).



Прилог 3.1 – Границе простирања Динарског краса са положајем истраживаног простора (Модификовано према: Мишеvc et al., 2010)

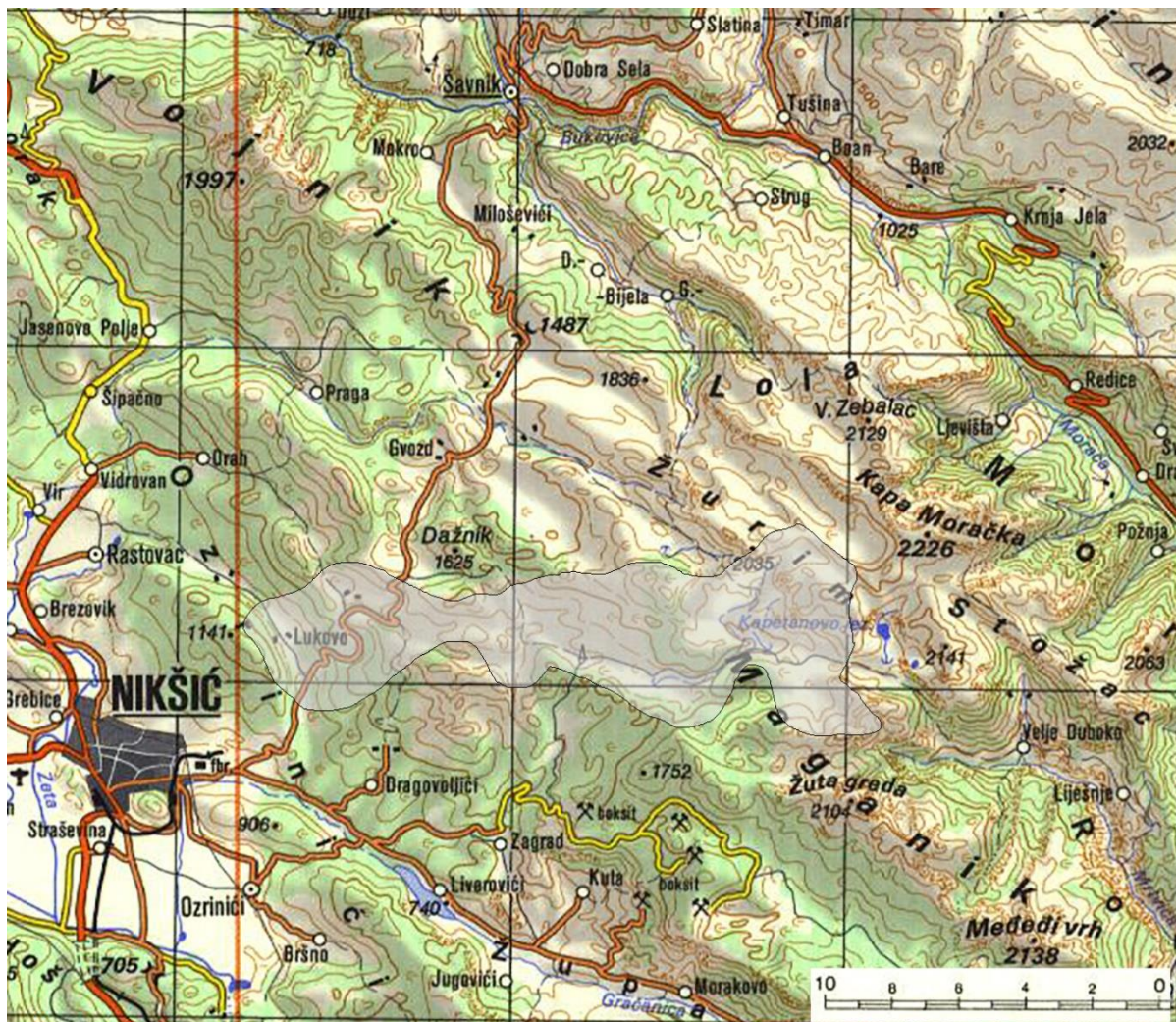
У грађи Динарског краса доминирају стене мезозојске и кенозојске старости, у највећој мери кречњаци и доломити. Површина Динарског краса износи око 60 000 km². Макро облици рељефа су, најчешће под утицајем доминантне тектонике, правца северозапад-југоисток. Овај простор има најдужу традицију проучавања краса у свету, са великим бројем најмаркатнијих облика краса као што су поља, увале, пећине, јаме и са најразноврснијом површинском и подземном крашком хидрологијом. Највиши делови планинског простора Динарида били су изложени снажној квартарној глацијацији која је оставила значајне трагове у рељефу.

Лукавичко-луковски крас припада Динарском красу (Прилог 3.1), налази се у његовом југоисточном делу, а у централном делу Црне Горе (Прилог 3.2). Део је великог планинског система Морачких планина. Овај систем састоји се од планина Журим, Маганик, Стожац и Лола. Лукавичко-луковски крас припада западном делу овог планинског система између највишег дела на истоку (Капа Морачка – 2226 m н.в.), Никшићког поља на западу (600 m н.в.), Лоле (2129 m н.в.) на северостоку и долине реке Грачанице (700 m н.в.) на југозападу (Прилог 3.3).



Прилог 3.2 – Географски положај истраживаног простора

(Извор: ортофото снимак, Републички геодетски завод Црне Горе)



Прилог 3.3 – Положај Лукавичко-луковског краса на простору Морачких планина
(Pregledna topografska karta SFRJ, 1: 300 000, list Titograd, 1988)

Утврђивање граница Лукавичко-луковског краса је врло комплексан поступак. Његова сложеност проистиче из саме сложености феномена краса, који подразумева површинске и подземне облике, као и постојање површинске и подземне циркулације воде. За веће површине на којима изостају површински токови поступак одређивања топографског развођа је лимитиран високим степеном карстификације. С друге стране непознавање и немогућност утврђивања подземних хидролошких веза онемогућава прецизно утврђивање хидролошких развођа. Комплексност утврђивања граница усложњава и утицај глацијалног процеса који се временски и просторно значајно мењао. Кретање и простирање ледника често се не поклапа са границама савременог топографског развођа. Због специфичности кретања ледника, ледена маса је прелазила из једног топографског слива у други, или је одлагањем ледничког материјала глацијални процес формирао нова топографска развођа.

Узмајући у обзир све наведене специфичности и проблеме, при одређивању границе краса приступило се утврђивању савременог топографског развођа, као и граница простирања ледника без обзира што поједини делови не припадају Лукавичко-луковском красу, управо због великог утицаја на његову генезу и еволуцију.

Лукавичко-луковски крас налази се у средишњем делу Црне Горе у области тзв. површи и брда (Цвијић, 1899). Истраживани простор налази се на територији општине Никшић. Без обзира на висину и крашке одлике терена саобраћајно је добро повезан са општинским центрима Никшићем и суседним Шавником. Западним ободом пролази асфалтни пут Никшић – Крново – Шавник, којим се може доћи до 1300 m н.в. Централним делом простире се локални асфалтни пут који повезује Никшић – Куцко брдо – Лукавица и завршава се на 1640 m н.в.

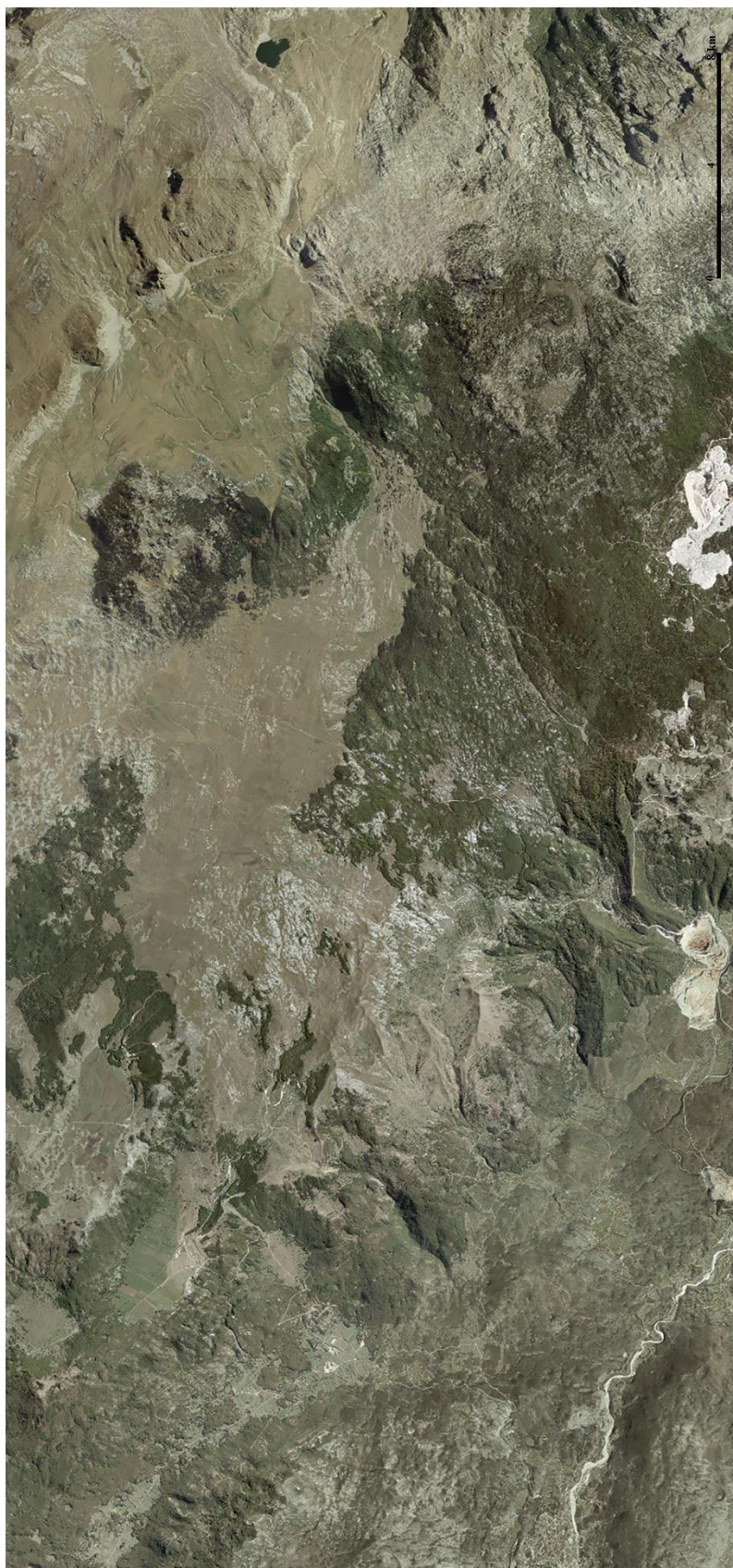
У ширем смислу Лукавичко-луковски крас смештен је између планина Војника (1998 m н.в.), Маганика (2139 m н.в.), Капе Морачке (2226 m н.в.) и Лоле (2032 m н.в.). Између планинских ланаца налазе се високе заравни, површи, поља и увале: Лукавица, Крново, Бојовића баре и Бојовића лука, Коњаско, Вучје, Ивање и Луковско поље (Radojičić, 1996).

У ужем смислу Лукавичко-луковски крас одређен је следећом границом: на истоку започиње широким превојем Мала Лукавица (1600 m н.в.), затим према северу прелази преко карстификоване површи на коме су Николин врх (1984 m н.в.), Илијин врх (2051 m н.в.), даље иде преко гребена Шљемена (1899 m н.в.), где скреће ка западу до Великог Журима (2035 m н.в.). Граница се даље спушта на широку преседлину Дебели бријег (1652 m н.в.), која Лукавицу дели на северну и јужну. Одатле граница иде на запад преко Боровника (1935 m н.в.) да би се спустила на преседлину Јаредића долови (1607 m н.в.), а онда преко Шишмана (1593 m н.в.), Дажника (1625 m н.в.) и Ђурковог брда (1546 m н.в.) спушта се на превој (1300 m н.в.) који одваја горњи део поља Ивање од Доњег Вучја. Граница се наставља према северозападу преко Ивањске стране (1383 m н.в.). Одатле се спушта на превој (1149 m н.в.) да би преко падина Брезовог брда ишла широким развођем Луковског поља на 830 m н.в. Граница се затим диже према југу пењући се на Товић 1101 m н.в., паралелно са пружањем Луковског поља да би се онда спустила на јужно широко развође, на 800 m н.в. Даље према истоку граница скреће преко Вујовца (1079 m н.в.) одакле се пење и прелази преко јужних падина Побила (1272 m н.в.), Кобиље главе (1411 m н.в.). Наставља се према истоку преко Голих брда (1430 m н.в.) спушта се и прелази преко најнижег дела Заплочја (1345 m н.в.). Одатле граница иде према југоистоку преко Врањ врха (1506 m н.в.), Јејевине (1555 m н.в.), јужних падина Бојовића луке (Косавино брдо 1533 m н.в. и Орловине 1591 m н.в.), затим преко Сувог врха (1746 m н.в.), јужних обронака Долова и гребена Рогођед (2037

m н.в.). Граница се наставља према северу преко Божурног врха (1923 m н.в.) и Тићјака (1814 m н.в.), да би се спустила на широки превој Мала Лукавица (Прилог 3.4).

У приказаним границама Лукавичко-луковски крас простире се између $42^{\circ} 49' 58''$ и $42^{\circ} 47' 02''$ Nφ и $19^{\circ} 12' 44''$ и $19^{\circ} 00' 38''$ Eλ. У правцу исток запад дужине је око 16,5 km док је у правцу север југ ширине око 4 km (ТК 1:25 000, лист Капетаново језеро и ТК 1:25 000 лист Гвозд). Најнижи део краса је у западном делу и налази се на 820 m н.в., док се највиша тачка налази у источном делу и износи 2051 m н.в.

На простору Лукавичко-луковског краса постоје два стална насеља Луково и Ивање и велики број привремених насеља катунског типа, од којих је најзначајније Лукавица. Због тога је читав простор богат топонимима, што у великој мери олакшава оријентацију на овом простору (Прилог 3.5).



*3.5 - Ортофото снимак простора Лукавичко-луковског краса
(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)*

4 МЕТОДОЛОГИЈА ИСТРАЖИВАЊА

При решавању научних проблема везаних за утврђивање утицаја глацијалног процеса на засипање краса, а према месту примене, коришћене су две групе метода: теренске и кабинетске. У оквиру теренских метода издвајају се: геоморфолошке, седиментолошке, методе за реконструкцију обима и интензитета глацијације, методе за утврђивању релативне старости и др. Кабинетске методе обухватају: даљинску детекцију, статистичке методе, картографске методе и сл.

4.1 ТЕРЕНСКЕ МЕТОДЕ

4.1.1 Теренске геоморфолошке методе

Геоморфолошким теренским истраживањима извршена су непосредна проучавања квантитативних и квалитативних карактеристика, просторних и хронолошких односа облика рељефа. Утврђене су њихове основне метричке величине (дужина, ширина, дубина и висина). За добијање ових података на терену су се користили: мерна трака, ласерски даљиномер, висинометар и ручни GPS уређај. На основу прикупљених квалитативних података извршена је генетска класификација облика и издвојени су генетски типови рељефа (колувијални, флувио-денудациони, глацијални, крашки и сл.). Висинска анализа генетски разнородних облика имала је за циљ утврђивање њихових хронолошких односа, тј. смене једног геоморфолошког процеса другим.

Теренска геоморфолошка истраживања вршена су према унапред издвојеним и испланираним репрезентативним тачкама, на основу којих је дефинисана маршрута осматрања. За сваку тачку осматрања на терену одређене су координате као и њихова локација на топографској карти 1:25 000 и ортофото снимцима 1:500. За изабране репрезентативне тачке на терену су израђене скице и неопходни профили. Такође, извршено је и фотографисање изабраних објеката у циљу израде фото документације са координатама појединачних фото снимака.

Током геоморфолошких теренских истраживања посебна пажња посвећена је утврђивању односа између геолошке грађе терена и испитиваних облика рељефа. У оквиру ових испитивања извршена је провера генетске припадности акумулативних творевина (флувијални, глацијални, флувио-глацијални, колувијални), њиховог обима и просторних

односа. Границе акумулативних творевина уцртаване су непосредно на терену на топографској основи 1:25 000 и ортофото снимцима 1:500.

Током читавог периода теренских истраживања вођен је дневник осматрања у коме су уписивани сви квалитативни и квантитативни резултати геоморфолошких истраживања. Ови подаци су послужили као основа током даље кабинетске обраде и утврђивања морфо-хронолошких односа, као израде детаљних геоморфолошких карата.

За поједине делове терена, који сложеношћу геоморфолошких односа и величином, нису на задовољавајући начин могли да се проуче непосредним теренским истраживањима, приступило се изради орто фото снимака коришћењем лаке летилице – дрон. Претходно изабрани делови терена снимани су са висине до 100 до 200 m, а добијени снимци су током каснијег кабинетског рада анализирани, што је омогућило да се проблеми који су уочени на терену реше на адекватан начин (Прилог 4.1).



Прилог 4.1 - Коришћење дрона за израду аеро снимака у решавању геоморфолошких проблема (Фото: П. Ђуровић)

4.1.2 Теренске седиментолошке методе

Теренске седиментолошке методе обухватиле су две врсте истраживања. Прва се односила на одређивање генетске припадности седимената, односно начина њиховог настанка на основу морфостратигених и литостратигених карактеристика. Овом врстом истраживања детерминисани су и просторно разграничени: флувијални, флувио-гласијани и гласијални седименти. У оквиру ових истраживања анализирани су и стратиграфски односи појединачних врста седимената (глина, песак, шљунак, облаци, дробина). Друга врста седиментолошких истраживања везана је за утврђивање разлика у површинској тврдоћи стена која је последица различитог времена трајања утицаја атмосферилија, а која се изводила применом *Schmidt Hammer test* методе.

4.1.2.1 Морфостратигене и литостратигене анализе

Морфостратигена анализа заснива се на одређивању порекла седимената заснованом на изгледу површинског облика који они изграђују (Frye et al., 1962). На пример, порекло материјала који изграђује српасте акумулације, а налазе се у високопланинском простору, дефинише се као резултат гласијалног процеса. Међутим, током наредних истраживања показало се да облик акумулација нужно не одређује начин настанка седимента. Велики број облика сличног или истог изгледа са истим хипсометријским карактеристика и сличних седиментолошких одлика настала су различитим геоморфолошким процесима (морене и псеудоморене). Због тога, а у циљу прецизнијег одређивања порекла седимената, укључује се и литолошки критеријум (Bowen, 1978), чиме се допуњавају недостаци искључиво морфостратиграфске анализе. У новије време детерминасање седимената врши се на основу облика, литолошког састава и стратиграфије – морфолитостратиграфија (Hughes, 2007; 2010).

На откривеним деловима акумулација на којима је уочена слојевитост седимената вршена је литостратиграфска анализа (литолошке особине слојева), као и њихов релативни стратиграфски положај (Weerts and Westerhoff, 2007). Свака литостратиграфска јединица резултат је дејства различитих геоморфолошких процеса, који имају за последицу различиту величину, облик и сортираност зрна. Промене геоморфолошких процеса утичу на стварање и акумулацију седимената различитих карактеристика, што доводи до појаве њихове слојевитости. Ова врста истраживања указује на начин транспорта, односно на доминантан геоморфолошки процес којим су седименти створени. Овим начином

просторно су дефинисане акумулације створене глацијалним, флувио-глацијалним и крионивационим процесом. Ово се посебно односи на глацијалне седименте који су накнадним геоморфолошким процесима изгубили примарни облик морене, те сам облик акумулације не може бити критеријум за њено генетско одређивање. Код седимената насталих глацијалним процесом искључена је могућност појаве слојевитости и смене глиновито-песковито-шљунковитих седимената, већ карактерише хомогеност материјала без слојевитости (Räsänen et al., 2009).

4.1.2.2 Заобљеност зрна

Заобљеност зрна, односно промена примарног облика који зрно има приликом настанка, последица је начина и дужине транспорта. Трансформацију примарног облика одређује врста геоморфолошког процеса којом се врши транспорт седимената. Приликом кретања ледник гура моренски материјал при чему не долази до његовог значајног заобљавања, смањује се величина, али се задржава примарна угласта форма (Hanaček et al., 2011). Међутим, приликом флувијалног транспорта седиментни материјал покреће се под другачијим физичким законима. Доминира ротационо кретање, при чему зрна губе примарну угласту форму и у зависности од дужине транспорта и чврстоће стене, постижу већи степен заобљености. Из тих разлога између глацијалних и флувијалних седимената постоји значајна разлика у степену заобљености зрна. Код ледничког транспорта доминирају неозаобљене форме (веће од 50%) (Hanaček et al., 2011), док код флувијалних или флувио-денудационих доминирају заобљене форме. За потребе теренских истраживања приликом утврђивања димензија зрна коришћен је дигитални нониус модел Fowler Value-Cal (Прилог 4.2). За утврђивање заобљености коришћена је скала заобљености зрна према Хабакову. Она подразумева класификацију зрна у пет категорија 0 – угласта, 1 – полуугласта, 2 – полузаобљена, 3 – заобљена, 4 – добро заобљена (Matović i sar., 2019).



Прилог 4.2 - Дигитални нониус модел Fowler Value-Cal (Фото: М. Ђуровић)

Узорковање седимената вршено је на откривеним профилима који су настали током експлоатације шљунка у Луковском пољу, на откривци насталој приликом изградње пута у пољу Ивање, на природном профилу десне долиנסке стране Буковског потока, са терасног одсека у долини Бојовића ријеке и са природног профила на одсеку у Малој Лукавици. Приликом узорковања узмана су појединачна зрна поређана у низу у оквиру једног слоја, односно фракције. Мерења су вршена непосредно на терену, а резултати уписивани у теренском дневнику. Због лакше, касније, статистичке обраде и због потребе репрезентативности мерења су вршена на узорку од по сто зрна.

4.1.3 Schmidt Hammer (Шмит Хамер) тест метода за утврђивање релативне старости

Шмит хамер (*Schmidt Hammer*) метода за утврђивање релативне старости (*Schmidt Hammer exposure dating - SHED*) акумулација је релативно нова метода.

Шмит хамер тест чекић осмислио је Е. Schmidt 1948. године за потребе утврђивања тврдоће и отпорности бетона (Day and Goudie, 1977; Day, 1980). На основу резултата који су

добијени за одређивање тврдоће бетона, дошло се до закључака да би његова примена могла бити и шири. Убрзо су геоморфолози усвојили ову алатку и применили је за утврђивање релативне старости стена, проучавање феномена временског утицаја на чврстоћу стена (Ericson, 2004) и др. Широку примену у геоморфологији има од шездесетих година двадесетог века.

Шмит хамер тест чекић мери раздаљину одбијања контролисаног удара од површине неке стене. Постоји неколико типова овог чекића: N, L, P и др.

Најширу примену у геоморфолошких истраживањима има „N“ верзија. Овај тип чекића даје резултате од слабе до веома јаке чврстоће стена са силама притиска које се крећу од 20 до 250 МПа. „L“ тип се користи за мекше стене. Он има три пута мањи удар од N типа (0.735 до 2.207 Nm). „P“ тип је такозвани чекић клатно за стене изузетно ниске тврдоће са отпорношћу на притисак мањом од 70 kPa (Goudie, 2006).

Начин рада Шмит хамер тест чекића подразумева ослобађање клипа приликом притиска на површину стене. Клип се аутоматски ослобађа ударајући о површину стене при чему се део енергије ударца клипа троши на апсорпцију и претвара се у топлоту и звук, а други део енергије је отпорност на продорност ударца – тврдоћу стене. Овај механички процес подразумева одбијање клипа, а размак који направи клип бележи вредности на скали која се налази са стране инструмента, и назива се одскок. Одског се механички бележи. Последњих година у примени су и дигитални модели чекића (*The Digi-Schmidt*).

Да би се Шмит хамер тест извео правилно неопходно је да изабрани узорци задовоље одређене карактеристике. Изабрани блок у моренском материјалу мора да прелази тежину од 25 kg, влажност узорка мора бити минимална, блок мора бити компактан без пукотина са глатком хоризонталном равним или странама, као и без присуства лишајева (Sumner and Nel, 2002). Тест је могуће извести на хоризонталној и вертикалној површини.

Одређивање релативне старости моренског материјала има за циљ да се одреде његови просторни и хронолошки односи. Као једна од најадекватнијих метода за решавање постављеног циља је примена методе Шмит хамер теста. Као критеријум за одабир најповољнијих локација узета је величина блокова и једнак петролошки састав, како је већ објашњено у методолошком делу. Локације на којима су вршена мерења, висински су поређане од најниже до највише. Најнижа локација уједно подразумева и најнижу висину на којој је утврђен моренски материјал. Полазна хипотеза је да је овај материјал уједно и најстарији, односно да има најмање вредности. Са порастом висине старост моренског материјала се мања, сходно сукцесивном повлачењу ледника током времена, те би и вредности требало да буду веће. Моренски материјал у највишим деловима требало би да

буде најмлађи и да показује највеће вредности. Претходном квалитативном геоморфолошком анализом извршено је просторно раздвајање флувиоглацијалног, глацијалног, колувијалног и псеудоглацијалног материјала. Мерења су вршена на свим наведеним акумулацијама. Међутим, претходним одређивањем порекла материјала отклоњена је могућност да се седиментни материјал различитог генетског порекла третира као истородан, што би довело до значајних методолошких грешака.

Приликом одабира релевантних блокова примењени су следећи параметри:

- дужина и ширина блока мора имати величину већу од 1 m
- тежина блока била је већа од 25 kg
- површина блока на којем се врши мерење мора бити најмање преко 20 cm изнад околног простора
- блок не сме да има значајне пукотине, а ако има микро пукотина оне морају бити довољно удаљене од места мерења како не би утицале на резултат мерења
- површина где се врши мерење мора бити глатка и без лишајева
- на локацији мерења потребно је да буде најмање два до три релевантна блока чиме је омогућена статистичка репрезентативност
- блокови морају бити истог петролошког састава
- мерења се морају обавити по сувом времену без видљивих влажних делова на блоку
- на блоку мора постојати најмање пет адекватних места на којима се врше мерења, а сходно утврђеној методологији мерења Шмит хамер теста
- обавезан угао мерења је 0 или 90°, сходно хоризонталном или вертикалном нагибу изабраних површина.

Шмит хамер тест метод има своје предности и мане. Предности овог алата огледају се у његовој једноставности приликом руковања, лакој преносивости, резултати се добијају одмах непосредно на терену. С друге стране Шмит хамер тест је осетљив на пукотине (дисконтинуитете) у стенама, влагу, као и хрпавост површине (Viles et al., 2011).

На основу упоређивања података који су добијени путем Шмит хамер теста, са резултатима добијених другим методама као што су литиометријом и C^{14} , као и ^{10}Be , утврђено је да је ова метода погодна за датацију старости из периода Малог леденог доба, раног холоцена и последњег глацијала (McCarroll, 1992; McCarroll and Nesje, 1993).

Шмит хамер метода примењена је на неколико локација на Новом Зеланду (Winkler, 2005; Stahl et al., 2013), у Португалији (Sánchez et al., 2009) и Норвешкој (Matthew and Owen, 2008; Matthews and Winkler, 2011) како би се на основу независних контролних параметара

калибрисале криве вредности R (Tomkins, 2016). За анализу узорака на Новом Зеланду користили су девет контролних тачака. У Норвешкој су анализе рађене на основу две калибрацијске тачке и то за период до Малог леденог доба 100 ± 50 година засноване на лихниометрији.

Приликом утврђивања релативне старости седиментног материјала на простору Лукавичко-луковског краса користићен је Шмит хамер тест чекић MATEST S.p.A., модел C380, а који припада L типу (Прилог 4.3). Сви изабрани блокови имали су тежину знатно већу него што је минимална препоручена од 25 kg. Блокови су били истог или врло сличног петролошког састава, а приликом њиховог избора водило се рачуна да на њима има довољно велики број равних површина (минимум 10) на којима се може вршити тестирање. Места тестирања међусобно су морала бити удаљена најмање 10 cm како микро потреси у стени изазвани претходним мерењем не би утицали на наредно. Површина је морала бити без лишажева и глатка без микро крашких облика. За сваки блок утврђена је његова надморска висина. Анализа географског положаја, подразумевала је утврђивање у ком облику рељефа се налази блок (морена, плавина, сипар, псеудоморена и др.). Резултати мерења бележени су у табели која је била основ за касније статистичке анализе. Приликом примене Шмит хамер тест методе извршено је **мерење 43 блока са укупно 482 теста**.



Прилог 4.3 - Шмит хамер тест чекић MATEST S.p.A., модел C380 и остала опрема за теренска истраживања (Фото: М. Буровић)

4.1.4 Методе за реконструкцију глацијације

На самом почетку проучавања реликтне глацијације проблему метода које су примењиване за реконструисање посвећивала се посебна пажња. Једна од најстаријих метода Х. Хефера из 1879. године (Höfer, 1879) је метода утврђивања доње снежне границе као аритметичке средине између просечне висине највиших планинских врхова (гребена) који окружују цирк и висина најнижих морена. Примена ове методе везује се за почетке реконструисања обима плеистоценске глацијације Алпа, а касније и других планинских простора Европе и шире. Иако, је примена ове методе математички једноставна, временом се показало да она има значајне недостатке који утичу на репрезентативност добијених података. Први недостатак огледа се у анализи само два висинска параметра која су од времена настанка, па до истраживања могла променити висинске вредности (обурававање врхова гребена, снижавање висине морена и др.). Други недостатак је субјективне природе, а односио се на квалитативно одређивање генетског порекла акумулација (морена), за које су често каснија истраживања оспорила њихово глацијално порекло. Због тога се приликом савремених реконструкција глацијације приступило анализи већег броја параметара, него што су два наведена морфолошка елемента.

Методе за реконструкцију глацијације представљају први корак у проучавању трагова реликтне глацијације. У зависности од очекиваних резултата реконструкције примењују се и различите методе. Једна врста метода изводи се у функцији проучавања климатских прилика за одређено време и у одређеном простору (Ballantyne, 2007; Clark et al. 2012). Друга врста метода има за циљ реконструкцију димензија ледника, односно одређивање његових просторних и временски промена за стварање нумеричких модела ради предвиђања будућих промена стања појединих ледника (Stokes and Tarasov, 2010). Наредна група метода везана је за директна проучавања обима плеистоценске глацијације појединих планинских простора (Žebre and Stepišnik, 2014; Hughes et al., 2010; Djurović, 2009). Ова истраживања, осим обима глацијације, имају за циљ проучавање глацијалних морфолошких елемената (циркови, валови, морене и сл.).

Један од кључних елемената приликом реконструкције глацијације је одређивање и анализа доње снежне границе.

У домаћој литератури почев од најранијих истраживања плеистоценске глацијације (Цвијић 1897, 1899, 1903, 1913, 1914а, 1914б; Милојевић, 1938, 1951), каснијег периода (Гавриловић 1976, 1982; Менковић 1971-1972; Menković et al. 2004; Djurović, 1996), па све до савременог периода (Milivojević, 2008; Petrović, 2014; Djurović, 2009; 2012) користи се

термин доња снежна граница као климатска или топлотна снежна граница изнад које се налази област храњења ледника, односно простор „вечног снега“. Она зависи од многих локалних фактора као што су експозиција рељефа, нагиб рељефа, правац кретања влажних ваздушних маса, врсте геолошке подлоге и др. Због тога је могуће да на једној планини висина снежне границе се знатно разликује у зависности од наведених фактора. У енглеском говорном подручју користи се равнотежна граница ледника (енг. ELA - equilibrium line altitude). Овај термин означава границу где је биланс масе ледника једнак нули (Porter, 1975; 2001). Термин ELA односи се на ледничку масу, док се термин доња снежна граница („вечни снег“) односи на климатске (топлотне) карактеристике ширег простора.

Код решавања проблема утицаја глацијалног процеса на засипање краса неопходно је извршити реконструкцију броја и типова ледника, њихов правац кретања, врсте глацијалних облика рељефа, површина краса која је била захваћена глацијацијом, граница спуштања ледника и др.

У постглацијалном периоду облици глацијалног рељефа који се користе при реконструкцији изложени су дејству различитих геоморфолошких процеса, који су их у већо или мањој мери трансформисали.

Први значајни чинилац је флувио-денудациони процес који може уништити примарни облик морена, као и делимично или потпуно претранспортирање моренског материјала. У зависности од степена очуваности као и од типа ледника (платоски, долински, циркни) примењују се различите методе за реконструкцију реликтних ледника. Метода горње границе бочних морена може се применити под претпоставком да се висина бочних морена поклапа са снежном границом (Porter, 2001).

Други значајни чинилац у постглацијалној трансформацији ерозивних облика (пре свега мањих циркова) је крашки процес. У просторима који су изграђени од врло чистих кречњака, као што је случај са појединим највишим деловима Лукавичко-луковског краса, крашки процес је у тој мери изменио поједине циркове да се они једва морфолошки уочавају, а самим тим и реконструкција њихових основних морфометријских карактеристика (дужина, ширина, површина и сл.) је отежана. Зато се осим непосредног теренског истраживања која су ограничена неприступачношћу терена у реконструкцији ових облика примењују методе даљинске детекције, односно коришћење аерофото снимака и ортофото снимака.

4.2 КАБИНЕТСКЕ МЕТОДЕ

У оквиру кабинетских метода вршена је статистичка обрада обављених теренских мерења заобљености зрна и *Шмит хамер теста*. За израду опште геоморфолошке карте и детаљних геоморфолошких карата појединачних делова терена примењени су принципи геоморфолошког картирања (Marković, 1983; Марковић и сар. 2003), коришћењем података прикупљених непосредно на терену као и даљинском детекцијом аеро и ортофото снимака (Djurović and Menković, 2004).

Приликом израде опште геоморфолошке карте пошло се од основног принципа да на њој мора бити приказано пет основних аспеката морфологије терена: веза рељефа са геолошком грађом, морфографија, морфогенеза, морфометрија и морфохронологија. За решавање овог проблема на карти су приказани морфогенетски подаци који обухватају ендегени и егзогени рељеф. Морфографским подацима приказани су условним знацима појединачни облици који припадају различитим генетским типовима рељефа. На истраживаном простору према заступљености генетских типова рељефа издвојени су: крашки, плеистоценски глацијални, флувијални и крионивациони. Морфометријски подаци обухватају величинске параметре од којих су најзначајнији релативна и апсолутна висина. Морфохронолошки подаци показују временски след стварања појединачних облика или делова истраживаног терена (Марковић, 1983; Марковић и сар. 2003).

5 ГЕОЛОШКИ САСТАВ И ТЕКТОНСКИ СКЛОП

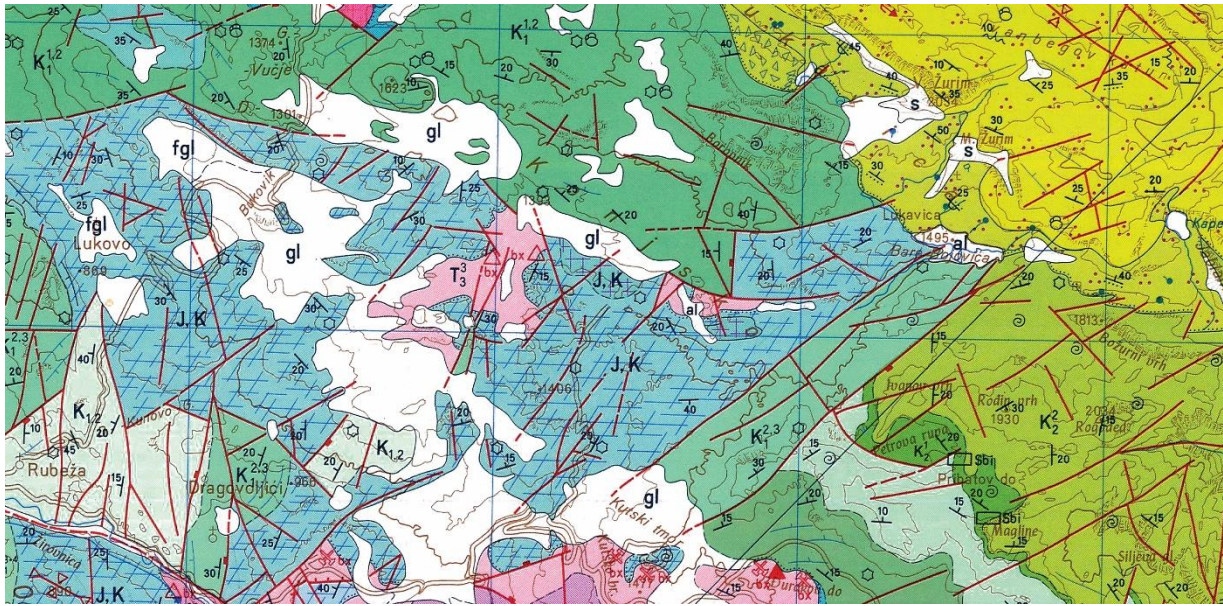
Анализа геолошких карактеристика обухвата два најзначајнија сегмента који својим квалитативним и квантитативним особинама битно одређују геоморфолошке процесе, а то су литолошки састав и тектонски склоп терена. Сем основног, одредног фактора, они у многим случајевима делују и као модификатори крашког процеса. Због свих наведених чињеница познавање геолошког састава и тектонске грађе је основни и први сегмент у анализи истраживаног простора. Геолошки састав и тектонски склоп приказани су на основу претходних геолошких истраживања.

5.1 ЛИТОЛОШКИ САСТАВ

Лукавичко-луковски крас изграђују различите карбонатне стене мезозојске (тријас и креда) и седименти квартарне старости (Калезић и сар., 1973) (Прилог 5.1).

Најстарије карбонатне стене припадају тријасу и то најмлађем делу горњег тријаса – титонски кат (Т₃). На истраживаном простору су релативно мало заступљене и то у његовом централном јужном делу, градећи терен југозападно од увале Коњско и западне делове Бојовића луке. Ове стене припадају кречњачко-доломитичној фацији и леже трансгресивно преко јурских седимената. Представљени су слојевитим сиво-беличастим или жућкастим кречњацима, а повећањем доломитичне компоненте врло брзо прелазе у банковите доломитичне кречњаке који се смењују са чистим доломитима. Дебљина ових седимената је неравномерна, у распону од 5 до 60 m, а последица је плитководног карактера титинског мора (Калезић и сар., 1973).

Западне делове истраживаног простора (Луково, Сеоца, Ивање, јужно од увале Коњско) у највећем обиму изграђују седименти доње креде (Ј,К). Од претходног геолошког члана (титон) представљају постепени прелаз и чине их кречњаци и доломитични кречњаци са прослојцима доломита, а који се бочно и вертикално смењују. Ови плитководни седименти настали местимично у ослађеној, неритској средини, имају дебљину од 150 до 180 m (Калезић и сар., 1973).



LEGENDA KARTIRANIH JEDINICA

HOLOCEN		PLEISTOCEN		DONJA KREDA		GORNJA JURA		DONJA JURA		GORNJA TRIJAS		DONJA TRIJAS		SREDNJI TRIJAS		GORNJI TRIJAS		DONJI TRIJAS		PERM	
1	s	17	xK ₂	17	xK ₂	32	J ₃	32	J ₃	48	T ₂	48	T ₂	57	T ₂	57	T ₂	58	T ₁	58	T ₁
2	d	18	K ₂	18	K ₂	33	BBJ ₁	33	BBJ ₁	49	T ₂	49	T ₂	58	T ₁	58	T ₁	59	T ₁	59	T ₁
3	al	19	K ₂₋₂	19	K ₂₋₂	34	J ₂	34	J ₂	50	a,q,T	50	a,q,T	59	P,T	59	P,T	60	P,T	60	P,T
4	t	20	K ₁	20	K ₁	35	J _{2,3}	35	J _{2,3}	51	xT ₂	51	xT ₂	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
5	gl	21	K _{1,2}	21	K _{1,2}	36	J _{2,3}	36	J _{2,3}	52	ηT ₂	52	ηT ₂	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
6	fgl	22	K ₁₋₄	22	K ₁₋₄	37	J _{2,3}	37	J _{2,3}	53	T ₁	53	T ₁	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
7		23	K ₂₋₃	23	K ₂₋₃	38	J ₁	38	J ₁	54	T ₂	54	T ₂	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
8	K ₂	24	K _{1,2}	24	K _{1,2}	39	J ₁	39	J ₁	55	T ₂	55	T ₂	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
9	K ₂	25	K ₁	25	K ₁	40	T ₃	40	T ₃	56	T ₁	56	T ₁	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
10	K ₂	26	K ₁	26	K ₁	41	T _{2,3}	41	T _{2,3}	57	T ₂	57	T ₂	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
11	K ₂	27	K ₁	27	K ₁	42	T _{2,3}	42	T _{2,3}	58	T ₁	58	T ₁	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
12	K ₂	28	J,K	28	J,K	43	T _{2,3}	43	T _{2,3}	59	T ₁	59	T ₁	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
13	K ₂	29	J,K	29	J,K	44	T _{2,3}	44	T _{2,3}	60	P,T	60	P,T	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
14	K ₂	30	J,K	30	J,K	45	T _{2,3}	45	T _{2,3}	61	P ₃	61	P ₃	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
15	K ₂	31	J,K	31	J,K	46	T _{2,3}	46	T _{2,3}	62	P ₃	62	P ₃	61	P ₃	61	P ₃	62	P ₃	62	P ₃
16	K ₂					47	T _{2,3}	47	T _{2,3}					62	P ₃	62	P ₃				

Прилог 5.1 – ОГК 1: 100 000, лист Шавник (Калезић и сар., 1970)

Централни део истраживаног простора, западно од Лукавице, Коњско и на север све до границе Лукавичко-луковског краса терен изграђују стене доње креде, валендиско-отривске старости (K_1^2). Представљени су кречњацима, доломитичним кречњаци и доломитима који се бочно и вертикално смењују. Кречњаци су беличасто сиви са честим жицама калцита (Прилог 5.2).



Прилог 5.2 - Валендиско-отривски кречњаци у ували Коњско

(Фото: М. Буровић)

Доломитични кречњаци су много чешћи од правих доломита. Ове стене таложене су у плитководној местимично ослађеној средини. Дебљина слојева овог ката износи 130 до 150 m (Калезић и сар., 1973).

Простор источно од линије Бојовића луке и Бојовића бара према јужној граници истраживаног простора изграђују стене настале у продубљеном доњекредном мору током отрива и барема (K_1^3). То су слојевити, банковити до масивни беличасти кречњаци. Доломитичних кречњака и доломита има врло мало.

Јужно од Лукова, у просторно ограниченом делу, налазе се седименти барем-алпт-алб и ценомана ($K_{1.2}$). Доњи део стуба изграђују слојевити, банковити и масивни кречњаци, док горњи глиновити и лапоровити (Калезић и сар., 1973).

Јужно од Бојовића бара и Мале Лукавице, на мањем простору заступљене су стене горње креде, туронске старости (K_3). То су банковити, дебело банковити слојевити и масивни кречњаци са дебљином банака од 1,2 до 2,5 m. Моћност туронских кречњака износи 200 до 300 m (Прилог 5.3).



Прилог 5.3 – Јако карстификовани масивни и банковити кречњаци туронске старости (K_3) – Међећа греда (1650 m н.в.), Мала Лукавица (Фото: М. Буровић)

Крајњи источни део Лукавичко-луковског краса изграђују седименти флиша горње креде (сенон) (Прилог 5.4). Ови седименти познати су и као „дурмиторски флиш“. Издвајају се две фације: лапоровито-песковита и кречњачка (Калезић и сар., 1973).



Прилог 5.4 – Сенонски (дурмиторски) флиш, Стубица (1750 т н.в.), Мала Лукавица (А - лапоровито-песковита фазија и Б – кречњачка фазија)(Фото: М. Буровић)

Највећи део Лукавице изграђују стене лапоровито-песковите фазије (T_2^1) који су настали у префлишној копненој фази. Састоји се од различитих стена (бреча, конгломерата, пешчара, песковитих кречњака, лапораца) (Прилог 5.5). На основу фауне пронађене у одломцима бреча и конглометата сматра се да они воде порекло од јурских и доњокредних седимената. Код пешчара, који заједно са лапорцима представљају најчешћи део ове серије, кварц чини 80 до 90% детритуса. Глинци руменкасто сиве боје састављени су од финог глиновитог материјала са кварцом (Калезић и сар., 1973).



*Прилог 5.5 – Лапоровито-глиновита фација горње креде (сенон) у Лукавици
(Фото: М. Буровић)*

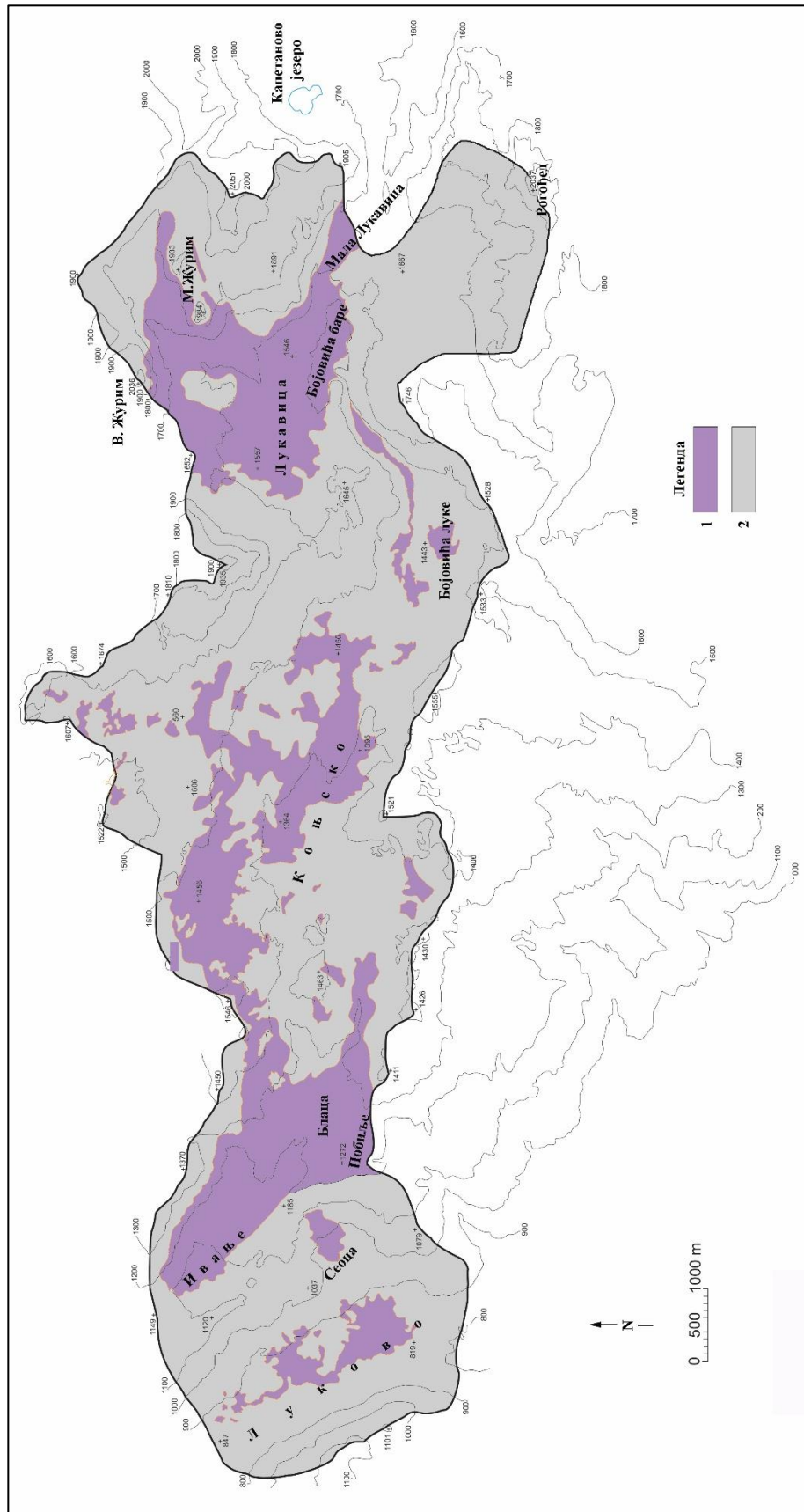
Кречњачка фација сенонског флиша обухвата највише делове истраживаног простора који прелазе 2000 m н.в. Обухвата простор од Великог и Малог Журима до границе развођа према Капетановом језеру. Садржај калцијум карбоната у кречњацима је преко 90%, а врло често садрже и рожначке кврге (Прилог 5.6). Стене сенонског флиша (лапоровито-песковите и кречњачке фације) представљају врло значајан фактор у продукцији глацијалног материјала и каснијем засипању, као и на развој крашког процеса Лукавичко-луковског краса.



*Прилог 5.6 - Кречњачка фација сенонског флиша, северне падине Малог Журима
(Фото: М. Буровић)*

У досадашњим научним студијама предмет истраживања био је и утврђивање врсти и простирања кватарних седимената (Прилог 5.1). Међутим, како он није био примарни задатак, тако је и прецизност ових истраживања мање детаљана од очекиване и потребне за ову врсту истраживања. Од кавартарних седимената издвојени су: сипари, алувијални, флувио-гласијални и гласијални седименти (Прилог 5.7). Детаљна генетска анализа седимената и обим њиховог простирања биће приказана у одељку о генетским типовима рељефа.

Тек са израдом синтезне карте покривености краса седиментима (Прилог 5.8) добила се реална слика о обиму и просторним односима. Као критеријум за одређивање покривености краса узете су површине на којима на више од 50 m² се не види откривени кречњак.



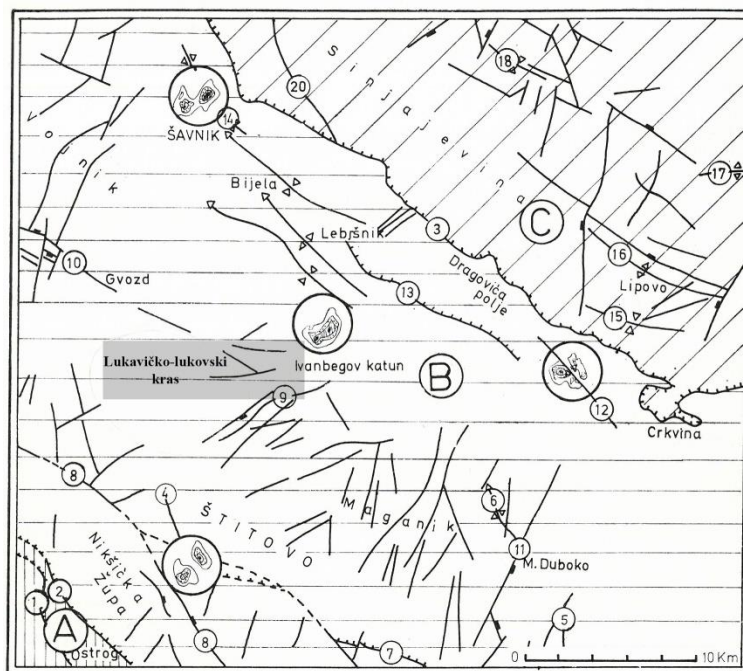
Прилог 5.8 - Карта покривености крaса.

Легенда: 1 – седименти, 2 – откривени кречњак

5.2 СТРУКТУРНЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

Лукавичко-луковски крас у регионално геолошком смислу припада спољашњим Динаридима (Прилог 5.9). Према једној од бројних геотектонских рејонизација Динарида (Бешић, 1948) овај простор припада Кучкој тектонској јединици. Налази се између тектонске јединице Старе Црне Горе на југозападу и Дурмиторске тектонске јединице на североистоку. Ова тектонска јединица има динарски правац пружања од северозапада ка југоистоку.

На истраживаном простору није утврђено постојање значајнијих и већих структурних елемената као што су антиклинале, синклинале, навлаке и сл. Од раседа, који су морфоструктурно значајни, издваја се меридијански расед јужно од Боровника дуж којег је дошло до спуштања западног блока и тиме дефинисана источна граница увале Коњско. Раседи дуж којих није дошло до вертикалних померања ограничавају са свих страна Боровник у виду троугла (Калезић и сар., 1973). Други утврђени раседи на овом истраживаном простору немају морфоструктурни значај, па с тог аспекта нису релевантни за планирана геоморфолошка истраживања.



Прилог 5.9 – Прегледна тектонска карта

*A – тектонска јединица Старе Црне Горе, B - Кучка тектонска јединица,
C – Дурмиторска тектонска јединица (Калезић и сар., 1973)*

6 ГЕОМОРФОЛОШКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

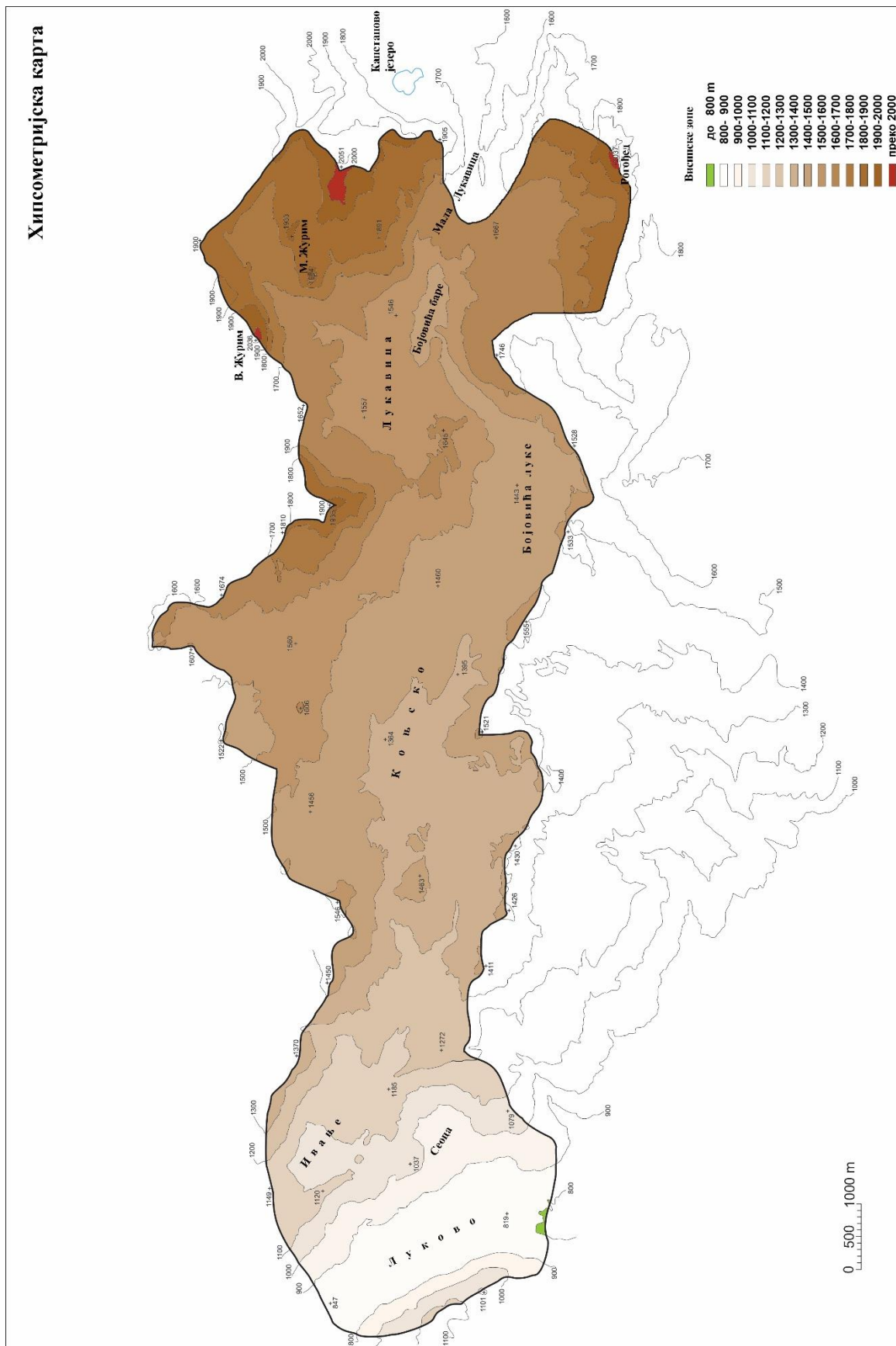
Анализа рељефних елемената Лукавичко-луковског краса показала је да на овом истраживаном простору постоје различити генетски типови рељефа, а који су настали и развијали се у различитим временским периодима. Облици који су настали у прошлости и који су се развијали у другачијим физичко-географским условима припадају групи палео облика. Облици који се данас изграђују и чије стварање се може непосредно осматрати представљају другу групу облика – савремени или рецентни облици.

Различите врсте карбонатних стена које преовладавају у грађи овог простора представљале су, а и данас представљају, фактор који одређује врсту геоморфолошког процеса. Међутим, значајне климатске промене током квартара доводиле су до значајних температурних промена и условиле су појаву глацијалних и крионивационих процеса на овом простору. То значи да је у појединим фазама развоја Лукавичко-луковског краса (или његовим деловима) без обзира на одговарајућу геолошку основу, процес хемијског растварања стена био смењен, у већем или мањем износу, другим мофрогенетским процесима, а пре свега ерозијом леда (глацијација), снега и ниских температура (крионивациони).

Геолошка грађа и климатски услови одредили су основне морфогенетске процесе на овом простору. Како је највећи део терена изграђен од карбонатних стена, то су доминантни крашки облици. У делу Лукавице који је изграђен од пешчарско-лапоровитих стена доминантни су флувијали, односно флувио-денудациони облици. У највишим деловима преовладавају облици настали колувијалним и крионивационим процесом. Из претходног периода развоја у рељефу су очувани глацијални облици.

6.1 ХИПСОМЕТРИЈСКЕ КАРАКТЕРИСТИКЕ

На основу квантитативне анализе рељефа Лукавичко-луковског краса утврђене су хипсометријске карактеристике овог истраживаног простора (Прилог 6.1). Укупна површина Лукавичко-луковског краса износи 54,02 km² (Табела 6.1). На основу извршене хипсометријске анализе утврђено је да је најзаступљенија висинска зона од 1300 до 1600 m н.в. Управо ова висинска зона одговара и поклапа се са висином старе површи која је очувана у највећем делу планинског крашког простора Црне Горе.

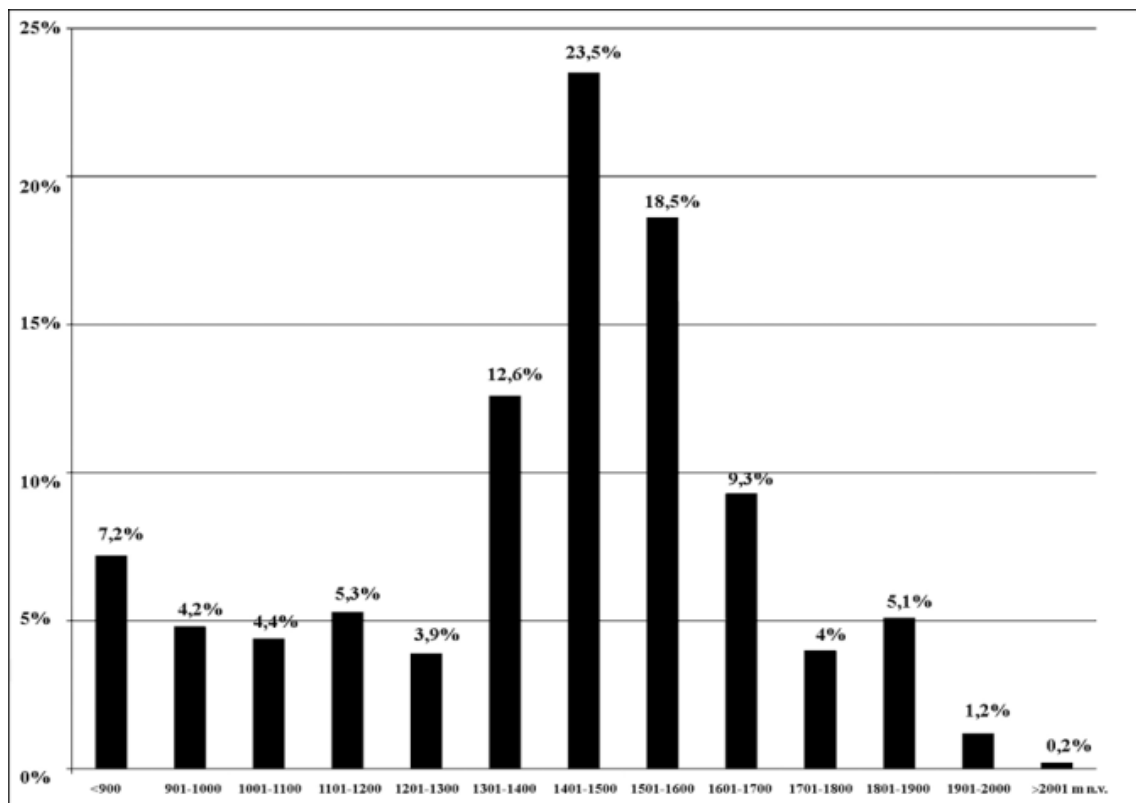


Прилог 6.1 - Хипсометријска карта

Табела 6.1 - Хипсометријске карактеристике Лукавичко-луковског краса

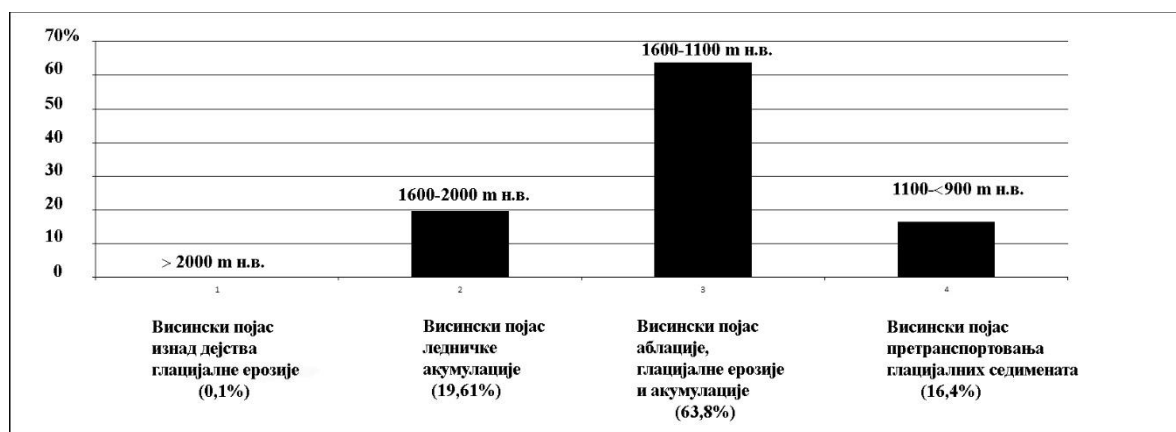
Висински појасеви	Површина	Процентуална заступљеност
мање од 900 м н.в.	3,87 km ²	7,2
901-1000 м н.в.	2,57 km ²	4,8
1001-1100 м н.в.	2,38 km ²	4,4
1101-1200 м н.в.	2,88 km ²	5,3
1201-1300 м н.в.	2,10 km ²	3,9
1301-1400 м н.в.	6,77 km ²	12,6
1401-1500 м н.в.	12,73 km ²	23,5
1501-1600 м н.в.	10,00 km ²	18,5
1601-1700 м н.в.	5,01 km ²	9,3
1701-1800 м н.в.	2,14 km ²	4,0
1801-1900 м н.в.	2,78 km ²	5,1
1901-2000 м н.в.	0,68 km ²	1,2
преко 2000 м н.в.	0,11 km ²	0,2
Укупно:	54,02 km ²	100%

Осим статистичког прегледа висинских зона (Прилог 6.2) за боље разумевање геоморфолошких процеса који су се одвијали на овом простору значајно је издвајање висинских појасева према доминантној општој морфогенетској припадности.



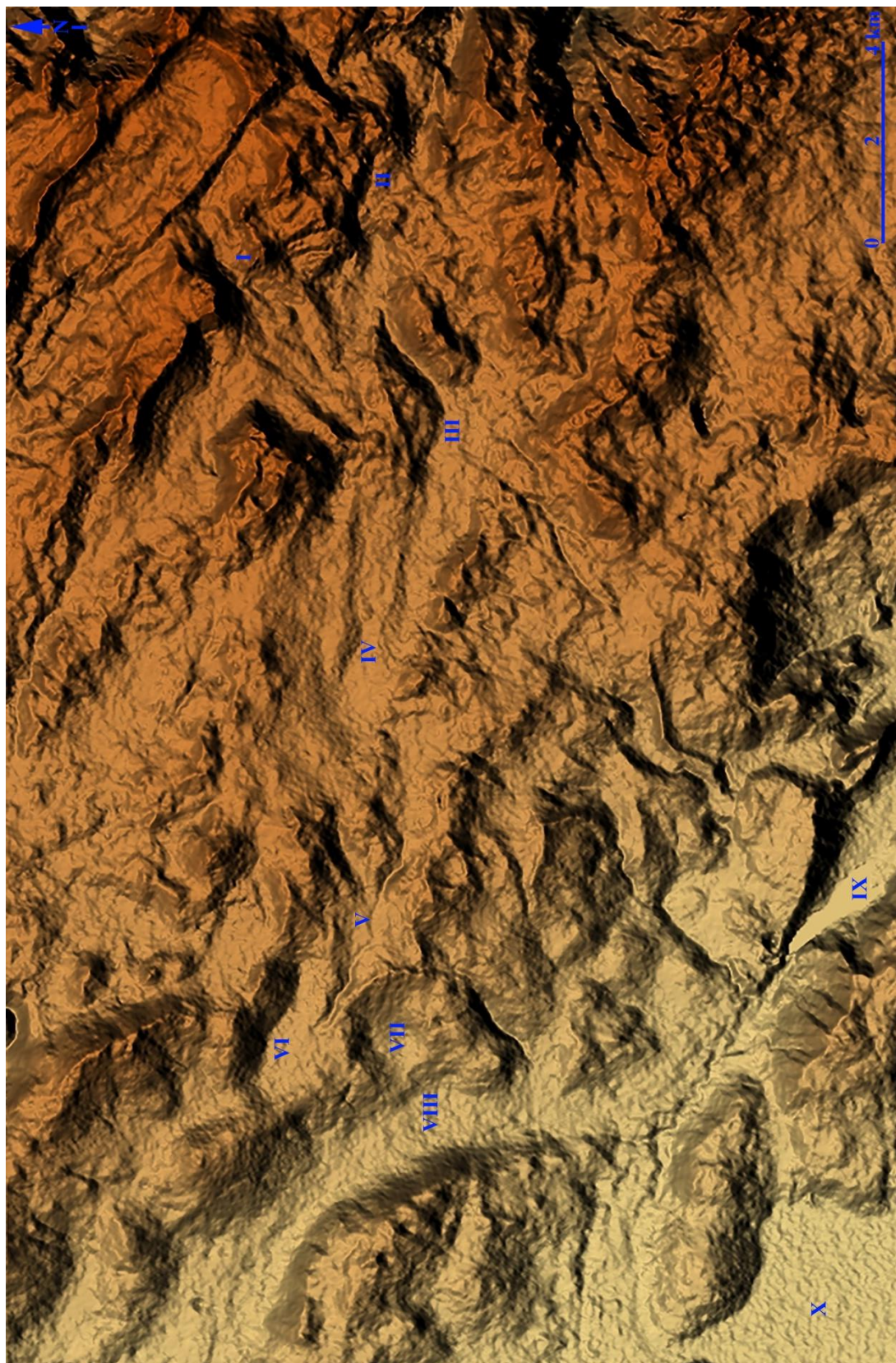
Прилог 6.2 – Заступљеност висинских појасева

На основу извршене хипсометријске анализе види се да само мали део површине истраживаног простора прелази висине преко 2000 m н.в. (0,11 km² или 0,2%). У овом висинском појасу није било глацијалне ерозије, јер се ниже не вршила акумулација леда. Ове површине обухватају највише делове узвишења, односно врхове. Висински појас од 1600 до 2000 m н.в. заузима 10,61 km² или 19,6% територије. Овај појас значајан је зато што је током плеистоцена представљао зону ледничке акумулације. Ниже ове зоне налази се висински појас од 1600 до 1100 m н.в. који је у плеистоцену представљао зону аблације, односно простор на коме се одвијало кретање ледника и ледничка ерозија. Овај висински појас (од 1600 до 1100 m н.в.) заузима 34,5 km² или 63,8 % Лукавичко-луковског краса. Висински појас испод 1100 m н.в. представља зону у којој се вршило претранспортивање и акумулација глацијаног материјала (флувиоглацијални седименти) и има површину од 8,82 km² или 16,4 % (Прилог 6.3).



Прилог 6.3 – Висински појаси према генетској припадности Лукавичко-луковског краса

Просторни односи морфолошких целина Лукавичко-луковског краса приказани су и на тродимензионалном моделу рељефа, као једном од најсавременијих и најсликовитих начина приказа рељефа (Прилог 6.4).



Прилог 6.4 – Тродимензионални модел рељефа

(I – Мали Журим, II – Лукавица, III – Бојовића лука, IV – Коњско, V – Блаца, VI – поље Ивање, VII – Сеоца, VIII – Луковско поље, IX – долина Грачанице, X – Никшићко поље)

6.2 КРАШКИ ОБЛИЦИ

Бројност, разноврсност и величина простора на којима су развијени крашки облици рељефа одређени су распрострањењем и врстом карбонатне подлоге као и морфогенетским процесима који се одвијају на карбонатној основи, а нису везани за процес хемијске ерозије (флувијални, колувијални, крионивациони, глацијални и сл.). Просторним и временским преклапањем крашког процеса са другим морфогенетским процесима као и сменом једних процеса другим у Лукавичко-луковском красу створена је врло сложена крашка морфологија. У рељефу овог простора од крашких облика проучене су различите врсте шкрапа и вртача, а од најкрупнијих облика увале и поља са специфичном еволуцијом која је резултат смене или преклапања различитих морфогенетских процеса са крашким процесом.

На ширем простору Морачких планина истражен је већи број врло значајних спелеолошких објеката дубине од 400 до преко 1100 m (Vujić, 1994, 1999; Mašlanka, 2008; Dvořák, 2011; Furtak, 2012; Adamec et al., 2013; Dvořák and Baldík, 2013; Królewicz, 2013-2017; Otava and Baldík, 2013; Dvořák, 2014; Šimiček and Kahle, 2015). Из тих разлога очекивало се да ће се и на простору Лукавичко-луковског краса пронаћи већи број спелеолошких објеката завидних димензија. Међутим, током геоморфолошких проучавања глацијалних и крашких површинских облика у највишем делу овог простора нису уочени улазни делови спелеолошких објеката. Ово се посебно односи на просторе који су били изложени директној ерозији глацијалног процеса, а простори засути глацијалним материјалом, због природе самог процеса, немају отворене улазне делове подземних система.

6.2.1 Шкрапе

Шкрапе се јављају углавном на голим површинама изграђеним од најчистијих кречњака. Без обзира на преовлађујућу заступљеност карбонатних стена у Лукавичко-луковском красу шкрапе не представљају доминантан крашки облик овог простора. У деловима који су обрасли вегетацијом знатан утицај има биогени процес кореновог система дрвећа и жбуња на формирање шкрапа. Шкрапе се јављају у свим висинама и није уочена њихова висинска зоналност. У највишим деловима делимично је ограничена распрострањеност шкрапа што је последица неповољне геолошке грађе, а не смањеног интензитета крашког процеса. У деловима истраживаног простора чија је основа изграђена од карбонатних стена, а прекирвене су различитим седиментима изостаје појава шкрапа. Извршена је анализа најрепрезентативнијих шкрапа са најзначајнијих локација.

Најизразитије шкрапе формиране су у банковитим и масивним горњокредним кречњацима туронске старости. Могу се уочити у јужном делу Мале Лукавице где је читав голи кречњачки простор без вегетације, лево и десно од пута за Капетаново језеро, избраздан бројним шкрапама (Прилог 6.5). Сличних карактеристика су и у кречњацима валендинско–отривске старости Боровника (1935 m н.в.).



*Прилог 6.5 – Шкрапе у масивним туронским кречњацима,
Међеђа греда (1600 m н.в.)(Фото: М. Ђуровић)*

На косим и благим странама шкрапе су кратке, испресецане пукотинама, које деле кречњаке у мање блокове. На вертикалним и косим падинама шкрапе се јављају у виду паралелних низова, од одсека до подножја и на дужини од неколико метара. Њихова распрострањеност ограничена је појавом већих површина земљишта које прекривају кречњачку површину и ограничавају њихово стварање.

У западним деловима Лукавичко-луковског краса који су изграђени од седимената доње јуре због већег доломитичног удела у кречњацима стеновита површина је ситно издробљена и без шкрапа.

6.2.2 Вртаче

На простору Лукавичко-луковског краса постоји велики број вртача које се разликују по величини, висини на којој се налазе, различитом утицају модификатора крашког процеса и сл. Сем класичних вртача насталих хемијским растварањем кречњака, као посебан тип вртача издвајају се: структурне, алувијалне и вртаче у моренском материјалу.

6.2.2.1 Структурне вртаче

На ширем простору између Малог Журима, Живаљеве главе, Илијиног врха (2051 m н.в.) постоји већи број структурних вртача (Прилог 6.6). Оне се налазе у висинској зони од 1800 до 1900 m н.в. Терен је изгарђен од кречњака Дурмиторског флиша који припадају карбонатној фацији. Због мале количине нерастворљивог материјала као и непостојања савремених акумулативних процеса, кречњачка подлога је у највећој мери откривена, гола. Распаднути материјал локално прекрива кречњачку површину у малој дебљини. На терену се добро уочавају кречњачки слојеви, њихов правац и нагиб. Генерално они су орјентисани ка северозападу, а падају под углом од око 30°. Овакви структурни услови довели су до формирања бројних стеновитих вртача на чијим странама се најбоље могу уочити структурне карактеристике кречњака у којима су формиране. Како је процес стварања вртача још у примарној фази то је и изглед вртача у највећој мери одређен структурним карактеристикама кречњачке подлоге. Вртаче имају асиметричан профил. Стрма страна налази се на челу слоја. Стране су стеновите, док је дно испуњено крупним блоковима, који су локално транспортовани са страна вртача. У прошлости ово је био простор на којем је деловао глацијални процес, а проучене вртаче могле су се формирати тек након повлачења ледника.



*Прилог 6.6 – Структурне вртаче на јужним падинама
Живаљеве главе – 1933 т н.в. (Фото: М. Ђуровић)*

6.2.2.2 Вртаче у моренском материјалу

У зависности од дебљине и величине простора који покрива моренски материјал вртаче изграђене у њему имају различите димензије.

Мале вртаче су формиране у изолованим мањим плитким партијама глацијалног материјала, какав је случај у појединим деловима увале Коњско. Најчешће је груписано неколико вртача које су округле, пречника 3 до 4 m и дубине 1 до 2 m. Стране и дно су прекривени земљиштем и обрасле густом травном вегетацијом. Врло често представљају места понирања воде која се слива са околног простора. Матична кречњачка подлога нигде није видљива. Груписаност вртача указује да су оне настале у плитком моренском материјалу који прекрива веће пукотине у кречњацима кроз које вода наставља даље понирање (Прилог 6.7).



Прилог 6.7 – Мале вртаче у моренском материјалу у ували Коњско

(Фото: М. Буровић)

Велике вртаче у моренском материјалу најбројније су у средишњем делу Лукавичко-луковског краса у ували Блаца (Прилог 6.8). Оне припадају морфолошком типу карличастих вртача настале трансформацијом брежуљкастих морена. Налазе се на око 1220 m н.в. Округлог су до овалног облика, пречника око 50 m. Дно је равно, обрасло густом травном вегетацијом или се користи за ратарску производњу. Стране вртача имају нагиб од око 30° обрасле су вегетацијом из које вири велики број мањих или већих кречњачких блокова. Настанак ових вртача условљен је примарном акумулацијом глацијалног материјала, односно гребенима и удубљењима у брежуљкастим моренама. Ова примарна улегнућа представљају локалне дренажне системе са чијих страна се слива вода која транспортује најфиније честице и тиме заравњује дно. Доспевши до карбонатне подлоге вода понире и наставља даље отицање кроз кречњаке.



*Прилог 6.8 – Велике карличасте вртаче у материјалу брежуљкастих морена, Блаца
(Фото: М. Буровић)*

6.2.2.3 Алувијалне вртаче

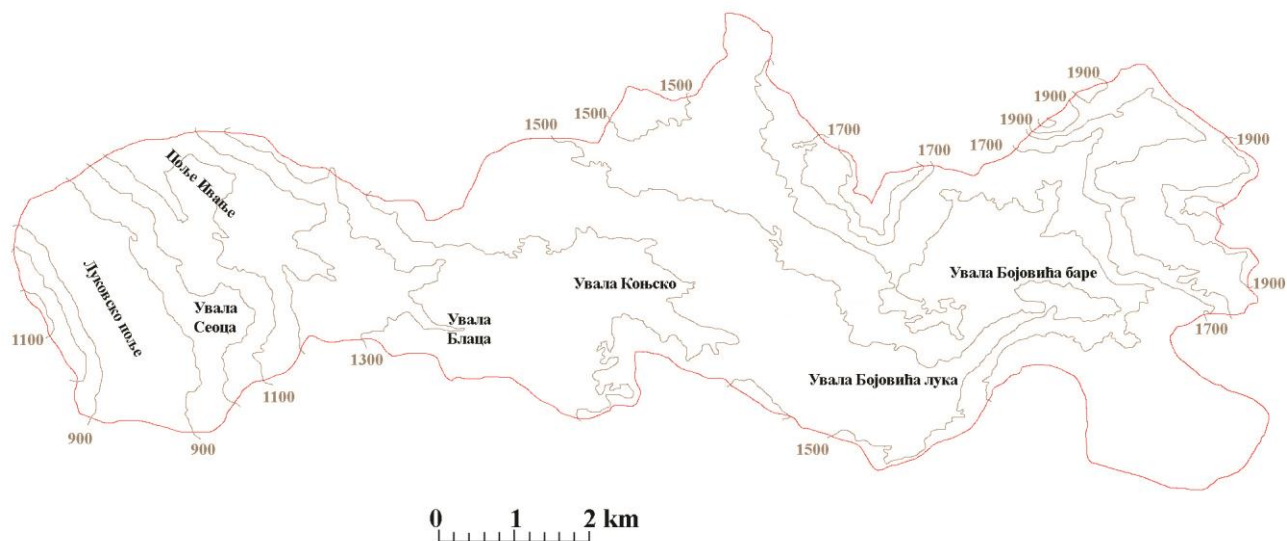
Ове вртача изграђене су у алувијалном материјалу који је настао акумулацијом токова у увалама Бојовића баре и Бојовића лука. Оне представљају напуштене поноре. Због релативно мале дебљине алувијалних седимената долази до честих померања понора проузрокаваних отварањем нових. Ове вртаче – напуштени понори, пречника су 2 до 3 m, дубине око 1 m. Стране и дна су од алувијалних седимената. Најчешће су округластог облика, а уколико је очувано корито понорског тока могу бити и издужене. Груписане су најнижим деловима увала, у понорској зони. Због различитог времена престанка понирања воде, облик вртача је различито очуван од једва видљивих улегнућа обраслих травом, до вртача са откривеним алувијалним и земљишним материјалом на странама и дну. Налазе се на висини од око 1490 m н.в. (Бојовића баре) и 1425 m н.в. (Бојовића лука) (Прилог 6.9).



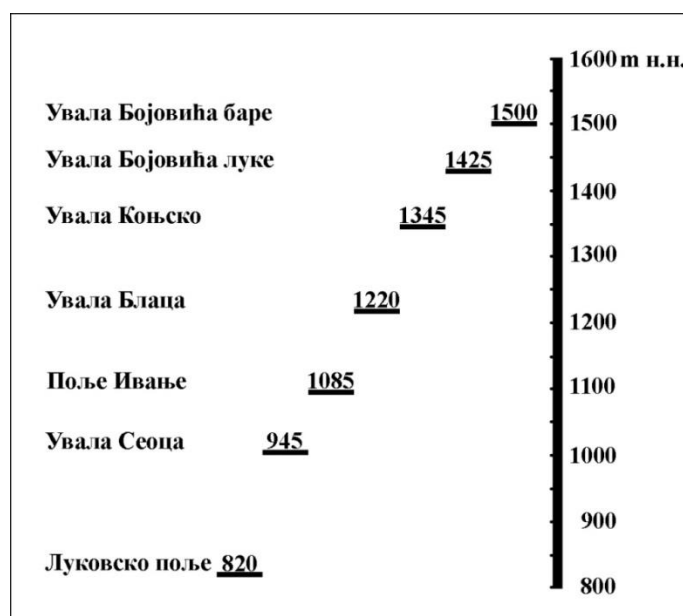
*Прилог 6.9 – Алувијалне вртаче, напуштени понори, Бојовића лука
(Фото: М. Ђуровић)*

6.2.3 Увале

На простору Лукавичко-луковског краса у рељефу су очувани трагови старе долине која се пружа у правцу исток - запад. На овом правцу су се током квартара смењивали различити геоморфолошки процеси: флувијални, крашки, глацијални, поново флувијални и савремени крашки. Сваки од ових процеса је ову долину морфолошки изменио и у рељефу оставио трагове карактеристичне за тај процес. Тако да данас на простору ове долине постоје очувани облици флувијалног, глацијалног и крашког рељефа. Крашки процес, као најмлађи процес који данас делује, пре моделирао је предходне облике рељефа у крашке и дао савремени изглед рељефа. Зато се на простору ове старе долине данас налази 5 степеничато поређаних увала. То су: Бојовића баре, Бојовића лука, Коњско, Блаца и Сеоца (Прилог 6.10). Оне се налазе у висинској зони од 550 m, односно између 1500 m н.в. на истоку, до 945 m н.в. на западу (Прилог 6.11). Ове увале међусобно се разликују по величини, хидрологији, начину настанка, еволуцији, морфолошким траговима утицаја флувијалног и глацијалног процеса и сл.



Прилог 6.10 – Положај увала и поља у Лукавичко-луковском крају

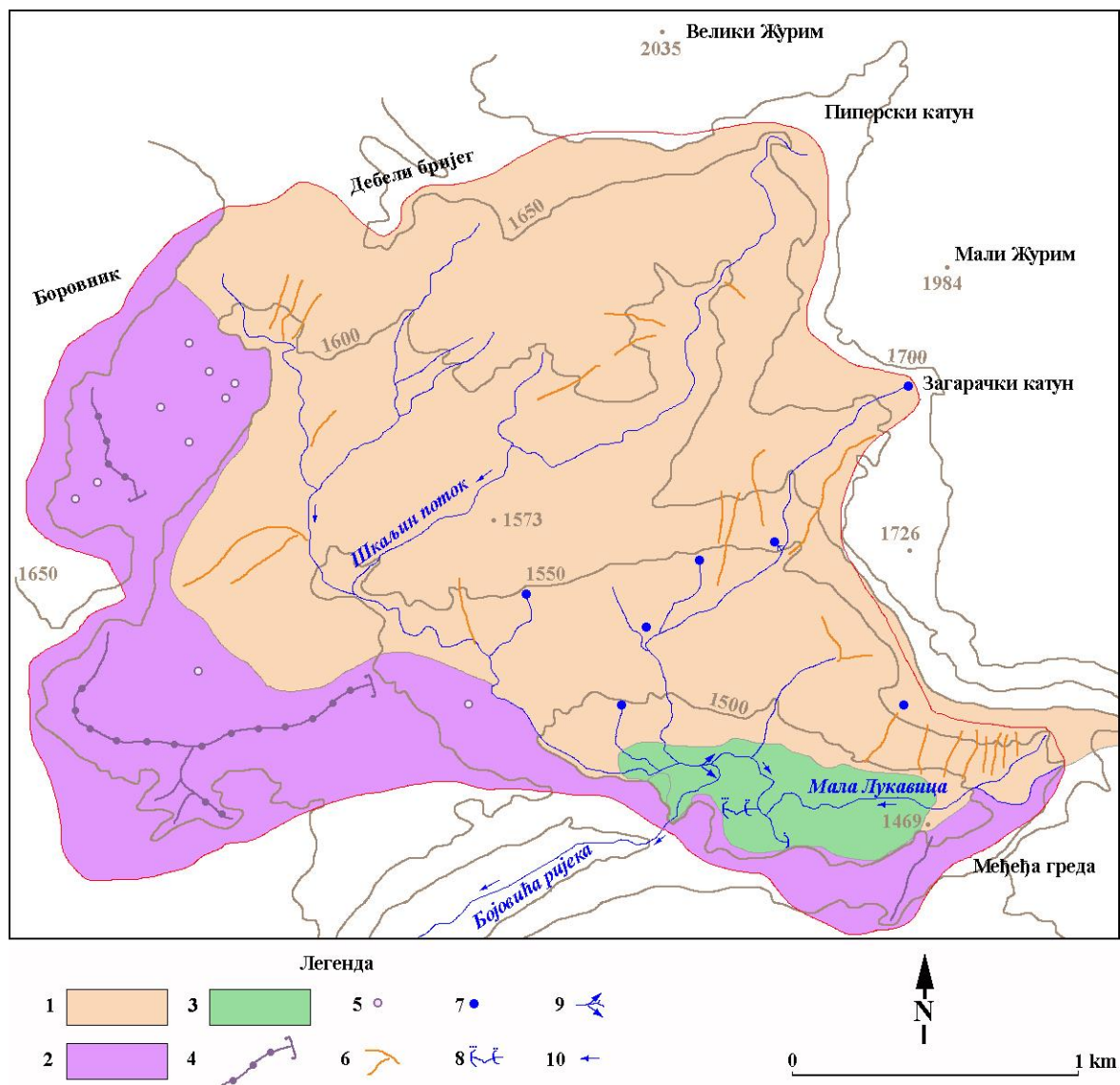


Прилог 6.11 – Висинско зонирање увала и поља Лукавичко-луковског краја

6.2.3.1 Увала Бојовића баре

Увала Бојовића баре налази се у највишем западном делу овог крашког простора (Прилог 6.12). Дно увале одређено је изохипсом од 1500 m н.в. врло уравњено са малим висинским денивелацијама. Издужено је у правцу северозапад - југоисток (динарски правац).

Састоји се од уравњеног и седиментима засутог дна и морфолошки слабо дефинисаних страна које се постепено издижу од дна.



Прилог 6.12 – Увала Бојовића бар

Легенда: 1 – некарбонатна основа, 2 – кречњаки, 3 – вртаче на дну сувих долина, 4 – вртача, 5 – јаруге, 7 – извор, 8 – сукцесивни понори, 9 – локална бифуркација, 10 – правац тока

Увала има површину од 5,1 km² од тога је површина дна 0,5 km². Она припада групи контактних увала, јер је формирана на контакту лапоровито-песковите фазије сенонског флиша и банковитих до масивних отривско-баремских кречњака. Током еволуције увале смењивали су се глацијални, флувијални и крашки процеси. У последњој глацијалној фази

развоја на простору Бојовића бара спајали су се ледник из Мале Лукавице и Пиперски и Загарачки ледник у висини савременог обода увале. По повлачењу ледника на његовом некадашњем дну започиње флувијални процес. На вододрживој основи у северном и североисточни делу дна, флувијални процес је далеко интензивнији, него што је у јужном кречњачком делу. Због тога је у некадашњем дну валова изграђено амфитеатрално удубљење (увала), које је речним коритом отворено само ка југозападу. После усецања увале од 30 до 50 m, у јужном кречњачком ободу откривају се водопроходне пукотине у којима пониру површински токови.

У зависности од водостаја Шкаљиног потока (извориште Бојовића ријеке) у ували Бојовића бара долази до појаве повремене локалне бифуркације. Минималне воде Шкаљиног потока површински отичу ка Бојовића луци, а при максималном водостају део вода се прелива преко врло ниског развођа и отичу ка току Мале Лукавице, где заједно пониру у више сукцесивних понора (Прилог 6.13). Ова хидролошка карактеристика (понори на контакту са кречњацима), као и суве долине формиране по ободу овом простору дају одлике крашког терена.

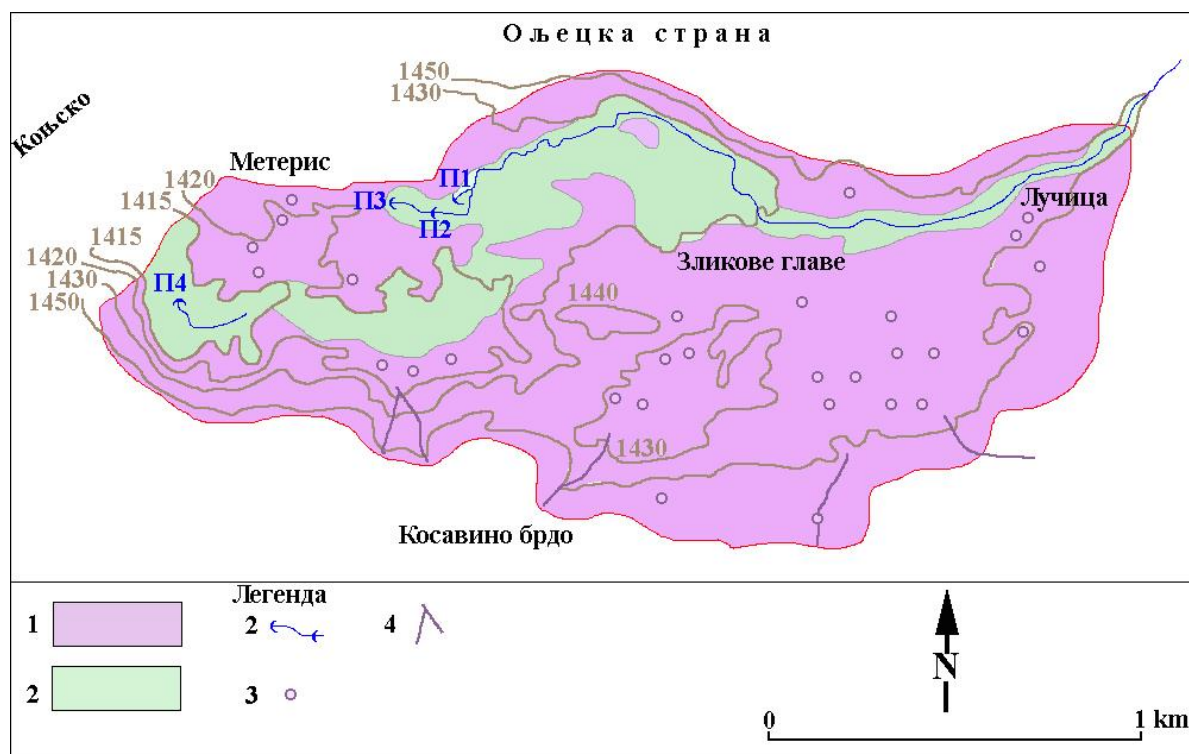


Прилог 6.13 – Увала Бојовића баре (Фото: М. Ђуровић)

Периодично пресушивање Бојовића ријеке утиче на смањење односно, прекид усецања корита низводно до увале, на простору клисуре Лучица. Прекид усецања корита у клисури и континуирано засипање увале доводи до засипања и постепеног издизања њеног дна. То има за последицу преливање вода током поводња из једног водотока у други и стварања локалне бифуркације.

6.2.3.2 Увала Бојовића лука

Ниже увале Бојовића бара, у већ споменутој старој долини, налази се увала Бојовића лука (Прилог 6.14). Увала је динарског правца пружања, дужине 2,5 km и просечне ширине 0,8 km.



Прилог 6.14 – Увала Бојовића лука

Легенда: 1 – кречњаџи, 2 – алувијални седименти, 3 – суксецивни понори, 4 – вртаче
5 – суве долине

У најнижем делу увале налазе се степеничасто поређани понори у којима се губе периодичне воде Бојовића ријеке. Најнижи део дна је издужен, везан је за корито Бојовића ријеке, налази се на висини од око 1425 m н.в. и засут је алувијалним седиментима. Изнад

њега је виши стеновити ниво који је на 5 до 10 m р.в. На њему постоји већи број вртача и делимично је обрастао травном вегетацијом. Он представља дно старе долине које је преобликовано последњим глацијалним процесом.

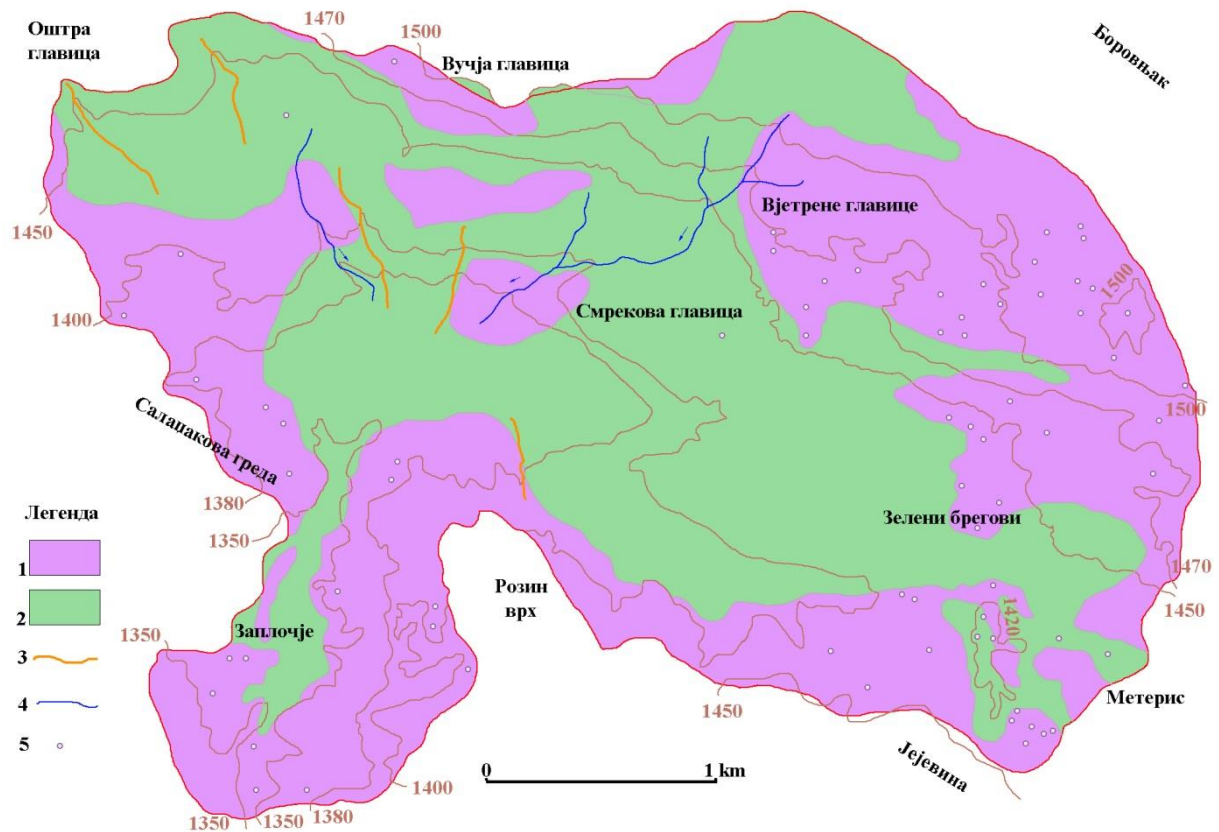
Ово је плитка увала, јер је њена дубина свега 5 до 10 m у односу на дно старе долине. Од ниже увале Коњско увала Бојовића луке је одвојена једва приметним прегибом, ширине неколико стотина метара. На њему се налази неодређено развође између увале Бојовића луке и увале Коњско. Ово развође изграђено је од алувијалних седимената Бојовића ријеке, које је исталожила на путу ка нижој ували Коњско. Прегиб представља крајњу тачку докле допире савремени ток Бојовића ријеке. Вода која се локално дренира на прегибу формира краће периодичне токове, а који нису у вези са Бојовића ријеком. Ове воде понире у неколико алувијалних понора, који се налазе на прегибу.

Увала Бојовића луке представља трансформисани део плеистоценог валова ледника који се кретао централним делом Лукавичко-лукавског краса, а између Ољецких страна (1539 m н.в.) на северу, Јејевине (1555 m н.в.) и Косавиног брда (1533 m н.в.) на југу. По повлачењу ледника глацијални процес замењује флувијална ерозија Бојовића ријеке. У дно постојећег валова усеца се плитка и широка долина, која се крашким процесом трансформише у увалу.

6.2.3.3 Увала Коњско

Увала Коњско је широко и врло плитко крашко удубљење неправилног облика. Формирана је на високој преквартарној флувио-денудационој површи. Површ је различитим геоморфолошким процесима, као и због неједнаке отпорности основе, изгубила примарну заравњеност. Ободни гребени изграђени су од чврстих, масивних и банковитих кречњака, док је средишњи део изграђен од доломитичних стена. То је условило већу еродибилност средишњег дела у односу на ободне. Због тога се релативна висина постепено повећава од средишњег дела ка ободу. Разлику још више потенцира различита отпорност ових стена на хемијску ерозију. У чистим кречњацима ободног дела ерозија се преноси у унутрашњост, чиме је ефекат снижавања површине знатно редуциран. Због већег степена вододржљивости код доломита доминира површинска ерозија воде, што има за последицу веће снижавање површине у односу на основу изграђену од кречњачка. Од средњег плеистоцена на овом простору смењује се глацијални и флувијални процес (глацијали и интерглацијали периоди) што додатно повећава висинске разлике средишњег и ободног дела. Премоделирана глацијалним процесом и каснијим флувијалним, површ представља основу на којој је

формиран савремени облик рељефа – увала Коњско. Увала је у динарском правцу дуга 4 km, а у правцу североисток-југозапад 2,7 km има површину од 8 km². Најнижа тачка налази се у плиткој издуженој вртачи на крајњем јужном делу увале на простору Заплочја на 1345 m н.в. (Прилог 6.15).



Прилог 6.15 – Увала Коњско

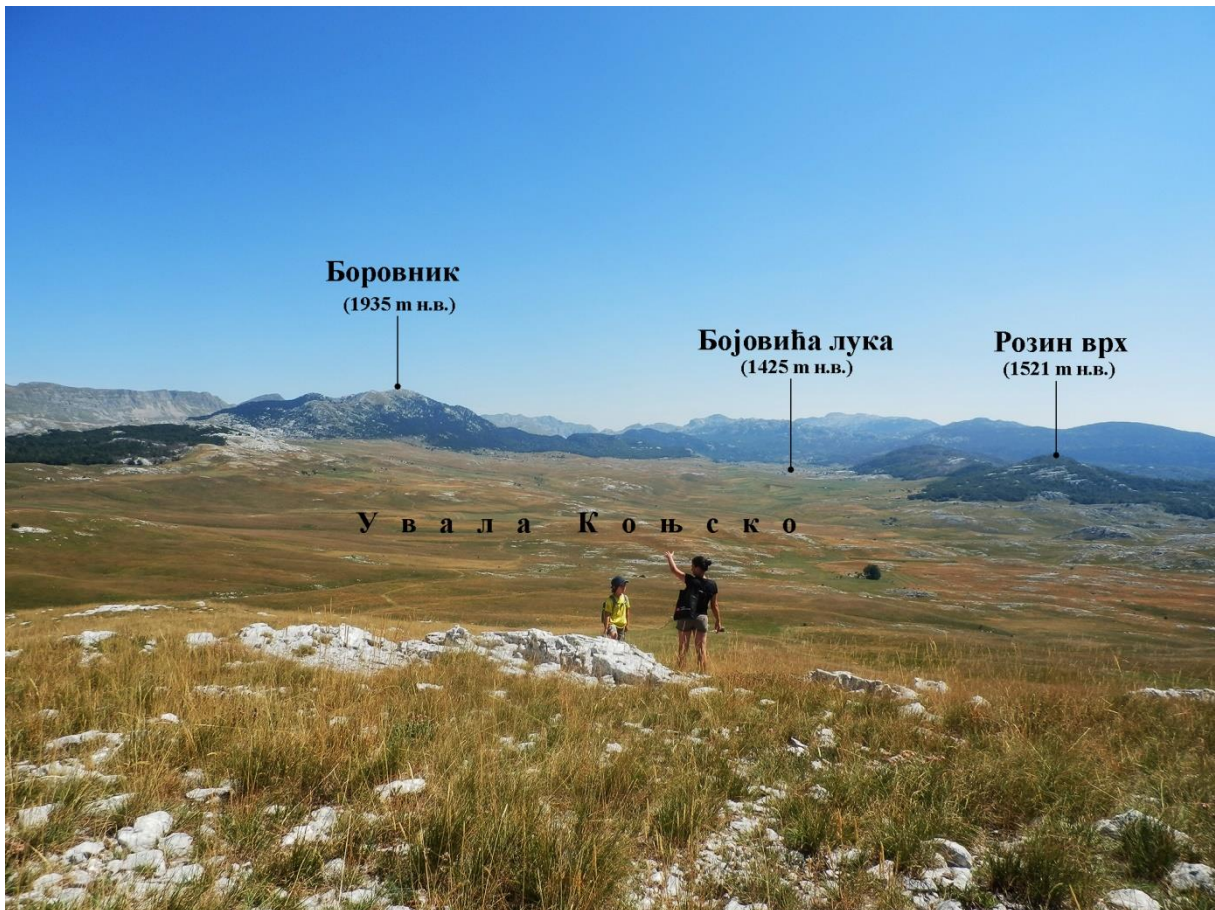
Легенда: 1 – откритвени крас, 2 – засути крас, 3 - жаруга, 4 – периодични ток, 5 - вртача

Увала Коњско дефинисана је развођем које се пружа преко узвишења и ниских прегиба различитог геолошког састава. Од увале Бојовића луке одваја је већ описан једва приметан прегиб изграђен од алувијалних седимената 1 m р.в. а који је на 1414 m н.в. У источном делу граница иде преко високог кречњачког узвишења Боровник (1935 m н.в.) који је од средишњег дела увале (1395 m н.в.) виши за 540 m р.в. (Прилог 6.16). Даље на северозапад развође се спушта и прелази преко широког кречњачког превоја Влашког брда (1674 m н.в.) и Јаредића долава, где је у односу на средишњи део увале више за 205 m. Преко високог кречњачког Шишмана (1593 m н.в.) и Ђурковог брда (1546 m н.в.) развође се спушта на ниски превој. Основу превоја чине кречњаци, налази се на истој висини као и средишњи

део увале, односно на 1395 m н.в. Према југу развође се пружа преко кречњачке основе, пење на Салацикову греду (1412 m н.в.) и спушта у Заплочје где је и најнижа тачка увале.

На откривеним хоризонталним кречњачким површинама средишњег дела увале формиране су бројне вртаче различитих облика и димензија. У вишим деловима увале вртаче су већег обима и дубине. То је највероватније последица различитог трајања и интензитета крашког процеса, јер су формиране у кречњацима сличних петролошких карактеристика.

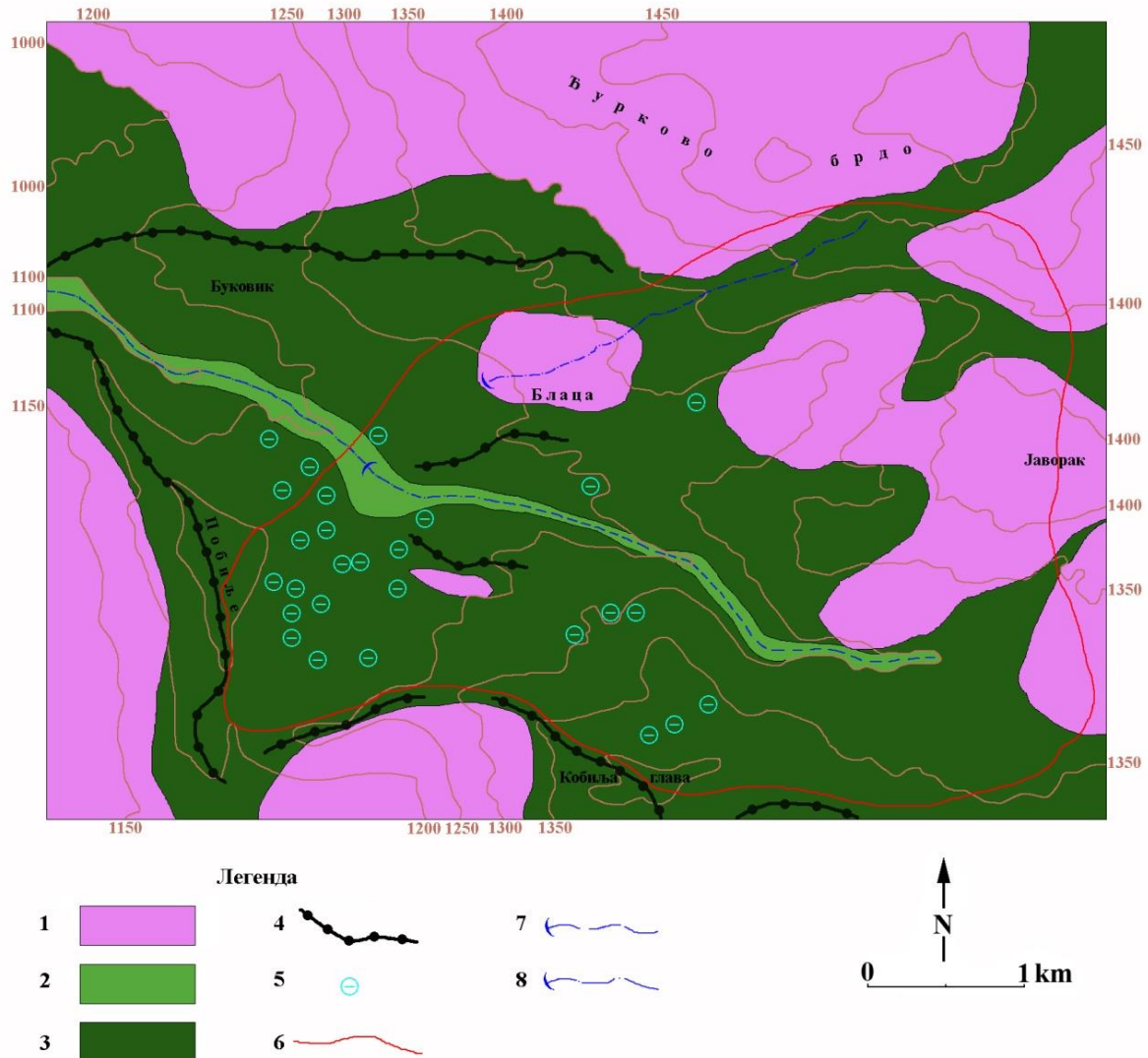
На северним падинама увале које су прекривене глацијалним материјалом постоји неколико плитких и кратких корита којима воде теку само у кратком периоду топљења снега. У средишњем, најнижем делу увале постоје бројни бунари у алувијалним седиментима које је највероватније исталожила Бојовића ријека пре него што је понирањем у Бојовића луци скраћен ток. Без обзира на постојање плитке издани не постоје површински токови. На основу елемената флувио-денудационе ерозије (корита и јаруге) реконструисан је правац површинског отицања вода у прекрашкој флувијалној фази ове увале. Ободни део увале представљао је изворишну челенку већег броја водотокова који због развоја крашког процеса данас више не постоје. Они су се у средишњем делу спајали у јединствен ток са Бојовића ријеком пре него што је почела да понире у Бојовића луци. Овај водоток се уском и дугом, данас карстификованом сувом долином, кретао преко Заплочја и отицо према југу ка данашњој реци Грачаници.



Прилог 6.16 – Увала Коњско, поглед ка источном делу
(Фото: П. Ђуровић)

6.2.3.4 Увала Блаца

Увала Блаца налази се у средишњем делу Лукавичко-луковског краса. Неправилног округлог облика чије је дно на 1230 m н.в. Са севера је затворена кречњачким Ђурковим брдом који се издиже око 300 m изнад њеног дна. Од увале Коњско одваја је широки голи кречњачки превој Јаворак који је од њеног дна виши 230 m. Јужну и југозападну страну увале чини моренски материјал. Он је у виду чеоне морене изградио јужно развође (локалитет Побиле) према сливу Грачанице, док ивична морена представља њено југозападно развође, према нижој ували Сеоца. На северозападу према пољу Ивање увала је отворена долином повремениг Буковског потока (Прилог 6.17).



Прилог 6.17 – Увала Блаца

Легенда: 1 – кречњаџи; 2 – флувио-глатијални материјал; 3 – моренски материјал; 4 – гребен морене; 5 – вртаче у моренском материјалу; 6 – граница увале; 7 – повремени ток; 8 – периодични ток

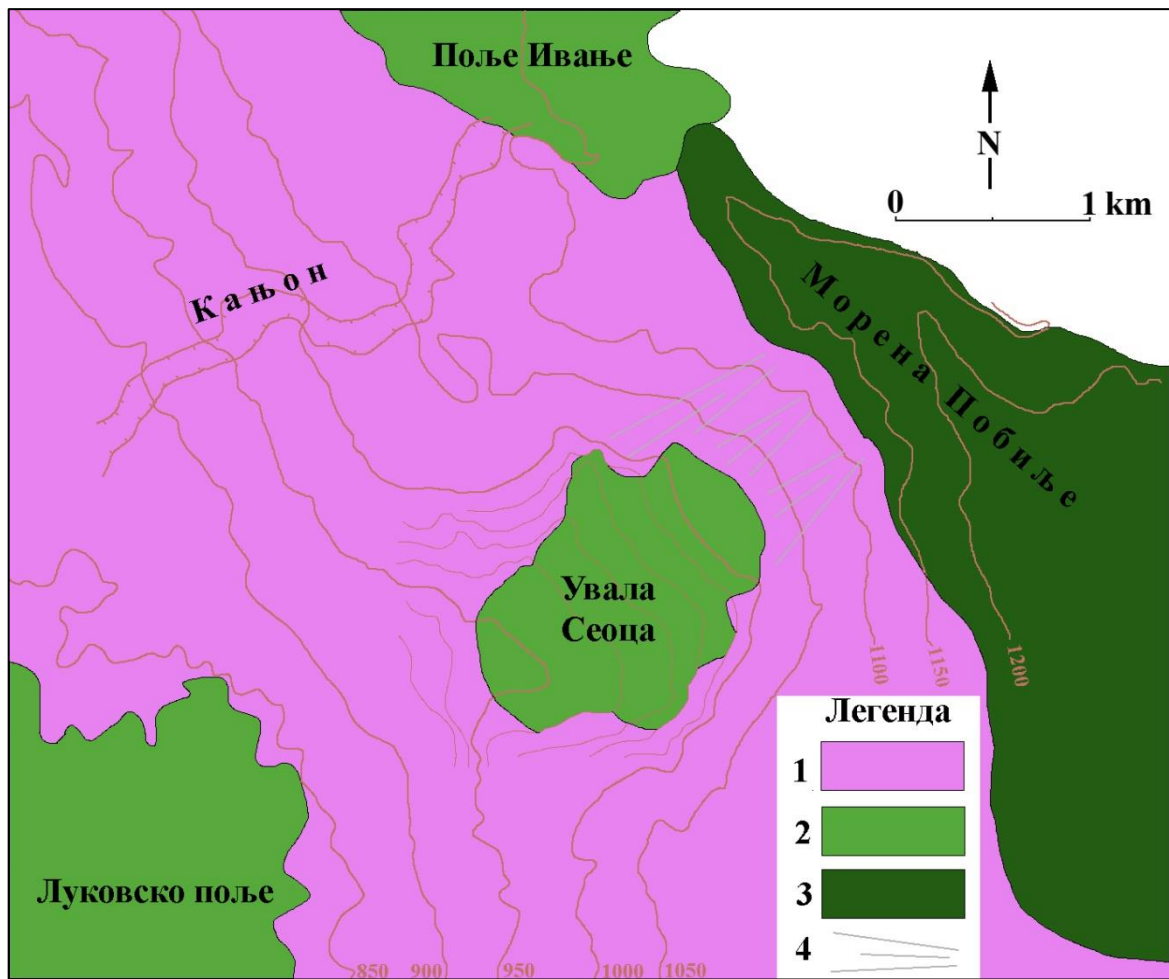
Блаца представља крашку увалу без обзира на њену отвореност ка северозападу. Према грађи ово је сложен облик, јер је једним делом формиран на кречњачкој основи, док је другим делом на моренским акумулацијама. Централним делом доминира уска и плитка долина Буковског потока. Северно од ње налази се неколико сувих, плитких долина усечених у карбонатној основи. Јужно од ње је простор са великим бројем вртача различите величине, а који имају заједничку карактеристику да су све изграђене у моренском материјалу, који припада групи брежуљкастих морена (Sharp, 1949; Johnson et al., 1995). Овај

тип морена досада није обрађиван у литератури везаној за плеистоценску глацијалну морфологију планина Црне Горе, те ће са тог аспекта бити посебно обрађене у поглављу 7 *Плеистоценска глацијација*. Увала Блаца представља почетну форму у изградњи крашке увале, али и поред тога садржи све морфолошко-хидролошке карактеристике које је сврставају у увалу.

Настанак овог облика у знатној мери се разликује од претходно анализираних облика. Њене северне падине представљају стране плеистоценског валова које су изграђене од кречњака и данас су карстификоване. Источна страна представља дно плеистоценског валова, уравњена је и карстификована. Јужна страна је у преглацијалном периоду била широко отворена према долини Сувог дола, односно нижој долини Грачанице. Приликом стадијалног повлачења ледник се завршавао на простору данашњег јужног и југозападног обода увале, где је од гребена чеоне и ивичне морене формирано свремено јужно развође увале Блаца. Због тога се овај део петролошки знатно разликује од осталог голог кречњачког простора, јер га изграђује моренски материјал.

6.2.3.5 Увала Сеоца

Увала Сеоца налази се на простору између два поља: вишег Ивање и нижег Луково. Дно увале је благог елипсастиг облика. Издужено је у правцу североисток – југозапад у дужини од 935 m, са висином дна од 1030 до 945 m н.в. Ширина увале у динарском правцу је мања и износи 535 m, што значи да не прати основну динарску структуру (северозапад-југоисток). Дно увале је нагнуто у правцу дуже осе. Јужни, западни и северни обод увале изграђују титонско-валендинско-отривски масивни слојевити доломити, док највиши североисточни обод представља падине најстарије плеистоценске морене (Побиље) (Прилог 6.18). Специфичност ове увале је велика висинска денивелација дна од 85 m, као и потпуна засутост шљунковитим материјалом. Овај материјал је грубо заобљен и настао је ерозијом јужног обода морене која се налази на простору између увале Сеоца и поља Ивање. Због тога читаво дно увале има изглед велике акумулативне лепезе. Она се простира до најнижег дела увале где је кречњачким појасом одвојена од нижег поља Луково.



Прилог 6.18 – Увала Сеоца

Легенда: 1 – кречњаци, 2 – претранспортовани моренски материјал, 3 – моренски материјал, 4 – зона транспорта моренског материјала

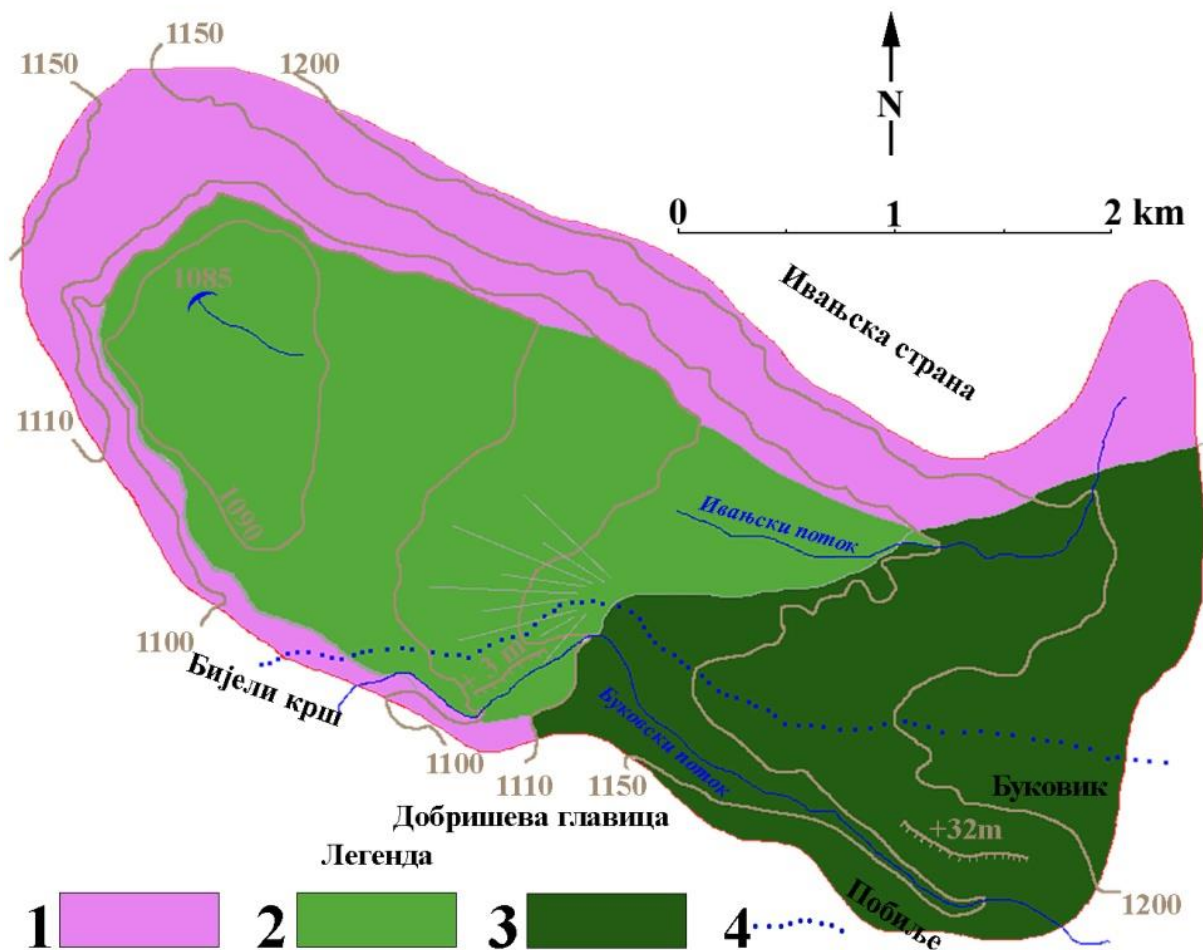
6.2.4 Поља

6.2.4.1 Поље Ивање

Поље Ивање је највише поље у Лукавичко-луковском красу и има динарски правац пружања (Прилог 6.19). Дужина дна поља, од крајњег и најнижег северозападног дела, па до чеоне морене у југоисточном делу, износи 1,3 km. Највећа ширина је 1 km, односно поље има површину од око 1 km². Дно изграђују шљунковито-песковити седименти које је у пољу депоновао Буковски поток пробијањем чеоне морене у југоисточном делу поља. Дно поља нагнуто је од југоистока ка северозападу, где је и најмања висина од 1085 m н.в. Стране поља нагло се издижу, тако да је граница између њих и дна поља врло јасна, сем у југоисточном

делу. Обод поља, осим југоисточног дела, састављен је од титонско-валендинско-отривски масивних слојевитих доломита.

Југоисточна граница поља из преглацијалног периода је неодређена, јер је тај део поља прекривен чеоном мореном. О засипању поља глацијалним материјалом биће говора у посебном поглављу.



Прилог 6.19 - Геоморфолошка карта поља Ивање

Легенда: 1 – кречњаци, 2 – флувио-гласијални материјал, 3 – моренски материјал,
4 – развође Буковског и Ивањског потока

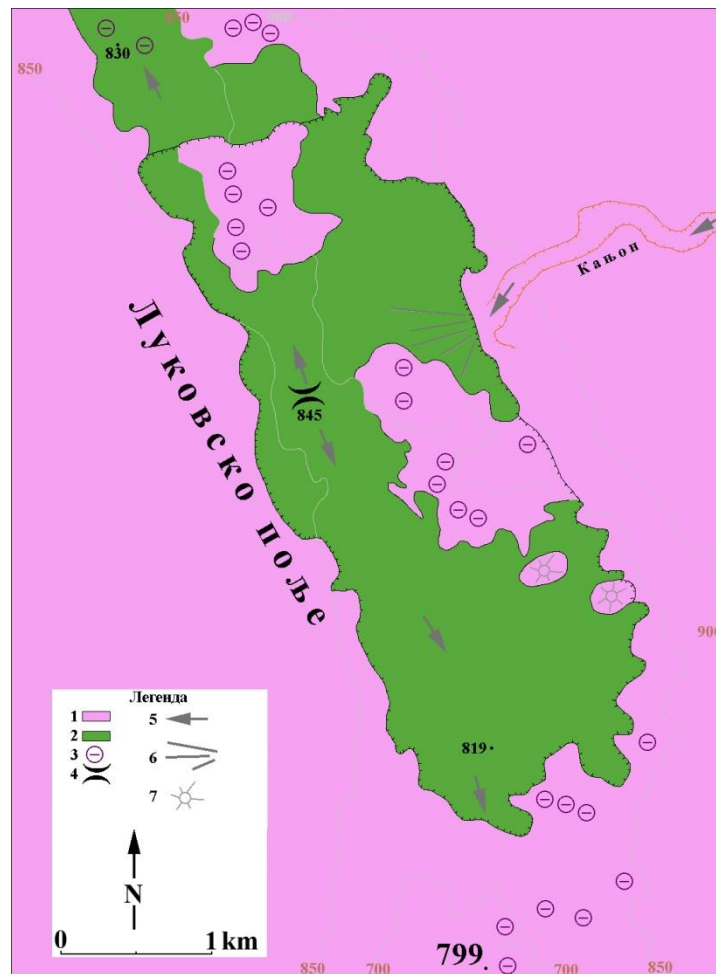
Површинска крашка хидрографија поља је слабо очувана. У пољу не постоје извори ни врела. Од водотока постоје два повремена тока. Преко уравњеног дна поља повремено протичу Буковски и Ивањски поток. Буковски поток има транзитни карактер и кратко протиче само крајњим јужним делом поља и отиче кањоном ка нижем Луковском пољу. Овим уским кањоном поље Ивање је отворено ка Луковском пољу. Ивањски поток формира

се на североисточним падинама овог поља. Некада је отицао до најнижег дела, а данас се појављује изузетно, само у узводном делу. У најнижем делу поља повремено долази до краткотрајног ујезеравања воде која се губи у алувијалном понору.

6.2.4.2 Луковско поље

Луковско поље је најнижи и највећи површински крашки облик Лукавичко-луковског краса (Прилог 6.20). Има динарски правац пружања у дужини од 3 km. Ширина поља је неуједначена, у средишњем делу је највећа и износи од 0,8 до 0,9 km, док је у периферним деловима око 0,3 km. Поље са југозапада ограђује високи кречњачки гребен Бијела греда, са североистока Брезово брдо – Добришка глава. Североисточни гребен пресечен је кањоном који је представљао хидролошку везу између Луковског поља и вишег поља Ивање. Највећа морфолошка специфичност је отвореност поља ка нижим крашким облицима у правцу севера и југа. У тим деловима границу поља не чине високи кречњачки гребени већ ниске једва приметне преседлине формиране нешто изнад висине акумулативне равни поља. Најнижи део поља је заравњен и прекривен флувиоглацијалним материјалом дебљине више десетина метара. Изнад дна у средишњем и северозападном делу уочавају се остаци заравни које су истог петролошког састава као и ободни делови поља (титонско-валендинско-отриски масивни и слојевити доломити). Хоризонтална површина заравни омогућила је да се у њима формирају мање вртаче. У југоисточном делу засипањем простора између мањих делова заравни формирана су два ниска хума.

У пољу изостају хидролошке појаве, не постоје ни врела ни понори. Све атмосфериле које се излуче на овом простору нестају у шљунковитом материјалу дна поља или кроз вртаче на заравнима. У пољу нема очуваних трагова флувијалне ерозије, сем споменутог кањона. Хидролошка активност кањона и његов настанак везана су за физичко-географске услове који су били у прошлости, када је услед отапања ледника количина воде која је површински отицала била неупоредиво већа него данас. Значај кањона огледа се у томе што се кроз њега вршио транспорт флувиоглацијалног материјала из виших делова ка најнижем делу Лукавичко-луковског краса, односно из поља Ивање у Луковско поље.



Прилог 6.20 - Луковско поље

Легенда: 1 – кречњаџи, 2 – флувио-глатијални материјал, 3 – вртаче, 4 – превој у средишњем делу поља, 5 – правац засипања, 6 – плавина, 7 - хум

6.3 ФЛУВИЈАЛНИ И ФЛУВИО – ДЕНУДАЦИОНИ ОБЛИЦИ

На простору Лукавичко-луковског краса постоје разноврсни облици флувијалног процеса. Од падина Великог и Малог Журима на истоку, па до најнижег дела на западу (Луковско поље) у рељефу се уочава различита флувијална морфологија и водотоци. Засутост кречњачке подлоге вододрживим песковито-шљунковитим седиментима као и велика количина воде настала отапањем ледника омогућили су формирање мањих, али бројних сталних и периодичних водотока.

6.3.1 Бојовића баре

За ободне делове увале Бојовића баре (простор Лукавице), који су изграђени од лапоровито-песковите фације сенонског флиша, везано је постојање сталних водених токова. Вододржљива геолошка основа омогућава површинско отицање атмосферилија и формирње речне мреже. У овом делу формирано је извориште речног тока Бојовића ријеке. Састоји се из 3 изворишна дела: Шкаљин поток, Турска каменица и Мала Лукавица.



Прилог 6.21 – Добро очувана речна тераса од 25 m р.в. на десној страни Шкаљиног потока, Бојовића баре (Фото: М. Ђуровић)

Шкаљин поток настаје у северном делу обода увале Бојовића баре (Пиперски катун). Ток се формира у највећој мери од површинског сливања сочнице, те због тога има периодични карактер. У низводном, западном делу, главном току притиче са простора Дебелог бријега (1652 m н.в.) водоток сличних карактеристика који заједно у најнижем делу увале Бојовића баре формирају стални ток. Ови токови усекли су долине, а постојање речне терасе од 25 m р.в. указује на вишефазност усецања. Након усецања терасе (Прилог 6.21) започиње изградња савремене долине која има „V“ попречни профил. На дну Бојовића бара

долази до раздвајања тока Шкаљиног потока. Један део вода наставља да тече ка југозападу кроз сутеску ка Бојовића луци, док део високих вода наставља да тече ка југоистоку, где после спајања са током Мале Лукавице пониру у најнижем делу дна увале.

Ток Мале Лукавице (назван по истоименом локалитету) формиран је источно од увале Бојовића баре у простору плеистоценског цирка Мала Лукавица. Овај ток чине један периодични (јужни) и један стални (северни) ток, настао од неколико јачих извора у подножју гребена Стубица на око 1700 m н.в. По изласку из плеистоценског валова водотоци се стрмо спуштају ка дну увале Бојовића баре где на контакту са кречњацима пониру. Због уравниности дна дебелим слојем земље токови меандрирају, а има појава плитких одсечених меандара. Вода понире у неколико понора који се сукцесивно померају у зависности од водостаја у потоку. Највиши је у западном делу дна испод кречњачког стеновитог одсека (Прилог 6.22), док су најнижи у јужном делу дна увале и представљени су алувијалним понорима. У овом делу дна увале приметан је велики број алувијалних вртача које представљају некадашње поноре, а које су функцију понора изгубиле због меандрирања тока (пресецање меандра) и отварања нових понора. Део водотока Шкаљин поток (Бојовића ријека), који не понире у ували Бојовића баре наставља преко Лучица ток ка нижој ували Бојовића лука.



*Прилог 6.22 – Сукцесивни понори у западном делу дна увале Бојовића баре
(Фото: М. Ђуровић)*

6.3.2 Лучица и Бојовића лука

По изласку из увале Бојовића баре Бојовића ријека усекла је око 4 km дугу клисуру. По локалитету засеока ова клисура носи истоимени назив Лучица. Усецање клисуре извршено је у некадашњем дну валова којим се кретао ледник. Дно валова налази се на 15 m изнад савременог корита Бојовића ријеке и може се пратити све до Бојовића луке (Прилог 6.23).



*Прилог 6.23 – Остаци дна валова у којем је усечено корито Бојовића ријеке
(Фото: М. Ђуровић)*

У горњем делу клисуре речно корито има неусаглашен профил. Постоје бројни брзаци, еворсионски лонци (Прилог 6.24), а у једном делу је и водопад висине 8 m (прилог 6.25)



Прилог 6.24 – Еворсион лонац у долини Бојовића ријеке (Фото: М. Ђуровић)



Прилог 6.25 - Водопад на Бојовића ријеци (Фото: П. Ђуровић)

Усецање клисуре Лучице одвијала се у неколико фаза, на шта указује речна тераса усечена у акумулативном речном материјалу. То значи да је после првобитног усецања клисуре због одређених промена у сливу, дошло је до повећане акумулације флувијалног материјала и издизања дна корита. Наредне промене у сливу условиле су да речни ток започне одношење акумулираног речног материјала и поновно усецање корита реке у некадшњу алувијалну раван. Резултат тога је формирање речне терасе усечене у акумулативном материјалу 7 m р.в. (Прилог 6.26)



*Прилог 6.26 - Речна тераса са леве стране Бојовића ријеке
(Фото: М. Ђуровић)*

По уласку у Бојовића луку долина се постепено шири и прелази у плитку увалу. Од флувијалне морфологије очувано је плитко речно корито које је прибијено уз северни обод увале. После понирања воде у неколико сукцесивних понора (Прилог 6.27) Бојовића ријеке потпуно нестаје као и речно корито. У наставку према нижој ували Коњско у рељефу нема очуваних елемената флувијалне морфологије.



Прилог 6.27 – Плитко корито уз северни обод увале Бојовића луке са сукцесивним понорима на крају (Фото: М. Буровић)

6.3.3 Коњско

У овој ували не постоје стални водотоци, а о повременом површинском сливању воде са северних падина може се закључити на основу неколико плитких јаруга усечених у глацијалном материјалу. Површинско задржавање воде уочено је једино код вртача чија дна су прекривена глиновитим седиментима и тако претворене у вододрживе басене (Прилог 6.28).



*Прилог 6.28 – Плитка вртача у ували Коњско испуњена водом
(Фото: М. Ђуровић)*

6.3.4 Буковик

Данашњи ток Буковског потока настаје површинским сливањем воде која настаје отапањем снега (сочнице), а знатно мање кише. Извориште ове реке, на основу очуване флувијалне морфологије и ретког периодичног отицања воде, одређено је да се налази на око 1300 m н.в., на локалитету Граби доли (Прилог 6.29). У средишњем делу тока (локалитет Блаца) поток је усекао врло плитку долину. Главном току притицао је повремени поток који се формира сливањем воде са јужних падина Ђурковог брда на око 1450 m н.в. У најнижем делу Блаца овај водоток се данас у потпуности губи у акумулативном материјалу. Основу читавог овог простора представља моренски материјал који је делимично и локално претранспортован наведеним потоцима. Низводно, кроз кратку клисуру, Буковски поток врло ретко тече према пољу Ивање. На основу вегетације која је у знатној мери обрасла корито потока и несметано у њему расте може се закључити да овим коритом вода није у значајнијем обиму текла у више деценијском периоду.



*Прилог 6.29 – Блаце, савремено извориште Буковског потока
(Фото: М. Ђуровић)*

6.3.5 Ивање

У пољу Ивање постојала су два већа водотока која су усекла одређене флувијалне облике. На простору између Буковика и дна поља Ивање налази се краћа клисура дужине око 1,5 km и дубине око 50 m. Ова клисура указује на постојање великог несклада између савремене ерозивне снаге Буковског потока (у дужем вишегодишњем периоду корито је суво) и флувијалних облика које је он изградио. То се пре свега односи на димензије клисуре, као и на постојање речне терасе на њеној десној долинској страни. Интезивно вишефазно усецање клисуре не може се везати за интезитет савремене флувијалне ерозије Буковског потока, већ за интезитет који је имао знатно већи ерозивни потенцијал у односу на данашњи. Због повећаног протицаја на простору Буковика, речни ток је пресекао чело морене и у њему усекао долину. У наредној фази развоја вертикално усецање потока замењује се бочном ерозијом и проширевањем долинског дна. Поновним обнављањем вертикалног ерозивног

процеса река се усеца у широко долиноско дно формирајући речну терасу висине од 32 m (Прилог 6.30).



Прилог 6.30 – Речна тераса од 32 m p.v. на десној долиноској страни Буковског потока
(Фото: М. Ђуровић)

Седименти терасе представљени су заобљеним шљунковитим и песковитим материјалом различите величине. Уочава се сортираност материјала и његова смена по величини. Овај преттранспортовани моренски материјал је добро заобљен и таложен у различитим величинама фракција што указује на промене интензитета ерозије Буковског потока. У појединим деловима овај материјал је везан карбонатним цементом (Прилог 6.31). По изгледу ови конгломерати имају сличности са конгломератима у долини реке Мораче. На местима интензивног спирања из основне масе конгломерата штрче отпорнији делови у виду конгломератичних испупчења.



*Прилог 6.31 – Седименти и конгломерати на профилу терасе
(Фото: М. Ђуровић)*

У низводном делу, у пољу Ивање, речно корито је усечено у крајњи ободни, јужни део поља, из кога врло брзо излази и пружа се у правцу ка нижем Луковском пољу. У кратком делу кроз поље Ивање, са десне стране корита, уочава се речна тераса 3 m р.в., усечена у акумулативном материјалу. Ова тераса се може пратити дуж читавог корита од његовог уласка у поље до изласка. Највишим делом терасе пружа се развође између тока Буковског потока и тока Ивањског потока (Прилог 6.19). Развође је широко и на терену доста тешко уочљиво. Пресецањем чеоне морене и транспортом моренског материјала долази до засипања и издизања дна поља, а поновним усецањем формира се терасе од 3 m. Тиме је створено савремено развође на дну поља између Буковског и Ивањског потока.

На основу анализе која је вршена дуж читавог корита, током различитих периода у години, као и спроведене анкете код локалног становништва, може се закључити да коритом Буковског потока вода изузетно ретко тече. Водоток се не формира чак ни у пролећном периоду топљења снега (Прилог 6.32), а евентуално краткотрајно отицање воде може се везати за екстремне летње пљускове. Само у горњем делу, на простору Буковика, краткотрајно се формира слаби повремени ток после пролећног отапања снега.



*Прилог 6.32 – Суво корито Буковског потока у пролећном периоду у пољу Ивање
(Фото: М. Ђуровић)*

Други ток који се налази на простору поља Ивање је Ивањски поток (Прилог 6.33). Он је текао од североисточних обронака поља, кроз централни део све до најнижег дела поља. Данас нема забележеног периода његовог активног тока. Доказ да је у овом делу поља Ивање постојао наведени поток је очувано корито усечено у шљунковитом материјалу. У изузетно ретким приликама, које су вишегодишњег периода, после екстремних падавина кроз корито може доћи до краткотрајног сливања воде. Корито се може пратити на дужини од око 300 m, ширине је 5 до 7 m, а дубине 2 до 3 m. У правцу најнижег дела поља (северозапад) корито је све плиће да би убрзо потпуно нестало са топографске површине.



Прилог 6.33 – Остаци корита Ивањског потока у средишњем делу поља
(Фото: М. Буровић)

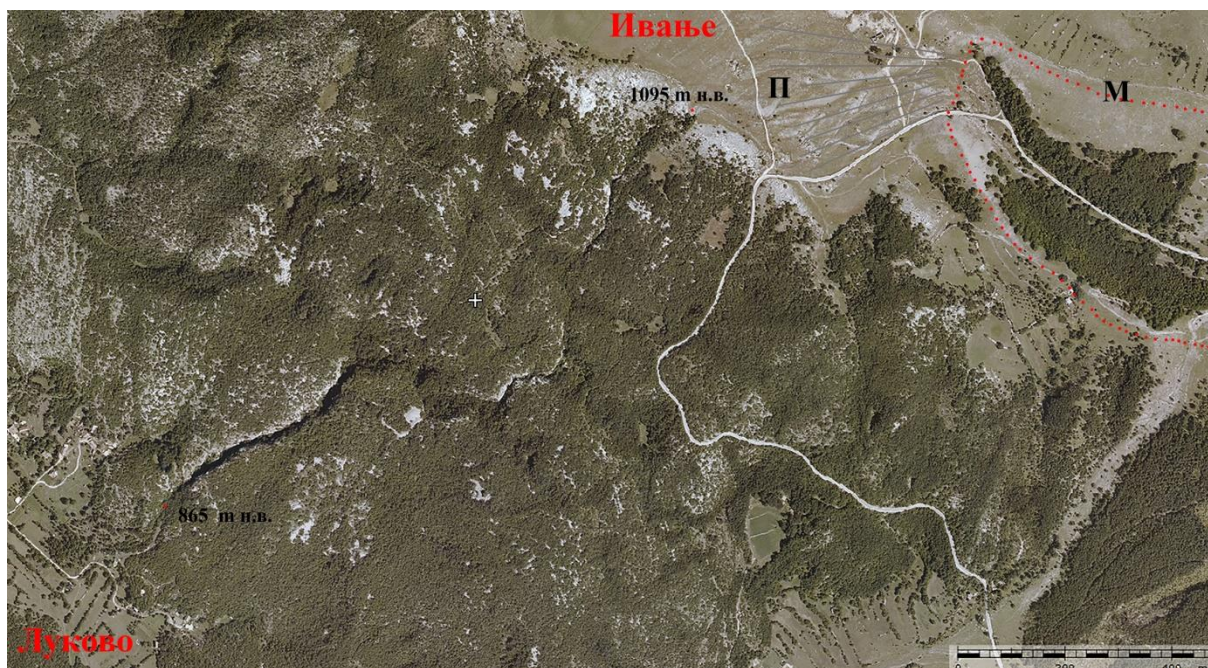
6.3.6 Луково

На простору између поља Ивање и Луковског поља налази се најмаркантнији флувијални облик на читавом Лукавичко-луковском красу. То је кањон који спаја јужни део дна поља Ивање и североисточни део Луковског поља. Кањон је усечен у кречњацима и дужине је 1,5 km. Висина вертикалних страна кањона износи 10 до 20 m, док је ширина свега неколико метара. Улаз у кањон је на 1095 m н.в., а излаз на 865 m н.в. Кањон је променљивог правца пружања са честим скретањима. Дно кањона се степеничасто спушта, делимично је прекривено већим обурваним блоковима и без акумулација флувијалних седимената. На читавој дужини дно је обрасло жбуновитом вегетацијом, а често се могу срести и стабла старости и преко 50 година (Прилог 6.34).



*Прилог 6.34 – Изглед дна кањона
(Фото: П. Ђуровић)*

Према односу дубине и ширине кањона може се упоредити са сличним кањонима у Црној Гори (Ђуровић and Petrović, 2007) као што су кањон Невидио (река Комарница) и кањон Грље (река Грља) (Petrović, 1985), или кањона Винтгар у Словенији (Kunaver, 2000).



Прилог 6.35 – Кањон којим су повезани Ивање и Луковско поље

Легенда: М – морена, П – плавина

(Ортофото снимак, Републички геодетски завод Црне Горе)

На основу приказаних карактеристика кањона може се закључити да у дужем временском периоду речни ток не тече њиме и да његово стварање није везано за савремене геоморфолошке процесе. На основу утврђених морфо-хидролошких односа као и велике сличности са наведеним кањонима у Динаридима и Алпима може се са потпуном сигурношћу тврдити да је овај кањон настао усецањем врло снажног речног тока који се хранио сочницом. Чеона морена у југоисточном делу Луковског поља указује да се у непосредној близини почетка кањона налазио ледник, односно велика акумулација леда. Ослобођена вода настала отапањем ледника у постгласијалном периоду могла је да усече кањон (Прилог 6.35). Изостанак савременог тока није последица само интензивирања крашког процеса, већ и промена начина храњења реке која је усекла кањон.

На изласку из кањона у дно Луковског поља формиран је мањи плавински конус ширине око 150 m који је акумулиран преко наплавног дна поља. Ова плавина уједно представља најмлађи флувио-денудациони облик у Лукавичко-луковском красу (Прилог 6.36).



*Прилог 6.36 – Плавински конус на излазу из кањона, североисточнини обод Луковског поља
(Фото: М. Буровић)*

6.4 КОЛУВИЈАЛНИ ОБЛИЦИ

Колувијални облици рељефа везани су за генетску групу облика која настаје гравитационим кретањем материјала преко падина. У литератури ови облици често се називају падински облици, према простору где се одвијају. То је једина генетска група облика која назив није добила по процесу који их изграђује, већ по месту где се процес одвија. Међутим, и други процеси се одвијају на падинама, али се дефинишу на основу начина настанка. Због тога појам „падински“ треба избегавати, јер не указује на начин настанка, већ на простор на коме се процес одвија.

Гравитација је један од главних покретача кретања маса на земљи (Лазаревић, 2000) и не може се ни код једног типа рељефа искључити. С друге стране ниједан геоморфолошки процес не може се одвијати без утицаја гравитације што значи да је гравитација универзална сила значајна за било који геоморфолошки процес. Међутим, код појединих геоморфолошких процеса гравитација има доминантан значај, док се други морфогенетски процеси јављају као покретачи. То је случај код клизишта, где клизна маса, без обзира на утицај гравитације, ако није довољно напукана водом, не може се покренути, или код

сипара где без значајног утицаја мразног разарања нема ни њиховог гравитационог кретања, односно одроњавања. Из свега наведеног упутније је да се морфогенетски процеси код којих је главни фактор покретања материјала, гравитација, назове јединственим именом колувијални или гравитациони процес.

На простору Лукавичко-луковског краса издвајају се три типа облика овог процеса: клизишта, сипари и псеудоморене.

6.4.1 Клизишта

Доминантност карбонатних стена у грађи Лукавичко-лукавског краса у знатној мери ограничава простор могућег развића клизишта. Зато је њихова појава везана за простор који изграђују стене сенонског флиша. Ерозијом ових стена формира се значајна количина ситнозрних седимената који изграђују акумулације већих димензија у којима може доћи до појаве клизишта. Ова појава најбоље је изражена у северном ободном делм Бојовића бара. На овом простору, на већем броју места, утврђено је клизање земљишта које по начину настанка припада термогеним клизиштима.

На десној долињској страни Шкаљиног потока на висини од око 1630 m налази се простор интензивног клизања земљишта. Долинска страна има просечан нагиб од 30° и оријентисана је ка југоистоку. Због пролећног наизменичног дневног крављења и ноћног замрзавања долази до појаве термогеног клизања – солифлукције (Прилог 6.37). Клизни слој је релативно мале дебљине, не веће од 0,5 m али захвата читаву падину од њеног врха, па до подножја. На делу падине одакле је покренут клизни слој, дошло је до откривања основе сачињеног од лапоровито-глиновите подлоге. Она је само делимично покривена вегетацијом, што је поспешило касније спирање ситних честица проузроковано падавинама.



Прилог 6.37 – Термогена клизишта, солифлукација – Дебели бријег (Бојовића баре)
(Фото: М. Буровић)

Спорадичне појаве солифлукиционог клизања материјала примећују се и на странама појединих алувијалних вртача. Спирањем најфинијих честица продубљује се дна вртача, повећавају се нагиби њених страна, а тиме и могућност гравитационог клизања тј. формирање мањих клизишта на странама вртача. Оваква клизишта уочена су на простору увале Коњско и увале Бојовића луке.

6.4.2 Сипари

Дрги вид колувијалног процеса представља гравитационо кретање стеновитог материјала различите крупноће – **сипари**.

Појава одроњавања везана је за простирање стрмих или вертикалних стеновитих падина, којих на простору Лукавичко-луковског краса, без обзира на високопланински карактер простора, има релативно мало. Зато је овај процес везан за јужне падине Великог Журима (око 1650 m н.в.), источних и јужних падина Малог Журима (око 1700 m н.в.) и северних падина Живаљеве главе (око 1850 m н.в.), степеничастих одсека Црвене греде (око

1700 m н.в.), Ђеткове главе (Загарачких катуна) (око 1800 m н.в.), јужних падина Стубице (око 1600 m н.в.) и северних падина Међеђе греде (око 1500 m н.в.).

Највећа акумулација одроњеног материјала и највећи интезитет стварања сипара проучен је на простору Великог Журима. У кречњачком подножју из неколико точила вржи се транспорт стеновитог одроњеног материјала и стварање неколико међусобно спојених сипара који прелазе у плазину дужине преко 1 km (Прилог 6.38).



Прилог 6.38 – Плазина испод Великог Журима

(Фото: М. Ђуровић)



Прилог 6.39 - Две генерације сипара А – старији, Б – млађи
(Фото: М. Буровић)

Акумулација сипара одвија се у висинској зони од око 130 m. Код ове плазине уочава се нормална сортираност материјала од најситнијег на врху, до најкрупнијег по ободном делу. Плазина је у највећем делу без травног покривача, што указује да је процес и данас врло активан. По ободном делу плазине, а посебно у његовом југоисточном делу може се приметити да најкрупнијих делова стеновите масе прекривају стару акумулацију сипара, која је од краја савременог сипара нижа за 40 до 50 m. Од савремене акумулације разликује се знатно већом обраслошћу вегетације и непостојањем јасне вертикалне сортираности материјала, што је последица накнадних процеса којим је ова стара сипарска акумулација делимично измењена (Прилог 6.39).

Брзина и ширење савременог сипара најбоље се може видети на простору Пиперског катуна. Овај катун је данас напуштен, а последњи темељи колиба изграђени су 60-тих година прошлог века. Ширењем сипарски материјал данас долази до самих темеља, а поједини блокови их прекривају. Разлог овако интензивног процеса је у јужној експозицији високог стеновитог одсека. Врло велике дневне температурне амплитуде у пролећном периоду условљавају интензивно разарање стенске подлоге, а смена негативних ноћних температура и позитивних дневних је свакодневна појава.

Да савремено мразно разарање стена и формирање сипара нема исти интензитет показује и плазина испод јужних падина гребена Стубица. Ова плазина има исту дужину као и она испод Великог Журима, али је висина стеновитог одсека изнад сипара знатно мања. Зато је ширина плазине знатно мања, а последица тога је и лоша сортираност материјала, те у сипарској маси углавном преовладавају крупни комади и блокови. Због успоравања процеса и смањене акумулације плазина је данас у фази зарастања травом, са постепеним трендом насељавања и жбуновитом вегетацијом (Прилог 6.40).



Прилог 6.40 – Делимично умртвљена плазина на јужним падинама гребена Стубица, Горња Лукавица (Фото: М. Буровић)

6.4.3 Псеудоморене

На северним и западним падинама Малог Журима проучена су два облика која се према начину настанка налазе на прелазу из колувијалних ка глацијалним облицима. Ради се о акумулативном стеновитом материјалу, који је транспортован са највиших делова Малог Журима и прекрива његове северне и западне падине. Овај материјал настао је мразним разарањем стеновитог одсека, а стеновити блокови гравитационо се транспортују ка

подножју. Према томе овај процес би морфогенетски припадао колувијалном процесу. Међутим, начин акумулације указује да је сем гравитационог кретања био укључен и неки други процес. У ова два случаја не постоји уобичајена гравитациона сортираност материјала и уједначен нагиб падине карактеристичан за сипаре, већ се при дну формирју конусни бедеми. У нашој литератури ови бедеми се називају псеудоморене (Djurović, 2011) или на енглеском *protalus rampart* (Hedding, 2011). Дуго задржавање снежног покривача приликом гравитационог транспорта стеновитог материјала има својство геоморфолошког модификатора, јер утиче на процес акумулације материјала. Код „класичних“ сипара током гравитационог кретања материјала врши се и његова сортираност (од ситнијег ка крупнијем). Међутим, код дробинског материјала који прекрива дуготрајне снежне акумулације (снежанике) транспорт дробинског материјала усмерава се ка најнижим ободним деловима где се формира конусни бедем. Ова појава везана је за гранични простор дејства крионивационих и глацијалних процеса (периглацијална зона). Са повећавањем периода задржавања акумулације снега (захлађење климе или повећање надморске висине) овај процес са трансформише у нови генетски тип рељефа – глацијални. Из тих разлога појава псеудоморена је врло значајна, јер оне представљају граничне форме.

Псеудоморена на северним падинама Малог Журима налази се у висинској зони од 1730 до 1780 m н.в. Дужина стеновитог лука псеудоморене је око 450 m, ширина око 230 m, док је дебљина од 20 до 30 m. Спољашње падине псеудоморене изграђене су од средње крупне кречњачке дробине и обрасле су травном вегетацијом. Највиши делови изграђени су од крупних кречњачких блокова између којих је оскудна вегетација. У оквиру ове псеудоморене уочавају се три серије акумулације (бедема) што указује на промене услова акумулације односно вишефазности овог процеса. Унутрашња страна бедема граничи се са најнижим делом савременог сипара који се простире од псеудоморене па све до највиших делова Малог Журима (Прилог 6.41).



*Прилог 6.41 – Псеудоморена на северним падинама Малог Журима
(Фото: М. Буровић)*

На западним падинама Малог Журима на висини од 1630 до 1655 m н.в. налази се псеудоморена дужине 175 m и ширине 50 m, у потпуности обрасла травном вегетацијом, а из ње само на појединим местима вире кречњачки блокови.



*Прилог 6.42 – Две генерације псеудоморена на западним падинама Малог Журима
(Фото: М. Ђуровић)*

У савременом периоду на овом простору не уочава се дуготрајно задржавање снега, што значи да се она могла формирати у другачијим условима него што су данас. Како се ради о облику који је настао у постгласијалном периоду, онда период захлађења климе и дуготрајног задржавања снега требало тражити у холоцену. Последње значајно захлађење климе у холоцену везује се за период Малог леденог доба. Ово захлађење је на северним и западним падинама Малог Журима условило повећање дужине трајања снежног покривача. Покренути стеновити материјал гравитационо се креће долази до снежне акумулације, клизи преко ње и акумулира се по ободном делу градећи конусни бедем – псеудоморену. На основу два стеновита бедема може се закључити да процес формирања није текао у континуитету, већ да је био успорен једним краћим периодом (Прилог 6.42). На Дурмитору на великом броју места уочене су псеудоморене. Постоји јединствен став да су оне последице захлађења које се одиграло током Малог леденог доба. Међутим, опречна су мишљења о њиховом начину настанка, од тога да она представљају модификацију колувијалног процеса (Ђуровић, 2011), до тога да представљају чеоне морене микроледника (Hughes, 2010).

6.5 КРИОНИВАЦИОНИ ОБЛИЦИ

Дуги периоди са негативним температурама ваздуха током зимског периода доводе до сталног или периодичног замрзавања површинског слоја седимената (земљиште, дробински материјал и сл.). Под утицајем процеса замрзавања на овом простору отпочиње морфогенетски процес стварања крионивациони облика. Изградња ових облика везана је за највише делове Лукавичко-луковског краса где се јављају најдужи периоди са сталним или периодичним замрзавањем највиших делова топографске површине. Осим ниских температура за стварање крионивационих облика потребна је и одговарајућа геолошка подлога коју треба да чине стене чијим распадањем се ствара дебљи растресити покривач. Његовим наизменичним замрзавањем и одмрзавањем започиње процес транспорта стеновитог материјала и изградње специфичних облика крионивационог процеса. На овом простору од криогених облика утврђено је постојање струје камења (крионивационе јаруге) и клизећи блокови.

Крионивационе јаруге уочне су само на једном локалитету, на североисточним падинама Малог Журима. Оне чине горњи највиши део сипара који се спушта до напред описане псеудоморене. Подлога је сачињена од средње крупног дробинског материјала. У овом материјалу није уочена сортираност. У већем делу је обрастао травном вегетацијом, а само је средишњи део огољен и делимично и даље гравитационо активан. На овој површини уочено је 5 паралелних жљебова који се простиру од стеновитог одсека у горњем делу, па све до почетка сипара у доњем делу. Дужине су од 50 до 70 m ширине 2 до 3 m, а дубине око 1 m (Прилог 6.43).



*Прилог 6.43 – Крионивационе јаруге, северне падине Малог Журима
(Фото: М. Ђуровић)*

Ови жљебови настали су краткотрајним сливањем воде током пролећног периода отапања снега у условима када је дробински материјал само на површини одмрзнут. Због тога што је читав унутрашњост акумулације и даље у замрзнутом стању, она се понаша као вододржлива основа, те се сочница не упија, већ површински отиче, еродује одмрзнути слој дробине и ствара плитке жљебове.

На северним страна падине гребена Малог Журима – Живаљева глава уочено је више клизећих блокова који су просечне површине $0,6 \text{ m}^2$. Налазе се на висини 1830 m н.в. Падина гребена састављена је од ситнозрне дробине која је прекривена земљиштем обрасло бујном травном вегетацијом. Око блокова са доње и бочне стране постоје земљишни бедеми пречника 1,5 до 2 m. Они су настали кретањем блока и нагуравањем земљишта на његовој предњој страни. Изнад блокова формиран је плитак жљеб дужине од 1 до 1,5 m који представља простор по коме је блок клизао и са кога је покренуо и на свом челу акумулирао земљиште. Процес кретања блока и нагомилавања земљишта на његовом челу омогућено је дневним површинским одмрзавањем залеђене подлоге. Испод одмрзнутог дела остатак подлоге је и даље замрзнут, те има својство клизне равни по којој се врши гравитационо

кретање блокова. Ова појава је ретка на истраживаном терену и везана је за тек неколико примерака (Прилог 6.44)



*Прилог 6.44 – Клизећи блокови на северним падинама Малог Журима
(Фото: М. Буровић)*

7 ПЛЕИСТОЦЕНСКА ГЛАЦИЈАЦИЈА

7.1 ДОСАДАШЊИ РЕЗУЛТАТИ ИСТРАЖИВАЊА

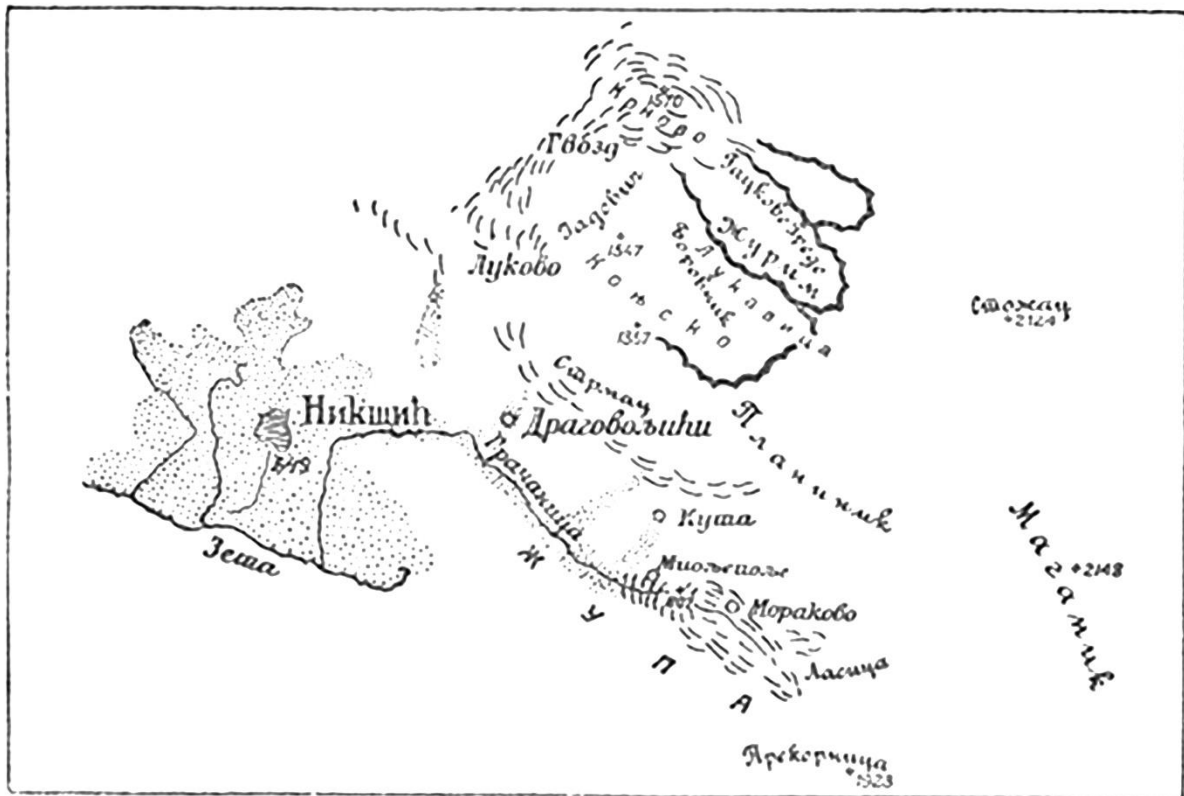
Проблем плеистоценске глацијације простора Лукавичко-луковског краса предмет је научних интересовања више од једног века. Прва истраживања најчешће су везана за шири простор Морачких планина. Имајући у виду тадашњи степен саобраћајне доступности овог простора разумљиво је да су истраживања била општег карактера. У каснијим истраживањима најчешће се понављају резултати претходних проучавања, те због тога и данас недостају многи важни детаљи значајни за правилну реконструкцију и разумевање обима глацијације и глацијалне хронологије овог простора.

Прва Цвијићева открића трагова плеистоценске глацијације на планинама Босне и Херцеговине и Црне Горе (Цвијић, 1897, 1899) довела су до повећаног међународног интересовања о постојању плеистоценских глацијалних трагова на овом и околним просторима (Hassert, 1901). Тада је изнето прво мишљење о постојању танког ледничког покривача западно од Морачких планина као и глацијалних појава око Капетановог језера које је у непосредном суседству Луковачко-луковског краса.

Наредна истраживања вршена су у оквиру проучавања Дурмитора, као најмаркантнијег простора овог дела Динарада. За шири простор Дурмитора (обухвата и простор Лукавичко-луковског краса) утврђено је постојање два типа ледника: крашки и пиједмонски. Као један од примера крашког типа били су ледници Журима. Цвијић је сматрао да се ледници Журима звездасто разилазе, да један силази у долину Мораче, други у долину Бијеле и Тушине, а трећи према Никшићком пољу. На путу између Нишића и Шавника уочио је моћне морене код села Лукова. Без обзира што није стигао да изврши детаљна истраживања Журима и околних планина Цвијић указује на могућност да је овај простор један од највећих и најинтересатнијих плеистоценских глацијалних центара на Балканском полуострву (Цвијић, 1913).

Резултати прикупљени током заједничких истраживања са Јованом Цвијићем 1913. године, као и каснија самостална истраживања, публикована су од стране Цвијићевог ученика Петра Шобајића (Шобајић, 1926). Ово су најобимнија и најдетаљнија истраживања трагова плеистоценске глацијације овог простора. Са простора Журима кретала су се два ледника. Први се кретао Пиперском Лукавицом ка северозападу према долини Бијеле. Други ледник је са простора Великог и Малог Журима силазио у Бојовића баре где му се придруживао трећи ледник са простора Мале Лукавице из правца Брника (Капетаново

језеро). Ледена маса се кретала ка западу до Борвника (1935 m н. в.) где се ледник рачвао. Северни крак ишао је Жупском Лукавицом у правцу Крнова, док је западни крак ишао ка ували Коњско (Шобајић, 1926). Овим истраживањима утврђено је и постојање ледника између Великог и Малог Журима који се кретао ка Бојовића Барама, где се спајао са другим ледником из Мале Лукавице. Овако формирана јединствена ледена маса наишавши на узвижење Боровник (1935 m н. в.) цепала се у два крака. Један део се кретао ка северозападу према Крнову напуштајући простор Лукавичко-луковског краса. Други крак ледника ишао је у правцу данашње увале Коњско. На крају увале Коњско овај ледник се поново рачвао око Розиног врха. Источни крак ледника преко Голих брда спуштао се ка простору села Драговољића. Други, западни, крак из Коњског кретао се према југу између Розиног врха и Планиника ка простору села Облатно и Заград (Прилог 7.1).



Леднички прагови у Никшићској Жупи.

Размер = 1 : 400.000.

Прилог 7.1 - Шобајићева реконструкција положаја морена која обухвата и западне делове
Лукавичко-луковског краса (Шобајић, 1926)

Исти аутор је утврдио да је увала Коњско заталасана са много мутонираних стена и са мањим разбацаним површинама моренског материјала, у којима су мале плитке вртаче. За

Бојовића бару сматра да су прекривене моренама. За морене изнад Луковског поља (на Блацама и Буковику), а које је прве уочио Цвијић (1914а), Шобајић сматра да их је формирао северозападни крак ледника из Бојовића бара, који је на простор Луковачко-луковски краса поново притицао из правца Крнова, а не из увале Коњско. На основу морена око Журима процењена дебљина ледника је на око 200 m. Треба напоменути да савремена истраживања нису потврдила постојање таквих морена на простору Журима. Код приказаних резултата истраживања постоје одређене нејасноће и непоклапања са резултатима савремених истраживања, а везани су за:

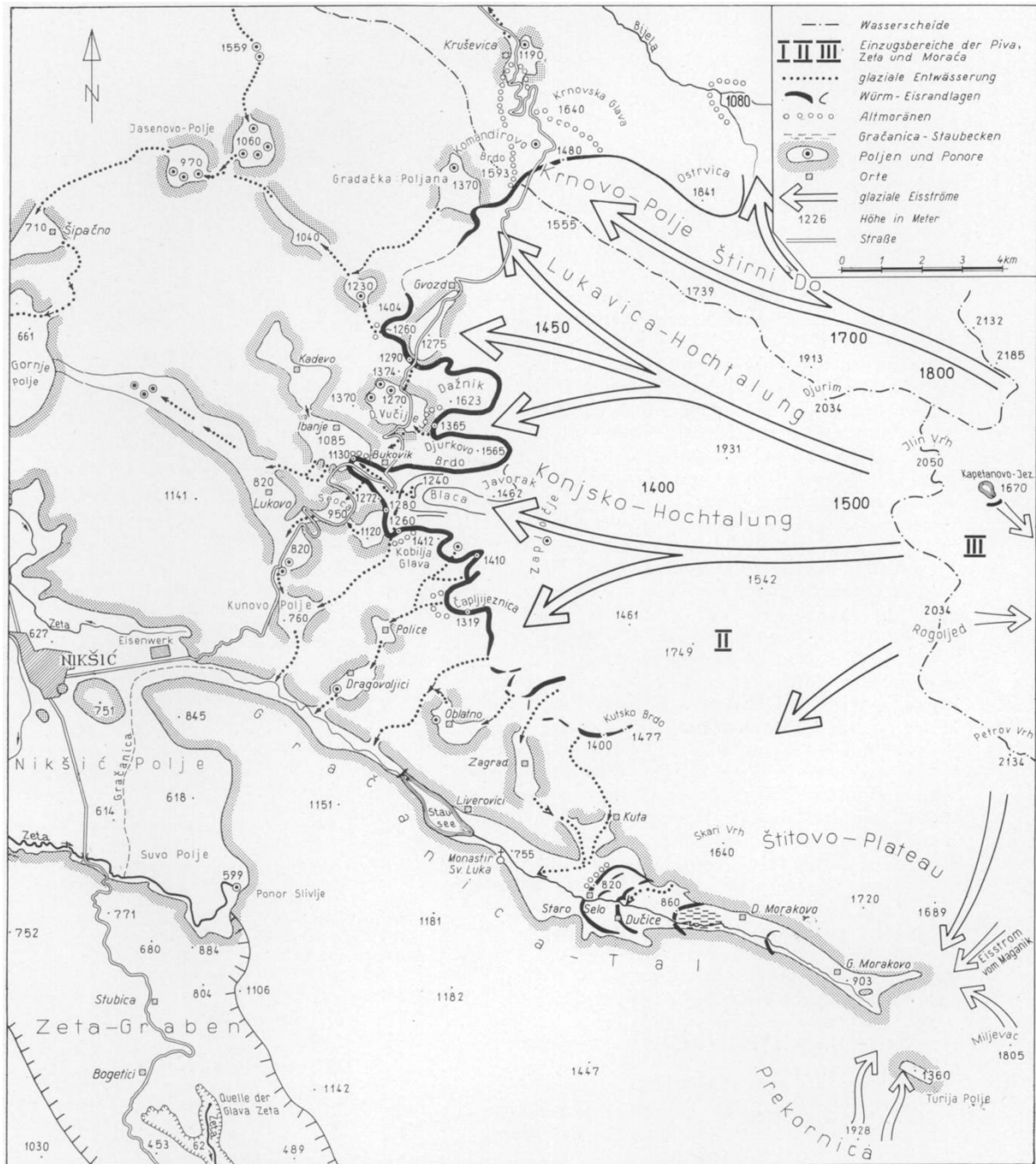
1. Проблем промене назива топонима током времена и немогућност прецизног утврђивања њиховог географског положаја (нпр. Пиперска Лукавица, Жупска Лукавица, Доња Луковица, горња Луковица и сл.)

2. Просторна веза ледника из Бојовића бара са ледником са простора Капетановог језера и њихове међусобне везе;

2. Формирање морена на простору Буковика и Блаца од стране ледничког крака ледника Бојовића бара који је долазио из правца Крнова, а не увале Коњско.

Глацијација овог простора била је предмет проучавања и аустријског истраживача К. Кајзер (1932). Претходно изнета схватања о дебљини морене од 100 m (Цвијић, 1914а) у пољу Ивању, аутор коригује и сматра да је она износила 20 до 30 m, а разлика у процењеној дебљини последица је угла посматрања, односно мерења висине морене. За морену у пољу Ивање сматра да је била на 1180 m н.в. (Kauser, 1932).

Тридесет година касније од претходних истраживања, објављени су резултати проучавања рубних делова глацијације која је захватила висораван Лукавицу (Liedtke, 1962). Без обзира на морену која се издиже попут бране са дна поља Ивање, Лидтке се саглашава са претходним ставом Кајзер (1932) о њеној висини од 20 до 30 m. Указује да су се на простору Блаца одвајала два ледничка језика као и да постоје старије и млађе морене (Прилог 7.2). Описује и чеоне морене код Кобиље главе, Чаплијежнице и Кунова. Лидтке (1962) указује на значај крашке висоравни на снагу ледника који су се кретали преко ње, а посебно висина до којих су силазили ледници. Корита и правци отицања ледничких водених токова били су правци транспорта флувио-глацијалног материјала. Мања поља, због непостојања или малог капацитета понора, у потпуности су засута овим материјалом, док су код већих (Никшићко) понори диктирали ниво засипања поља, јер су се у њима губиле површинске воде (Liedtke, 1962).



Прилог 7.2 – Правци кретања ледника, границе вирмске глацијације и правци отицања ледничких водених токова (Liedtke, 1962)

Проучавања глацијације у долини реке Грачанице, која се налази јужно од простора Лукавичко-луковског краса, у извесној мери генетски и еволутивно везана је и за овај простор. У оквиру проучавања глацијације у долини реке Грачанице (Николић, 1966) сажето су интерпретирани претходни резултати истраживања глацијације Журима (Цвијић, 1913; Шобајић, 1926), али без нових резултата проучавања. На крају аутор закључује да су на

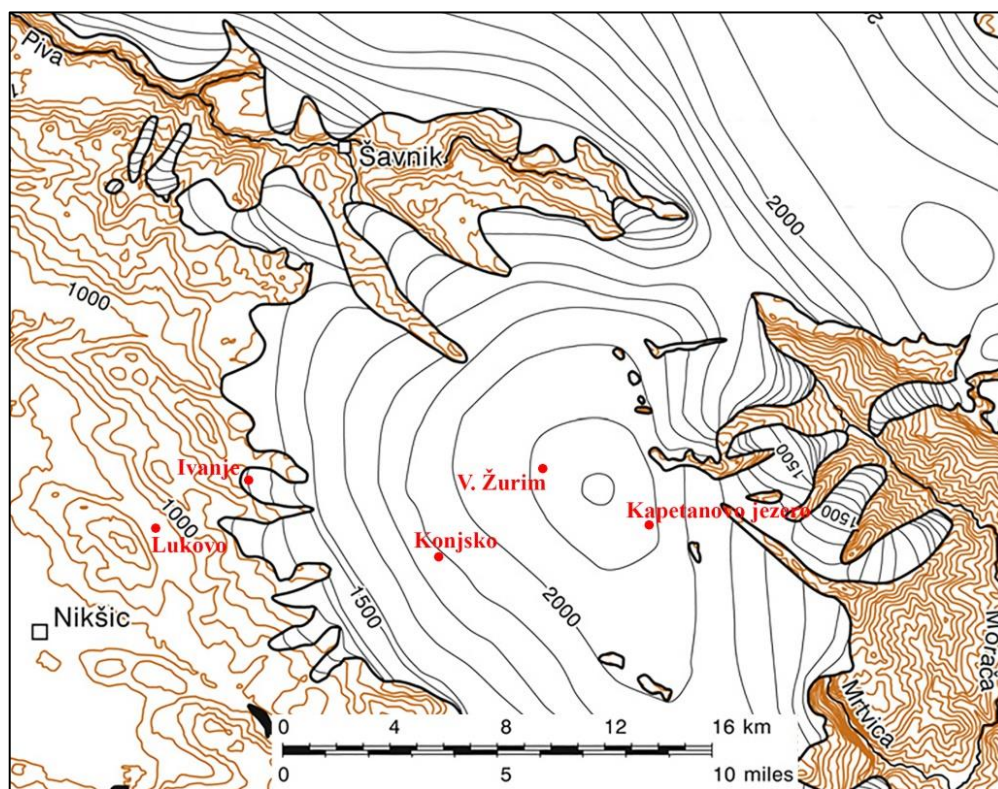
ширем простору између Никшићког поља и Маганика током плеистоцена постојале две глацијалне фазе.

Наредна истраживања глацијације овог простора вршена су као део опсежних и комплексних истраживања за потребе израде Основне геолошке карте СФРЈ од 1962. до 1966. године. На простору Лукавичко-луковског краса су издвојене две картиране јединице плеистоцена: морене и флувио-глацијални седименти (Калезић и сар., 1973). Ове картиране јединице су просторно прецизно приказане у складу са размером карте, а детаљније описана у Тумачу за геолошку карту (Калезић и сар., 1973). За област Журима сматрају да представља најзначајнији простор стварања морена и да су се из ње ледници кретали у више праваца, као и да су изнели велике количине материјала и наталожили га у Лукавици, Коњском, Буковику, Ивању и Лукову. Сматрају да су постојала три ледника. Један се од Лоле кретао ка северу долином Бијеле, а други преко Крнова поља према Гвозду и Вучју на северозапад. „Трећи се провлачио између Великог и Малог Журима и улазио у Бојовића баре, а затим између Боровника и Међеђе Грете провлачио у Коњско, а одатле се рачвао у неколико кракова и кретао даље према југу“ (Калезић и сар., 1973, 42).

У приказу природних основа географије Црне Горе извршена је анализа глацијације Лукавице (Radojičić, 1996). Глацијација је обухватала простор од око 200 km². Ова глацијација је имала платоски карактер, а из ледене масе вирили су врхови Велики и Мали Журим и Илијин врх. Аутор сматра да је јужно од Капетованог језера, око Требјеша, постојала ледничка бифуркација где се ледена маса цепала у два дела, један крак се кретао ка Морачи, а други према Малој Лукавици и Бојовића барама, без објашњења шта је узрок ледничке бифуркације. На простру увале Коњско, на основу морена на околним врховима, закључује да је дебљина леда могла бити и преко 150 m. Са овог простора „леднички језеци су се кретали у различитим правцима“ (Radojičić, 1996, 62), један је ишао ка северу према Доњем Вучју, а главна маса леда кретала се према Буковику и завршавала се у Ивању. На том путу ледена маса се на два места пребацивала у ниже делове из Блаца ка Тачевинама и из Буковика ка Сеоцима. Пребацивање леда из Коњског вршило се и према југу (слив реке Грачанице), што је ранијим истраживањима већ утврђено.

Истраживања глацијације централног планинског простора Црне Горе (Дурмитор, Морачке планине, Маганик, Прекорница, Војник) (Hughes et al., 2011) имала су за циљ утврђивање временске хронологије глацијалних фаза. Геохронологија је извршена на основу глацијалних акумулација, а подела на основу морфостратиграфије. Извршено је апсолутно датирање старости секундарног карбонатног цементног материјала којим су међусобно повезани комади глацијалних седимената (морена). За одређивање старости примењена је

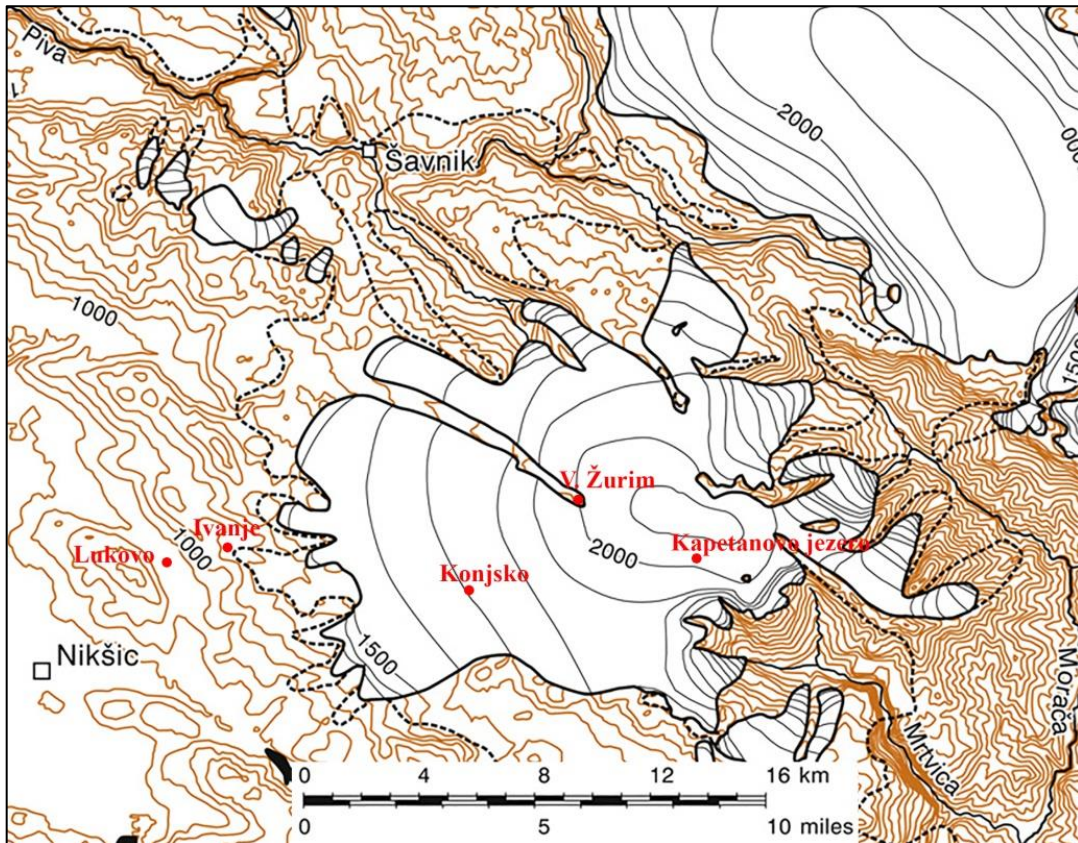
метода за одређивање апсолутне старости ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ метода датације). Обим глацијације одређен је на основу података приказаних на Основним геолошким картама СФРЈ размере 1:100 000, те с тога она не представљају нове податке о обиму, правцима кретања и другим просторним карактеристикама ледника овог простора (примедба М.Ђ.). Аутори су за централни планински простор Црне Горе утврдили четири глацијалне фазе.



Прилог 7.3 – Реконструкција обима глацијације простора Морачких планина током најснажније глацијалне фазе датирана на > 350 000 година, корелисана са MIS 12 (модификовано према Hughes et al., 2011, 3405)

Током прве фазе у овом делу Црне Горе формирана је јединствена ледена капа која је покривала простор пет наведених планина, са површином од скоро 1500 km². Ово је најстарија глацијална фаза (Прилог 7.3), старија је од 350 хиљада година и у корелацији је са Маринским изотопним стадијумом (MIS) 12 (оквирно од пре 470 до пре 420 хиљада година). Аутори студије сматрају да се између Великог Журима и Капетановог језера налазио центар глацијације Морачких планина. Висина највишег дела ледника била је на 2200 m н.в., а његова дебљина износила је 400 m. Само врхови преко 2000 m н.в. вирили су из леденог поља у виду нунатака. На основу морфометријских односа врхова (плеистоцени нунатаци) и

околних планинских простора (дна плеистоценских циркова) реконструисана дебљина ледника од 400 m је спорна и према наведеним морфолошким односима не би могла бити већа од 200 m (примедба М.Ђ.). Узорци чија је старост већа од 350 000 година аутори без посебне методолошке анализе све корелишу са MIS 12 (примедба М.Ђ.).



Прилог 7.4 – Реконструкција обима глацијације простора Морачких планина чији су седименти из више глацијалних фаза.

Само морене у неким долинама су у могућој корелацији са MIS 6, а оне које су у непосредној близини старијих морена датираних из MIS 8 или 10. Ледници су формирану током две одвојене фазе у ширем периоду од MIS 10 до MIS 6 (модификовано према Hughes et al., 2011, 3406)

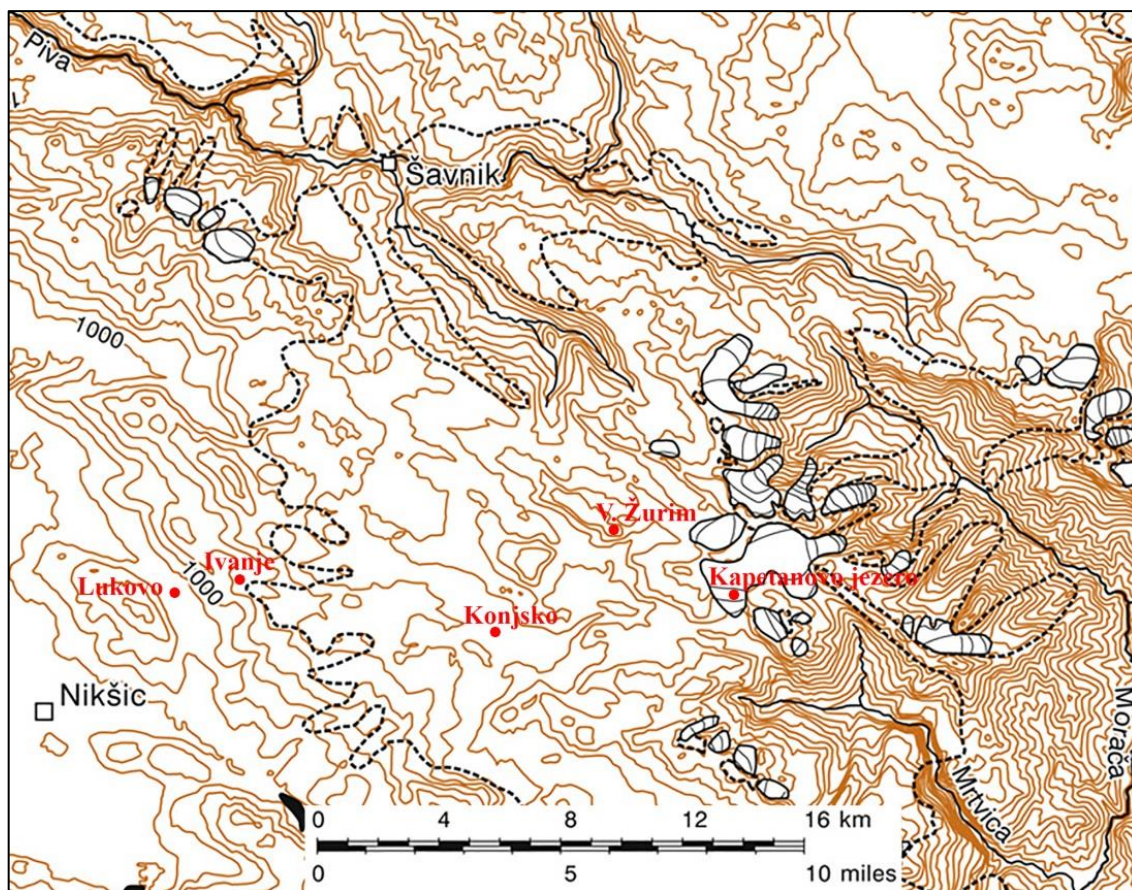
Глацијални седименти средње старости (Прилог 7.4) припадају различитим глацијалним фазама. Аутори износе да неке долинске морене могу бити у приближној корелацији са глацијалном фазом MIS 6 (око 190 - 130 хиљада година) и да се налазе у близини старијих морена које су датиране из периода MIS 8 или MIS 10. Такође, дају и претпоставку да су током најмање две одвојене хладне фазе у периоду MIS 10 до 6 ледници били сличних величина. На Морачким планинама површина под леденим покровом током ове глацијалне фазе износила је 187 km². Такође је могућ и други закључак, на шта је већ

сугерисано (Djurović, 2012a), а то је да материјал који је узет за датацију генетски не припада глацијалном, већ неком другом процесу карактеристичном за интерглацијалне периоде као што су флувијални или пролувијални.

За глацијалну фазу која је претходила последњој фази на Морачки планинама (MIS 5d – MIS 2 ~ 110 – 11,7 хиљада година) реконструисано је 15 ледника који су покривали површину 17,6 km². Само за један ледник наводе да се кретао према истоку без других детаља, па је тешко претпоставити да ли се ради о Лукавичко-луковском леднику или о неком другом.

Последњу фазу глацијације (млађи дријас, око 12,9 – 11,7 хиљада година) (Прилог 7.5) карактеришу долински и циркни ледници који су формиран на појединим највишим планинским деловима и који су међусобно знатно удањени. Укупна површина ледника у овој фази на свим истраживаним планинама била је око 49 km². На простору Дурмитора ова фаза се одвијала пре 13,4 ± 0,4 хиљада година.

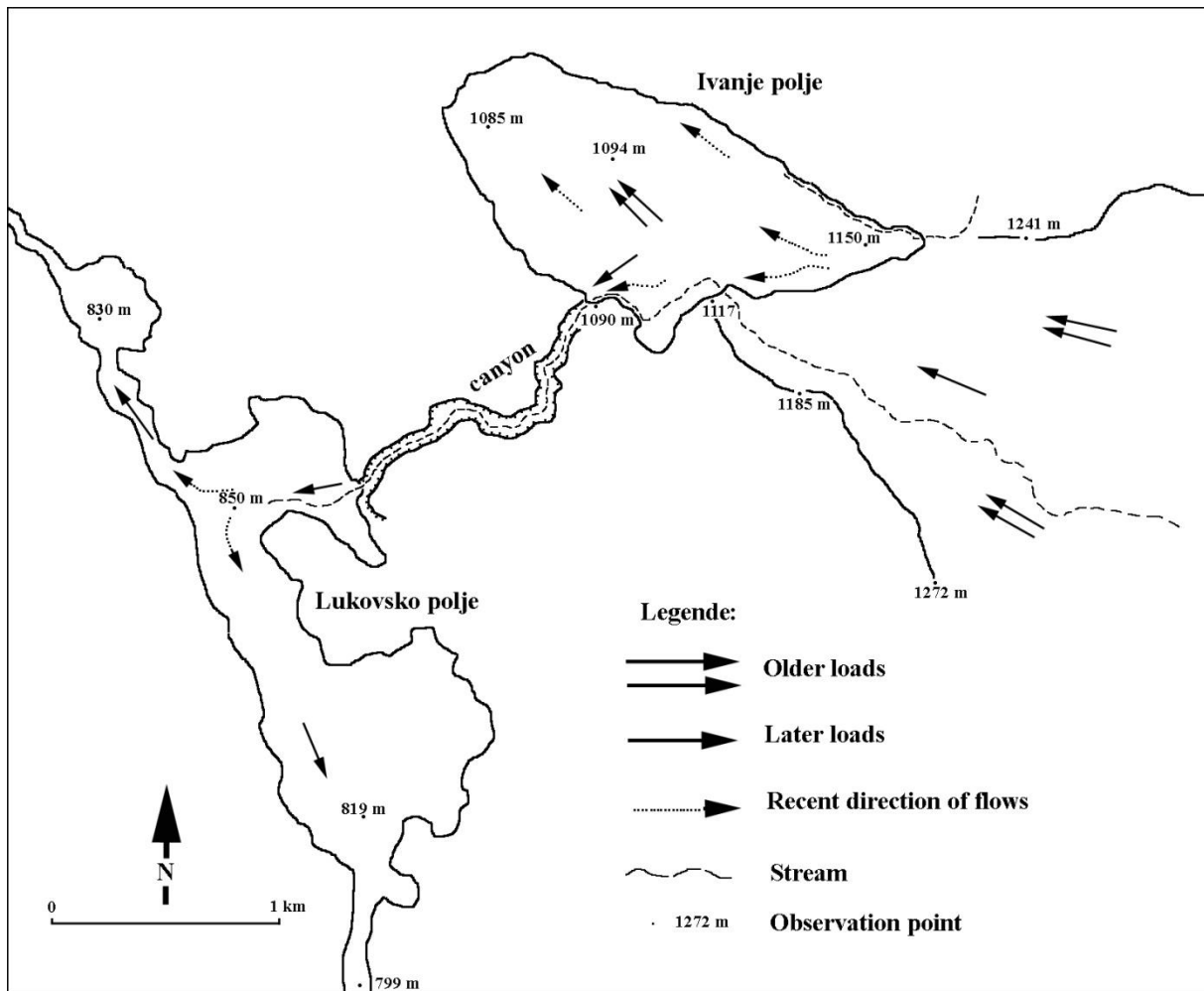
Без обзира на општи приказ величине обима ледника, издвојених глацијалних фаза у оквиру којих је обједињено више маринских изотопних стадијума, значајних проблема везаних за недовољно прецизно утврђено генетско порекло датираних седимената, ово је прва студија у којој су изнети резултати апсолутне датације старости плеистоценских седимената централног дела планинског простора Црне Горе. Из тог разлога он претставља полазну основу у геохронолошком одређивању седимената Лукавичко-луковског краса.



Прилог 7.5 – Обим глацијације током последњег леденог циклуса из млађег дријаса који одговара заглечерености Дурмитора од пре $13,4 \pm 0,4$ хиљаде година (модификовано према Hughes et al., 2011, 3409)

У оквиру студије о утицају глацијалног процеса на еволуцију поља у красу Црне Горе (Прилог 7.6), извршена анализа обухватила је и део простора Лукавичко-луковског краса (Djurović and Djurović, 2015). За поље Ивање које је отворено према нижем Луковском пољу утврђено је да је у знатној мери засуто седиментима. Засипање се вршило у две фазе. У првој фази засипање се вршило из југоисточног правца и завршило се у најнижем југозападном делу поља. Засипање је извршено претранспортовањем моренског материјала. Старост глацијалне фазе коореспондира са најнижим и најстаријим моренама на Дурмитору (MIS 12 ~ 470 – 420 хиљада година) (Hughes et al., 2011). По завршетку друге глацијалне фазе која је синхрона са моренама околине Жабљака (MIS 6 ~ 190-130 хиљада година) (Hughes et al., 2011) наступа ново засипање поља Ивање када се у највишем југоисточном делу формира плавинска лепеза. Ниже, Луковско, поље је у потпуности испуњено претранспортованим моренским материјалом из вишег поља Ивање (Djurović and Djurović, 2015). У оквиру ових

истраживања као разлог формирања ниских развођа у средишњем делу оба поља наводи се засипање поља претранспортованим моренским материјалом.

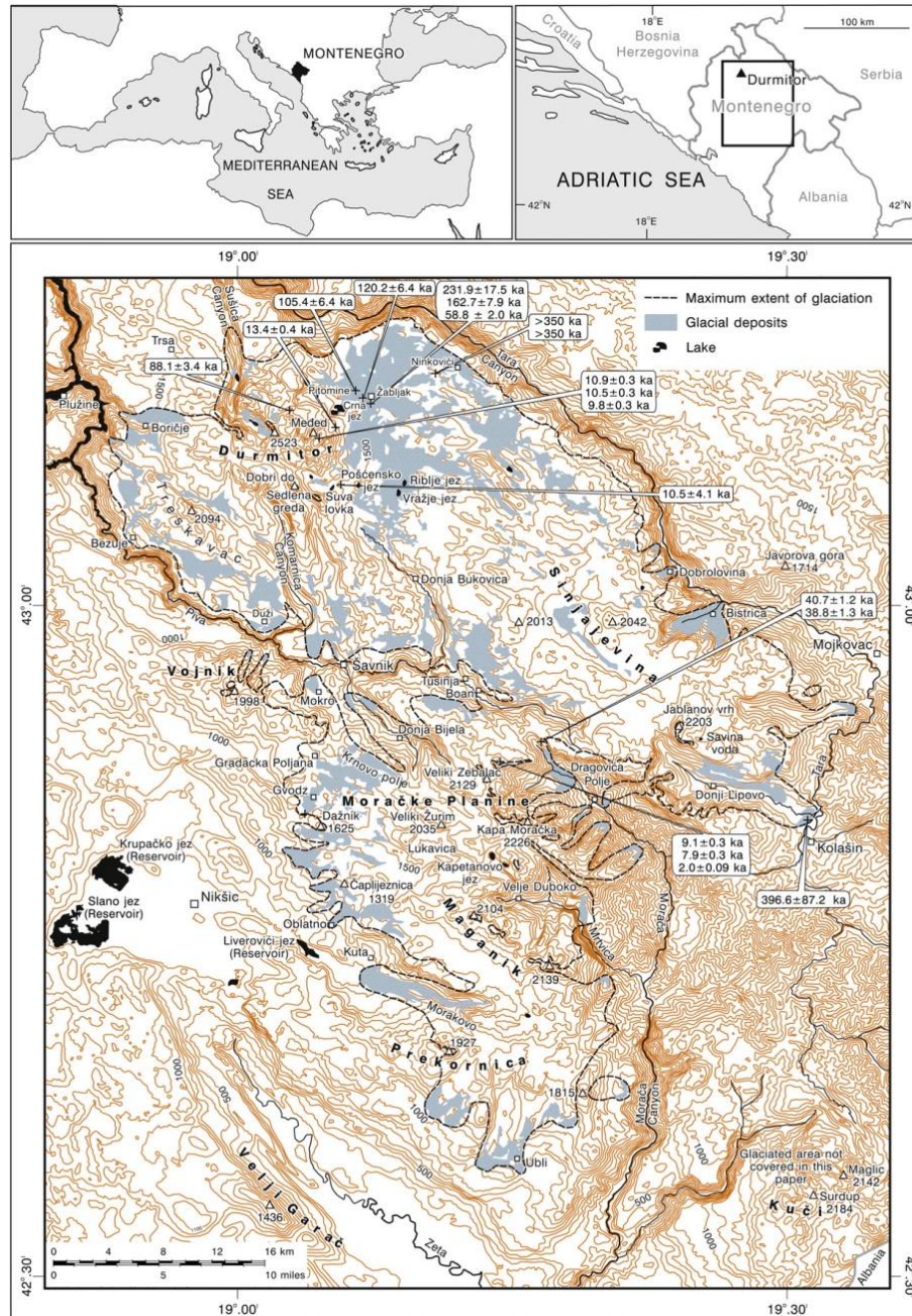


Прилог 7.6 – Поље Ивање и Луковско поље, правци и фазе засипања
(Djurović and Djurović, 2015)

Из приказаних резултата досадашњих истраживања уочавају се знатна одступања везана за места формирања ледника, односно центра глацијације Лукавичко-луковског краса, праваца кретања и одвајања ледничких језика ка Доњем Вучју, цепања ледничке масе и њеног кретања према истоку и југу, као и притицање ледене масе од суседних ледника (са простора Капетановог језера). Због оваквих различитости у тумачењу плеистоцеског глацијалног процеса, а због његове велике важности за еволуцију Лукавичко-луковског краса приступило се детаљној реконструкцији плеистоценске глацијације овог простора.

7.2 РЕКОНСТРУКЦИЈА ПЛЕИСТОЦЕНСКЕ ГЛАЦИЈАЛНЕ МОРФОЛОГИЈЕ

Анализа утицаја плеистоценске глацијације на засипање краса заснива се на реконструкцији обима, интензитета и броја глацијалних фаза које су постојале на овом крашком простору. Реконструкција, према изложеној методологији, обухвата проучавање трагова ерозивних и акумулативних облика глацијалног рељефа.



Прилог 7.7 – Морачке планине као центар плеистоценске глацијације централног дела Црне Горе (Hughes et al., 2011)

Од ерозивних облика у савременом рељефу су очувани циркови и валови, док су од акумулативних облика морене у различитом стадијуму деградације од стране савремених геоморфолошких процеса.

На ширем простору Морачких планина, чији западни део представља Лукавичко-луковски крас, током различитих плеистоценских глацијалних фаза постојали су бројни и разноврсни ледници. Они су се од централног, највишег планинског дела кретали у различитим правцима: према западу кретао се Лукавичко-луковски ледник, ка северу кретао се Крновски ледник, према истоку Морачки ледник, а према југоистоку ледник Мртвица (Прилог 7.7).

7.2.1 Реконструкција ерозивних глацијалних облика

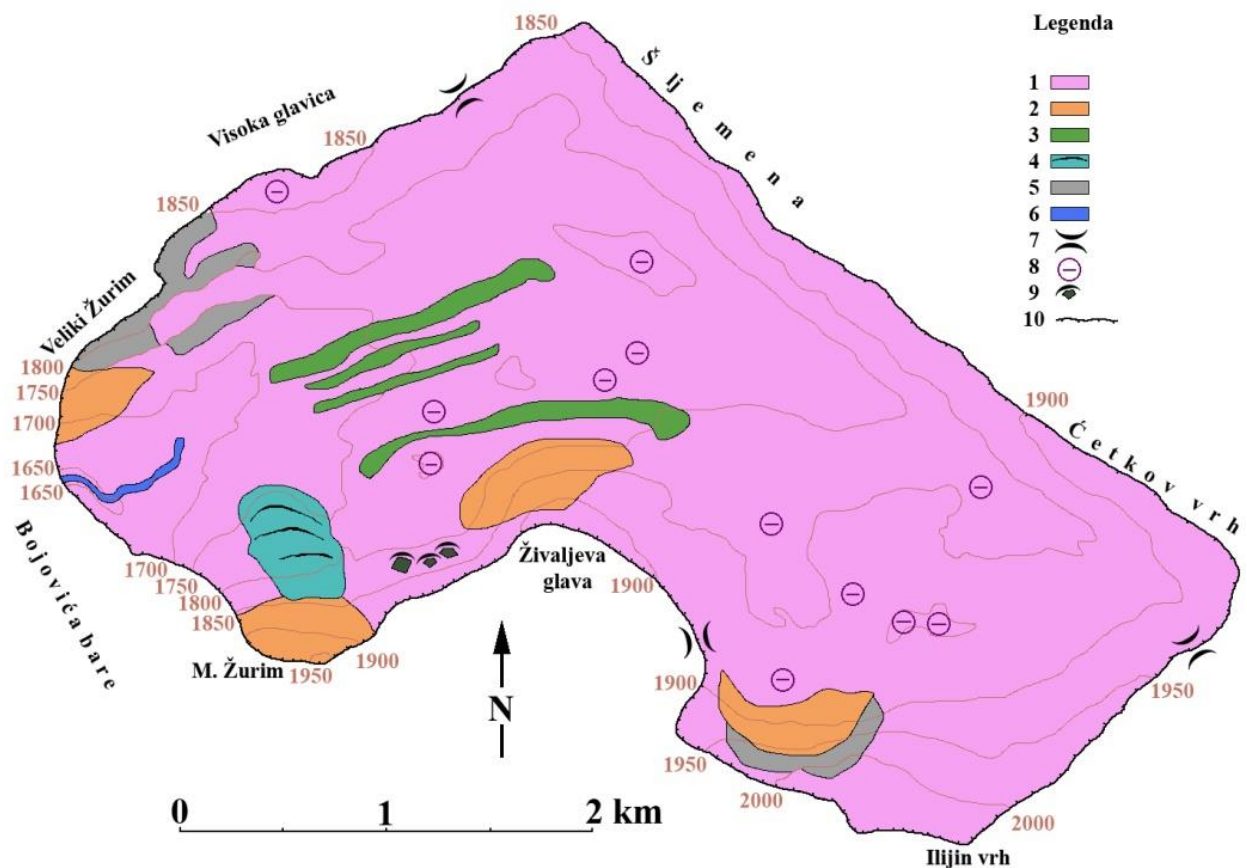
Хипсометријске, структурне и преглацијалне карактеристике рељефа простора Лукавичко-луковског краса предодредили су бројност и основне морфолошке особине ерозивних глацијалних облика. У ширем смислу Лукавичко-луковски крас представља део високопланинских површи Црне Горе. Њихове основне морфолошке карактеристике су заравњени крашки терени на великим висинама са релативно малом висинском денивелацијом. Овакве карактеристике утицале су на глацијални процес, стварање одређених типова ледника и облика које су они изградили.

7.2.1.1 Циркови

У највишем делу Лукавичко-луковског краса, који представља остатак површи, од ~ 1900 до ~ 2000 m н.в. утврђено је постојање неколико сложених циркова.

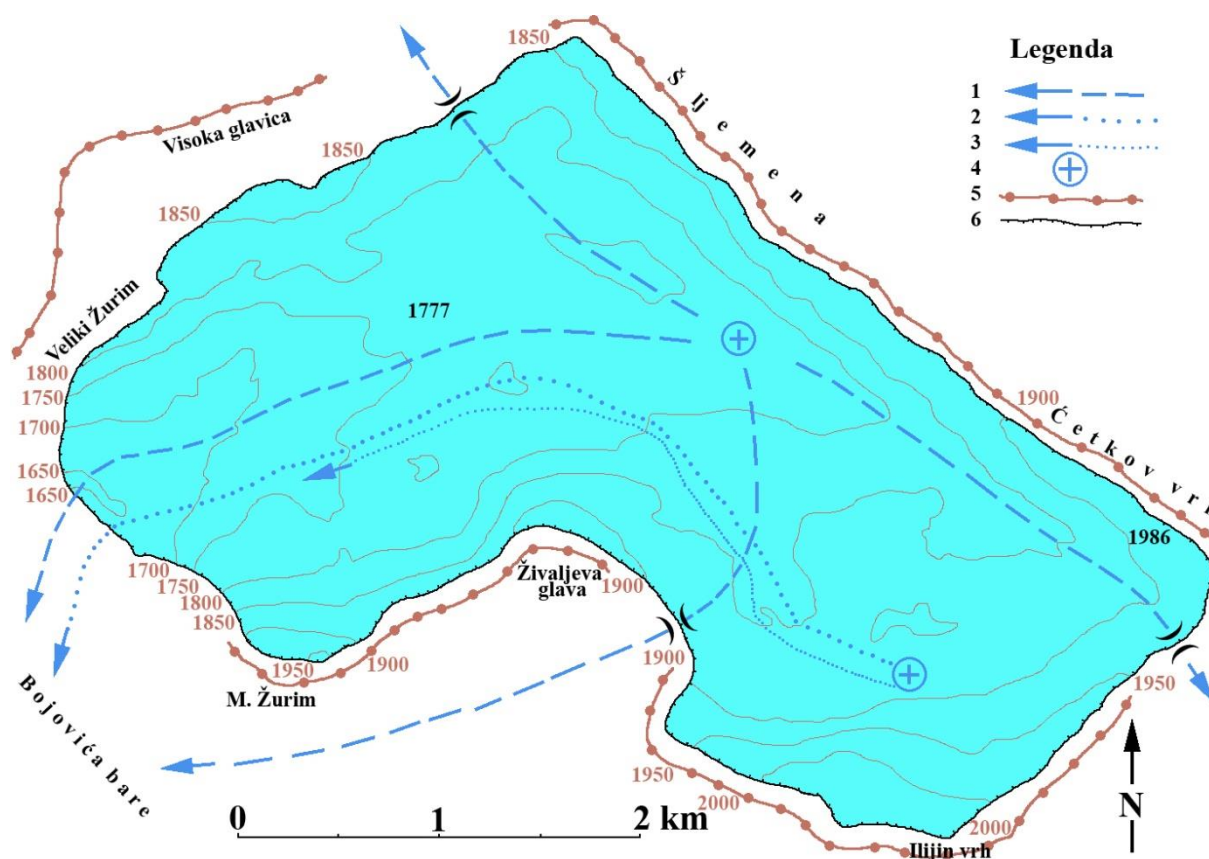
Пиперски цирк усечен је у најсевернијем делу поменуте површи. Широки гребеном на североистоку (Шљемена, 1899 m н.в. и Ћетков врх 1986 – 2036 m н.в.) овај цирк је одвојен од североисточног дела Морачких планина са којих су се ледници кретали у другим правцима и не припадају Лукавичко-луковском леднику. На северу цирк ограђује гребен Великог Журима (2035 m н.в.) и Високе главице (1958 m н.в.), док је делимично отворен превојем (1830 m н.в.) према нижем Крновском пољу (1650 m н.в.). Јужну страну цирка чине гребен Малог Журима (1962 m н.в.), Живаљеве главе (1933 m н.в.) и Илијиног врха (2051 m н.в.). У највишем делу цирк је ка југоистоку отворен према басену Капетановог језера (слив реке Мртвице) превојем на 1920 m н.в. (између Илијиног врха и Ћетковог врха), као и превојем на западу (1870 m н.в.) ка секундарном цирку изнад Загарачког катуна (Прилог 7.8).

Цирк се лучно пружа, прво од југоистока ка северозападу пратећи динарску тектонску структуру гребена Шљемена, да би у средишњем делу лактасто скренуо ка југозападу према Бојовића барама. Дужина цирка је 3 km, док је просечна ширина 900 m. Највиши део дна налази се на 1850 m н.в. док је излаз цирка на 1665 m н.в. Дно је површине 1,1 km² и има вертикалну денивелацију од 185 m. Дубина цирка испод гребена је око 200 m, а код превоја 150 m.



Прилог 7.8 - Геоморфолошка карта Пиперског цирка

Легенда: 1 - простор развоја крашког процеса, 2 - сипари, 3 - еродована морена (остацци моренског материјала), 4 - псеудоморена (III фазе акумулације), 5 - одсек, 6 - флувијална ерозија, 7 - превој (седло), 8 - веће вртаче, 9 - клизећи блокови, 10 - граница цирка



Прилог 7.9 – Промене праваца кретања ледничке масе из Пиперског цирка током различитих фаза глацијације

Легенда: 1 - правац кретања ледника током прве, најстарије фазе, 2 – правац кретања ледника током средње фазе, 3 – правац кретања ледника током треће фазе, 4 - центар глацијације, 5 – планински гробени, 6 – граница цирка

У циљу реконструкције плеистоценске глацијације приступило се анализи ерозивних и акумулативних облика рељефа који су утврђени у Пиперском цирку. Анализа уздужног профила цирка указује на постојање два прага односно одсека. Први најнижи праг налази се на изласку из цирка. Он представља дно цирка у којем је у постглацијалном периоду, због усецања корита Шкаљиног потока, као и знатно веће еродибилности нижег простора (плочасти лапорци и лискуновити пешчари), дошло до израженије висинске денивелације. Она није последица глацијалног процеса, већ савременог флувио-денудационог. Други праг налази се у највишем делу Пиперског цирка и одваја доњи већи део од горњег мањег дела. Како је геолошка грађа цирка иста, овај праг није последица селективне ерозије, већ глацијалног процеса. Горњи део цирка има изразито другачију експозицију у односу на остале делове Пиперског цирка. Највиша страна цирка усечена је у северној стеновитој

страни Илијиног врха, што условљава другачије микроклиматске карактеристике овог простора. У последњој фази глацијације, када је дошло до диференцирања глацијалног процеса само на северним планским експозицијама ледник се у Пиперском цирку повукао у највиши део. Најдуже задржавање ледника у овом делу цирку имало је за последицу формирање наведеног прага. На овај начин дошло је до формирања секундарног цирку у оквиру већег Пиперског цирку (Прилог 7.9).

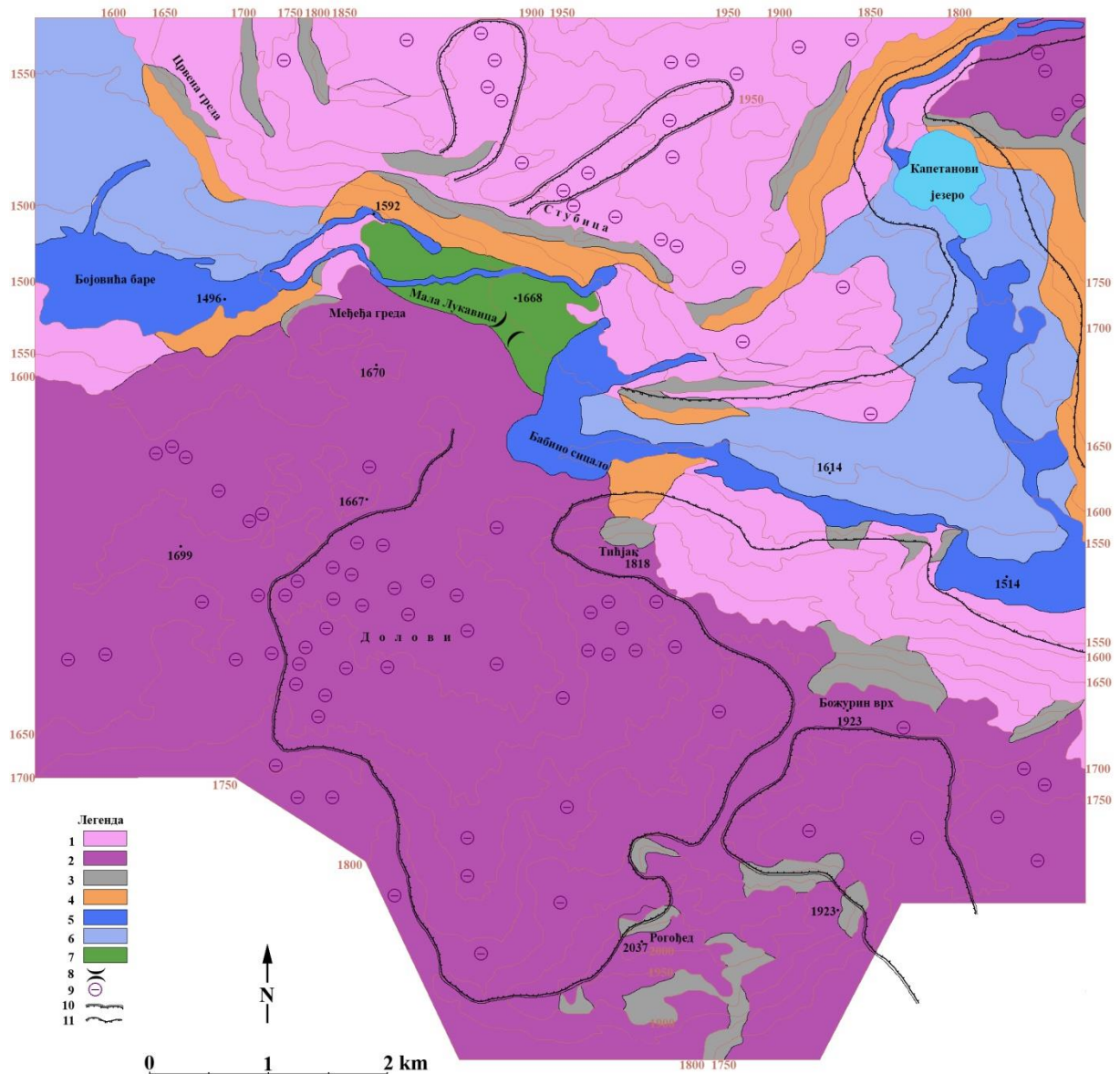
Основне морфометриске карактеристике овог цирку указују да се ради о облику који има релативно малу дубину. С друге стране гребени који га окружују су на три стране отворени широким превојима. Анализа порекла ових превоја искључује литолошке разлике и тектонску предиспозицију и указује на њихово ерозивно порекло. Као једини релевантни процес који је у прошлости могао деловати на овом простору је глацијални процес. У фази најјаче глацијације највиши делови Морачких планина били су прекривени јединственим платоским ледником. У овом делу ледена маса испуњавала је читав Пиперски цирк, а ледена маса преливала се из њега и кретала у различитим правцима: на север ка Крновском пољу, на југоисток ка басену Капетановог језера, а на југозапад кроз два правца према Бојовића барама.

Акумулативни облици представљају другу групу елемената која је узета приликом реконструкције обима плеистоценске глацијације на простору Пиперског цирку. Читав цирк изграђен је у горњокредним банковитим, слојевитим и плочастим кречњацима са рожнацима Дурмиторског флиша. Из тог разлога све утврђене акумулације имају исти геолошки састав, а разлике постоје једино у облицима који су настали њиховом акумулацијом. У секундарном (горњем) цирку дно и стране су стеновите и нема глацијалних акумулација. Од акумулативног материјала једино испод северних падина Илијиног врха постоји широки рецентни сипар. У доњем делу цирку, где лактасто скреће ка југозападу, постоје веће површине акумулативног материјала, различитог генетског порекла. Највећа количина материјала акумуларана је у виду издужених паралелних бедема дужине 400 – 500 m, ширине око 50 m и око 10 m висине. Правац пружања бедема подударан је са правцем пружања цирку. Величина, сортираност и степен заобљености материјала који изграђује бедеме указује на његово глацијално порекло. На основу широког распрострањења моренског материјала по читавом дну цирку може се закључити да је он наталожен у виду подледничког моренског материјала. У постглацијалном периоду у овом материјалу формирају се повремено праволинијски токови који врше ерозију материјала. То је имало за последицу да је јединствен подледнички моренски материјал данас у рељефу очуван у виду издужених бедема. Без обзира на доминантан кречњаки састав цирку на више места уочавају

се плитке јаруге кроз које повремено протиче вода у пролећном периоду током топљења снега, као и мање конусне акумулације на њиховим крајевима. Ово је доказ да денудациони процес без обзира на одмакли степен карстификације цирку и данас је присутан. На изласку из цирку регресивним усецањем Шкаљин поток је зашао у најнижи део цирку и у потпуности еродовао моренски материјал и претранспортирао га у ниже делове.

На основу геоморфолошке анализе Пиперског цирку извршена је реконструкција глацијације овог дела Лукавичко-луковског краса. У најстаријој и најјачој фази глацијације Пиперског цирку представљао је део много већег простора на коме је постојао платоски ледник Морачких планина. На основу висине превоја и околних гребена може се утврдити да је дебљина ледника у средишњем делу цирку могла износити до 200 m. Из леденог поља штрчали су само највиши делови гребена од 20 до 180 m. Формирање Пиперског цирку у облику какав данас постоји започето је смањивањем интензитета глацијације и раздвајања Морачког ледника на већи број међусобно независних ледника. Тај период означава време формирање независног Лукавичко-луковског ледника.

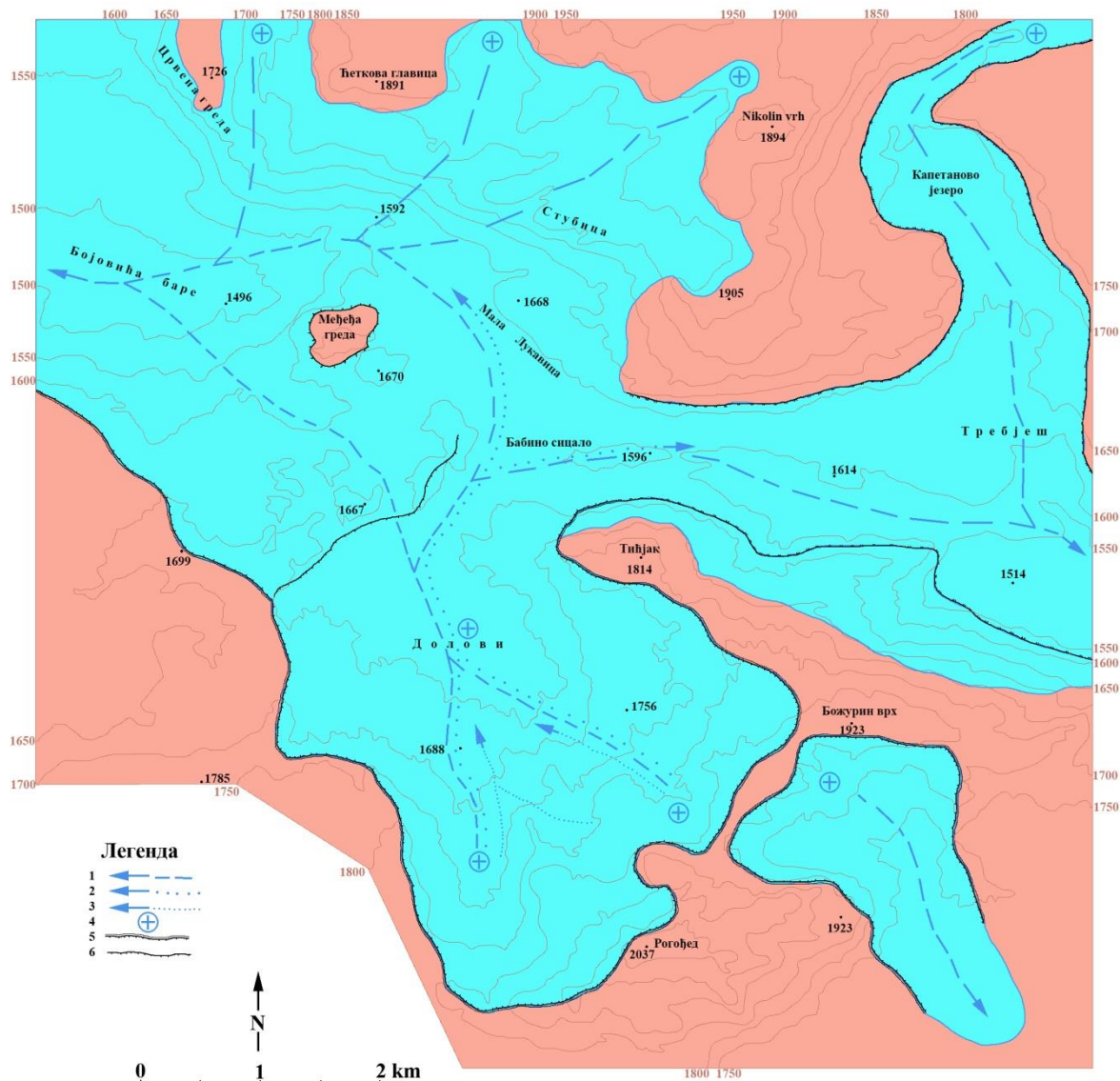
Цирк Долови налази се у граничном делу између Лукавичко-луковског краса (слив Мораче) и слива Мртвице. Орографски данас припада сливу Мртвице, али током смена различитих глацијалних фаза простор овог цирку припадао је и Лукавичко-луковском красу (Прилог 7.10). Цирк је усечен у високој крашкој површи која је гола, стеновита, без вегетације, са великим бројем вртача, шкрапа, те представља интензивно карстификован простор. Висина дна цирку је око 1650 m н.в. и има површину од око 2 km². Са јужне стране ограђује га кречњачки гребен Рецин врх (1930 m н.в.) – Рогођед (2037 m н.в.), а са источне Рогођед - Божурни врх (1923 m н.в.) – Тићјак (1814 m н.в.). Простор ограничен овим гребенима је површине 4 km². Ово је плитак цирк, јер се околни гребени постепено издижу. Цирк Долови је широко отворен према Малој Лукавици, са којом је на истој висини, Бабином сицалу, као и према Бојовића барама, од којих је виши за 150 m. Током најјаче фазе глацијације на овој крашкој површи формиран је платоски ледник. Ледена маса кретала се у различитим правцима. Према северу кретала се ка Малој Лукавици, према северозападу ка Бојовића барама, према истоку преко Бабиног сицала и југоистоку ка данашњем кањону Мртвице. У овој фази ледник из Долова и ледник Пиперског катуна спајањем у Бајовића барама формирали су јединствену ледничку масу која се кретала ка пољу Ивање.



Прилог – 7.10 - Геоморфолошка карта цирка Долови и валова Мала Лукавица

Легенда: 1 – крас у лапоровитим кречњаџима, 2 – љути крас, 3 – стеновити одсеци, 4 – сипари, 5 – флувиоденудационе акумулације, 6 – површине под денудационим процесом, 7 – акумулације моренског материјала, 8 – преседлина, 9 – вртаче, 10 – граница цирка, 11 – граница валова

У наредној, слабијој, фази глацијације долази до разбијања платоског ледника и његове диференцијације на неколико мањих ледника. Тада се формира ледник Долови кад започиње и стварање цирка у данашњим димензијама. Ледник се из цирка кретао у правцу Мале Лукавице.



Прилог 7.11 - Реконструисани обим простирања ледник и правци кретања током различитих глацијалних фаза

Легенда: 1 - правац кретања ледника током прве, најстарије фазе, 2 – правац кретања ледника током средње фазе, 3 – правац кретања ледника током треће фазе, 4 - центара глацијације, 5 – граница цирка током најстарије фазе, 6 – граница цирка током средње фазе

Услед раздвајања ледене масе и кретања у два правца, на простору Мале Лукавице формирао преседлински ледник. Један део ледника ишао је преко Бабиног сисала у правцу југоистока, ка Мртвици, а други ка Бојовиња барама. Из тог разлога развође између сливова Мртвице и Мораче, на простору Мале Лукавице, је ниско и широко. Из ове фазе глацијације у Малој Лукавици акумулирана је велика количина моренског материјала. У наредној фази

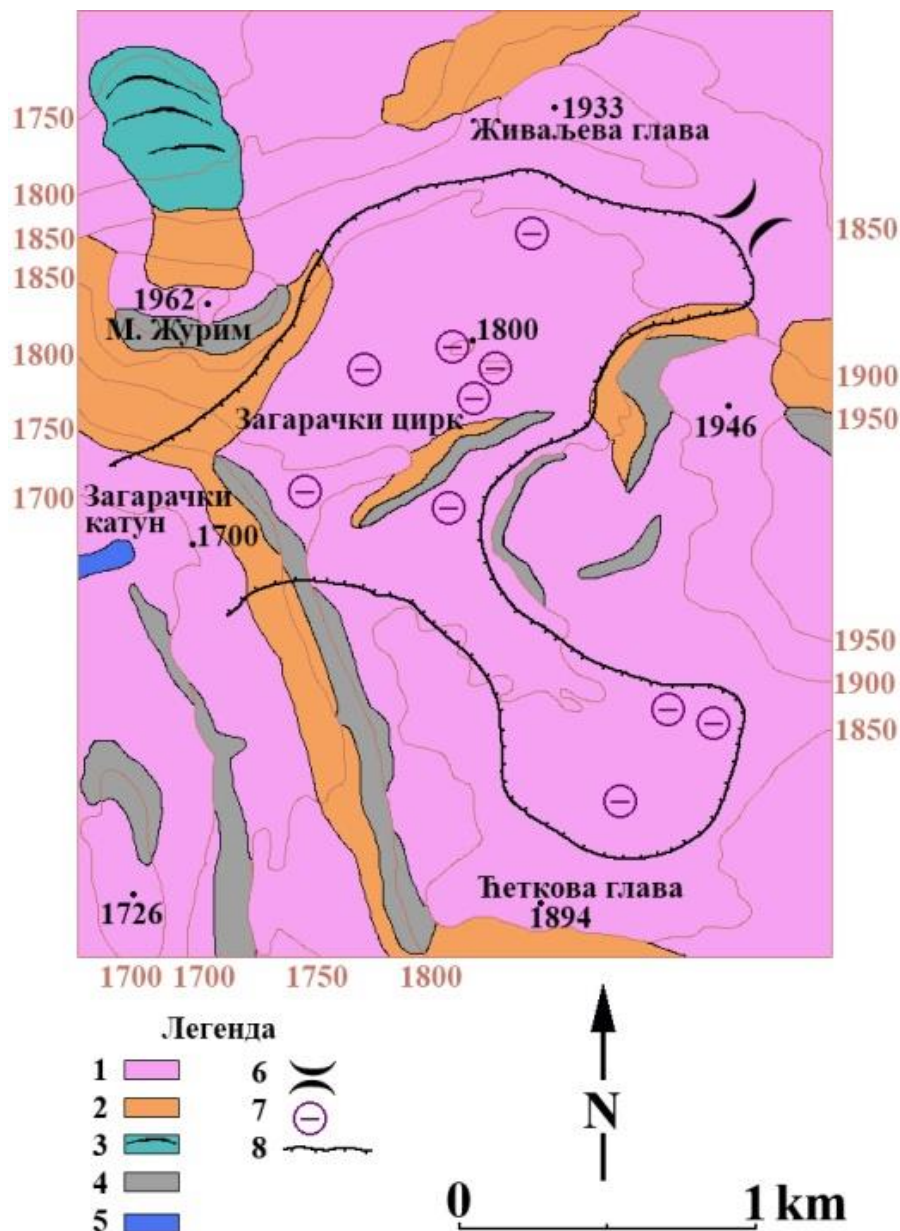
глацијације са даљим смањењем њеног интензитета ледник из Долова не излази из цирка (Прилог 7.11).

За разлику од претходна два цирка, која величином и сложености представљају најмаркатније ерозивне глацијалне облике издваја се и друга група циркова. Они су знатно мање величине и знатно једноставније еволуције. Издвајају се три цирка која се налазе у северном делу високе крашке површи око Илијиног врха. То су: Загарачки, Ћетков и Николин цирк. Ови циркови усечени су у ободном делу високе крашке површи и оријентисани су ка Бојовића барама и Малој Лукавици.

Загарачки цирк са севера ограђује гребен Мали Журим (1962/84 m н.в.) – Живаљева глава (1933 m н.в.), а са јужне стране гребен Ћеткова глава (1891 m н.в.) – Илијин врх (2051 m н.в.). Дно цирка налази се на 1800 m н.в. Ово је двојни цирк, састоји се од централног и бочног цирка (Прилог 7.12). Централни цирк је отворен у правцу југозапада. У највишем делу отворен је према највишем делу Пиперског цирка, из кога се током најјаче глацијалне фазе одвајао један леднички језик и кретао простором Загарачког цирка. Узмајући то у обзир, он би могао представљати и део Пиперског цирка, али само током најстарије фазе глацијације. У наредним фазама у овом цирку постојао је самостални ледник. Бочни цирк пружа се у правцу северозапада, од гребена Илијин врх – Ћеткова глава ка дну централног цирка. Стране цирка су релативно благе, без већих стеновитих одсека. У цирку нису пронађене површине прекривене моренским материјалом. Загарачки цирк завршава се стеновитим одсеком према Бојовића барама висине 80 m. Укупна површина цирка износи 0,8 km², а дно је 0,4 km².

Ћетков цирк налази се у јужном делу високе крашке површи. Оријентисан је према југу ка валову Мала Лукавица. Дно цирка је на 1825 m н.в. у највећем делу је стеновито са већим бројем плитких вртача. Цирк се завршава 150 m високим одсеком изнад дна валова Мала Лукавица.

Николин цирк налази се југоисточно од Ћетковог цирка. Оријентисан је ка југозападу са дном на висини од 1800 m н.в. Цирк се завршава 100 m високим одсеком изнад Мале Лукавице.



Прилог 7.12 - Геоморфолошка карта Загарачког цирка

Легенда: 1 - кречњак, 2 – сипар, 3 – псеудоморене, 4 – вертикални одсек, 5 – флувио-денудациони процес, 6 - превој, 7 - вртача, 8 - граница цирка

Циркови Ђетков и Николин формиран су на простору развоја платоског ледника у фази његовог повлачења и диференцирања на мање леднике. Тада је дошло до усецања циркова у којима су због неповољне експозиције, благих страна и мање надморске висине формиран мањи ледници који нису имали велику ерозивну снагу. Данашња дубина циркова делимично је повећана крашким процесом у постглацијалном периоду.

7.2.1.2 Валови

Валов Мала Лукавица налази се у крајњем источном делу Лукавичко-луковског краса, на граници према сливу реке Мртвице (Прилог 7.10 и 7.11). Валов има врло специфичне морфолошко-еволутивне карактеристике, те је за разумевање његове еволуције и реконструкције обима ледничког покривача и глацијалних фаза неопходно сагледати знатно шири простор него што је сам валов.

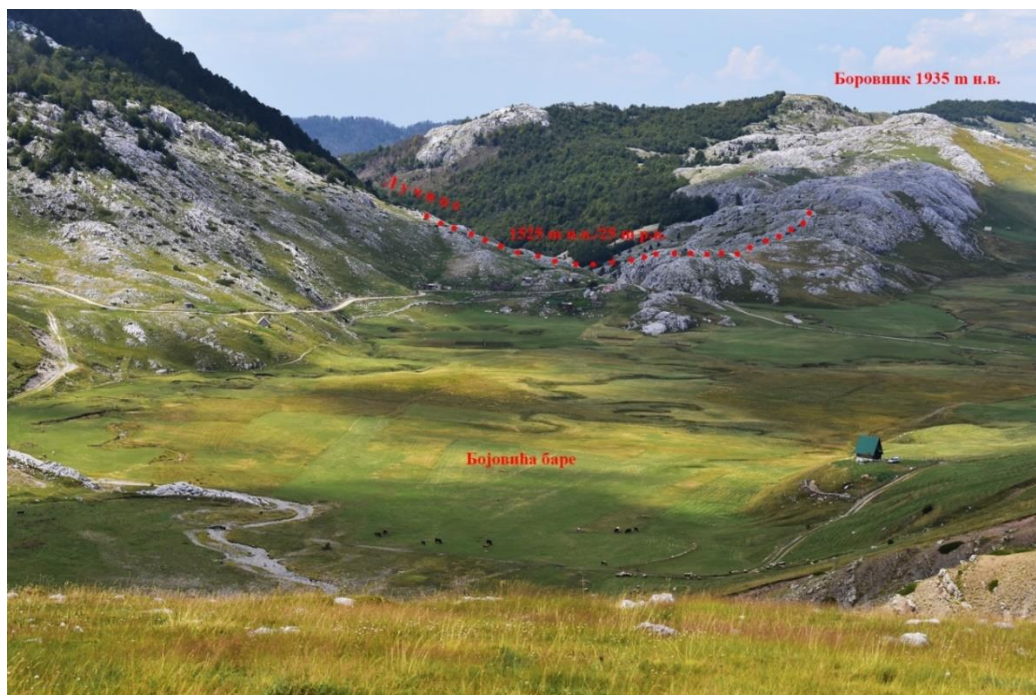
Валов је смештен у западном делу развођа између сливова Мораче и Мртвице (1607 m н.в.). Има динарски правац пружања, дужине је 2,8 km, а ширина у најширем горњем делу износи 0,95 km. На северу ограђују га стеновити одсеци Стубице висине око 120 m, док су на југу 70 m високе падине Међеђе греде. На излазу ширина валова је 240 m и налази се на 1605 m н.в. У највишем делу валов је широко отворен ка нижем источном делу (слив Мртвице). Овакав положај условио је специфичан изглед валова. Има изглед преседлине, јер је изграђен радом преседлинског ледника.

Валов је усечен у горњокредним плочастим лапорцима и лискуновитим пешчарима, а налази се између високих кречњачких површи на северу и југу. Површ северно од валова изграђена је од горњокредних банковитих, слојевитих и плочастих кречњака са рожнацима. Просечна висина површи је 1850 – 2050 m н.в. највиша тачка је Илијин врх 2051 m н.в. Површ јужно од валова састављена је од туронских (горњокредних) масивних и банковитих кречњака. Површ има просечну висину од 1780 до 1920 m н.в. док је највиши јужни део висок 2037 m н.в. (Рогођед).

Граница између ове три геолошке јединице је нормална и ерозивна и не постоје раседи нити друге тектонске структуре. Висинска разлика између валова Мале Лукавице и наведених површи је последица различитог степена њихове еродибилности. Током морфолошке еволуције ова разлика довела је до знатно веће ерозије и усецања простора Мале Лукавице и формирања преседлине између сливова Мораче и Мртвице.

Место где се формирала и одакле се кретала ледена маса која је ишла валовом Мала Лукавица мењала се током различитих фаза глацијације. Током најјаче платоске фазе највећа количина леда долазила је из правца Долова. Међутим, скретањем ледника Долови ка Мртвици кроз валов Мала Лукавица креће се ледена маса која се акумулира у цирковима северно од њега. Са простора Стубице, између гребена Ћеткова глава (1891 m н.в.) – Илијин врх (2051 m н.в.) – Николин врх (1984 m н.в.) према валову кретала су се два мања ледника. Ледена маса се на одсеку Стубица ломила, падала и одложила моренски материјал на дно валова. У последњој фази глацијације ови ледници су трансформисани у циркне леднике.

Валов Бојовића баре представљају специфичан облик у рељефу Лукавичко-луковског краса, јер је ток сложене еволуције у зависности од дејства доминантног геоморфолошког процеса трансформисао се из једног облика у други. Савремени облик представља увалу у красу у којој је значајно присутна флувијална ерозија (један део изграђен на вододрживој основи), али и крашке хидролошке појаве као што су понори. Током **последње две глацијалне фазе** на простору Бојовића бара не постоје докази о постојању ледника, што значи, да се у њој, имајући у виду надморску висину на којој се налази и близину циркних ледника, одвијао периглацијални процес у садејству са флувијалном ерозијом. Током **средње фазе глацијације** из околних циркова (Пиперски, Загарачки, Мала Лукавица, са Ћетковим и Николиним) притицала је ледничка маса, формирајући ледник чије је дно било на око 1525 m н.в. Висина некадашњег дна одређена је на основу висине преседлине, остатка дна валова у Лучицама и остатка глацијалне акумулације у североисточном делу Бојовића бара. Дно некадашњег валова је 25 до 30 m више у односу на савремено корито Бојовића ријеке, односно толики је износ постглацијалног флувијалног усецања (Прилог 7.13).



Прилог 7.13 – Преседлина ка Лучицама, простор којим се кретао ледник у средњој фази глацијације (Фото: М. Буровић)

Током **најстарије фазе глацијације** Бојовића баре представљале су простор на коме су се спајали ледници из источног и североисточног правца, али такође простор одакле се ледена маса раздвајала и кретала у два правца. О могућности цепања ледничке масе и кретања у два правца раније је указано (Шобајић, 1926). На основу анализа висина превоја који одвајају Бојовића баре од суседних нижих простора проистиче да се висина валов, а којима су се у најстаријој фази кретали ледници, налазила на западу према Коњском на 1600 m н.в. (локалитет Вратло) између Боровника (1935 m н.в.) и Сувог врха (1746 m н.в.), а према северозападу ка Крнову на 1650 m н.в. (локалите Дебели бријег) између Боровника (1935 m н.в.) и Великог Журима (2035 m н.в.).

На простору **валова Лучица**, између Бојовића бара и Бојовића луке, поред савремене флувијалне морфологије у виду уске, кратке клисуре очувано је дно валова из средње фазе глацијације. Ширина дна овог валова износи од 200 до 700 m.

Валов Коњско налази се у средишњем делу Лукавичко-луковског краса и изграђен је у старој крашкој површи. На основу њених најочуванијих делова може се закључити да је ова површ била нагнута од севера према југу (од 1546 до 1521 m н.в.) и од истока према западу (од 1935 до 1546 m н.в.). Током квартара у њој су се смењивали различити геоморфолошки процеси у зависности од климатских промена (глацијални, флувијални и крашки). **Најјача глацијална фаза** обележила је постојање широког ледника на овом простору. Ледник се кретао према западу и југу, а због ширине и великог простора који је заузимао имао је карактеристике платоског ледника. Поједини делови овог ледника силазили су ка нижим теренима и врло брзо се завршавали, неизградивши значајније ерозивне глацијалне облике (валове). Тек са смањењем интензитета глацијације ледник који је долазио из Бојовића бара усекао је кратак валов Лучице спустивши се све до почетка увале Коњско. Због велике ширине простора ледена маса се шири и тиме знатно смањује своју ерозивну снагу, а мали нагиб терена онемогућава далеко кретање ледника. Каснији флувио-денудациони процеси су у потпуности уништили акумулативну глацијалну морфологију овог простора тако да се они данас не могу реконструисати. То значи да је у средишњем делу Лукавичко-луковског краса слабо очувана ерозивна глацијална морфологија, јер се ледена маса широко разливала и имала је одлике платоског ледника са ниским ободним странама.

7.2.2 Реконструкција акумулативних глацијалних облика

Акумулативни глацијални облици због карактера материјала од којег су састављени (седименти) врло су подложни деструктивном дејству накнадних различитих геоморфолошких процеса, пре свега флувијалних. За детерминацију моренског материјала неопходно је његово јасно разграничење од материјала сличних седиментолошких карактеристика (блокови, дробина, незаобљеност), али потпуно другачијег генетског порекла. Генерално, у досадашњим проучавањима плеистоценске глацијације највећи проблем је управо и била детерминација и просторно разграничење моренског материјала од њему сличног, али генетски различитог. С тог аспекта у издвајању морена и моренског материјала примењена је методологија која је раније описана.

За правилно разумевање утицаја глацијалног процеса на засипања краса неопходно је утврдити и разграничити начине формирања материјала који транспортује ледник и којим после отапања засипа кречњачку површину. Постоје различите могућности уношења дробинског материјала, његовог транспорта ледницима и акумулације. Примарни материјал може се унети са падина изнад ледника, обала поред ледника и из ледничког корита. Два су начина транспорта глацијалног материјала (Boulton, 1978). Први начин везан је за пасивни транспорт дробине који доспева на површину ледника (супраглацијални) који се током транспорта мало модификује и задржава карактеристике матичног материјала. Други начин везан је за активни транспорт који се одвија на дну ледника где се материјал дробе, уситњава и мења величину. Дробински материјал у леднику може мењати свој начин преноса из пасивног у активни и обратно, а формирање морена може се извршити на дну ледника или на његовим маргинама.

На простору Лукавичко-луковског краса према величини простора који заузимају и количини акумулираног материјала издваја се највиши, средишњи и најнижи, ободни део. Највиши део је простор циркова (Пиперски, Загарачки, Ћетков, Николин и Долови). Средишњи простор обухвата Малу Лукавицу, Бојовића баре, Лучице, Бојовића луку и Коњско, док најнижи део обухвата ободни део од Блаца, преко Буковика, до Ивања.

7.2.2.1 Моренски материјал у Пиперском цирку

Моренски материјал у Пиперском цирку налази се у његовом средишњем делу. Ова акумулација спада у ред највиших акумулација моренског материјала у Лукавичко-луковском красу. У овом цирку сем моренског материјала уочене су и друге акумулације које припадају различитим генетским типовима. Због утврђивања боље хронологије геоморфолошких догађаја на овом простору у Доловима извршено је пет Шмит хамер тест анализа акумулација различитог генетског порекла и времена настанка (Прилог 7.14).

Локација IX

Локација IX налази се у Пиперском цирку, у Доловима, простору између Малог и Великог Журима, на 1770 m н.в. Блокови одабрани за мерење налазе се на брежуљкастом узвишењу састављеног од моренског материјала различите крупноће, а који се од околног стеновитог дна издиже за око 30 m.

Табела 7.1 – Вредности Шмит хамер теста локација IX

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност: N/mm ²	64	68	68	63	68	62	60	56	64	62	64		
kg/cm ²	631	698.6	698.6	616.2	698.6	614.8	612	570.2	631	614.8	631		
Вредност: N/mm ²	64	60	62	50	61	64	66	56	61	65	62	62	
kg/cm ²	631	612	614.8	509	613.4	631	633.8	570.2	613.4	632.4	614.8	614.8	
Вредност: N/mm ²	62	62	65	64	61	62	63	64	58	63	57	61	59
kg/cm ²	614.8	614.8	632.4	631	613.4	614.8	616.2	631	591.4	616.2	590	613.4	592.8
Вредност: N/mm ²	54	49	59	62	49	60	60	59.5	58.5	57	56		
kg/cm ²	513.4	420.6	592.4	614.8	420.6	612	612	593.5	592.1	590	570.2		



Прилог 7.14 Шмит хамер тест мерења у Пиперском цирку (Долови - 1770 т н.в.)

(Фото: П. Ђуровић)

Локација X

Локација X налази се на северним падинама Малог Журима (Прилог 7.15). На овом локалитету извршен је Шмит хамер тест на сипарским блоковима, који се налазе на најнижем ободном делу сипара на висини од 1770 т н.в.

Табела 7.2 – Вредности Шмит хамер теста локација X

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Вредност: N/mm ² kg/cm ²	60 612	62 614.8	65 632.4	66 633.8	61 613.4	62 614.8	58 591.4	58 591.4	63 616.2



Прилог 7.15 – Северне падине Малог Журима, три генерације псеудоморена и локације Шмит хамер теста (Фото: М. Ђуровић)

Локација XI

Локација XI налази се на северним падинама Малог Журима у непосредној близини локације X. Блокови на овој локацији изабрани су за тест јер припадају другом генетском типу. Они чине саставни део велике псеудоморене. Како је она изграђена од три генерације бедема, Шмит хамер тест обухватио је мерења блокова све три генерације. Мерења на локацији XI извршена су на највишој псеудоморени (1768 m н.в.).

Табела 7.3 – Вредности Шмит хамер теста локација XI

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност: N/mm ²	64	58	56	60	60	59	58	61	62	61	58	60	59
kg/cm ²	631	591.4	570.2	612	612	592.8	591.4	613.4	614.8	613.4	591.4	612	592.8
Вредност: N/mm ²	63	60	54	58	54	58	64	64	64	59	64		
kg/cm ²	616.2	612	513.4	591.4	513.4	591.4	631	631	631	592.8	631		
Вредност: N/mm ²	61	60	61	56	58	58	62	57	59	58			
kg/cm ²	613.4	612	613.4	570.2	591.4	591.4	614.8	590	592.8	591.4			

Локација XII

Локација XII налази се на простору псеудоморене и обухвата њен средишњи лук на 1766 m н.в.

Табела 7.4 - Вредности Шмит хамер теста локација XII

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност: N/mm ²	64	58	56	60	60	59	58	61	62	61	58	60	59
kg/cm ²	631	591.4	570.2	612	612	592.8	591.4	613.4	614.8	613.4	591.4	612	592.8
Вредност: N/mm ²	63	60	54	58	54	58	64	64	64	59	64		
kg/cm ²	616.2	612	513.4	591.4	513.4	591.4	631	631	631	592.8	631		
Вредност: N/mm ²	61	60	61	56	58	58	62	57	59	58			
kg/cm ²	613.4	612	613.4	570.2	591.4	591.4	614.8	590	592.8	591.4			

Локација XIII

Локација XIII налази се на истом простору као и претходне две локације, а тест је обухватио блокове који припадају спољашњој псеудоморени.

Табела 7.5 - Вредности Шмит хамер теста локација XIII

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност: N/mm ²	58	64	63	61	63	63,5	60	60	60	60	64	64	
kg/cm ²	591.4	631	616.2	613.4	616.2	616.9	612	612	612	612	631	631	
Вредност: N/mm ²	52	50	59	52	55	56	52	60	56	56	53	55	
kg/cm ²	511.8	509	592.8	514.8	531.8	570.2	511.8	612	570.2	570.2	512	514.8	
Вредност: N/mm ²	57	58	62	57	50	55	62	62	60	54	63	59	60
kg/cm ²	590	591.4	614.8	590	509	514.8	614.8	614.8	612	513.4	616.2	592.8	612

Локација XIV

Локација XIV налази се на западним падинама Малог Журима (Прилог 7.16). Представља псеудоморену која је са унутрашње стране делимично прекривена савременим сипарским материјалом. Псеудоморена је обрасла вегетацијом, а на заравњеном делу псеудоморене вире поједини већи блокови. Шмит хамер тест извршен је на најкрупнијем савременом сипарском материјалу (Табела XIVa) и блокова са заравњеног дела псеудоморене (Табела XIVб). Висина на којој су вршена мерења је 1655 m н.в.

Табела 7.6 - Вредности Шмит хамер теста локација XIVa

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност: N/mm ²	58	64	63	61	63	63,5	60	60	60	60	64	64	
kg/cm ²	591.4	631	616.2	613.4	616.2	616.9	612	612	612	612	631	631	
Вредност: N/mm ²	52	50	59	52	55	56	52	60	56	56	53	55	
kg/cm ²	511.8	509	592.8	514.8	531.8	570.2	511.8	612	570.2	570.2	512	514.8	
Вредност: N/mm ²	57	58	62	57	50	55	62	62	60	54	63	59	60
kg/cm ²	590	591.4	614.8	590	509	514.8	614.8	614.8	612	513.4	616.2	592.8	612

Табела 7.7 - Вредности Шмит хамер теста локација XIVб

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Вредност: N/mm ²	58	60	56	61	58	60	50	60	52	52	60	59,5
kg/cm ²	591.4	612	570.2	613.4	591.4	612	509	612	514.8	514.8	612	593.5



Прилог 7.16 – Положај локације за Шмит хамер тест анализу на западним падинама Малог Журима (Фото: М. Буровић)

7.2.2.2 Моренски материјал у Малој Лукавици и Бојовића барама

Савремене морфо-хидролошке карактеристике валова Мале Лукавице у знатној мери се разликују од претходних фаза развоја током плеистоцена. Лева (јужна) и десна (северна) страна валова изграђени су од већ споменутих кредних кречњака. У подножју одсека

Стубица на контакту кредних кречњака и плочастих лапораца и лискуновитих пешчара јавља се већи број извора од којих се формирају стални и периодични токови. Ови токови усекли су плића корита, а њиховим ерозивним радом однет је део моренског материјала, којим је прекривено читаво дно валова. Карактеристике дробинског материјала директно се могу осматрати на странама два плитка корита потока од којих један протиче средишњим делом, а други северним ободом, као и на самом одсеку излазног дела валова (Прилог 7.17).

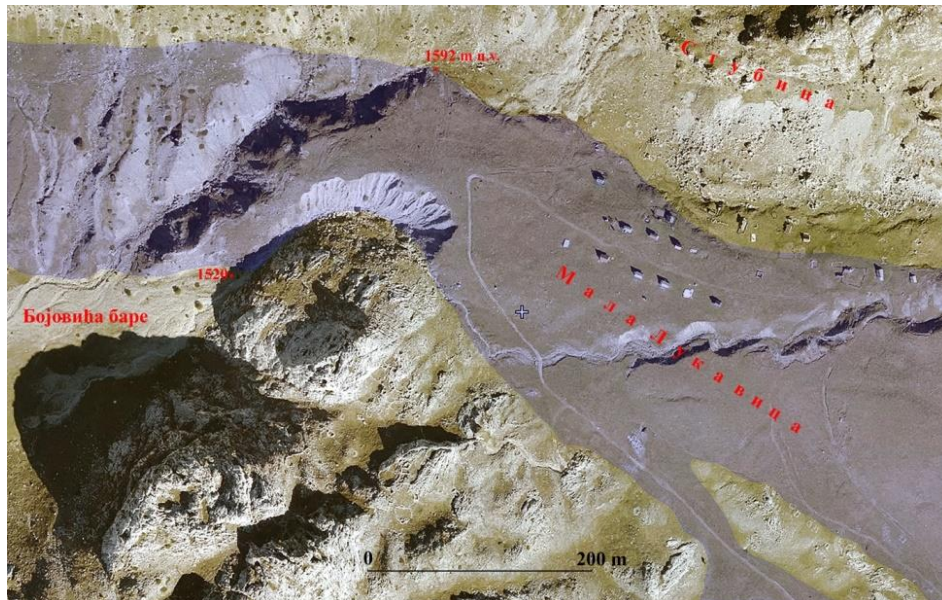


Прилог 7.17 – Моренски материјал на дну излазног дела валова Мала Лукавица
(Фото: П. Ђуровић)

На споменутиим профилима јасно се уочава доминација незаобљених угластих комада, различите величине фракције - од милиметарске до дециметарске. Петролошко порекло дробине одговара геолошком саставу јужне и северне површи које окружују цирк. Акумулирани материјал испуњава читаво дно валова, а у средишњем делу његова дебљина износи 60 до 70 m. Уназадним усецањем потока из Бојовића бара и потока, који протиче преко саме акумулације, примарна морфологија акумулације је у потпуности измењена тако да се она не може дефинисати као морена, већ само као моренски материјал. Ова акумулација се у континуитету наставља може се пратити и дуж североисточног обода

Бојовића бара, у виду омање заравни релативне висине око 50 m. На основу овога може се закључити да је ова акумулација у потпуности засула Бојовића баре и да је у висинској корелацији са валовом Лучица. Највероватније да је ова акумулација формирана у периоду када се ледник повлачио из Коњског преко Лучица ка Бојовића барама, а то се, како је већ раније утврђено, одвијало током средње фазе глацијације.

Количина моренског материјала у валову Мала Лукавица вишеструко премашује могућности акумулације из два суседна цирка са Стубице (Прилог 7.18). На основу извршене геоморфолошке и седиментолошке анализе, применом методе даљинске детекције и непосредних истраживања валова Мала Лукавица и Бојовића бара дат је одговор на питање са ког простора је вршено депоновање највеће количине моренског материјала. После најстарије глацијалне фазе, која је готово у потпуности прекривала највећи део овог простора и из кога на овом простору нема акумулираног моренског материјала, наступила је средња фаза глацијације. Она је по интензитету била слабија од претходне, што значи да је дошло до диференцијације глацијалног процеса, а орографски односи одредили су правце кретања ледника, зато је моренски материјал који је депонован на овом простору транспортован не само из Ђетковог и Николиног цирка, већ и из цирка Долови.



Прилог 7.18 – Глацијална акумулација у Малој Лукавици
(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)

На Малој Лукавици, на површини моренског материјала спорадично се појављују већи кречњачки блокови метарских димензија. У средишњем делу је на њима извршена *Шмит хамер тест* анализа.

Локација VII

Локација VII налази се у западном делу Мале Лукавице на гребену (развођу) благих страна који одваја два мања потока на 1625 m н. в. (Прилог 7.19). Основу чини моренски материјал различите крупноће. Блокови на којима су вршена мерења вире из моренског материјала, који је обрастао травнатом вегетацијом.



Прилог 7.19 – Мерења на локацији VII

(Фото: П. Ђуровић)

Блокови ободних делова Мале Лукавице, испод одсека Стубице одговарају колувијалном материјалу – сипари. Иако, сличних морфолошких карактеристика блокови су резултат различитих геоморфолошких процеса који временски нису синхрони, јер су глацијални настали раније, а колувијални касније. Зато се приступило утврђивању релативне

старости блокова применом *Шмит хамер тест* методе како би се потврдила претпоставка да су они настали у различитим временским периодима, а самим тим да припадају различитим генетским категоријама (Табела 7.8).

Табела 7.8 - Вредности *Шмит хамер теста* локација VII

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
Вредност: N/mm ²	58	52	60	52	60	60	56	64,5	55	60	52				
kg/cm ²	591,4	511,8	612	511,8	612	612	570,2	631,7	531,8	612	511,8				
Вредност: N/mm ²	58	48	55	62	58	59	54	51	64	58	58	54			
kg/cm ²	591,4	419,2	531,8	614,8	591,4	592,4	513,2	510,4	631	591,4	591,4	513,4			
Вредност: N/mm ²	44	52	54	48	59	42	44	64	54	46	56	46	59	42,5	54
kg/cm ²	413,6	511,8	513,2	419,2	592,4	410,8	413,6	631	513,2	416,4	570,2	416,4	592,4	411,5	513,2
Вредност: N/mm ²	44	37	44	50,5	37	53	44	50	47	62	50	34	58		
kg/cm ²	413,6	403,8	413,6	509,7	403,8	511,8	413,6	509	417,8	614,8	509	313	591,4		
Вредност: N/mm ²	64	61	51	46	38	49	44	38	50	54					
kg/cm ²	631	613,4	510,4	416,4	404,2	420,6	413,6	404,2	509	513,2					
Вредност: N/mm ²	42,5	58	53	61,5	58	54	47	35	50	54					
kg/cm ²	411,5	591,4	513,2	614,1	591,4	513,2	417,8	314,4	509	513,2					
Вредност: N/mm ²	59	57,5	39	50	49	47	51	48,5	57	51	52,5				
kg/cm ²	592,8	590,7	406,6	509	420,6	417,8	510,4	419,9	590	510,4	512,5				
90 ⁰															

7.2.2.3 Моренски материјал у Лучицама

Даље према западу на простору Лучица (између Бојовића бара и Бојовића луке) (1470 m н. в.), мало је очувано глацијалних акумулација. Ширим простором којем припадају Лучице (простор између Боровника и Сувог врха) таквом најјаче фазе глацијације кретала се ледена маса према Коњском, те с тога није ни могло доћи до значајније акумулације глацијалног материјала. Током средње фазе ледник из Бојовића бара кретао се уским валовом у чијем дну је касније усечена долина Бојовића ријеке. Из тог разлога ни из ове фазе у овом делу не постоје значајније акумулације глацијалног материјала. Међутим, на неколико спорадично разбацаних блоковима извршена је *Шмит хамер тест* анализа.

Локација VI

Налази се у Лучицама, на левој долинској страни Бојовића ријеке, непосредно поред асфалтног пута који води ка Бојовића барама на висини од 1470 m н. в. (10 m р. в.). Падина је обрасла буковом шумом, а простор непосредно изнад пута обрастао је травном вегетацијом, где се налазе већи кречњачки блокови на којима су вршена мерења, а који више из моренског материјала.

Табела 7.9 - Вредности Шмит хамер теста локација VI

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Вредност:N/mm ²	67	56	66	65	57	54	60	60	60	68
kg/cm ²	632.4	570.2	633.8	632,4	590	513.4	612	612	612	698.6
Вредност:N/mm ²	50	57	54	57	50	54	64	59	59	54
kg/cm ²	509	590	513.4	590	509	513.4	631	592,8	592,8	513.2

7.2.2.4 Моренски материјал у Коњском

Коњско представља широки плитки облик, а те морфолошке карактеристике наслеђене су из претходних фаза развоја. Смештен између голих кречњачких заравњених врхова Ђурковог брда, Боровника и Планиника био је простор акумулације велике количине леда. Морфолошке карактеристике утицале су на изглед ледника, који се формирао у њему, те је он на овом простору имао карактеристике платоског ледника. Од ове ледене масе, како је већ раније речено, одвајали су се краћи леднички језици који су приликом повлачења акумулирали велике количине моренског материјала. Поједине морене морфолошки не припадају Лукавичко-луковском красу, али су у генетској вези са платоским ледником у Коњском. Из тим разлога биће обрађене како би се добила јединствена слика о глацијалним карактеристикама овог простора. Због постојања платоског ледника на простору Коњског нису формиране морене, а очувани моренски материјал највероватније припада суподинским моренама (Табела 7.10), те из тих разлога нису јасно морфолошки издиференциране. На основу овога може се закључити да оне одговарају најстаријој, односно крају најјаче фазе глацијације, током повлачења ледника. Флувио-денудациони процес, који је и данас присутан у појединим деловима овог простора, додатно је изменио моренски материјал. Овај материјал најчешће је очуван у плитким удубљењима, између ниских кречњачких узвишења, које представљају примарну фазу развоја вртача. У материјалу и даље доминира незаобљена или слабо заобљена фракција различите величине, што указује да је транспортни пут у постглацијалном периоду био мали или да га уопште није било.

Локација V

Локација V налази се у североисточном делу увале Коњско у близини асфалтног пута који води ка Крнову (локалитет Вјетрена глава), а на 1490 m н. в. Основу чини грубо заобљени моренски материјал различите величине. Преко њега формиран је дебљи педолошки покривач (планинска црница) обрастао густом травном вегетацијом. Дна околних

плитких вртача користе се за пољопривредну производњу. На више места из земљишта више кречњачки блокови запремине веће од $0,2 \text{ m}^3$ на којима је вршено мерење.

Табела 7.10 - Вредности Шмит хамер теста локација V

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Вредност: N/mm ²	58,5	62	58	54,5	54,5	54,5	60,5	60,5	56	54,5	58,5
kg/cm ²	592,1	614,8	591,4	513,9	513,9	513,9	612,7	612,7	530,8	513,9	592,1
Вредност: N/mm ²	44	57	58	60	62	58	64	59	59	66	
kg/cm ²	413,6	590	591,4	612	614,8	591,4	631	592,8	592,8	633,8	
Вредност: N/mm ²	64,5	64	62	66	60	58	59	58	52	60	
kg/cm ²	631,7	631	614,8	633,8	612	591,4	592,8	591,4	511,8	612	

Источно и јужно од Коњског утврђено је постојање већег броја морена које су формиране од ледничких кракова платоског ледника. Од платоског ледника са простора Коњског одвајао се један крак и према Вучју што је ранијим геоморфолошким (Шобајић, 1926; Радојичић, 1996), каснијим геолошким проучавањима (Калезић и сар., 1973) и савременим геоморфолошким истраживањима потврђено.

Од платоског ледника у Коњском одвајали су се краћи ледници који су формирали морене у: Блацама, Ивању (локалитет Буковик), Тачевинама (локалитет Побиле), Драговољићима (локалитет Кобиља глава, Чаплијежница са Питомом шумом и у Заграду. Значајан број ових морена или њихових делова не припадају Лукавичко-луковском красу, али због тога што припадају јединственом процесу који је се одвијао на овом простору неопходно их је анализирати као јединствену појаву.

7.2.2.5. Морене у Блацама

Из крајњег западног дела платоског ледника у Коњском, на око 1400 m н.в. одвајао се већи леднички крак који се кретао ка Блацама (Прилог 7.20). На овом локалитету постоје морфолошки трагови да се ледена маса кретала током две стадијалне фазе, у оквиру најстарије глацијалне фазе. Током снажније фазе овај леднички крак се у Блацама цепао у два дела. Један део је ишао на запад према Ивању, а други између Побиле и Кобиље главе на југ према Тачевинама (слив Грачанице). Услед смањења притицаја ледене масе у наредној стадијалној фази престаје њено раздвајање на овом простору, те се ледник из Блаца креће само према западу у правцу Ивања. Доказ томе су очувани трагови гребена две паралелне ивичне морене на широком дну Блаца. Дужина гребена је око 1 km, налази се на 1290 m н.в., а међусобно растојање је око 700 m. Висина ивичних морена је око 15 m. Имајући у виду да

је простор према Ивању нижи и да има „хладнију“ експозицију од простора према Тачевинама, разумљиво је да је ледена маса током слабије стадијалне фазе глацијације имала снагу да се креће само у најповољнијем правцу.

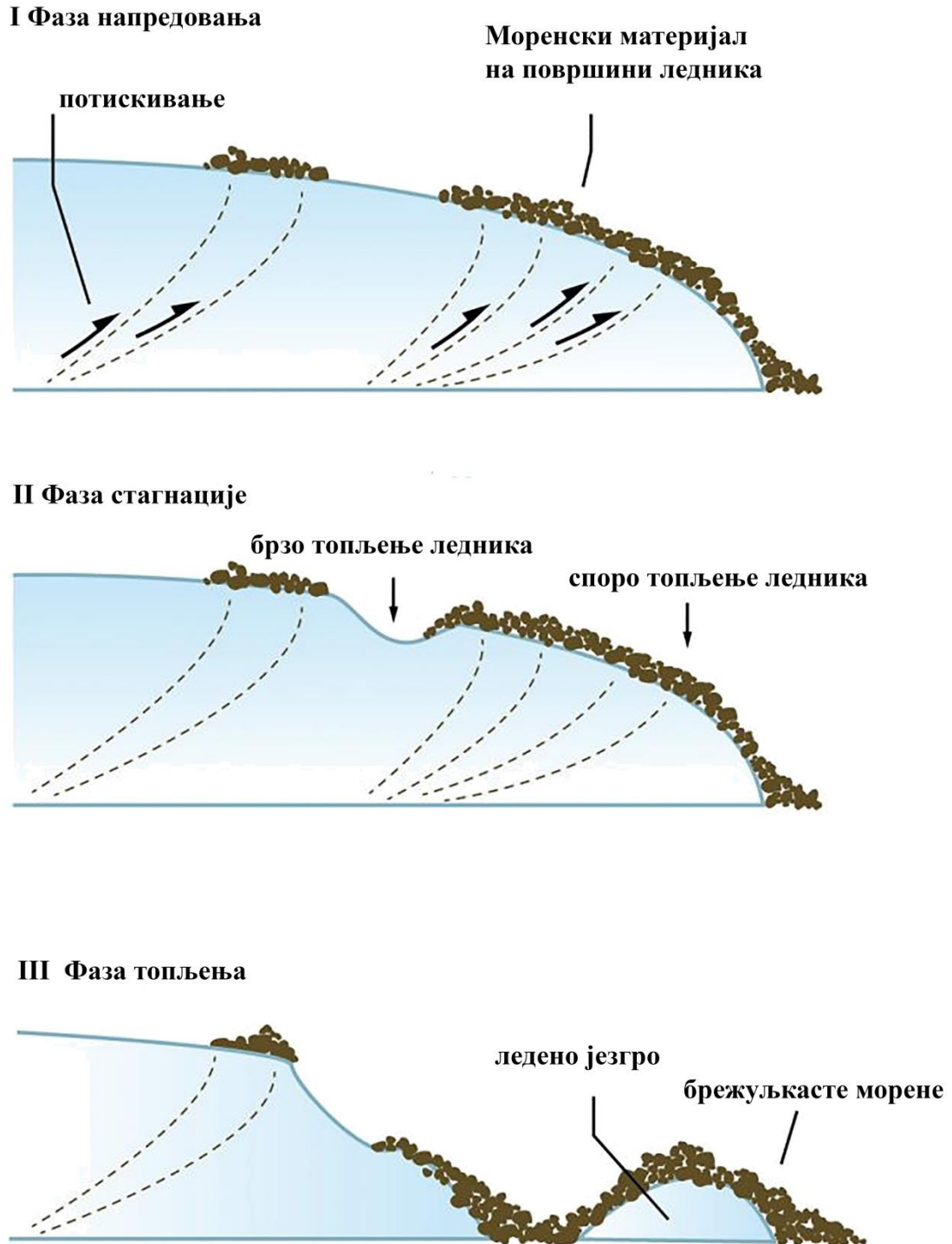


Прилог 7.20 – Просторни односи ивичних, чеоних и брежуљкастих морена у Блацама
(Фото: М. Ђуровић)

У југозапаном делу Блаца, на дну окруженим ивичним моренама Побиља и Кобиље главе, налази се брежуљкасти простор са око двадесетак разбацаних вртача на 1230 m н.в. Пошто су ове вртаче у потпуности изграђене у моренском материјалу њихов настанак и еволуција изазвали су посебну пажњу. На многим планинама Црне Горе, посебно у цирковима постоје мање вртаче у моренском материјалу, али је њихов број врло мали, линеарно су поређане и најчешће везан за сукцесивно повлачење ледника. Међутим, овако бројне и неправилно распоређене вртаче нису у литератури анализиране и представљене.

На основу литературних информација о истраживањима планинских простора Европе обухваћених глацијацијом, утврђено је да се ради о посебном типу морена које се називају брежуљкасте морене (енг. hummocky moraine). Овај појам познат је још од почетка 20. века и био је везан за глацијални материјал који су акумулирали одсечени делови ледника (мртви

лед) (Harker, 1901). Током времена бројни истраживачи дефинисали су овај појам. Брежуљкасте морене су веома неправилан терен састављен од великог броја брежуљака (хумки) (Sissons, 1974), који су формирали ледници приликом њиховог коначног повлачења, а бројна истраживања су показала да се то десило у периоду млађег Дријаса (Sissons, 1967; Hagen and Stærang, 1991; Ballantyne and Harris, 1994). Овај појам дефинише се и као морене настале током деглацијације ледених плоча, где је услед топографске баријере дошло до пресецања ледника и одвајања доњег дела од његовог изворишта (Clapperton and Sugden, 1977). Брежуљкасте морене везују се за простор аблације, састављен од „мртвог“ леда где се врши процес дезинтеграције морена (Clayton and Moran, 1974). Као један од модела формирања брежуљкастих морена је да са падинских страна дробина доспева на површину ледника, пасивно се транспортује, без седиментолошких промена и на крају ледника у зони његовог напредовања или повлачења се акумулира (Eyles, 1983). Њихов настанак везан је за брзи престанак кретања ледника као последице наглог отопљавања климе (Johnson et al., 1995). Начин уграђивања дробине у ледник зависи од његовог топлотног режима. Хладни део ледника налази се на дну и њиме ледник врши ерозију, док се топли налази у горњем делу (Hagen and Stærang, 1991). То доводи до различите брзине кретања леда у леднику што изазива уздужне притиске чиме се омогућава уградња дробине у ледничку масу. Највећи број истраживача мишљења су да брежуљкасте морене настају топљењем „мртвог“ леда при чему се врши акумулација супрагацијалне дробине (површинске) која се одвија под утицајем сочнице и гравитационог пропадања (колапса) чиме дробински материјал задобија форму брега или хумке (Прилог 7.21).



Прилог 7.21 - Настанак брежуљкастих морена (модификовано према: Bendle, 2020)

7.2.2.6 Морена у Ивању, локалитет Буковик

Југоисточни део Ивања у потпуности је прекривен мореном коју је формирао леднички крак из Коњског, а који се кретао из правца Блаца. Од Блаца до чеоне морене у

Ивању леденички крак је био дуг 1,5 km. Од локалитета Буковик према северозападу, до дна Ивања у рељефу је јасно видљива чеона морена, која се завршава у близини некадашње школе (Прилог 7.22). Она је на 1140 m н.в. односно 150 m изнад дна поља. Ледник је био дебљине око 70 m.

Буковским потоком морена је у средишњем делу уздуж пресечена о чему је било речи у поглављу 6 *Геоморфолошке карактеристике*. Леви део морене представља развође између поља Ивање и увале Сеоца. Велики нагиб падина морене према Сеоцама и велика еродибилност материјала од којег је сачињена, омогућила је интензивну ерозију, те је део морене еродован и тим материјалом засуто дно увале Сеоца. Ова морена настала је током најјаче фазе глацијације и представља место до кога је Лукавичко-луковски ледник најдаље долазио.



Прилог 7.22 - Ивиче и чеона морена у Буковику (југоисточни обод поља Ивање)
(Фото: М. Буровић)

На косама лево и десно од долине Буковског потока на више издвојених кречњачких блокова извршена је Шмит хамер тест анализа (Прилог 2.23).

Локација I

Локација I налази се у југоисточном делу поља Ивање, а на северним падинама брда Добришина глава. Одабир блокова за мерење извршено је на гребену, односно левом долинском развођу Буковског потока. Налази се на 1145 m н. в., тј. 28 m изнад корита Буковског потока. Гребен изграђује по величини разноврстан акумулативни моренски материјал кога најчешће чине средње заобљени облаци кречњака величине 10 до 20 cm. Из овог материјала на појединим местима провирују већи блокови на којима су вршена мерења. Читав простор обрастао је оскудном травном вегетацијом.



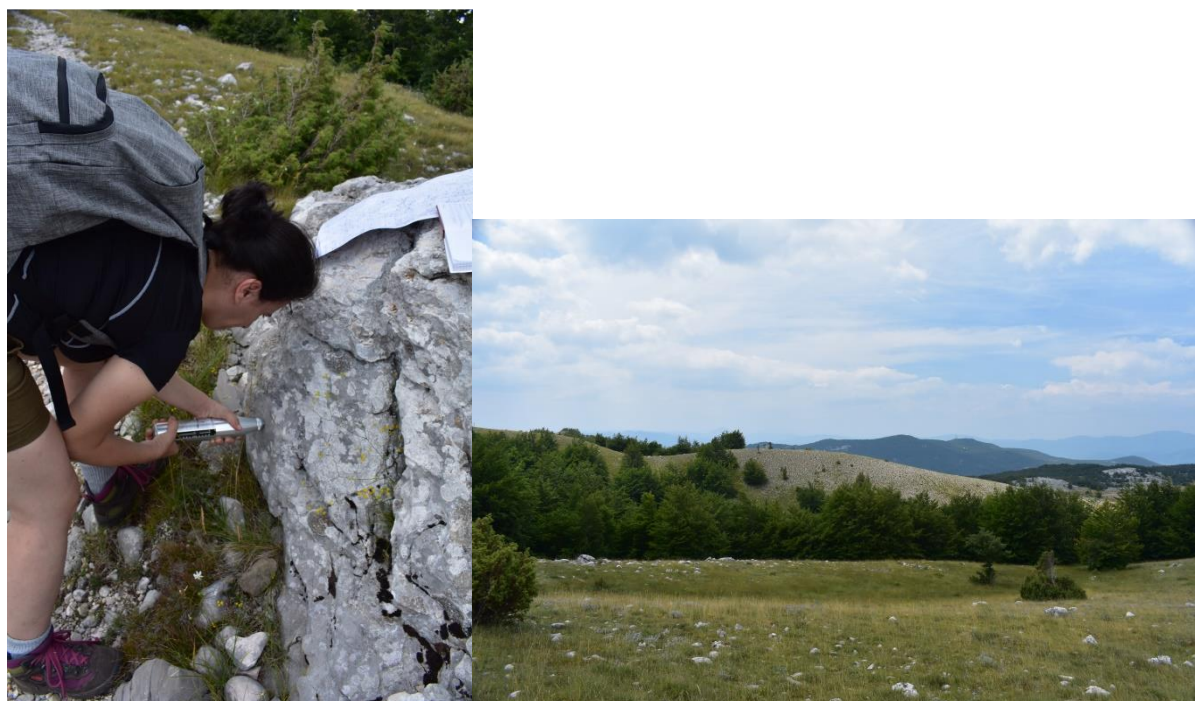
*Прилог 7.23 – Део ивичне морене изнад Ивања - Локација I Шмит хамер теста
(Фото: М. Буровић)*

Табела 7.11 - Вредности Шмит хамер теста локација I

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
Вредност:N/mm ²	53,5	59,5	59	60(45 ⁰)	62(45 ⁰)	50(45 ⁰)	63(45 ⁰)	64(45 ⁰)					
kg/cm ²	513,9	593,5	592,8	610,7	631,1	507,7	632	633					
Вредност:N/mm ²	60	60	57,5	62	59,5	68	62	60					
kg/cm ²	612	612	570,5	632,4	593,5	698,6	632,4	612					
Вредност:N/mm ²	46	62	59,5	61	50	44	54	62	55	51			
kg/cm ²	416,4	614,8	593,5	614,8	509	413,6	513,2	614,8	531,8	510,4			
Вредност:N/mm ²	53	65	52	50	60	65	65	61					
kg/cm ²	511,8	632,4	511,8	509	612	632,4	632,4	613,4					
Вредност:N/mm ²	54	54	54	60	66	59,5	53	64	67,5	66	60	60	65
kg/cm ²	513,2	513,2	513,2	614,8	633,8	593,5	511,8	631	633,1	633,8	612	612	632,4

Локација II

Налази се на истом гребену, као и претходна локација, али од ње је виша за 40 m, односно на висини 1185 m н. в. или 55 m изнад Буковског потока (Прилог 7.24). Испуцалост горњег дела блока онемогућила је вертикална мерења, те су она вршена на бочним странама блока под углом од 90° (Табела 7.12).



Прилог 7.24 – Мерење под углом од 90° на Локацији II

(Фото: П. Буровић)

Табела 7.12 - Вредности Шмит хамер теста локација II

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Вредност: N/mm	60	59	47	64	65	62	58	57,5	56	54,5
kg/cm ²	612	592,8	469,2	631	632,4	614,8	591,4	590,7	570,2	508,3
90°										

Локација III

Ова локација је у јужном делу дна поља Ивање, а на најнижем западном делу плавинског конуса на висини од 1105 m н. в. (Прилог 7.25). Налази се 80 m западно од некадашње школе у Ивању на око 3 m изнад корита Буковског потока. Основу плавине чине мање заобљени облуди величине 10 до 20 cm. Из основне масе штрче бројни плочасти блокови дужине око 1 m. Из танког земљишног покривача, који окружује кречњачке блокове и облутке, расте оскудна травна вегетација.



Прилог 7.25 – Локација III, југозападно од школе у Ивању

(Фото: М. Ђуровић)

Табела 7.13 - Вредности Шмит хамер теста локација III

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Вредност:N/mm ²	60	56	58,5	53	56	58	52	56	48	58
kg/cm ²	612	570,2	592,1	511,8	570,2	591,4	511,8	570,2	488,6	591,4
Вредност:N/mm ²	62	50	62	60	69	58	58,5	61		
kg/cm ²	614,8	509	614,8	612	695	591,4	592,1	613,4		
Вредност:N/mm ²	59,5	61	61	60	62	59	51,5	58	58	59,5
kg/cm ²	593,5	613,4	613,4	612	614,8	592,8	510,4	591,4	591,4	593,5
Вредност:N/mm ²	50,5	60,5	62	62	62	60,5	61,5	60	60	58
kg/cm ²	509,7	612,7	614,8	614,8	614,8	612,7	614,1	612	612	533,6
Вредност:N/mm ²	61	60,5	62	61	59,5	59	59,5	60	61	61
kg/cm ²	613,4	612,7	614,8	613,4	593,5	592,8	593,5	612	613,4	613,4

Локација IV

Локација IV налази се у средишњем делу чеоне морене у пољу Ивање, а лево од долине повремениг Ивањског потока. Мерења су вршена на блоковима који се налазе на висини од 1150 m н.в. Падина на којој је извршено мерење састоји се од ситног до средње заобљених комада кречњака величине 10-20 cm. Они чине основу, а између њих виरे блокови метарске величине на којима је вршен тест (истоветан састав као и код претходне три локације).

Табела 7.14 - Вредности Шмит хамер теста локација IV

Број мерења	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Вредност:N/mm ²	59	60	62	62	60	61,5	61,5	61	61	52
kg/cm ²	592,8	612	613,4	613,4	612	614,1	614,1	613,4	613,4	511,8
Вредност:N/mm ²	58,5	60	62,5	60	59	51	59,5	59	57,5	59
kg/cm ²	591,4	612	615,5	612	592,8	510,4	593,5	592,8	590,7	592,8
Вредност:N/mm ²	52	62,5	61,5	61	60,5	50,5	60,5	58	61	61
kg/cm ²	511,8	615,5	614,1	613,4	612,7	509,7	612,7	591,4	613,4	613,4
Вредност:N/mm ²	69	60	57	68	62	61	59,5	51,5	59,5	61
kg/cm ²	695	612	590	698,6	614,8	613,4	593,5	510,4	593,5	613,4

7.2.2.7 Морена у Тачевинама, локалитет Побилје

Из Блага се одвајао један леднички крак који се преко Побилја кретао се до Тачевина. Гребен ове чеоне морене Побилје (1272 m н.в.) - Кобиља глава (1411 m н.в.) (Прилог 7.26) представља савремено развође између Буковског потока, који припада Лукавичко-луковском красу и периодичном току Суводол, а који припада сливу реке Грачанице. Дужина овог крака ледника од Блага до чеоне морене је око 1,5 km. Ширина чеоне морене износи око 1

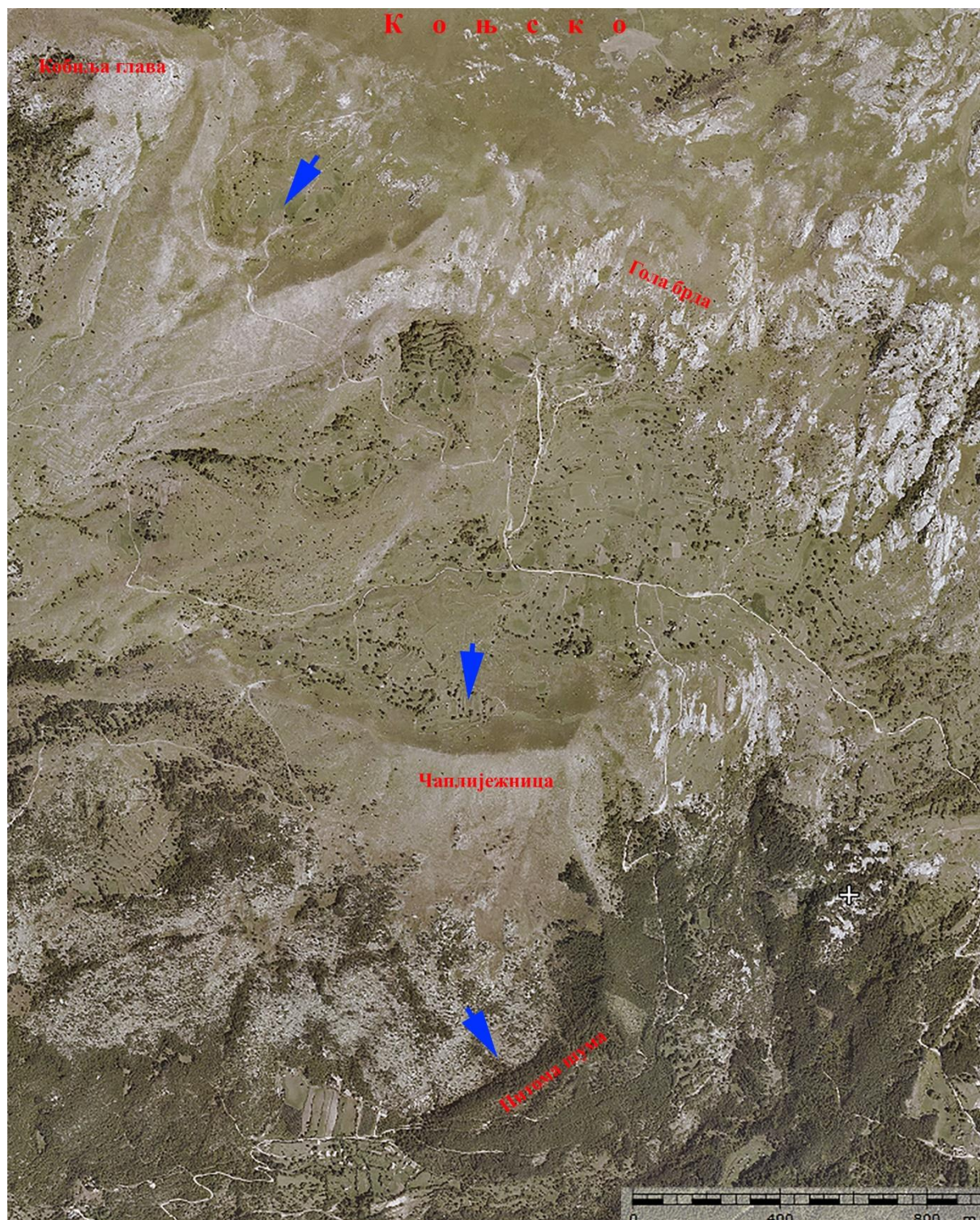
km, која уједно представља и ширину некадашњег ледника. На основу величине морене реконструисана је дебљина ледника од 40 m. Узводно од чеоне морене добро су очиване брежуљкасте морене у којима је у постглацијалном периоду дошло до формирања кластокраса и стварања великог броја вртача у моренском материјалу.



Прилог 7. 26 - Гребен чеоне морене Побиље - Кобиља глава (поглед са северозапада)
(Фото: М. Буровић)

7.2.2.8 Морене у Драговољићима локалитети Кобиља глава, Чаплијежница и Питома шума

Из југозападног дела платоског ледника Коњско одвајао се леднички крак који се кретао према југу између Кобиље главе (1411 m н.в) и Голих брда (1426 m н.в). Овај леднички крак спуштао се у правцу долине реке Грачанице. У рељефу су очуване три морене које је овај леднички крак формирао током сукцесивног повлачења крајем најјаче фазе глацијације (Прилог 7.27).



Прилог 7.27 – Стадијалне морене у Драговољима
(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)

Најнижа стадијална морена налази се на локалитету Питома шума. Чело морене је на 1150 m н.в., а висина морене је од 40 до 50 m. Од морене очуван је источни део, док је западни део у потпуности унуштен. Ова морена јасно је одвојена од средње, више морене Чаплијежнице голом стеновитом кречњачком подлогом. Дужина ледничког крака од одвајања од платоског ледника до ове морене износила је 3,3 km. Средња стадијална морена налази се на локалитету Чаплијежница која је на 1320 m н.в. и има висину од 70 m (Прилог 7.28). Дужина ледничког крака до морене током овог глацијалног стадијума износила је 2,4 km. Простор између ове морене и највише стадијалне морене прекривен је субподинским моренама и једним морфолошки слабо израженим ниским луком. За овај лук тешко се може утврдити да је стадијална морена настала у краћем временском интервалу, или је овакав облик последица одношења моренског материјала као последица ерозије.



Прилог 7.28 – Морена у Чаплијежници (поглед са источне стране)

(Фото: М. Буровић)

Последња, трећа и највиша стадијална морена формирана је на крају ледничког језика дужине око 1 km источно од Кобиље главе. Чело ледника спустило се до 1330 m н.в., а на месту где је формирао чеону морену ледник је имао ширину од 330 m и дебљину око 40 m.

Каснијим флувио-денудационим процесима пробијен је средишњи део чеоне морене, а моренски материјал претранспортиран у виду плавинског конуса у дужини од 1 km и око 200 m ниже, све до 1150 m н.в. На месту одвајања овог ледничког крака од платоског ледника спорадично се налазе мање количине моренског материјала, видљива је карбонатна основа, што указује на то да је ледник био мале дебљине.

7.2.2.9 Морене у Заграду

Из источног дела платоског ледника Коњско широким коридором између Розиног врха (1521 m н.в.) и Планиника (1752 m н.в.), југозападно од Бојовића бара одвајао се највећи леднички језик. Ледник је формирао високу чеону морену у локалитету Заграду у којем је данас површински коп боксита. Овим копом уништено је само чело морене, али је откривен дубоки профил који пресеца читаву морену све до кречњачке основе и дубље. На профилу се јасно уочава да је моренски материјал у потпуности испунио преглацијалну долину (Прилог 7.29). Чеона морена налази се на висини од 1050 m н.в. где је ширина ледника износила од 250 до 300 m, а дебљина око 30 до 40 m. Почетна ширина ледника, на месту одвајања од платоског ледника, била је знатно већа и могла је износити до 1 km. Дужина ледничког крака који је формирао морену у Заграду је 6,5 km. На простору између морене и Коњског доминира гола кречњачка површина са великим бројем вртача и без видљивих ерозивних и акумулативних глацијалних трагова. Из тог разлога није могуће тачно одредити у ком делу наведеног широког коридора је ледена маса могла да се креће.



Прилог 7.29 Откривени профил морене у Заграду
(Фото: М. Ђуровић)

Источно од морене у Заграду на простору Куцког брда у висинској зони од 1360 до 1200 m н.в. постоје велике површине прекривене кречњачком дробином, различите фракције и заобљености. Материјал је широко распрострањен и не формира моренске бедеме. Имајући у виду да је кретање наведеног ледника према истоку ограничено гребеном Планиника може се закључити да се ради о јединственом ледничком краку који се кретао од Коњског до Заграда, а да материјал Куцког брда представља преталожени моренски материјал његове, источне (леве), разбијене ивичне морене.

7.3 РЕКОНСТРУКЦИЈА ЛУКАВИЧКО-ЛУКОВСКОГ ЛЕДНИКА

На основу извршене реконструкције ерозивних и акумулативних облика као и утврђене релативне старости морена применом методе *Шмит хамер теста* на простору Лукавичко-луковског краја утврђено је постојање сложеног ледника. Обим глацијације и простор који је прекриван леденом масом мењао се у зависности од интензитета глацијалног процеса односно степена захлађења. Морфолошки трагови указују да се глацијални процес

одвијао у оквиру три главне глацијалне фазе, као и да су у оквиру њих постојали међуфазни периоди. Глацијалне фазе смењивале су се од најстарије најјаче фазе преко средње до најмлађе најслабије фазе. Оне хронолошки кореспондирају са сличним глацијалним фазама на планинама у ближем окружењу као што су: Дурмитор (Ђуровић, 2009, 2012), Орјен (Hughes, 2010, 2010a), Ловћен (Менковић и Ђуровић, 1993; Žebre & Stepišnik, 2014), Проклетије (Milivojević et al., 2008). као и ширег простора: Пинд (Hughes et al., 2006) и Шар планина (Menković, 1971-1972; Menković et al., 2004; Grünwald & Scheithauer, 2010).

Прва фаза глацијације представља најстарију, а уједно и најјачу фазу. Простор формирања ледника били су циркови у највишим планинским деловима: Долови, Пиперски цирк, Загарачки цирк и циркови Стубице (Николин и Ћетков). Први центар глацијације налазио се северно од врха Рогођед (2037 m н.в.). Ту се формирао циркни ледник у Доловима који се кретао према северу до Мале Лукавице. На преседлини Мала Лукавица, која се налази између сливова Бојовића ријеке (Зета) и Мртвице, формиран је преседлински ледник. Од њега се ледена маса кретала према југоистоку ка Требјешу где се спајала са ледником са простора Капетановог језера и даље се кретала у правцу Мртвице, док се други крак кретао према западу ка простору Бојовића бара. Други центар глацијације налазио се на простору северно до Илијиног врха (2051 m н.в.) где се у Пиперском цирку формирао ледник који се кретао између Малог и Великог Журима ка Бојовића барама. На простору Бојовића бара спајали су се ледници из наведених праваца формирајући главну ледену масу. Даље кретање ледника било је ограничено широким кречњачким узвишењем Боровник (1935 m н.в) што је довело до цепања ледника на два крака. Због широке отворености рељефа северно и јужно од Бојовића бара један крак ледника кретао се северно преко Дебелог бријега ка Крнову, а други ка западу преко Вратла ка Коњском.



*Прилог 7.30 – Широка заравњеност Коњског – простор формирања платоског ледника
(површина 8 km², са висином дна од 1345 до 1395 m н.в.)
(Фото: М. Буровић)*

Уравњеност и велика ширина простора Коњског (Прилог 7.30) одредила је стварање платоског ледника. Он је заузмао површину од око 15 km².



*Прилог 7.31 - Чеона морена у Под-Дажником
(Фото: М. Буровић)*

Од овог платоског ледника одвајало се неколико ледничких кракова према југу, западу и северу. На северу се преко Прибрана (1520 m н.в.) и Закраја кретао један леднички крак ка Гвозду. О овом ледничком краку нема много морфолошких трагова, те утврђивање његове дужине и места отапања остаје у сфери претпоставки. Ка северозападу преко широког превоја (1460 m н.в.) кретао се крак према Доњем Вучју, где је на простору Под-Дажника силазио до 1350 m н.в. (чеона морена) (Прилог 7.31). Јужни крак ледника из Коњског одвајао се и кретао широким, али доста високим превојем код Косавиног брда (1500 m н.в.) у правцу Заграда, где је силазио до 1050 m н.в.

Од југозападног дела платоског ледника одвајао се широки леднички језик. Код овог ледничког крака приметне су три подфазе односно стадијума у повалчењу ледника. Најстарија је на локалитету Питома шума где је ледник силазио до 1150 m н.в., средња на Чаплијежници 1320 m н.в. и последња код Кобиље главе на 1330 m н.в.

На крајњем западном делу на простору Блаца од платоског ледника одвајао се крак преко Побиља ка Тачевинама где је ледник силазио до 1250 m н.в. Други крак је ишао према западу и силазио до Ивања, до 1140 m н.в. На основу остатака ивичних морена у Блацама и у овом западном делу уочена је сукцесивност у повлачењу ледника. Ледник се прво повукао са простора Тачевина, а нешто касније и са простора Буковика.

За ову глацијалну фазу може се извући генерални закључак да је она обухватила велики простор Лукавичко-луковског краса, али и шири простор Морачких планина. Доминирао је платоски ледник од којег су се одвајала два дужа крака према северу и североистоку и четири краћа према западу, југозападу и југу. Северни леднички краци силазили су до 1350 m н.в. на западу до 1200 m н.в., а на југу до 1050 m н.в. Висине до којих су силазили нису одређене само климатски, него и у знатној мери и орографским условима. У северном делу смештене су високе крашке површи, које су ограничиле спуштање ледника на мање висине, док се на југу терен дубоко спушта ка долини Грачанице што је омогућило несметано кретање ледника. Старост ове глацијалне фазе кореспондира са најстаријом фазом околних планина, за које је на основу апсолутне датације старости утврђено да припада MIS 12 (Hughes et al., 2011).

Дужина Лукавичко-луковског ледника између Пиперског цирка и чеоне морене у пољу Ивању износила је 16,5 km, док је дужина јужног крака до Заграда износила 14,5 km. Површина под ледом била је $\sim 50 \text{ km}^2$, не рачунајући ледене краке који су ишли према северу, ка Крнову и Доњем Вучју.

Другу фазу глацијације карактерише смањење зоне акумулације леда, како због општег смањења јачине ове фазе, тако и због прекида дотока ледене масе из цирка Долови.

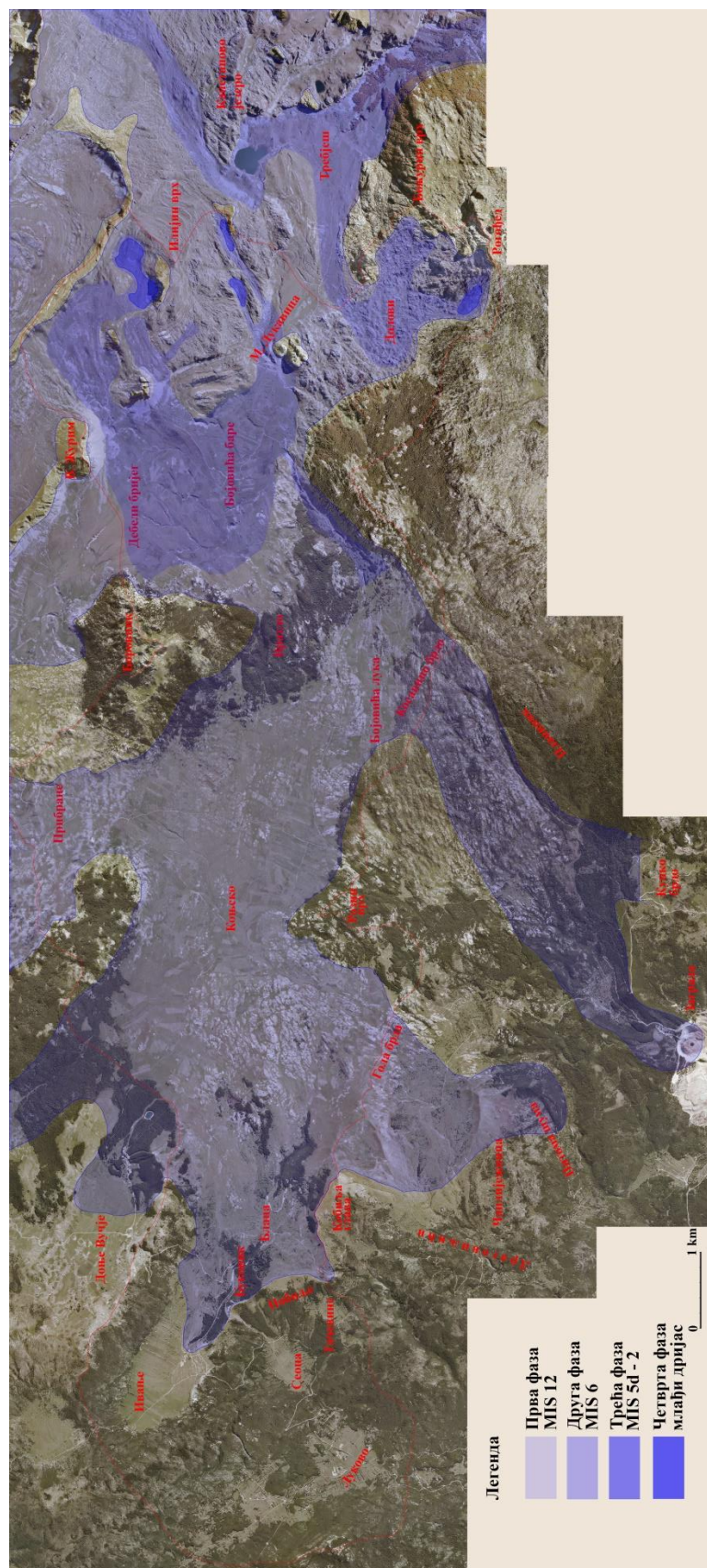
Некадшњи платоски ледник на простору Мале Лукавице потпуним скретањем ледника ка Тачевинама престаје да постоји. На простору Мале Лукавице врши се акумулација леда из висећих циркова Николиног и Ћетковог. Ледена маса се из њих стропоштава и на простору Мале Лукавице поново формирала у виду регенерисаног ледника. Слично се дешава и са ледником из Загарачког цирка. Сви они заједно чине мањи део ледене масе која се формира у Бојовића барама. Главну зону акумулације у овој фази чини простор Пиперског цирка. Значајно смањење зоне акумулације утицало је на смањење величине ледника у Бојовића барама. Из тих разлога ледена маса више се не раздваја и крак који се у претходној фази одвајао ка северу према Крнову у овој фази не постоји. Смањење ледене масе утицало је да при наиласку на Боровник, ледник се више није кретао широким пролазом Вратло, већ само његовим најјужним делом, где је усекао плитак и узан валов пре изласка у Бојовића луку. Моренски материјал који је овај ледник оставио у Малој Лукавици и у валову између Бојовића бара и Бојовића луке (1470 m н. в.) су једини трагови његовог постојања, те се на основу њих не може извршити детаљнија реконструкција. Овоме треба додати да између Бојовића бара и Бојовића луке овај ледник није формирао морену, а уколико је и формирао она је у постглацијалном периоду еродована, а моренски материјал је у највећој мери однет или се спорадично задржао у виду мањих изолованих партија. На основу корелације са глацијалним траговима околних наведених планина у претходно поменутих студијама може се закључити да ова глацијална фаза припада периоду MIS 6. Дужина ледника у овој фази била је 9,5 km, док је површина под ледом износила 9 km².

Трећа фаза глацијације је најмлађа фаза у којој не постоји јединствена ледничка маса, већ је разбијена у неколико издвојених циркова. Највећи ледник силазио је до најнижег дела Пиперског цирка, између Малог и Великог Журима. Количина леда и акумулираног материјала су занемарљиви са аспекта засипања краса. На основу истих корелација и наведених студија ова глацијална фаза припада MIS 5d - 2. Дужина ледника била је 3,2 km, а површина је 1,5 km².

За четврту фазу глацијације, која припада млађем дријасу, а која је утврђена на околним планинским просторима, у Лукавичко-луковском красу постоје слабо очувани трагови само у северном подножју Илијиног врха. Очигледно је да током последње фазе глацијације на овом простору нису постојали повољни услови за формирање веће и дуготрајније ледничке масе (Прилог 7.32).

Табела 7.15 – Фазе глацијације на простору Лукавичко-луковског краса (временски оквир, површина и дужина ледника)

Фазе глацијације	Старост	Површина под ледником	Дужина ледника
Прва фаза глацијације	MIS 12	~ 50 km ²	16,5 km
Друга фаза глацијације	MIS 6	9 km ²	9,5 км
Трећа фаза глацијације	MIS 5d - 2	1,5 km ²	3,2 km
Четврта фаза глацијације (?)	млађи дријас (?)	?	?



Прилог 7.32 - Обим и фазе глацијације Лукавичко-луковског краја
(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)

7.4 ДОЊА СНЕЖНА ГРАНИЦА (ELA)

Искуства везана за утврђивање доње снежне границе као и савремени математички модели за израчунавање ELA-е показала су да овај на изглед једноставан прорачун представља веома сложен и комплексан процес. Он укључује, осим математичког прорачуна бројних глацијалних елемената и други број не глацијалних елемената, а који се често не могу у потпуности изразити нумеричким вредностима. То се пре свега односи на експозицију терена, правац притицања влажних ваздушних маса током глацијала, нагиба глацијалних облика, распореда и односа већих планинских целина (површи, одсеци, кањони) и сл. Зато су се приликом утврђивања доње снежне границе за простор Лукавичко-луковског краса математичко добијени резултати кориговали не глацијалним квалитативни вредностима. За утврђивање вредности доње снежне границе за највишу висину узета је приближна висина Илијиног врха од 2050 m н.в.

Висина доње снежне границе током најјаче глацијације (MIS 12) је имала различите вредности у зависности од дела планине за коју се израчунавала. Ледници су најниже силазили ка јужним деловима (у Драговољићима на 1150/1320/1330 m н.в. и у Заграду до 1050 m н.в.), а мање ка северним (Доње Вучје до 1350 m н.в.). Овако контрадикторна ситуација последица је орографских односа, јер се у јужном делу Лукавичко-луковског краса, а према долини Грачанице налази знатно нижи терен. Већа дисецираност рељефа није ограничавала кретање ледника, већ супротно, спуштање ледника гравитационо је подпомогнуто до висина које климатски нису детерминисане. Насупрот томе, кретање ледника ка северу, без обзира на повољније климатске услове, орографски је ограничено постојањем високих крашких површи. На основу прорачуна добијене су следеће вредности доње снежне границе. Најнижа снежна граница Лукавичко-луковског ледника налази се у његовом јужном делу на висини од 1550 m н.в. (Заград). Висина се ка југозападу повећава на 1600 до 1690 m н.в. (на основу три стадијалне морене у Драговољићима). Сличне висине је и према западу (Побиље 1660 m н.в.), да би према северозападу (Ивање) дошло до снижавања висине снежне границе на 1595 m н.в. Према северу доња снежна граница је највиша и износи 1700 m н.в. (Доње Вучје). Током ове најјаче глацијације евидентно је да су орографски услови у знатној мери утицали на висину доње снежне границе. Она је на просторима који су отворени, где кретање ледника орографски није ограничено, нижа него на хладним експозицијама, где је услед орографских ограничења, представљених у виду дугих заравњених површи, доња снежна граница на већим висинама.

Висина доње снежне границе током друге фазе глацијације (MIS 6) утврђена је на основу остатака моренског материјала на простору између Бојовића бара и Бојовића луке. Утврђене вредности не односе се на висину морена, јер оне нису очуване, већ само на основу остатака моренског материјала (1470 m н.в.). На основу ових вредности доња снежна граница у овој фази на простору Лукавичко-луковског краса била је на 1760 m н.в.

Висина доње снежне границе током треће фазе глацијације (MIS 5d – 2) утврђена је на основу морена и моренског материјала који су оставили издиференцирани ледници заостали у цирковима највиших планинских простора. На основу прорачуна из Пиперског цирка утврђено је да доња снежна граница у овој фази глацијације била на 1900 m н.в.

Висина доње снежне границе током најмлађе фазе глацијације (млађи Дријас) због слабо очуваних трагова није могуће дати прецизно, оквирна вредност би била око 1950 m н.в.

Табела 7. 15 - Висина доње снежне границе током различитих фаза глацијације

Фаза глацијације/Локалитет	Заград	Драговољићи	Побиље	Ивање	Доње Вучје	Бојовића баре и Бојовића лука	Пиперски цирк
Најстарија фаза MIS 12	1550	1600/1680/1690	1660	1595	1700	-	-
Друга фаза MIS 6	-	-	-	-	-	1760	-
Трећа фаза MIS 5d - 2	-	-	-	-	-	-	1900
Најмлађа фаза млађи Дријас	-	-	-	-	-	-	1950

8 РЕЗУЛТАТИ ШМИТ ХАМЕР ТЕСТА

На 14 локација Лукавичко-луковског краса извршена је Шмит хамер тест анализа (Табела 8.1). Ова анализа обухватила је 43 кречњачка блока који припадају различитим генетским категоријама акумулација од сипара, преко псеудоморена, до моренског материјала и морена. Блокови се налазе у висинској зони од 1105 до 1770 m н.в. односно са висинском разликом од 665 m. На наведених 43 кречњачка блока извршено је укупно 482 мерења, у просеку 11,2 мерења по блоку. Ова честина мерења поклапа се са препорученом методологијом и даје резултате задовољавајућег степена прецизности. Да би добијени квантитативни резултати мерења могли бити примењени у утврђивању релативне старости акумулације које се анализирају, односно њихове релативне хронологије, било је неопходно да се утврди њихово генетско порекло, јер начин њиховог настанка у многоне одређује и њихово време стварања. Један од ограничавајућих фактора примене ове методе је да сви тестирани блокови морају имати истоветан или врло сличан петролошки-минеролошки састав. Због овог критеријума значајан број блокова искључен је из Шмит хамер теста.

Просечна отпорности, односно тврдоћа карбонатних блокова утврђена применом Шмит хамер теста за простор Лукавичко-луковског краса износи 587 kg/cm^2 . Моренске акумулације, без јасног морфолошког изгледа, састављене су од блокова чија отпорност износи $570,5 \text{ kg/cm}^2$. Блокови који улазе у састав очуваних и морфолошки јасно издиференцираних морена имају отпорност, код ивичних морена 582 kg/cm^2 , док код чеоних отпорност износи 589 kg/cm^2 . Блокови који изграђују псеудоморене имају средњу вредност отпорности од 591 kg/cm^2 . За блокове који изграђују плавинске лепезе утврђена је отпорност од $592,3 \text{ kg/cm}^2$. Средња отпорност блокова који изграђују сипаре као најмлађе акумулативне облике износи $608,3 \text{ kg/cm}^2$ (Табела 8.2).

Табела 8.1 – Резултати мерења Шмит хамер теста

Назив локације	Број локације	Број извршених тестова / мерења	Врста акумулације	Висина акумулације	Просечна појединачна вредност/просечна општа вредност
Пиперски цирк	IX	4/47	Моренски материјал	1770 m н.в.	637,9 607,55 613,3 557,16 603,9
Пиперски цирк	X	1/16	Сипар	1770 m н.в.	613,3 613,3
Пиперски цирк	XI	3/34	Горњи лук псеудоморене	1768 m н.в.	602,9 595,8 598,1 599
Пиперски цирк	XII	2/21	Средишњи лук псеудоморене	1766 m н.в.	594,6 616,9 605,7
Пиперски цирк	XIII	3/37	Доњи лук псеудоморене	1764 m н.в.	616,2 543,5 583,5 581
Западне падине Малог Журима	XIVa	2/24	Сипар	1655 m н.в.	586,7 619,7 603,2
Западне падине Малог Журима	XIVб	1/12	Псеудоморена	1655 m н.в.	578,8 578,8
Мала Лукавица	VII	7/95	Моренски материјал	1625 m н.в.	573,5 557,6 489,2 475,9 483,9 498,9 498,2 511
Лучице	VI	2/20	Моренски материјал	1470 m н.в.	610,7 555,5 583
Коњско	V	3/31	Моренски материјал	1490 m н.в.	563,8 586,3 602,3 584,1
Ивање - Буковик	I	5/47	Ивична морена	1145 m н.в.	586,3 620,5 533,2 581,9 588,2 582,6
Ивање - Буковик	II	1/10	Ивична морена	1185 m н.в.	581,3 581,3
Поље Ивање	III	5/48	Плавински конус	1105 m н.в.	560,9 605,3 592,6 595,1 607,3 592,3
Поље Ивање	IV	4/40	Чеона морена	1150 m н.в.	601 590,4 590,8 613,4 599

Приказани резултати Шмит хамер теста у потпуности се поклапају са хронологијом и сукцесијом геоморфолошких догађаја. Моренски материјал који не изграђује ивичне и чеоне морене, већ је на простору заостао у мањим удубљењима показује најмању тврдоћу, јер се најдуже налази на површини, те је према томе и најдуже изложен дејству атмосферилија. Блокови који изграђују ивичне морене формиране су у последњој фази пре повлачења ледника. Оне имају нешто мању тврдоћу од блокова чеоних морена због разлике у времену стварања. Најмлађе чеоне морена формиране су током стадијалног повлачења ледника, када више није имао снагу да врши бочну акумулацију материјала, те отуда и разлика у тврдоћи

блокова. Псеудоморене настале у највишим планинским деловима (у постгласијалном периоду) имају тврдоћу већу од моренског материјала. У постгласијалном периоду истовремено се одвијају два процеса: формирање псеудоморена у највишим планинским деловима и одношење спољашњих делова чеоних морена у нижим деловима, те из тих разлога блокови који израђују ова два облика имају сличну тврдоћу. Блокови који изграђују сипаре представљају савремену фазу развоја и имају највећу тврдоћу.

Табела 8.2 – Висинске зоне, врсте акумулација и њихова тврдоћа

Врста акумулације	Тврдоћа kg/cm²	Висинска зона
Моренски материјал	570	1490 – 1770 m н.в.
Ивична морена	582	1145 - 1185 m н.в.
Чеона морена	589	1150 m н.в.
Псеудоморена	591	1655 - 1768 m н.в.
Плавински конус	592	1105 m н.в.
Сипар	608	1655 - 1770 m н.в.

9 ПРОЦЕС ЗАСИПАЊА КРАСА

Утицај глацијалног процеса на еволуцију краса један је од основних проблема који се појавио непосредно након почетка проучавања краса. Крас представља специфичан генетски тип рељефа, који се огледа у постојању два слична, али уједно и врло различита простора развоја, а то је његова површина и његова унутрашњост (површински и подземни крас, односно површинска и подземна морфологија). Из ове специфичности краса проистиче и сама различитост утицаја глацијације на површински и подземни крас. За разумевање и палеогеографску реконструкцију високопланинских крашких простора однос између крашког и глацијалног процеса је фундаментално питање. Морфолошки елементи рељефа у којима се огледа утицај крашког и глацијалног процеса (полигенетски облици) припадају два категоријама. У прву категорију спадају палео облици наслеђеног крашког процеса које су измењени реликтним глацијалним процесом, док другој категорији припадају реликтни глацијални облици измењени савременим крашким процесом. Ови односи најизраженији су код средњих и великих облика (поља, увале, велике вртаче), док код микро облика изостају (мале вртаче, шкрапе, каменице). Поред ове групе полигенетских облика постоји и савремена полиморфна група крашких облика која настаје крашким процесом и под снажним утицајем је криогених и нивационих процеса.

Утицај глацијације огледа се у два међусобно потпуно различита процеса: ерозије (одношење површинског дела и делимично и потпуно уништење претходне крашке морфологије) и акумулације (прекривање знатних површина краса засипањем моренским материјалом). Акумулација моренског материјала, у зависности од обима и структуре материјала може у потпуности прекрити крашку површину и изменити њена морфолошка и хидролошка својства. Такође, може доћи и до делимичног прекривања крашке површине испуњавањем, у већој или мањој мери, веће морфолошке целине. Осим морфолошких измена акумулација глацијалног материјала у знатној мери може изменити и претходна хидролошка својства краса. Засипањем понора поново се успоставља нормална хидрографска мрежа. Повећана количина акумулираног материјала успорава и мења режим подземне циркулације воде у красу, а самим тим и крашки процес се значајно редукује. Испуњавањем подземних крашких облика долази до њихове потпуне или делимичне фосилизације.

Крајем 19. века почиње интензивно научно интересовања за високопланинске просторе, како у Европи, тако и у Америци. После открића глацијалних трагова плеистоценске глацијације на високопланинским крашким просторима уочене су одређене

морфолошке разлике између планинских простора изграђених од карбонатних стена и оних простора изграђених од других врста стена.

Узмајући у обзир степен (величина површине) и интензитет (дебљина седимената) покривености моренским и претранспортованим моренским материјалом у Лукавичко-луковском красу (Прилог 5.8) издвајају се три просторне целине. Прву целину карактерише откривени крас и одсуство моренских седимената, другу потпуна или делимична прекривеност моренским материјалом и трећу прекривеност дебелим слојем претранспортованог моренског материјала (флувио-гласијални материјал).

9.1 ОТКРИВЕНИ КРАС

Простори откривеног краса налазе се у свим висинским зонама, од најнижих делова који су на око 800 m н.в. до највиших делова који прелазе 2000 m н.в. Откривени крас не простире се у виду континуиране површине, већ су то већи или мањи делови раздвојени површинама прекривеним различитим врстама седимената. Откривени делови краса током квартара прошли су кроз различите фазе развоја. Виши делови откривеног Лукавичко-луковског краса били су под утицајем гласијалног процеса, док код нижих делова овај процес није деловао.

Откривени крас нижих простора, без обзира на климатска колебања и већег или мањег утицаја криогених и нивационих процеса, несметано се развијао у континуитету. То су западни делови Лукавичко-луковског краса који се простиру до 1200 m н.в. Осим различитих врста микро крашких облика (шкрапа) постоје бројне широке вртаче, као и остаци краћих долина у красу. Поједини делови овог простора имају карактеристике љутог краса.

Насупрот томе је откривени крас који обухвата највише делове истраживаног простора. Узроци одсуства гласијалног материјала су двојаки. Први узрок су орографски односи. Делови откривеног краса налазили су се изнад простора акумулације и кретања ледика. То су пре свега рубни делови представљени гребенима који су одређивали правце кретања ледника, као што су крајњи источни делови: Шљемена, гребен Великог Журима, Ћетковог врха и сл. Велика дисецираност рељефа утицала је да се на овом простору нису формирали значајнији крашки облици. Овоме је такође, допринео и састав кречњачке основе, где доминирају кречњаци мање чистоће. Овој групи припадају још и кречњачка узвишења која су се налазила изнад ледника, а својим положајем била су препрека кретању ледника, због чега је долазило до раздвајање ледничке масе и њеног кретања око њих. Као најбољи пример издваја се „кречњачко острво“ Боровник око којег је пролазила ледничка маса, али га

није прекривала. У ову групу спадају гребени на развођу у јужном делу као што су: Суви врх, Косавино брдо, Јејевина, Розин врх и сл., као и Турково брдо у северном делу Лукавичко-луковског краса. Око њих су се кретали леднички језици који су се одвајали од платоског ледника. Без обзира што су се око ових „кречњачких острва“ кретали ледници својом висином били су заштићени од глацијалних ерозивних и акумулативних процеса. Крашки процес се због тога одвијао у много дужем временском периоду него на околном нижем простору. Услед интензивног развоја крашког процеса на многим местима дошло је до формирања љутог краса (Прилог 9.1).



*Прилог 9.1 – Љути крас, северне падине Буркове главе
(Фото: М. Буровић)*

Други узрок откривености краса највиших делова истраживаног простора је изношење акумулативног материјала од стране ледника. Акумулативни материјал из циркова, настао ерозијом ледника и колувијалним процесима, ледницима је изнет из њих у ниже просторе. У последњој фази глацијације, због ерозијом крајње редуковане висине, мале висине обода циркова, врши се незнатна акумулација глацијалног материјала, те кречњачка површина остаје гола. Данас је она изложена директном крашком процесу. Доминирају стеновите вртаче, најчешће асиметричне, које прате структуру и пад слојева. Микрокрашки облици су ретки, јер су лимитирани саставом кречњака (већа количина нераствореног материјала).

9.2 ДЕЛИМИЧНО ЗАСИПАЊЕ КРАСА МОРЕНСКИМ МАТЕРИЈАЛОМ

Величина површине краса која је захваћена акумулацијом, односно засипањем, као и сама дебљина акумулираног моренског материјала зависи од интензитета глацијалног процеса, типа ледника, као и пост глацијалних геоморфолошких процеса. Овоме треба додати да се глацијација није одвијала у континуитету, већ се одвијала у фазама различитог обима и интензитета, а што је заједно са претходним утицало на постглацијални крашки процес.

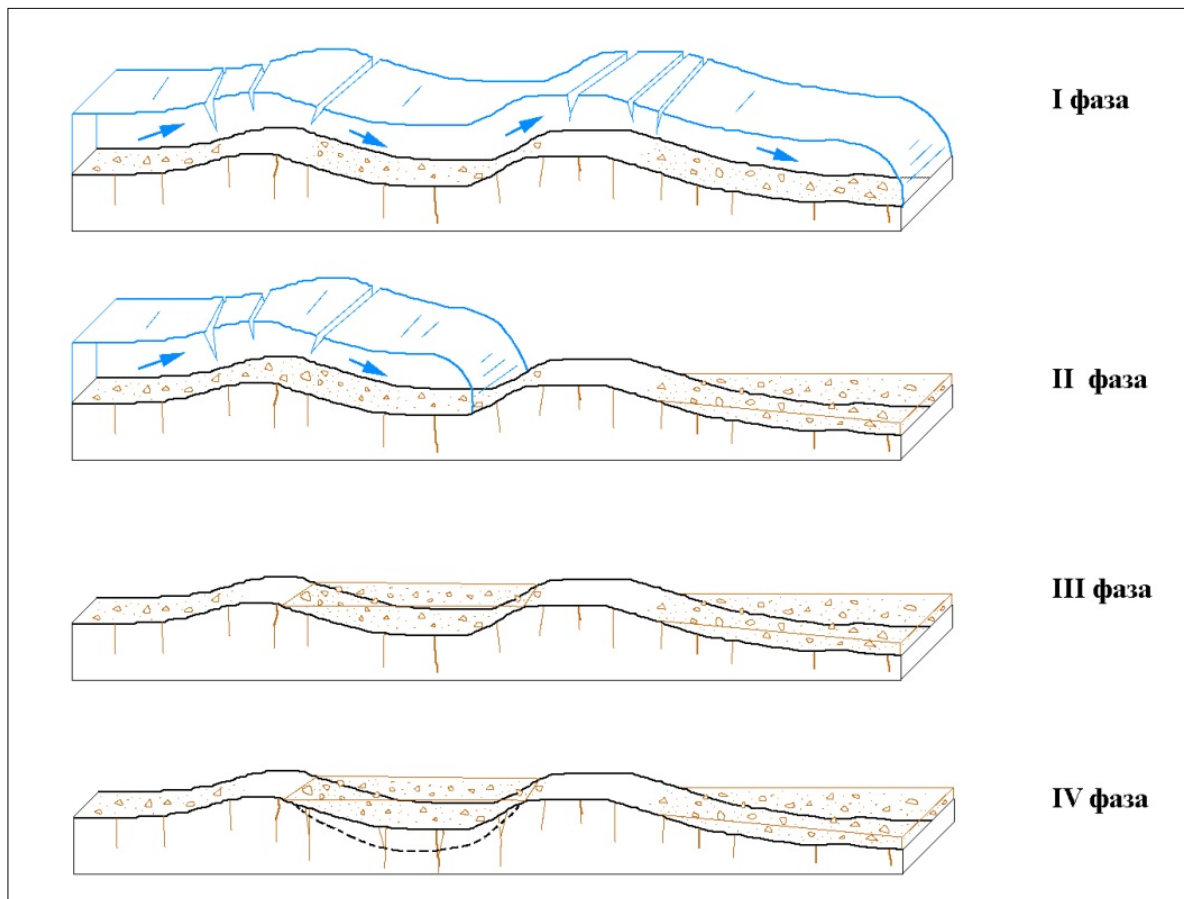
Под потпуним засипањем краса моренским материјалом подразумевају се простори где је преко кречњачке основе дошло до акумулације моренским материјала дебљине од неколико до више десетина метара, при чему се кречњачка основа, као и евентуална крашка морфологија не уочавају. Код делимично засутог краса само су најнижи делови у потпуности испуњени моренским материјалом различите дебљине.

9.2.1 Делимично засипање моренским материјалом увале Коњско

Делимично засипање краса моренским материјалом најбоље се може види у централном и јужном ободном делу Лукавичко-луковског краса, на простору савремене увале Коњско. Још током првих истраживања (Шобајић, 1926) указано је да је у појединим деловима, који су изграђени од кречњака неуједначене отпорности, дошло до стварања мутонираних стена. Вишефазност глацијалног процеса и смена јаче фазе слабијом утицало је на промену геоморфолошких процеса у интерглацијалним периодима.

У западном делу увале Коњско, на локалитету Салацакова греда (1412 m н.в.), налази се простор са најизраженијим мутонираним стенама. Оне су формиране у периоду најјаче

гласијалне фазе када су се са овог простора одвајали леднички језици ка западу, северу и југу. Повољни петролошко-геолошки услови представљени варијететима кречњака и доломита различите еродибилности, довели су до неуједначене ерозије подлоге преко које се кретао ледник. Овоме треба додати и различит степен интензитета ледничке ерозије на кречњачку подлогу преко које се креће. Приликом кретања ледника лед врши различит притисак на подлогу изазивајући већи интензитет откидања честица у силазном, него у узлазном делу мутонираних стена, у комбинацији са отопљеном и поново замрзнутом сочницом (Glasser and Bennett, 2004; Bennett and Glasser, 2009). Овим начином формиран је већи број затворених удубљења неправилног, звездастог изгледа и различите величине, које окружују заобљена узвишења (Прилог 9.2).



Прилог 9.2 - Фазе у трансформацији плеистоценских мутонираних стена у савремене
вртаче

Последица различитог интензитета ерозије је стварање таласасте основе. Најниже делове (дно) током повлачења ледника испуњава моренски материјал, док су откривени виши, ободни делови изграђени од кречњака.

У савременом периоду мутониране стене трансформишу се у вртаче (Прилог 9.3). Еволуција ових облика у знатној мери се разликује од еволуције „класичних“ вртача. Ерозија вртача није везана за хемијско растварање кречњака, већ за преиздубљивање кречњака глацијалном ерозијом. Дно вртача није засуто резидијалним, већ моренским материјалом (Прилог 9.4).



Прилог 9.3 – Неправилни изглед мутонираних стена испуњен моренским материјалом, у савременом периоду трансформисан у вртаче (увала Коњско)



*Прилог 9.4 – Моренски материјал у савременој вртачи насталој трансформацијом
преиздубљених делова мутонираних стена (Фото: М. Буровић)*

Са хидролошког аспекта, у моренском материјалу који испуњава вртаче врши се подземна акумулација воде која утиче на уравнотеженије површинско отицање, што није карактеристично за кречњачке терене. Због немогућности потпуног упијања атмосферских падавина, приликом њиховог наглог излучивања, овај акумулирани моренски материјал

узрокује површинско сливање воде и његово линијско отицање до најнижих делова где вода понире (Прилог 9.5).



*Прилог 9.5 – Понори настали понирањем атмосферилија преко моренског материјала
(Фото: М. Буровић)*

У случају компактних и дебљих акумулација моренског материјала на дну вртача може доћи и до ујезеравања воде, која није последица формирања резидијума, већ засипања моренским материјалом. На овај начин на површини се стварају веће или мање локве.

Савремени процес хемијског растварања кречњака највише је везан за ободне делове вртача, односно за контакт моренског материјала којим је испуњено дно и кречњачких страна. Због оваквих односа развој вртача је усмерен у правцу повећања ширине, а не дубине. На голем кречњачком ободу савременим крашким процесом формирају се различити облици шкрапа и каменица (Прилог 9.6).



*Прилог 9.6 – Каменица на ободном, највишем делу мутонираних стена
(Фото: М. Буровић)*

9.3 ПОТПУНО ЗАСИПАЊЕ КРАСА МОРЕНСКИМ МАТЕРИЈАЛОМ

Најбољи примери потпуног засипања краса под утицајем глацијације су на просторима највеће акумулације глацијалног материјала. То су делови Лукавичко-луковског краса где су формиране морене. Из претходне анализе обима и интензитета глацијације најизраженије морене су у источном делу и то на простору Блаца – Буковик – Побилје.

На овом простору, како је већ утврђено, постоје морене велике моћности које прекривају кречњачку основу. Оваквим интензивним засипањем у потпуности је прекривена морфологија формирана у ранијој фази развоја рељефа и измењене морфолошко-хидролошке карактеристике краса. Претходно изграђена крашка морфологија је фосилизована дебелим слојем моренског материјала који онемогућава његово непосредно проучавање. Из тих разлога није могуће ни реконструисати морфолошке односе на овом простору пре најстарије фазе глацијације. То се пре свега односи на положај развоја између Лукавичко-луковског

краса на северу и притока Грачанице на југу, као и на промене величине поља Ивање (видети 9.4.4).

Палеогеографска реконструкција указује на постојање речне мреже која је формирана у преглацијалном периоду са правцем пружања исток – запад. У највећем делу она је јасно ограничена ниским кречњачким гребенима, сем у наведеном простору Блаца – Буковик – Побиле. Због ових разлога остаје отворено питање морфолошких и хидролошких односа поља Ивање према северним притокама Грачанице, јер је савремено развође између њих настало формирањем чеоне морене у Тачевинама, локалитет Побиле.

Измењене морфолошко–хидролошке карактеристике овог простора, настале засипањем моренским материјалом, одредиле су другачије еволутивне правце савременог развоја овог дела краса. Дебљина моренског материјала и његова структура су у холоцену условили површинско сливање воде, обнављање и поновно формирање речне мреже. На овом простору формирана је површинска дренажна мрежа Буковског потока. Корито овог потока може се пратити од простора Блаца – Буковик – Побиле преко поља Ивања и затим кроз кањон који спаја Ивање са Луковом. Данас, без обзира на очувану морфологију корита Буковског потока, вода се њиме ретко и повремено креће.

На простору Побиле моренски материјал је широко распрострањен, има велику дебљину и у потпуности прекрива кречњачку подлогу. Код примарних удубљења која су настала приликом формирања брежуљкастих морена спирањем и суфозионим процесом (Williams, 2004) дошло је повећања димензија, на шта је утицало и понирање воде из моренског материјал у кречњачку унутрашњост (Waltham and Fooks, 2003). Ове вртаче у моренском материјалу морфолошки су сличне суседним вртачама изграђеним у кречњацима, осим што средина у којој су настале није кречњачка, већ моренски материјал. На ширем простору овог локалитета утврђено је постојање 27 вртача у моренском материјалу. То су најчешће карличасте вртаче са благим странама и равним дном. На странама се јасно уочава крупни испрани моренски материјал, док је дно прекривено материјалом финије фракције, на којем је формиран дебљи земљишни покривач. Вртаче су најчешће округлог облика, пречник дна од 10 до 30 m, а максимално и до 150 m.

Засипање краса моренским материјалом и стварања вртача у њему омогућило је формирање псеудокраса у мањем делу Лукавичко-луковског краса.

Савремена хидролошка ситуација на простору Блаца – Буковик - поље Ивање у супротности је са постигнутим општим нивом еволуције Лукавичко-луковског краса и одмаклим степеном карстификације. На читавом истраживаном простору не постоје крашки извори, јер је карстификацијом крашка издан спуштена на велику дубину. На површини од

преко 200 km² не постоје крашка врела. Најближа врела су око 10 km према западу на 630 – 660 m н.в. (врела у Никшићком Горњем пољу - Видровану) и око 20 km источно на 1200 – 1250 m н.в. (врела Мртвице). Како је висина морена на простору Блаце – Буковик – Побилје истоветна висини истицања врела Мртвице то је онда вероватна претпоставка да воде са овог простора отичу ка Никшићком пољу (Горње поље). Простор између Лукавичко-луковског краса и Никшићког поља спада у типичан динарски холокрас са свим специфичним морфолошко – хидролошким карактеристикама.

Други пример потпуног засипања краса моренским материјалом је простор Мале Лукавице. Врло сложене и динамичке промене глацијалног процеса које су обрађене у ранијем поглављу указују да се и овде одвијао сложен процес акумулације моренског материјала који се вршио из више праваца и током више глацијалних фаза засипања. Резултат тога је, као и у претходном примеру, потпуно засипање површинских крашких облика и хидролошке промене које су изазване тиме. Засипањем моренским материјалом дебљине преко 70 m у потпуности су промењени морфолошки односи на развођу са сливом Мртвице, као и фосилизација крашке морфологије која је ту била изграђена. Формирање површинског дренажног система у постгласијалном периоду резултирао је стварањем тока који је усекао корито у ободном делу акумулације моренског материјала. Овај ток храни се искључиво атмосферским падавинама тако да је он најинтензивнији у време пролећног отапања снега. У другом делу године без сталног притицања нових количина воде он пресушује (Прилог 9.7).



Прилог 9.7 – Корито периодичног тока у Малој Лукавици усечено у акумулацији моренског материјала (Фото: М. Буровић)

Из наведених примера види се да засипање краса моренским материјалом може у потпуности променити хидролошке карактеристике једног крашког простора и обновити површинску хидролошку активност, без обзира на висок степен унутрашње карстификације.

9.4 ЗАСИПАЊЕ КРАСА ПРЕТРАНСПОРТОВАНИМ МОРЕНСКИМ МАТЕРИЈАЛОМ

Након повлачења ледника на простору који је био захваћен глацијацијом започињу другачији геоморфолошки процеси. На голој кречњачкој основи одвија се хемијски процес растварања. На подлози која је прекривена моренама и моренским материјалом, у зависности од дебљине седиментног материјала и степена карстификације подлоге, образује се флувијални процес. Овим процесом врши се усецање корита мањих потока у моренски материјал и његова ерозија. Интензитет ерозије, односно усецања зависи од самог ерозивног фактора (јачина тока), али и еродибилности подлоге у којој се врши усецање. Усецање се најчешће врши у средње и систнозрном шљунку и песковима, односно у материјалу који има

веома висок степен еродибилности. Због тога је и ефекат ерозије потока многоструко већи, него што је његов ерозивни потенцијал дефинисан протицајем и нагибом терена.

Најбољи пример је у граничном делу између Мале Лукавице и Бојовића бара (Прилог 9.8).



*Прилог 9.8 – Ерозивни ефекат усецања потока у моренском материјалу
(Фото: П. Буровић)*

Два омања потока, од којих један има периодични карактер, усекла су корита у растреситом моренском материјалу у износу од преко 15 m, односно еродовали су и претранспортовали глацијални материјал и њиме засули ниже делове. На простору Лукавичко-луковског краса издваја се неколико делова који су у значајној мери прекривени флувио-глацијалним материјалом чиме су у значајној мери измењена морфолошка и хидролошка својства кречњачке основе на којој је извршена акумулација. Засипање краса претранспортованим моренским материјалом није било синхроно, већ се одвијалао у различитим временским периодима. Као простори који су у значајној мери засути претранспортованим моренским материјалом су Бојовића баре, Бојовића лука, поље Ивање и Луковско поље. Основне геоморфолошке карактеристике ових простора приказане су у

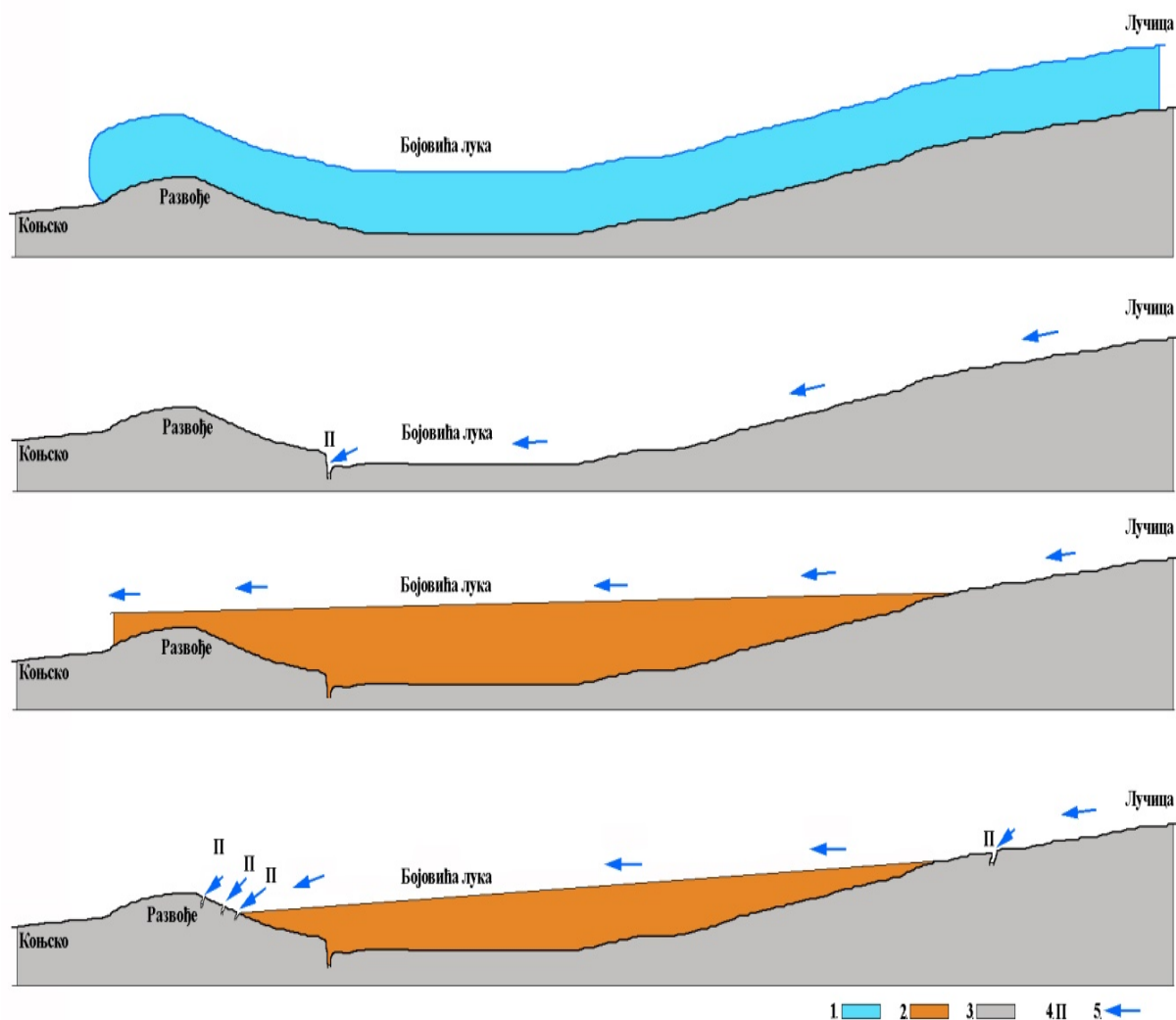
поглављима 6 Геоморфолошке карактеристике и 7 Плеистоценска глацијација, те ће се у овом делу тежиште дати само на интензитет засипања и морфолошко-хидролошке последице које су оне изазвале на одређеном крашком простору.

9.4.1 Бојовића баре

Бојовића баре представљају највишу морфолошку целину у којој се вршила седиментација претранспортованог моренског материјала. Повољан положај подразумева три већа глацијална ерозивна облика (Пиперски и Загарачки цирк и валов Мала Лукавица) одакле се вршило претранспортирање моренског материјала. Интензитет флувио-денудационог процеса условљен је повољном геолошком грађом у односу на друге делове Лукавичко-луковског краса, јер у овом делу постоје значајније површине изграђене од вододрживих стена. То је омогућило формирање и одржавање бројних мањих токова који су вршили ерозију моренског материјала, његов транспорт и акумулацију у нижим деловима. Због тога су Бојовића баре у значајнијем обиму испуњене флувио-глацијалним материјалом који је делимично изменио претходну плеистоценску морфологију, као и хидролошке карактеристике. Горњи и средишњи део увале изграђен од лапоровито-песковите фације сенонског флиша је у знатној мери еродибилнији и подложнији већем степену ерозије него ободни део изграђен од банковитих до масивних отривско-баремских кречњака. Као последица селективне ерозије током глацијалне фазе долази до преиздубљивања средишњег дела и проширивања примарног преглацијалног басена на простору Бојовића бара. Морфолошко-хидролошке карактеристике Бојовића бара (дубина, хидролошка својстава, могућност формирања језерског басена и сл.) из тог периода развоја није могуће непосредно проучавати, јер су засути флувио-глацијалним материјалом. Испуњавањем некадашњег дна Бојовића бара флувио-глацијалним седиментима до савременог нивоа створени су предуслови да на контакту са испуцалим банковитим и масивним кречњацима започне процес понирања површинских токова. Ови понори формиран су у јужном, најнижем ободу увале. Минималне воде у целости пониру, док средње и високе воде понори не могу да прихвате, те се тако у већем делу године одржава површински ток. Мали капацитет понора указује да се ради о младом процесу, који је отпочео тек са савременим испуњавањем преглацијалног облика, који би временски могао да се одреди као холоценски процес.

9.4.2 Бојовића лука

Са седиментолошког аспекта у Бојовића луци издваја се горњи део без седимената, а који је изграђен у матичној кречњачкој основи и централни и најнижи део који су прекривени флувио-гласијалним седиментима. Седиментација флувио-гласијалног материјала вршила се његовим претранспортовањем из виших Бојовића бара. Ниво засипања флувио-гласијалним материјалом био је за око 7 m виши од савременог ниво дна увале (Прилог 6.26), о чему сведочи речна тераса усечена у њему. Врло ниско крачњачко развође између Бојовића луке и ниже увале Коњско делимично је засуто флувио-гласијалним седиментима, те је тако откривен контакт између вододрживе основе (флувио-гласијални седименти) и кречњака. На контакту са крачњацима Бојовића ријека на више места понире формирајући сукцесивно поређане поноре (Прилог 6.27). Најнижи понори представљају најудаљенију тачку до које допиру воде Бојовића ријеке. Како његово понирање започиње још у Бојовића барама, а наставља се у понорима у кречњачком делу долине Лучица, то се стални ток до најнижих понора у Бојовића луци одржава само током краћег пролећњег периода за време интензивног отапања снега. Највероватније да је пре флувио-гласијалног засипања на месту Бојовића луке постојала слепа крашка долина на чијем дну се налазио понор. Засипањем слепе долине дошло је до издизања нивоа њеног дна, а врло ниско савремено развође не искључује могућност да је ток Бојовића ријеке могао тећи и кроз увалу Коњско. Одношењем танких наслага флувио-гласијалних седимената којима је прекривено развође између Бојовића луке и Коњског открива се кречњачка основа, те тиме започиње процес понирања Бојовића ријеке што уједно и представља крај његовог тока (Прилог 9.9).



Прилог 9.9 – Процес засипања флувио-гласијалним седиментима Бојовића луке

Легенда: 1 – ледник, 2 – флувио-гласијални материјал, 3 – кречњачка основа, 4- понори,
5 – правац отицања

9.4.3 Блаца

Засипање краса на простору Блаца током две гласијалне фазе било је изузетно интензивано. У јужном делу наталожен је подледнички моренски материјал, који се налази са унутрашње стране чеоне морене, а која је одредила јужни обод увале. Овај материјал је у потпуности прекрио кречњачку површину, а износ засипања је виши од 10 m. Сем слабијег процеса денудације и суфозије, накнадни постгласијални геоморфолошки процеси ову акумулацију нису захватили, те је задржан њен примарни карактер са свим седиментолошким карактеристика гласијалног материјала.

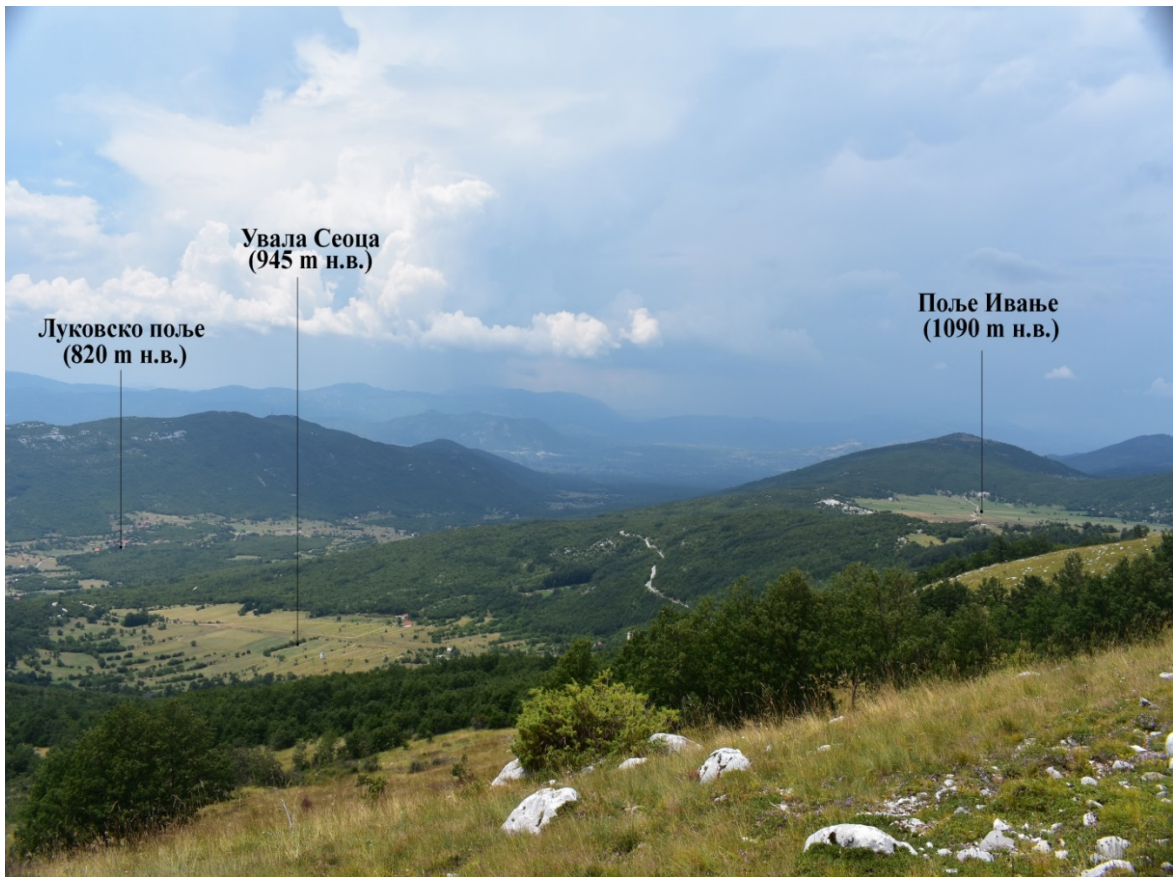
На простору млађих ивичних морена средишњег дела увале, у холоцену, дошло је до формирања дренажног система Буковског потока и у међуморенском простору стварања корита и плитке долине којом воде Буковског потока отичу ка нижем пољу Ивање. Еродовањем и транспортом моренског материјала започиње његова трансформација у флувио-гласијални материјал, те је због тога граница између ове две седиментолошке јединице на овом локалитету нејасна. Активирањем крашког процеса површинско отицање воде замењује се подземним, што је у великој мери утицало на смањење или потпуни престанак еродовања и транспорта моренског материјала са ивичних морена ка нижим просторима поља Ивања.

9.4.4 Поље Ивање

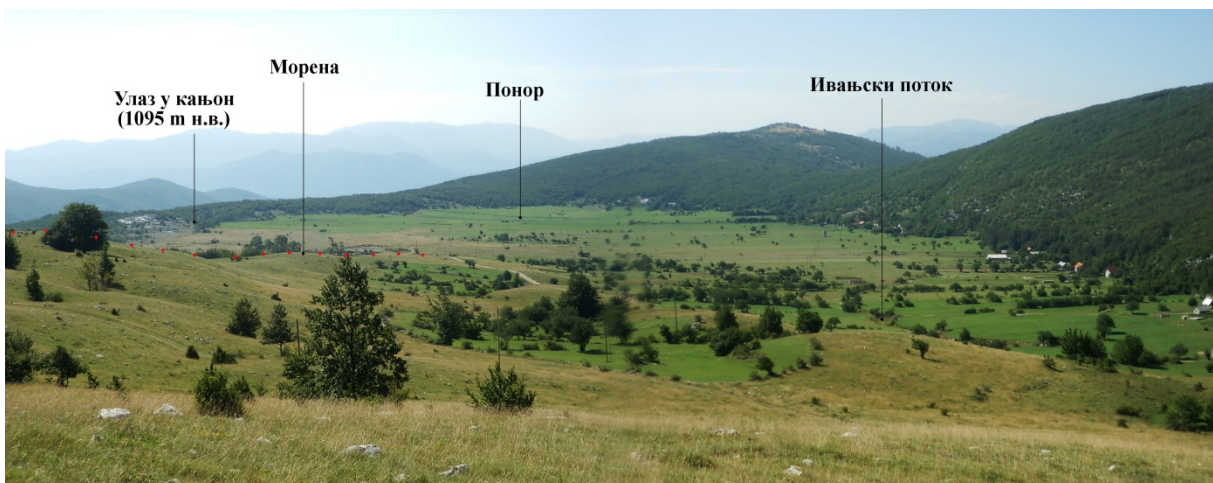
Поље Ивање и Луковско поље представљају репрезентативне примере система засипања великих крашких облика флувио-гласијалним материјалом, а такође и пример седиментолошких трансформација које настају приликом претранспортирања моренског материјала из једног крашког облика у други, његове трансформације у флувио-гласијални и промена у рељефу које настају засипањем и даљим транспортом ка нижим облицима (Прилог 9.10).

Поље Ивање представља врло интересантан пример засипања краса које се одвијало у различитим временским периодима и различитим генетским типовима седимената (моренски и флувио-гласијални). Прва фаза засипања представља акумулацију моренских седимента, док друга фаза обухвата засипање северозападног дела поља флуви-гласијалним седиментима.

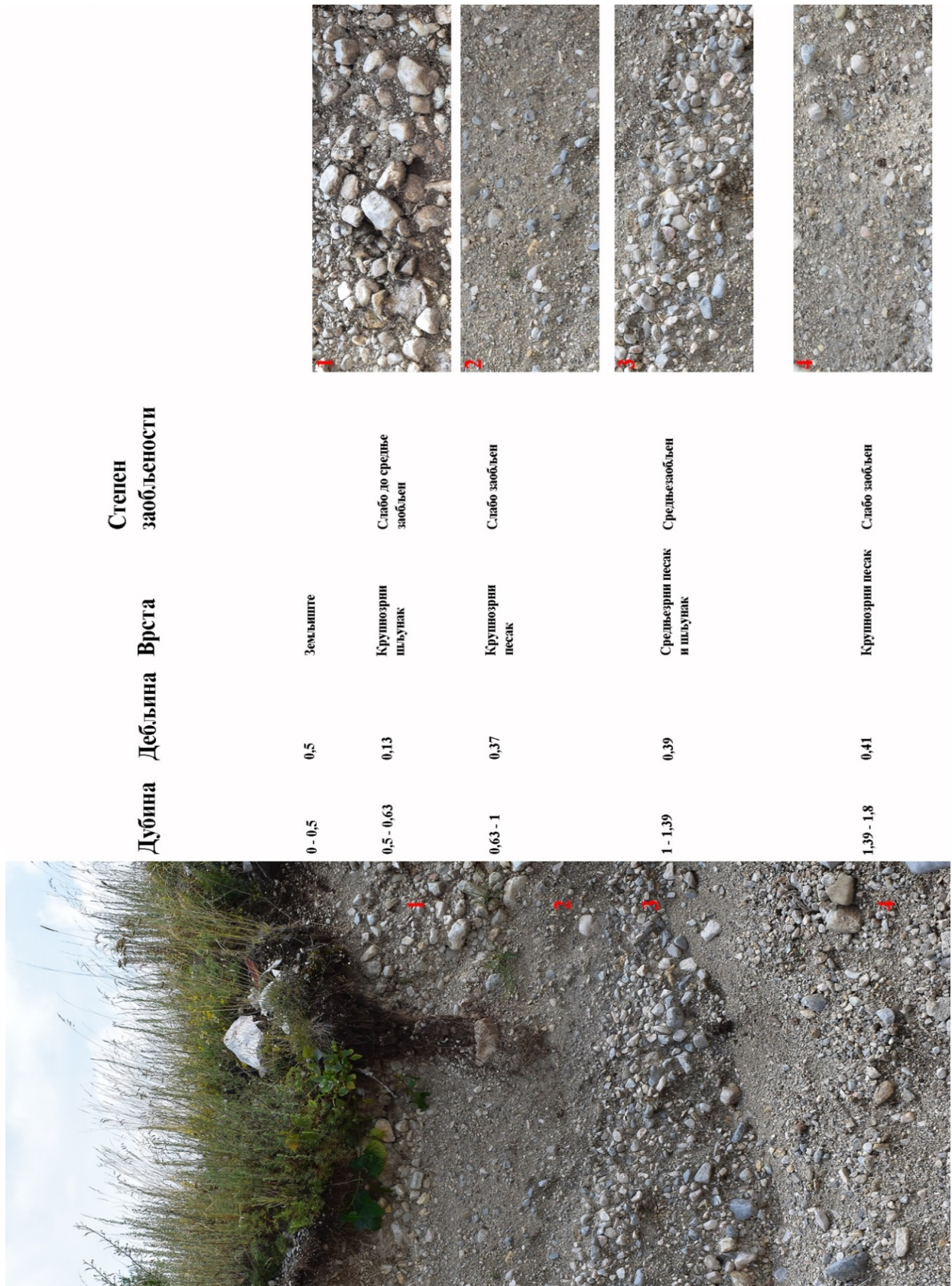
У пољу Ивању издвајају се два генетска седимената: моренски и флувио-гласијални (Прилог 9.11). У југоисточном, највишем делу поља, акумулиран је моренски материјал у виду чеоне морене (локалитет Буковик). Просецањем морене започиње засипање поља флувио-гласијалним седиментима, а завршава се спирањем седимената са спољашњег дела чеоне морене и формирањем плавинске лепезе. Интензитет засипања поља претранспортираним моренским материјалом је био таквог обима да је примарни изглед поља у потпуности измењен.



Прилог 9.10 – Степеничасто поређан систем крашких облика засут глацијалним и флувио-глатијалним седиментима (Фото: М. Буровић)



Прилог 9.11 – Поље Ивање засуто глацијалним и флувио-глатијалним седиментима (Фото: М. Буровић)



Прилог 9.12 - Профил кроз флувио-гласијалне седименте у пољу Ивање
(Фото: М. Буровић)

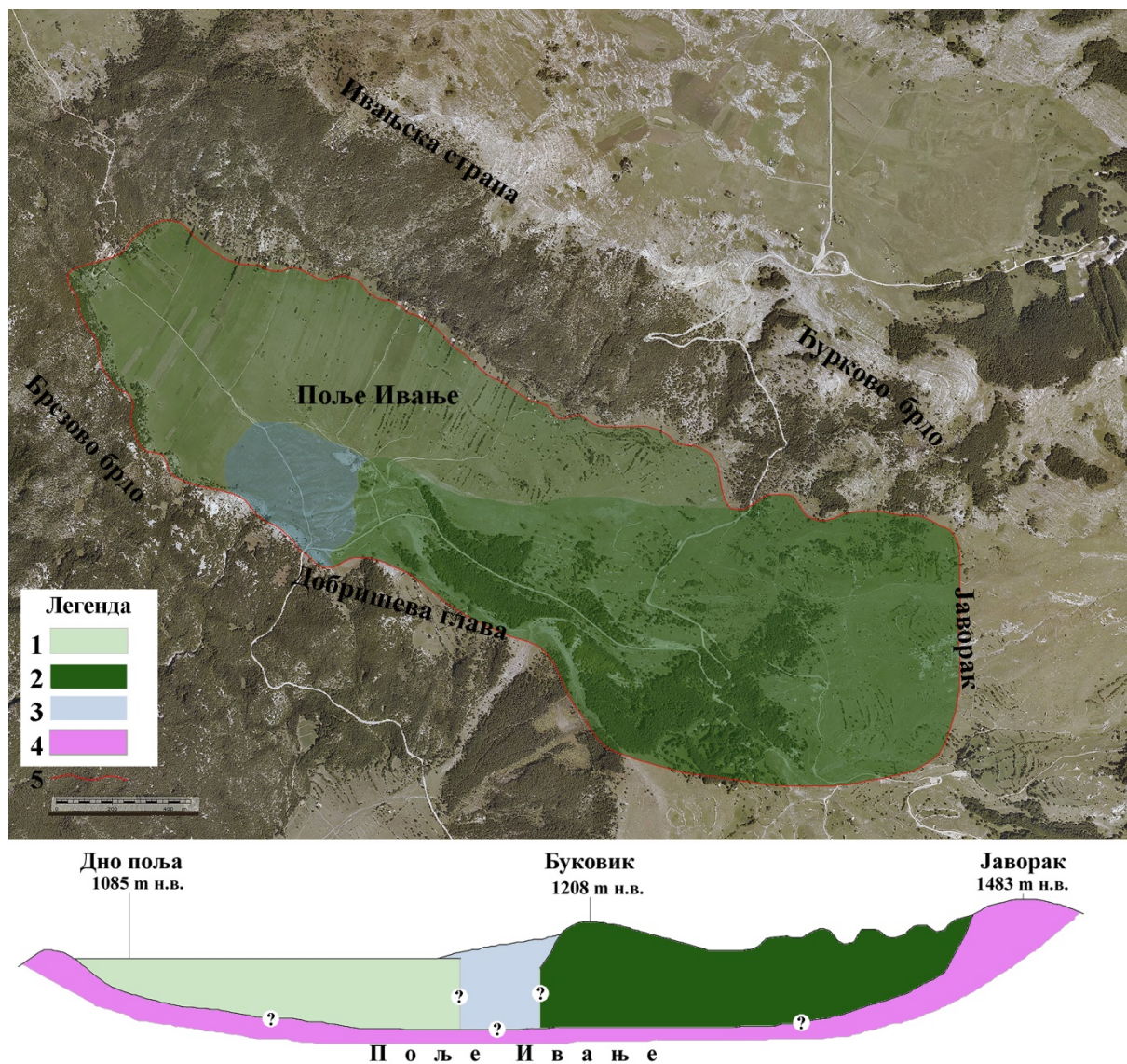
На основу неколико откривених профила у овом материјалу анализирани су седиментолошке карактеристике овог материјала (Прилог 9.12). За разлику од морене у којој су доминирала у највећој мери угласта зрна, у флувио-гласијалном материјалу доминирају слабо до средње заобљена зрна. Разлог слабе заобљености флувио-гласијалног материјала лежи у кратком транспорту од примарне акумулације (чеона морена) током којег су гласијална зрна флувио-денудациони процесом само у мањој мери заобљена. На истим профилима уочавају се велике разлике у величини зрна и њихове честе смене. Заступљене су крупније величине фракција: од крупнозрног шљунка до крупнозрног песка. Ситнозрни песак и глина на испитиваним профилима у потпуности изостају, што је разумљиво имајући у виду кратак период претраспортовања моренског материјала.

Хетерогени састав седимената последица је честе смене слојева различите крупноће зрна. То указује на значајне промене енергије транспортног система флувио-денудационог процеса, што је условило различиту седиментацију. У површинском делу доминира крупна фракција чији се транспорт везује за значајан енергетски потенцијал и одговара брзом току бујичног карактера. У нижим слојевима смењује се средњозрни шљунак и средњозрни и крупнозрни песак, који указују на смањење енергетског потенцијала воденог тока који се може везати за средње брзе токове са капацитетом транспорта зрна мањих величина.

Савремена величина и облик поља Ивање у великој мери се разликује од примарног изгледа које је имао пре најјаче гласијације која је захватила овај простор. Због засутости већег дела поља врло је тешко одредити његове прегласијалне димензије без примене геолошко-техничких метода (бушотине, геоелектрично сондирање и сл.). Како ове методе превазилазе обим предвиђен за ову врсту истраживања, као могуће решење за утврђивања прегласијалне величине и облика поља Ивање могла би послужити анализа правца пружања кречњачких гребена који окружују поље. Ови гребени представљају остатке примарне површине у којој се извршило спуштање кречњачких блокова и тиме створили услови за формирање поља у красу. С тог аспекта ови гребени условно се могу дефинисати као највиши делови обода поља.

Геоморфолошка проучавања, извршена на основу анализе аерофото снимака, дала су најбоље резултате у реконструкцији величине и облика поља на основу пружања ободних откривених кречњачких гребена. Поље Ивање у прегласијалном периоду у континуитету су окруживали гребени Ивањска страна и Ђурково брдо са севера (динарски правац пружања) на који се на југоистоку надовезује Јаворак, на кога се са јужне стране наставља Добришева глава, Бијели крш и Брезово брдо (динарског правца пружања), да би у северозападном делу кречњачком преседлином овај јужни део гребена био повезан са северним. У овако

дефинисаним границама поље Ивање могло је имати површину од око 4 km² (Прилог 9.13), што је за $\frac{3}{4}$ веће од савремене површине.



Прилог 9.13 – Реконструкција поља Ивање пре засипања глацијалним материјалом

Легенда: 1 – флувио-глацијални седименти, 2 – моренски материјал, 4 – седименти плавинске лезе, 4 – кречњачка основа

(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)

Поновним интензивирањем крашког процеса у значајној мери су измењени основни физичко-географски услови, који се пре свега односе на количину површинских вода. Оне се у значајној мери смањују, што има за последицу престанак засипања поља, као и престанак транспорта флувио-глацијалних седимената ка нижем Луковском пољу. Одржавање

повременог и периодичног карактера два површинска тока (Ивањски поток и Буковски поток) усмерен је на локални транспорт седимената према понору у најнижем делу поља, а резултат тога је формирање ниског развођа у флувио-гласијалном материјалу средишњег дела поља.

9.4.5 Сеоца

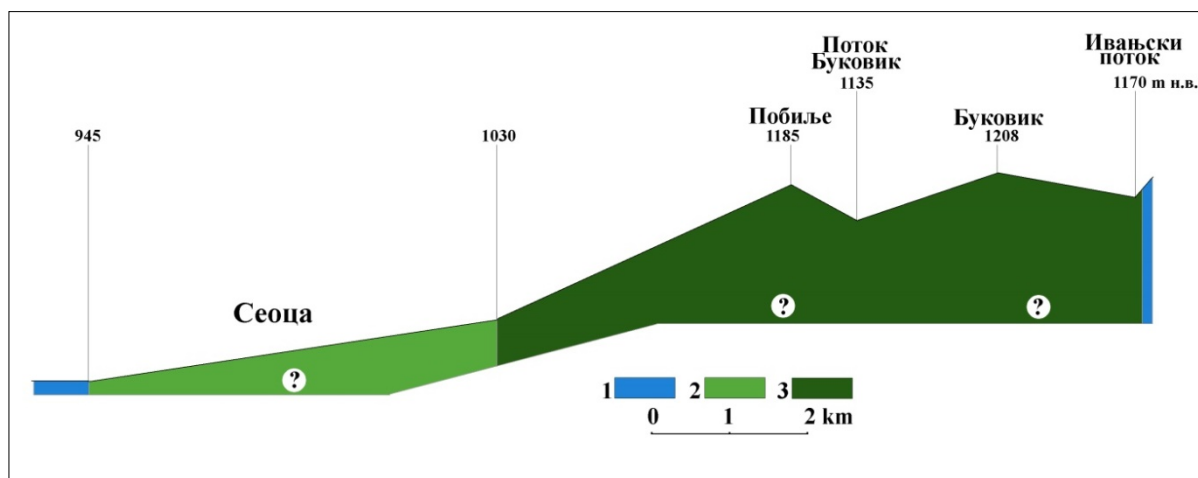
На простору Сеоца утврђено је постојање делувијално-колувијане лепезе (Прилог 9.14). Материјал ове лепезе у потпуности испуњава дно и најниже ободне делове страна ове увале. Дно је континуираног пада од 1030 m н.в. на североистоку до 945 m н.в. на југозападу. Лепеза је изграђена од грубо заобљених облутака, шљунка и песка који су настали претранспортивањем гласијалног материјала са оближњег вишег југоисточног обода поља Ивање. На читавој лепези формиран је педолошки покривач.



Прилог 9.14 – Делувијално-колувијална лепеза у ували Сеоца (Фото: М. Буровић)

Дно увале је терасирано у сврху пољопривредне производње која је у прошлости била врло интензивна, а сада због исељавања становништва претворена је у пашњаке. Стране

увале су од кречњака који изграђују и дно увале на којој је касније формирана лепеза, обрасле су ниском дрвенастом и жбунастом вегетацијом.



Прилог 9.15 – Схематски приказ морфометријских односа увале Сеоца и чеоне морене у Побиљу

(Легенда: 1- кречњаци, делувијално-колувијални материјал, 3 – гласијални материјал)

Североисточни обод увале представља спољашњи део чеоне морене у Побиљу. Морена представља топографско развође између увале Сеоца и вишег поља Ивање. То је омогућило засипање увале врло кратким транспортом моренског материјала са страна увале ка њеном дну.

Ово је умртвљена лепеза, јер се не налази у активној фази стварања. Међутим, у рељефу се и данас може уочити коридор којим је гласијални материјал претранспортован у нижу увалу Сеоца. То је широки, доста плитки коридор где се и данас може приметити слабо гравитационо кретање (обурвавање) седиментног материјала. Због тога коридор није обрастао шумском вегетацијом, а због сталног кретања материјала слабо је развијена и травна вегетација.

Стварање лепезе везано је за другачије физичко-географске услове. Они су везани за интензивно сливање воде преко спољне стране ивичне морене која се налази на развођу између поља Ивање и увале Сеоца. Денудационим процесом, у комбинацији са гравитационим кретањем моренских седимената који се налазе непосредно изнад увале извршено је њено засипање. Процес засипања је кратко трајао, јер се акумулирани материјал није даље транспортова преко обода увале ка нижеме Луковском пољу (Прилог 9.15).

9.4.6 Луковско поље

Луковско поље, заједно са вишим пољем Ивање, представља највиши део система преко којег је вршено претранспортивање моренског материјала, његова трансформација у флувио-гласијални материјал и наставак засипања нижих делова система као што су долина Грачанице и Никшићко поље.



*Прилог 9.16 - Профил флувио-гласијалних седимената на отвореном копу у Луковском пољу
(Фото: М. Буровић)*

Читаво дно Луковског поља је уравњено и засуто флуви-гласијалним материјалом (Прилог 9.16) све до највиших тачка северног и јужног обода поља преко којег су речни

токови наставили транспортовање материјала према северу ка Никшићком пољу и према југу ка долини Грачанице.

Захваљујући отвореним коповима (Прилог 9.17) у средишњем делу поља могуће је непосредно проучавати величину акумулације и њене седиментолошке карактеристике. Дубина копа, односно висина профила креће се од 8 до 12 m и на њима се могу директно проучавати промене интензитета засипања краса (Прилог 9.18). Експлоатацијом шљунка у наведеном копу није се дошло до стеновите подлоге, што указује да је дебљина засипања знатно већа него што се на профилима може видети. Резултати седиментолошких анализа извршени на неколико профила због сличног карактера приказани су преко једног репрезентативног профила.

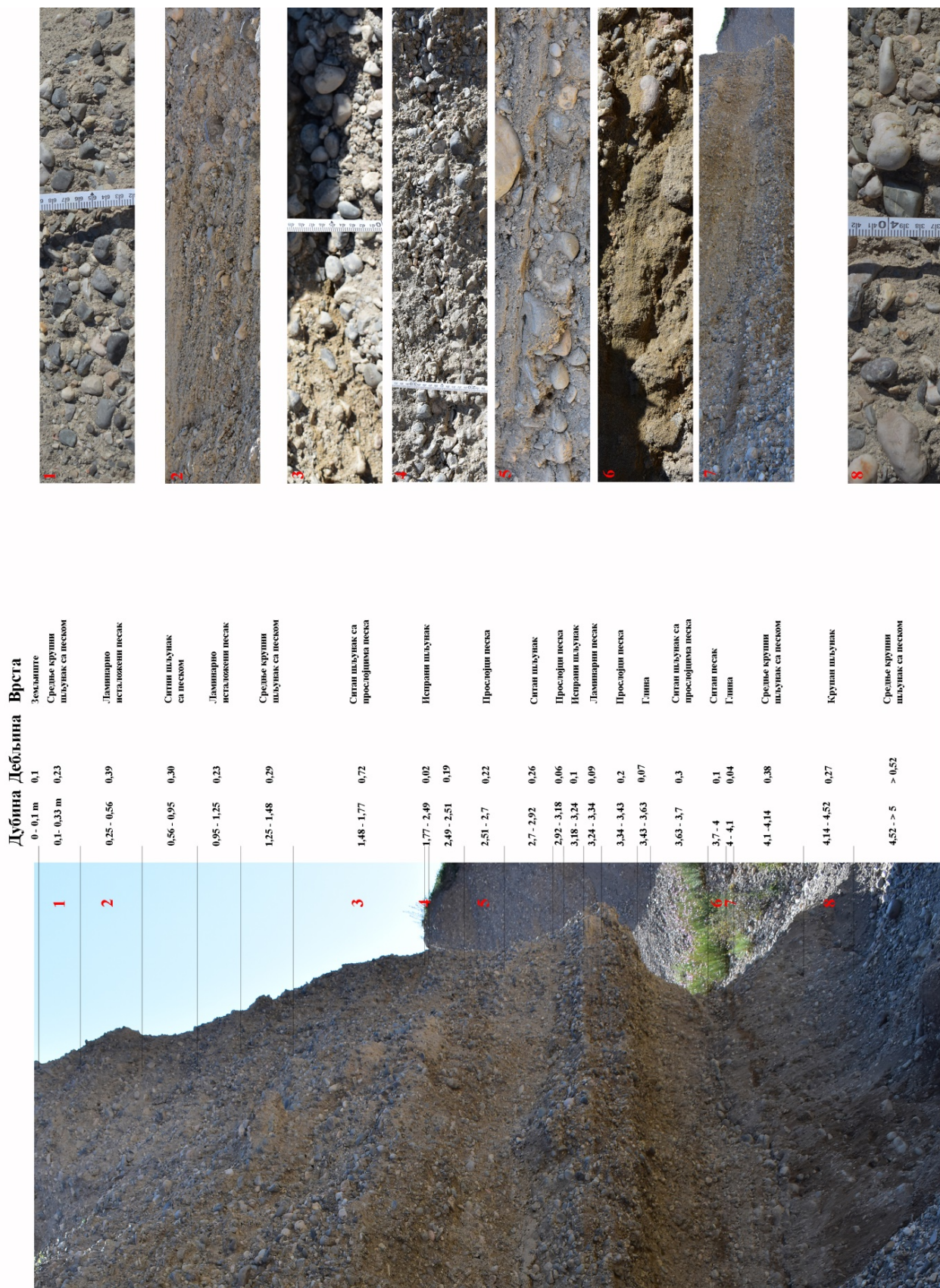


Прилог 9.17 - Отворени копови у средишњем делу Луковског поља
(Ортофото снимак: Републички геодетски завод Црне Горе)

На свим профилима врло су јасне честе смене слојева различитих величина крупноће фракција. Може се закључити да се ради о хетерогеном саставу седимената, од крупнозрног шљунка до глине. Последица оваквог састава су у великим разликама енергије транспортног система флувио-денудационог процеса: од врло снажних токова који транспортују крупан шљунковити материјал, до глине као резултата врло спорог кретања токова или чак и његовог одсуства (делимично или потпуно ујезеравање). Ове карактеристике седимената у Луковском пољу сличне су са седиментолошким карактеристикама седимената у вишем пољу Ивању. Оно што разликује седименте ова два поља је степен заобљености зрна и појава

глине као најситније фракције у Луковском пољу. То указује на различиту дужину транспортног пута. Седименти у пољу Ивању таложени су врло близу морене, као примарног места њиховог стварања. Транспортни пут седимената у Луковском пољу био је много дужи и том приликом дошло је до значајнијег степена заобљености честица као и формирања најситнијих глиновитих фракција.

Интензитет засипања Луковског поља био је максималан и извршио се до самог обода поља односно, до максималне висине. Након тога, транспорт флувио-гласијалног материјала наставио се ка нижим просторима и то ка северу и Никшићком пољу и југу, према долини Грачанице. Као последица различитих праваца даљег транспорта седимената је формирање ниског развођа у средишњем делу поља изграђеним од флувио-гласијалног материјала. Савремено хидролошко стање, у односу на претходна је врло неповољно, јер је услед процеса карстификације ток из поља Ивања изгубио површински карактер, а самим тим престала је и могућност даљег преталожења флувио-гласијалног материјала из вишег поља у ниже. Слична ситуација је и у Луковском пољу где је због изостанка површинских токова прекинут процес одношења флувио-гласијалног материјала ка нижим просторима. Из наведених разлога може се закључити да је транспорт флувио-галцијалног материјала из поља Ивање и Луковског поља реликтни процес и везан за физичко-географске услове који су дручији од савременог.



Прилог 9.18 – Профил кроз флувио-гласијалне седименте у Луковском пољу
(Фото: М. Буровић)

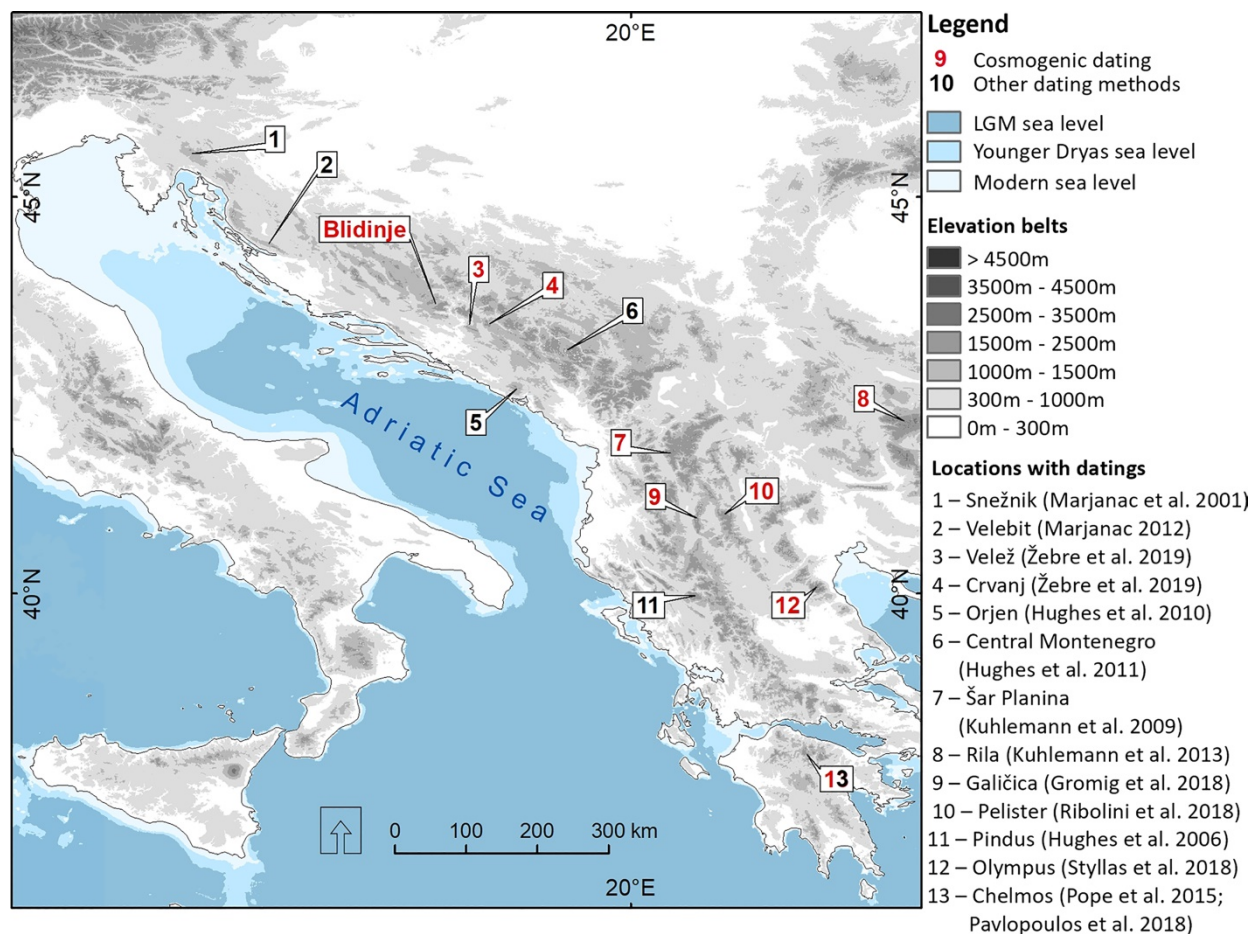
10 ДИСКУСИЈА

Еволуција краса одвија се под утицајем различитих фактора, који се просторно и временски смењују и одвијају у дугом временском периоду почевши од дијагенезе кречњака, па до савременог периода. Од примарног периода карстификације, током еволуције краса, смењују се утицаји различитих процеса, који могу у већој или мањој мери позитивно деловати на сам ток карстификације, али га могу успорити или потпуно зауставити. Како је крас тродимензионална појава дејство ових процеса може различито да се манифестује на површинске облике, подземне облике или и циркулацију воде у красу.

Засипање краса на простору Лукавичко-луковског краса одвија се у оквиру два најзначајнија процеса. Први процес огледа се у директном утицају глацијације на засипање краса моренама и моренским материјалом. Други, индиректан, али много значајнији утицај, је засипање краса претранспортованим глацијалним материјалом (флувио-глацијални и делувилно-гравитациони). Интензитет засипања одређен је интензитетом глацијалног процеса који је дефинисан не само климатским, већ и орографским условима (рељефом који је претходио глацијалном процесу), али и геолошком основом (водопрпусна карбонатна основа или вододржљива). Да би се овај сложени процес могао објаснити на одговарајући начин неопходно је извршити утврђивање обима глацијације, број глацијалних фаза и њихове карактеристике и старост глацијалних фаза. Следећа фаза подразумева утврђивање начина и обим засипања. Последња фаза подразумева утврђивање последица на развој краса проузроковане његовим засипањем.

Генетском и висинском корелацијом морена и глацијалних фаза на простору Лукавичко–луковског краса са моренама и глацијалним фазама за које је утврђена апсолутна старост, као на пример на Дурмитору, Сињајевини, Морачким планинама, Маганику, Прекорници, ширег простора Војника (Hughes et al., 2011), затим Орјена (Hughes et al., 2010), као и других суседних планинских простора Балканског полуострва (Прилог 10.1), могуће је одредити време њиховог настанка.

10.1 СТАРОСТ И БРОЈ ГЛАЦИЈАЛНИХ ФАЗА

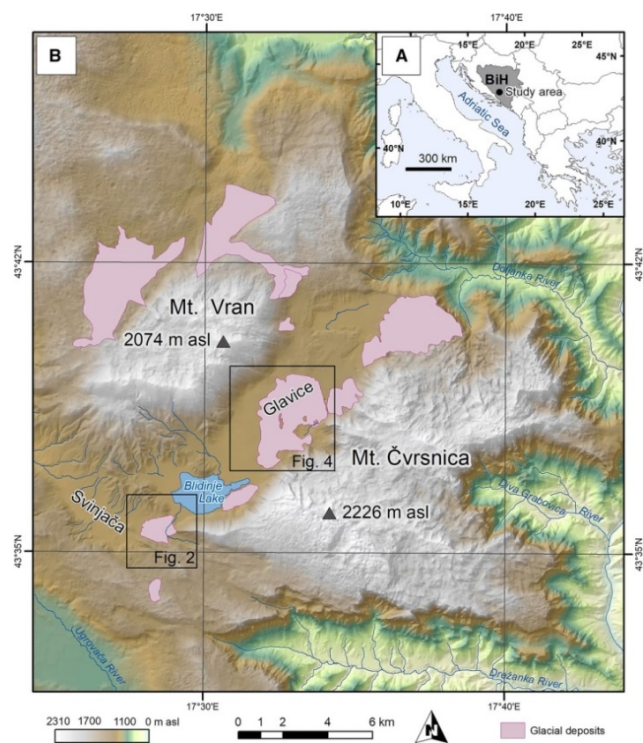


Прилог 10.1 – Локације на Балканском полуострву на којима је извршена апсолутна датација старости морена и њима сличних седимената (Çiner et al., 2019)

Апсолутна датација старости морена и моренског материјала извршена је применом две методе. Прва метода заснива се на вредностима космогеног ^{36}Cl . Метода ^{36}Cl одабрана је због добре моћи апсорпције хлора од стране карбоната. У зависности од периода изложености моренских блокова утицају космогених нуклеида, акумулацијом у површинском слоју стене, а мерењем њихових вредности утврђује се дужина тог трајања. Добијене вредности означавају период када су блокови престали да буду транспортовани, односно када је дошло до повлачења ледника. Ограниченост примене ове методе је што поједини блокови могу бити изложени космогеном зрачењу од самог престанка њиховог транспорта, док други могу бити прекривени седиментима и тек знатно касније бити изложени космогеном зрачењу. Овакве разлике могу у великој мери утицати на правилно одређивање времена завршетка глацијалног процеса. Ова метода примењена је на датирању

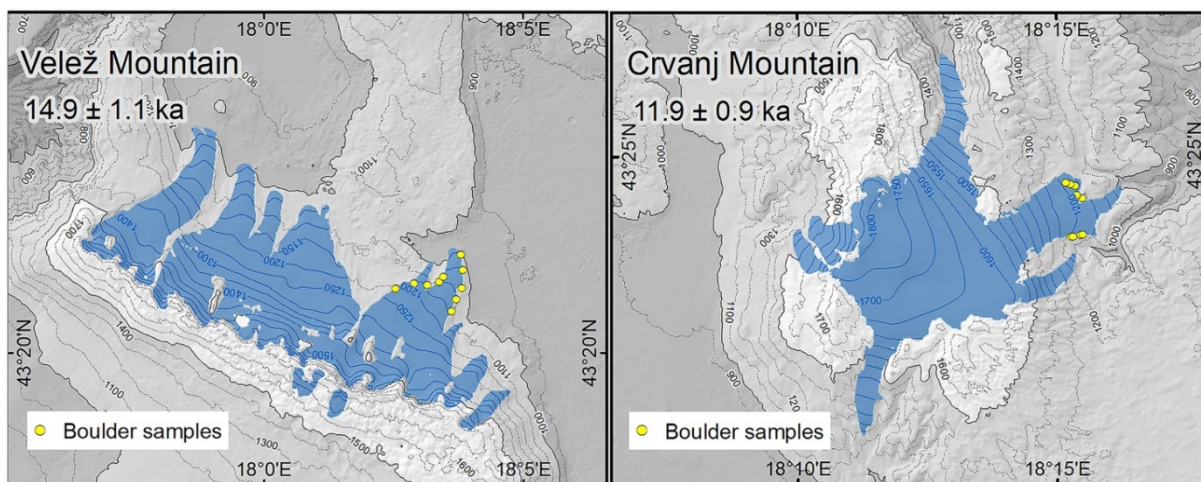
старости морена у Блидињском пољу које се налази у централном делу Динарида, на југу Босне и Херцеговине (Çiner et al., 2019). Друга широко примењена метода утврђивања апсолутне старости је U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама у глацијалном и флувио-гласијалном материјалу. Ова радиометријска метода заснива се на датирању уранијумских серија. После формирања морена хемијским процесом раствара се кречњак, а тако настали калцијум-карбонат цементује се у простору између и око дробинског материјала, а мерењем уранијумских серија добија се време када се извршила цементација. Проблем примене ове методе је што она не утврђује конкретно време повлачења ледника, већ време цементације моренског материјала, које због различитих климатских услова (падавине и температуре), као и хидролошких карактеристика (виши или нижи ниво подземних вода и влажности) може у знатној мери варирати. Овом методом извршено је утврђивање старости моренског материјала на планини Орјен, Дурмитору, Морачким планинама и Сињајевини (Hughes et al., 2010; Hughes et al., 2011).

Старост глацијалних фаза у Блидињском пољу у Босни и Херцеговини утврђена је применом ^{36}Cl методе. Дно поља је на 1170 m н.в. У поље су силазила два ледничка језика која су допирала до 1260 односно до 1400 m н.в., а која су се одвајала од мање ледничке капе формиране на планини Чврсници (Прилог 10.2). Ови ледници су формирали морене високе 10 m, а широке 10 до 50 m (Stepišnik et al., 2016). Старост моренског материјала који је акумулирана у виду хумки утврђена је на $22\,700 \pm 3\,800$ година, односно оне припадају последњем глацијалном максимуму (LGM), старост ивичне морене је $13\,200 \pm 1\,800$ година, док је чеона морене формирана пре $13\,500 \pm 1\,800$ година, тј. припада млађем дријасу (Çiner et al., 2019).



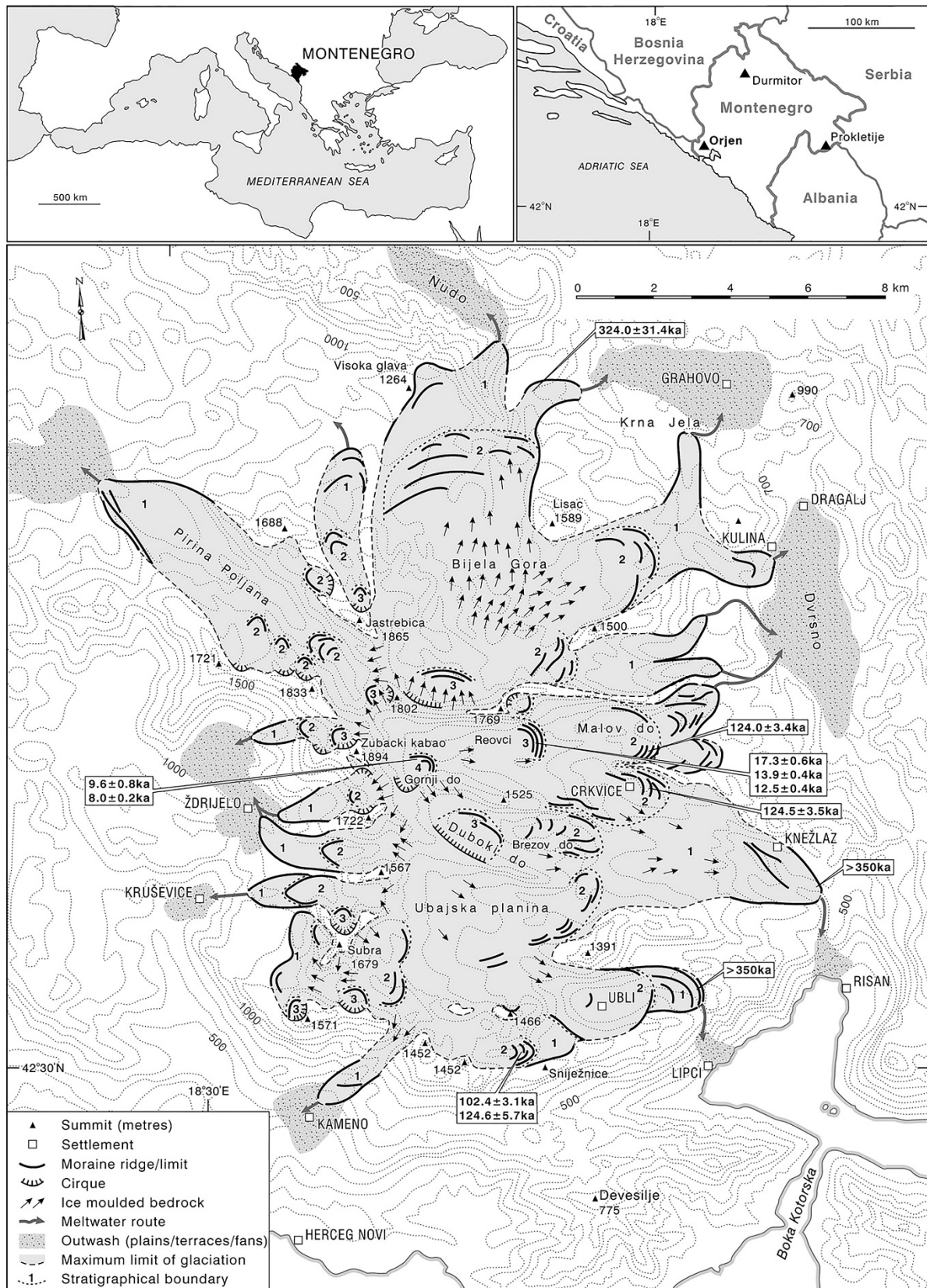
Прилог 10.2 – Блдињско поље (Çiner et al., 2019)

На планинама Вележ и Црвањ реконструисан је обим глацијације који је захватио простор од 28 km², односно 24 km² (Прилог 10.3). Чеоне морене налазе се на висини од 980, односно 1350 m н.в. Утврђено време њиховог настанка је од најстаријег дријаса (14 900 ± 1 100 година) за Вележ, до млађег дријаса са планину Црвањ (11 900 ± 900 година). (Žebre et al., 2019)



Прилог 10.3 – Обим глацијације на планинама Вележ и Црвањ (Žebre et al., 2019)

Глацијација великог обима на приморској планини Орјен позната је већ од раније (Цвијић, 1903; Riđanović, 1966). Са централног дела планине леднички језици су се зракасто кретали у свим правцима. Глацијација се одвијала у оквиру три фазе чија је апсолутна старост утврђена применом U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама у глацијалном и флувио-глацијалном материјалу (Прилог 10.4). Најстарија и најобимнија фаза одиграла се током периода MIS 12 (око 470 000 – 420 000 година) (локалитет Кнежлаз) када су се ледници спустили чак до 550 m н.в. Током ове глацијације на Орјену је било формирано велико ледено поље са кога су се одвајали ледени језици и кретали се у готово свим правцима. Наредна слабија фаза припада периоду MIS 6 (око 190 000 – 130 000 година) (локалитет Црквице). У овој фази дошло је до разбијања јединственог ледничког покривача на више издвојених ледених поља и ледника, а ледници су силазили од 700 до 1200 m н.в. У трећој најслабијој фази глацијације, која се одиграла током MIS 5d – 2, захваћени су само делови планина који су орографски били најпогоднији за формирање малих циркних ледника, а простор захваћен глацијацијом био минималан (Hughes et al., 2010; Adamson et al., 2014).



Прилог 10.4 – Глацијална геоморфолошка карта Орјена (Hughes et al., 2010)

За простор Дурмитора апсолутна датација старости морена урађена је на основу U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама. Она је показала да је најјача глацијална фаза везана за висину од 1350 m н.в. (локалитет Нинковићи) и припадала је периоду MIS 12. Током ове фазе на простору Дурмитора постојала је ледена капа која је прекривала читаву планину. За морене друге фазе глацијације које су се налазиле у висинској зони од 1400 до 1500 m н.в. (локалитет Жабљак) утврђено је да припадају периоду MIS 6 (Hughes et al., 2011). Током ове фазе на Дурмитору је дошло до диференцијације ледника и формирања бројних ледничких језика, а ледници су се радијално кретали од централног дела планине ка периферији (Djurović, 2009). Млађа глацијална фаза везана за висинску зону од 1600 до 1800 m н.в. (локалитет Међед) и припада MIS 5d - 2, када се на планини формирају мањи, издвојени ледници. Последња најмлађа фаза глацијације везана је за млађи дријас (12 900 – 11 700 година) за висински простор од 1800 до 1900 m н.в. (Hughes and Woodward, 2008; Woodward et al., 2008; Hughes et al., 2011).

За најнижу морену на планини Сињајевини (у близини Колашина) која је на висини од 940 m н.в. утврђена апсолутна старост на основу U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама у моренама, дала је вредност од 396 000 година. Имајући у виду да је ова вредност на граници временског домета методе сматра се да припада периоду MIS 12 (Hughes et al., 2011).

На Морачким планинама, чијем западном делу припада и Лукавичко-луковски крас, на две локације примењено је датирање апсолутне старости на основу U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама у моренама. Обе локације су у североисточном делу Морачких планина. На вишој локацији, која је на 1860 m н.в. (локалитет Велики Зебалац), утврђена старост морена је од 2 000 до 9 000 година. На нижој локацији која је на 1140 m н.в. (локалитет Љевишта) утврђена старост морена је од 38 000 до 40 000 година. На основу утврђене апсолутне старости и корелирањем са најнижим моренама на Дурмитору, закључено је да оне припадају најстаријој фази глацијације овог простор, односно да припадају периоду MIS 12 (Hughes et al., 2011). Овако урађена висинска корелација може се прихватити, али велике разлике у утврђеној апсолутној старости остављају сумњу да ли се ради о исправној генетској корелацији и да ли је извршена адекватна корелација седимената који су настали истим или различитим геоморфолошким процесима. Старост најнижих морена не може се корелирати са моренама млађег Дријаса на Дурмитору, јер се ради о седиментима који највероватније нису настали глацијалним процесом, како је већ раније уочено и сугерисано (Djurović, 2012a). Из наведених разлога добијене датације апсолутне старости седимената у североисточном делу Морачких планина, не могу се са сигурношћу

узети при временском одређивању глацијалних фаза на простору Лукавичко-луковског краса.

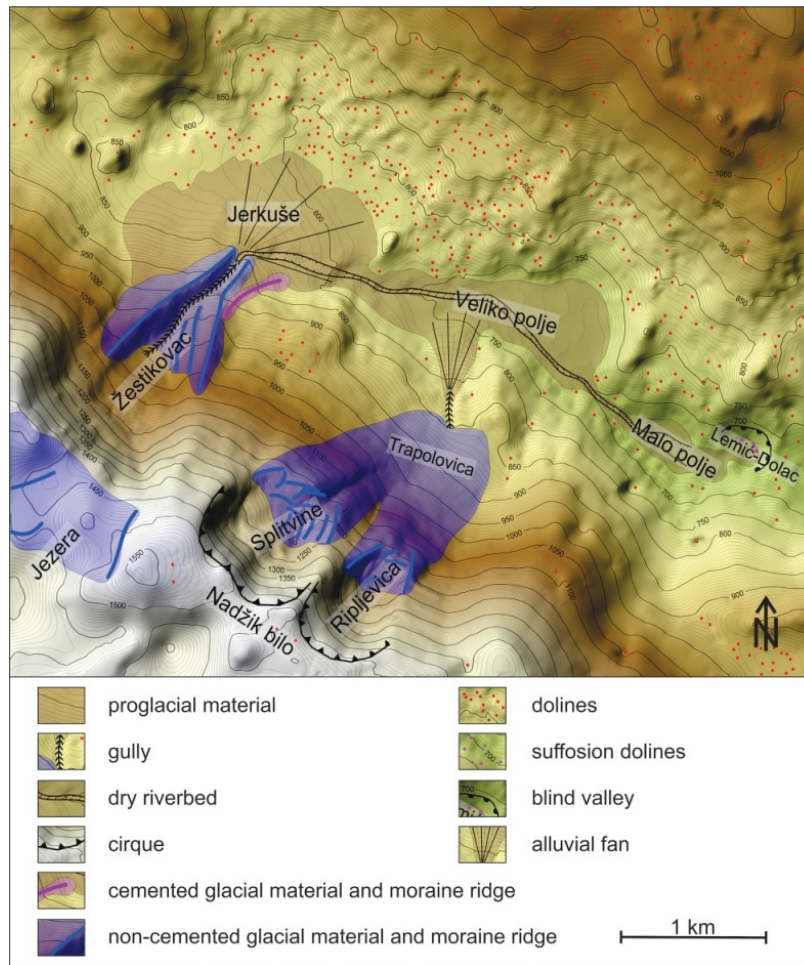
На основу корелација са реконструисаним обимом глацијације на Орјену, Дурмитору и Морачким планинама, чија је старост утврђена на основу U – серије на секундарним карбонатним акумулацијама, може се закључити да се најстарија фаза глацијације, током које су се од платоског ледника из Коњског одвајали леднички језици и силазили до поља Ивање на западу (1140 m н.в.), одиграла у периоду MIS 12. Друга фаза глацијације која се у Лукавичко-луковском красу завршавала на простору између Бојовића луке и Коњског (1470 m н.в.), одвијала током MIS 6 периода. Трећа фаза глацијације везана је за простор најнижег дела Пиперског цирка (1770 m н.в.) и одговара MIS 5d - 2 периоду. Последња фаза глацијације, за коју постоје само сумњиви трагови у највишем делу Пиперског цирка (1850 m н.в.), одговарала би периоду млађег дријаса.

Упоређујући добијене резултате апсолутне старости моренског материјала на простору Динарида добијених на основу две различите методе засноване на космогеном ^{36}Cl и U – серије (обе примењене на карбонатном материјалу) могу се приметити велика неслагања. За најниже морене (чеоне и ивичне) које се налазе на приближно истим висинама и припадају најстаријој глацијалној фази Динарида добијени су подаци са великим временским разликама. Најстарије морене чија је старост одређена методом ^{36}Cl припадају старијем и млађем дријасу, док најстарије морене чија је старост одређена методом U – серије припадају периоду MIS 12. Овако огромне разлике у времену настанка истоветних облика на блиским планинама и сличним висинама не може бити последица „... асинхроних глацијалних процеса...“ (Žebre et al., 2019, 71), већ је највероватније проблем везан за примену самих метода и њиховог степена погодности. Овоме треба додати и резултате апсолутне датације моренског материјала за простор Шар планине (Kuhleemann et al., 2009) и Риле (Kuhleemann et al., 2013) применом методе ^{10}Be , где је утврђено да је максимум глацијације био везан за LGM, док старије фазе глацијације на овим планинама нису пронађене (MIS 12 и MIS 6). Као један од могућих додатних разлога оваквих великих временских непоклапања је и питање исправности квалитативних геоморфолошких анализа којом су одређене акумулације седимената сврстане у чеоне морене, ивичне морене или плавинске лепенце.

10.2 ОБИМ ГЛАЦИЈАЦИЈЕ И ЗАСИПАЊЕ КРАСА

У средишњем делу Динарида на простору Велебита глацијалним процесом током плеистоцена у оквиру најмање две одвојене глацијалне фазе је засипано Красно поље (Stepišnik, 2014; 2015). Поље је динарског правца пружања, са дном у висинској зони од 650 до 800 m н.в. Испуњено је квартарним флувио-глацијалним седиментима (Прилог 10.5). Дуж читавог поља усечено је суво корито. Током интензивне фазе глацијације на Велебиту је постојао платоски ледник на висини изнад 1300 – 1400 m н.в. (Vognar i sar., 1991; 1991a). Током слабије фазе глацијације из циркова са јужних падина изнад поља одвајали су се мањи ледници дужине од 750 до 1000 m. Морене су очуване у најнижим, ободним, деловима циркова, а рељеф ниже циркова прекривен је глацијални и флувио-глацијалним материјалом. Овај материјал даље је транспортован спирањем и гравитационим процесима до средишњег дела поља, где је формирана плавинска лепеза. Флувио-глацијални материјал је у појединим деловима цементован. За старију глацијалну фазу сматра се да вероватно припада MIS 6, док је млађа акумулација из периода LGM (Stepišnik, 2014; 2015). Како је поље испуњено флувио-глацијалним наслагама оно би се према функцији хидролошког система могло класификовати у пиедмотско поље (Gams, 1978).

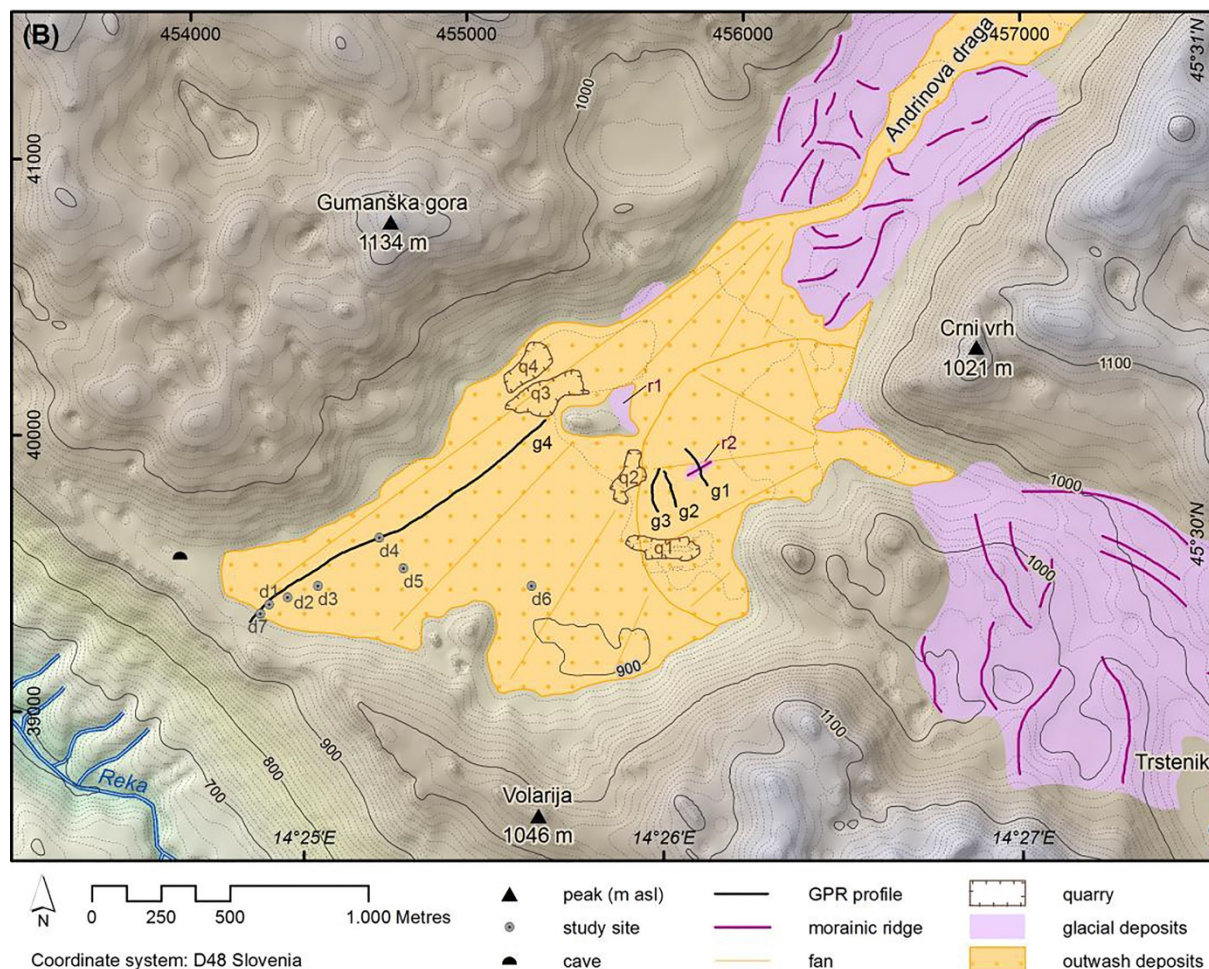
Приказане геоморфолошке карактеристике Красног поља у великој мери се поклапају са карактеристикама поља Ивања и увале Сеоца и то у делу постојања плавинских лепеза и утицаја флувио-денудационог процеса и пролувијалног транспорта и гравитационог кретања материјала у процесу засипања крашких облика (Ивање и Сеоца) у постглацијалном периоду. Такође, хидролошке карактеристике су готово идентичне, јер у оба поља постоје корита као сведоци скорашњег површинског отицања токова, а чије постојање није забележено у историјском периоду.



Прилог 10.5 – Геоморфолошка карта простора Крсног поља (Stepišnik, 2014)

У северозападном делу Динарида, на кречњачкој висоравни између Снежника и Горског Котара налази се поље Гоманце (Прилог 10.6). Оно је на око 900 m н.в. са површином од 1,9 km². Читаво дно поља прекривено је глацијалним и флувио-глацијалним седиментима и утврђено је постојање две плавинске лепеце. У пољу се разликују две седиментационе фазе које одговарају глацијалним периодима. Леднички језици силазили су са два платоског ледника, који су се налазили северозападно и југоисточно од поља. Морена старије фазе прекрила је половину поља, док је остатак поља био изложен засипању материјалом еродованим са морене. Друга фаза глацијације означила је повлачење ледника, формирање неколико морена у ободним деловима поља и засипања морена на дну поља формираних у претходној фази (Žebre et al., 2016). На основу фосилних налаза *Vos primigenius* који су пронађени у доњем делу поља, 4 m испод површине флувио-глацијалног материјала, утврђена је апсолутна старост од 17 100 ± 400 година (Marijanac i sar., 2001). Ово

време се може корелисати са LGM, када се одиграла друга фаза глацијације која је обухватила ободне делове поља, али и процес засипања најнижег дела поља Гоманце.

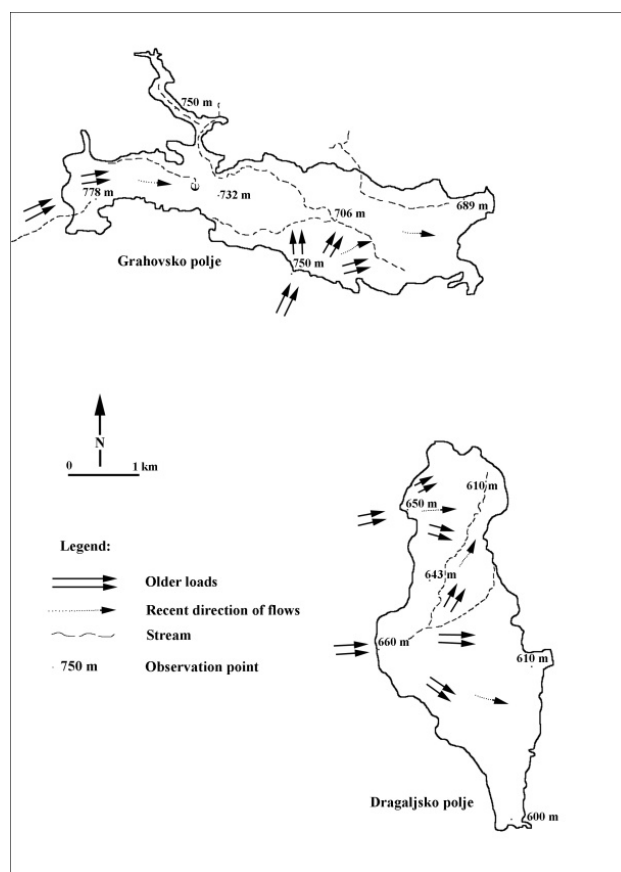


Прилог 10.6 – Поље Гоманце са моренама, бушотинама и шљункарим
(Žebre et al., 2016)

Засипање поља Гоманце може се хронолошки и еволутивно корелирати са засипањем поља Ивање и увале Сеоца, односно да су се геоморфолошки процеси у оба крашка простора синхронно одвијали. Седиментолошки односи у пољу Ивање указују да је већи преглацијални део поља засут моренском акумулацијом. Флувијалним процесом пробијено је чело морене код Буковика, што је имало за последицу претранспортирање моренског материјала ка нижем делу поља и његово засипање. Издизањем акумулације до обода поља наставља се транспорт материјала и засипање нижег Луковског поља. Истовремено спољашњи део чеоне морене према пољу Ивање и ивични део исте морене према ували Сеоца, захваћен је делувијано-гравитационим процесом, што је резултирало засипањем увале Сеоца. Слабљењем

флувијалног процеса у пољу Ивање скоро у потпуности престаје транспорт флувиоглацијалног материјала, али делувијално-пролувијалним процесом формира се плавинска лепеза од материјала који се еродује са спољашње стране чеоне морене.

На североисточном ободу планине Орјен налазе се Драгаљско и Граховско поље. Дна поља су засута претранспортованим глацијалним материјалом, а у западном делу Драгаљског поља постоји и добро очувана чеона морена (Stepišnik et al., 2009; Hughes et al., 2010; Adamson, et al., 2014; Žebre and Stepišnik, 2015). Засипање дела Драгаљског поља чеоном мореном одвијало се током максималног стадијума глацијације, а пролувијално-делувијалним процесом ердовања спољашње стране морене дошло је до засипања и уравнивања највећег дела поља. Плавинске лепезе у Драгаљском и Граховском пољу настале су преталожавањем моренског материјала (Djurović and Djurović, 2015) (Прилог 10.7).



Прилог 10.7 – Правци засипања Граховског и Драгаљског поља
(Djurović and Djurović, 2015)

Претранспортовани моренски материјал карактерише промена величине седимената који их изграђују. У горњим деловима састављене су од слојевитог песка и облутака

пречника до 0,5 m, а доњи делови најчешће се састоје само од слојевитог песка (Žebre and Stepišnik, 2015).

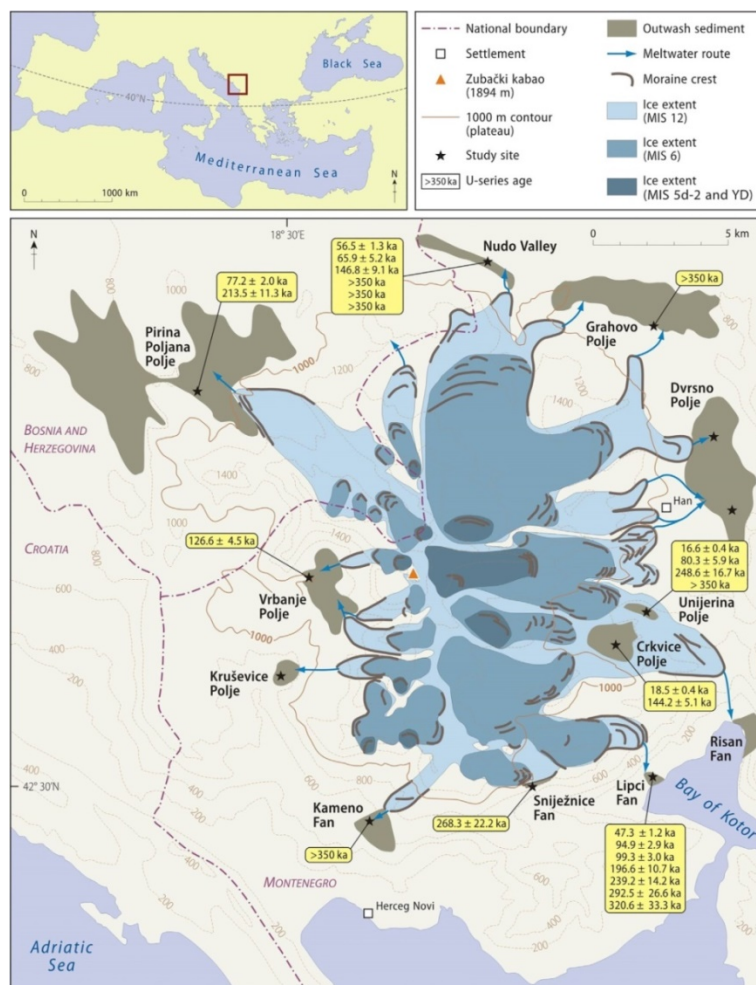
Процес засипања краса, као последица глацијације и каснијег преттранспортања глацијалног материјала, утврђена је и на Ловћену. У претходном периоду извршена су опсежна истраживања глацијације овог простора (Цвијић, 1903; Васовић, 1955; Менковић и Буровић, 1993; Stepišnik and Žebre, 2011; Žebre and Stepišnik, 2015) када су проучени основни глацијални елементи ове планине. Са северних падина Ловћена ледник се спуштао ка Његушком пољу до 900 m н.в. где је формирао чеону морену засувши тако највиши део поља, а преттранспортањем глацијалног материјала уравњено је и засуто дно поља флувио-глацијалним материјалом (Менковић и Буровић, 1993). Слична ситуација је и у правцу Цетињског поља које је засуто и уравњено преттранспортованим глацијалним материјалом (Васовић, 1955; Stepišnik and Žebre, 2011).

На основу геоморфолошких проучавања приморских планина Црне Горе (Орјена и Ловћена) закључено је да су у постглацијалном периоду геоморфолошки процеси ограничени на хемијско растварање стена атмосферским водама, доминацију вертикалне циркулације воде у красу и одсуства већих динамичких геоморфолошких процеса, али не искључујући и висок степен денудације. Морене у постглацијалном периоду делимично се преמודелирају под утицајем вертикалне циркулације воде у красу. Због тога је њихово преמודеловање сочницом било слабо, што је имало за последицу добру морфолошку очуваност до савременог периода (Žebre and Stepišnik, 2015).

Издизањем крашких терена Медитерана у касном миоцену сторене су врло дубоке пукотине и канали у красу. То је имало одлучујући утицај на преовлађујућу вертикалну циркулацију воде која се одржава у највећем делу и до данас (Mocochain et al., 2006). Међутим, у деловима краса који су захваћени глацијацијом, а посебно у оним који су засути преттранспортованим моренским материјалом (флувио-глацијалним материјалом) током најјаче фазе глацијације обновила се флувијална активност у обиму који се није достигао током наредних периода касног плеистоцена и холоцена (Adamson et al., 2014).

Засипање Драгаљског, као и Граховског поља, на западним падинама Орјена, извршено је седиментима који су транспортовали ледници, а који су долазили из два правца (Прилог 10.8). У Драгаљском пољу ледник који је долазио из западног правца улазио је у поље где је формирао велику чеону морену, док се ледник који је долазио са југозапада завршавао 2,5 km пре поља. Ледници чијим седиментима је засуто Граховско поље нису силазили до поља, већ су се око 1,5 km од њега завршавали. Преттранспортањем глацијалног материјала поља су прекривена слојевитим песком, шљунком и глином.

Величина седимента смањује се од простора завршетка ледника према супротном ободу поља, где постају све заобљенији и слојевити. У ширем ободном делу Орјена утврђено је постојање четири алувијалне лезе. Две се налазе у приобалном делу Бококоторског залива (Липци и Рисан), а две у високом залеђу залива (Каменово и Сњежнице). Старост седимента је у јако великом распону и креће се од 43 000 до преко 350 000 година. Фаза њиховог стварања корелира са главним фазама глацијације MIS 12, 6 и 5d – 2 (Adamson et al., 2014).

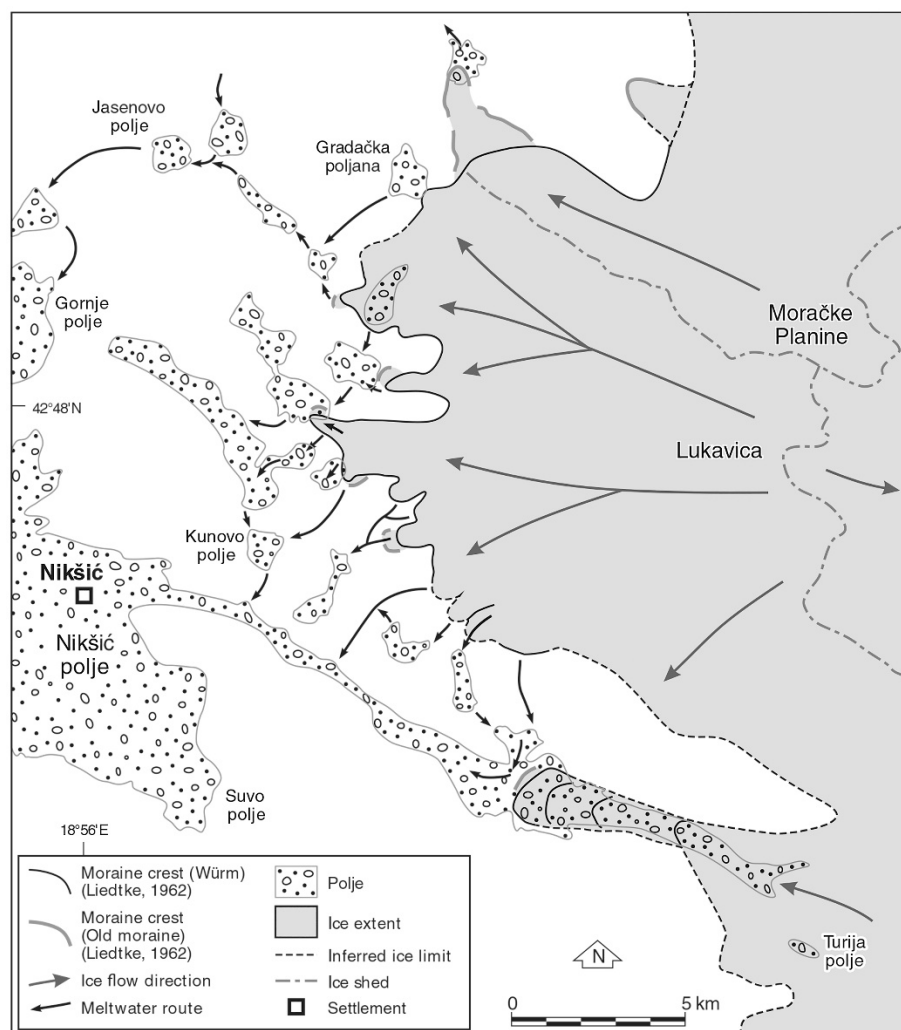


Прилог 10.8 – Планина Орјен са границама плеистоценских ледника из периода MIS 12, 6, 5d – 2 и млађи дријас на основу истраживања Hughes et al., 2010

Резултати истраживања обима, броја фаза глацијације, а посебно спуштања ледника до поља и формирање морена и флувио-гласијалних акумулација у Драгаљском и Граховском пољу у великој мери се поклапа са гласијалним догађајима у Лукавичко-луковском красу. Међутим, констатација да је у холоцену премоделирање морена било слабо је у супротности са степеном засипања поља Лукавичко-луковског краса. Испуњеност поља

флувио-гласијалним седиментима, од највишег поља Ивање преко средњег Луковског поља до најнижег Никшићког поља, показује висок степен засутости поља, а посебно оних на већој висини. После испуњавања највишег поља Ивање флувио-гласијални материјалом, процес се наставља ка nižем Луковском пољу. Ово поље је у потпуности испуњено, па се процес акумулације флувиогласијалног материјала преносио даље ка Никшићком пољу и долини Грачанице. Претранспортирање из једног поља у друго прате и промене у структури седиментационог материјала које се огледају у смањењу величине фракције и повећању заобљености зрна. У највишем пољу, Ивање, заобљеност зрна је мала, а величина фракције два до три пута већа него у nižем Луковском пољу. Ово показује да је постгласијални транспортни систем (гласијални – флувио-гласијални – флувијални), који се огледа у претранспортирању седимената из једног поља у друго био врло снажан, јер је успео да у потпуности испуни прегласијална удубљења поља. Промена величине зрна настаје дуготрајним транспортом седимената из виших делова планина захваћених гласијацијом, у ниже делове који су под утицајем флувијалне ерозије, при чему се врши механичко сортирање седимената.

Значај плеистоцене гласијације на засипање поља ободног дела Орјена био је још једном предмет геоморфолошких проучавања. Испуњавање поља гласијалним и флувиогласијалним материјалом одвијало се током периода MIS 12, када су засипана поља као што су Драгољско и Граховско. У наредним фазама гласијације ледници су се завршавали у вишим деловима планине, а њихови седименти нису транспортовани до поља. Један од општих закључака везан за засипање поља је да је интензитет био већи идући од јужних према северним деловима Динарида. За централни планински простор Црне Горе указано је да су се од ледене капе која је била формирана у највишем планинском делу одвајали леднички кракови и спустили до Никшићког поља и Подгорице (Прилог 10.9) (Adamson et al., 2016).



Прилог 10.9 – Карта максималне плеистоценске глацијације и околна поља у централној планинској области Црне Горе; адаптирано према Liedtke (1962); граница плеистоцена допуњене према Hughes et al. (2011); (Adamson et al., 2016)

Приказана истраживања (Adamson et al., 2016) не уклапају се у потпуности са резултатима савремених истраживања овог проблема Лукавичко-луковског краса. Спорни су утврђени правци кретања подледничких токова, јер савременим истраживањима на многим местима није утврђено постојање корита или крашким процесом преобликованих облика, који би могли указати да су се њима кретали речни токови (суве долине и сл.). Пример томе су непостојање корита између Побилја и увале Сеоца за које се тврди да је засуто од стране ледничког тока. Затум, засипање Луковског поља од стране два ледничка тока, уместо једног, као и површинска хидролошка веза између Доњег Вучја и поља Ивање која савременим истраживањима није утврђена и сл. Изнети закључци нису аргументовани геоморфолошким

чињеницама, већ су у неким деловима и супротни са њима, те с тог аспекта не могу се прихватити као допринос разумевању овог сложеног процеса.

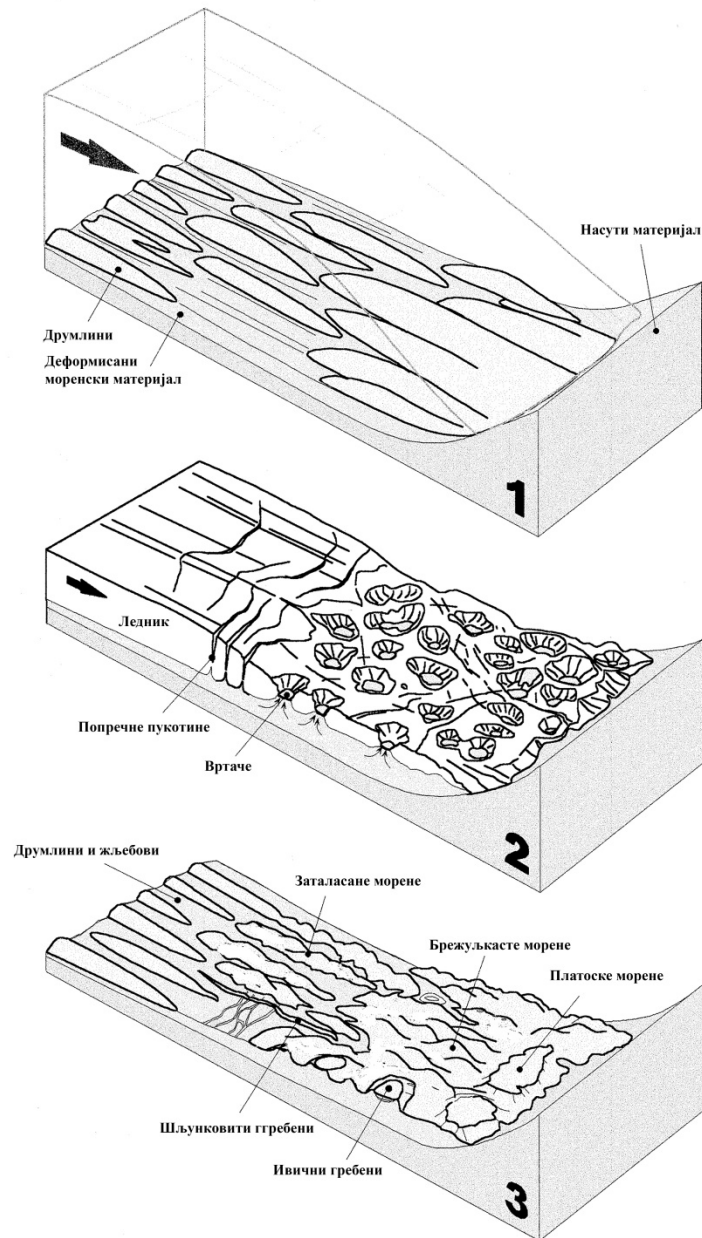
У Лукавичко-луковском красу постоје четири врсте облика у којима је вршено засипање примарним глацијалним седиментима и седиментата који су настали њиховим претранспортирањем. Од облика издвајају се циркови, валови, увале и поља, а од агенаса који су вршили засипање су глацијални, флувио-денудациони, пролувијално-делувијални и делувијално-гравитациони.

Засипање краса глацијалним материјалом у простору **циркова** је најмањег интензитета, јер је највећи део седиментата изнет ледницима. Само током последње глацијалне фазе (LGM) транспорт глацијалног материјала се због мале снаге ледника, вршио само до најнижих делова циркова. Том приликом засута су само дна циркова. Због већег степена водржљивости основе у Пиперском цирку моренски материјал је у холоцену захваћен бујичним токовима, еродован и преомоделиран, те је тако изгубио примарни изглед.

Засипање краса плеистоценских **валова** вршило се током средње фазе глацијације (MIS 6) када је ледник у процесу повлачења остављао моренски материјал у Бојовића барама, Бојовића луци, Личицама и Малој Лукавици. Интензиван постглацијални флувијални процес је у знатној мери изменио примарне глацијалне акумулације. Акумулацијом флувио-глацијалног материјала еродованог из виших планинских делова, претходно акумулирани глацијални материјал је прекривен млађим седиментима.

Засипање краса на простору **увала** вршило се истовремено, али на више начина. Увала Коњско делимично је засута глацијалним материјалом приликом повлачења ледника током најјаче фазе глацијације. Због велике ширине Коњског глацијална акумулација је била мале дебљине и подложна ерозији мањих токова. То је имало за последицу да је данас моренски материјал очуван у виду мањих изолованих површина. Нижа увала Сеоца засута је пролувијално-колувијалним материјалом који је настао претранспортирањем моренског материјала са ивичне морене у Побилу. Ова морена налази се изнад увале. Дужина транспорта била је мала, врло интензивна, што је имало за последицу потпуно засипање увале. Увала Блаца засута је моренским материјалом који је у виду брежуљкастих морена, акумулиран у процесу повлачења ледника из поља Ивање. Без обзира на малу површину краса која је захваћена засипањем брежуљкастим моренама она је врло значајна, јер је то први детаљно описани случај такве појаве у красу Црне Горе. Појава бржуљкастих морена у Динаридима спорадично се помиње приликом датирања морена у Блидињском пољу (Çiner et al., 2019). Палеогеографски значај брежуљкастих морена на локалитету Блаце је велики, јер омогућава реконструкцију физичко-географских услова који су владали на том простору

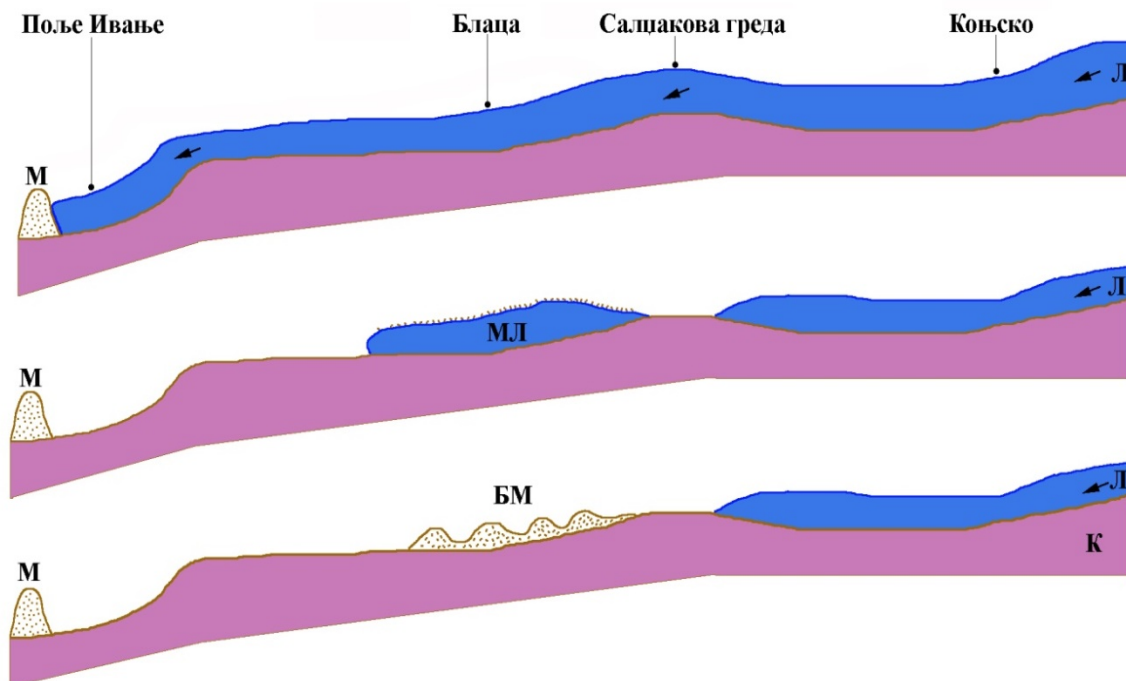
током периода глацијације. Формирање оваквог типа морена везано је за простор „мртвог“ леда када је дошло до прекидања доњег дела ледника са његовим горњим изворишним делом (Прилог 10.10).



Прилог 10.10 – Концептуални модел стварања брежуљкастих морена
(Модификовано према: Eyles, et al., 1999)

Леднички језик који се са простора Коњског одвајао и кретао према западу имао је узлазно кретање у износу од око 50 m како би савладао широко кречњачко узвишење

Салацакову греду. Ледник се затим спуштао и наставио кретање преко Блаце до поља Ивање, где је формирао чеону морене и где се отопио. Велика ширина на простору Коњског утицала на морфолошке карактеристике ледника, који је имао велику ширину, а малу дебљину.



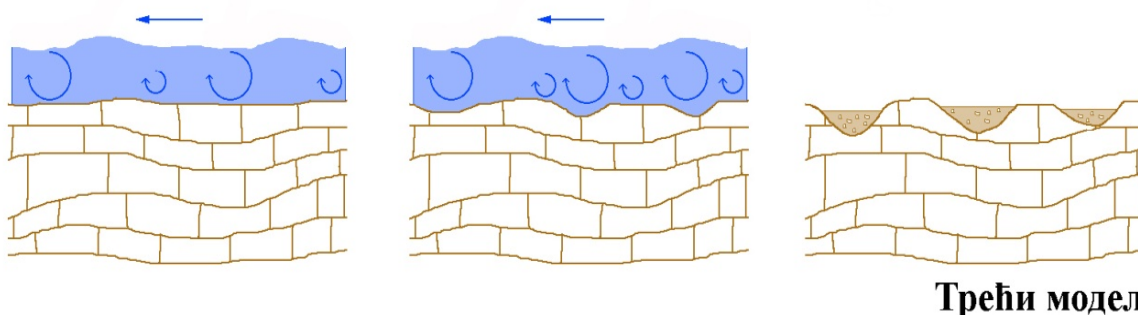
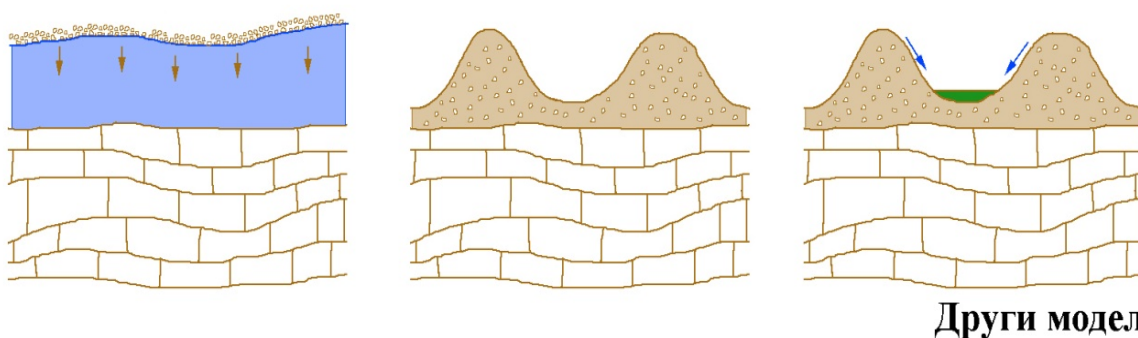
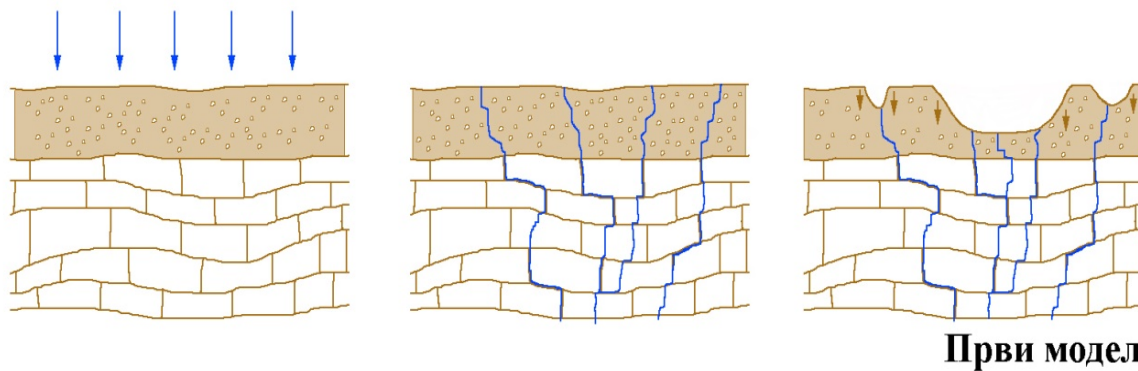
Прилог 10.11- Настанак псеудокрашких вртача трансформацијом
брежуљкастих морена

Легенда: М – морена, Л – ледник, МЛ – мртви ледник, БМ – брежуљкасте морене

На почетку процеса отаплавања, крај периода MIS 12, прво потпуно отапање ледника наступило је у делу где је он имао најмању дебљину, а то је простор Салацакових греда. Прекидањем ледника на простору Салацакових греда источни, најнижи део ледника, остао је без изворишног дела. Тиме је он постао „мртви“ лед. Под утицајем сочнице и гравитационог пропадања супрагацијалне дробине транспортоване ледником, на простору Блаце дошло је до формирања брежуљкастих морена у виду хаотично распоређених брежуљака, са релативно заравњеним међупростором. У постгацијалном периоду спирањем најситнијих честица са падина брежуљака међупросторни делови се постепено засипају, а простор између брежуљака задобија изглед карличастих вртача. Овим процесом дошло је до формирања рељефа, који морфолошки у потпуности одговара крашком типу рељефа. Међутим, како ови облици нису настали хемијским процесом растварања кречњака, већ

описаним процесом везаним за еволуцију ледника, они не могу припадати крашком рељефу, већ искључиво псеудокрашком типу рељефа (Прилог 10.11).

Акумулација моренског материјала значајна је за формирање моренских вртача као специфичних псеудокрашких облика на простору Лукавичко-луковског краса. Издвајају се три модела настанка псеудокрашких вртача (Прилог 10.12). **Први модел** псеудокрашких вртача развија се у моренском материјалу на простору увале Коњско. У мањим изолованим партијама моренског материјала дренира се вода која доспевши до кречњачке подине понире. Овакво процеђивање воде кроз моренски материјал доводи до појаве суфозије што као резултат има слегање глацијалног материјала изнад водопродних пукотина и формирање вртача у моренском материјалу. **Други модел** стварања псеудокрашких вртача анализиран је на простору Блаца. Током рецесије доњи део ледника је прекинут од горњег, изворишног крака, и претворен у мртви лед. Дробински материјал који је доспео на његову површину (супраглацијални) у процесу топљења леда под утицајем сочнице и гравитације пропада, а акумулација моренског материјала задобија форму брежуљака. Каснијим процесима спирања простор између брежуљака се засипа и трансформише у псеудокрашке вртаче. **Трећи модел** везан је за мутониране стене. Без обзира што су ободни делови вртача изграђени у кречњацимама, њихова примарна фаза развоја није се одвијала под утицајем хемијског процеса растварања, већ глацијалног процеса. Примарни облик вртаче су добиле услед различитог интензитета ерозије ледника, који је већи у силазном, него у узлазном делу мутонираних стена. Прилоком повлачења ледника дна ових удубљења делимично се засипају глацијалним материјалом, а форму псеудокрашких вртача добијају током савремене фазе развоја. Сви процеси засипања увала везани су на крају најјаче фазе глацијације (MIS 12).



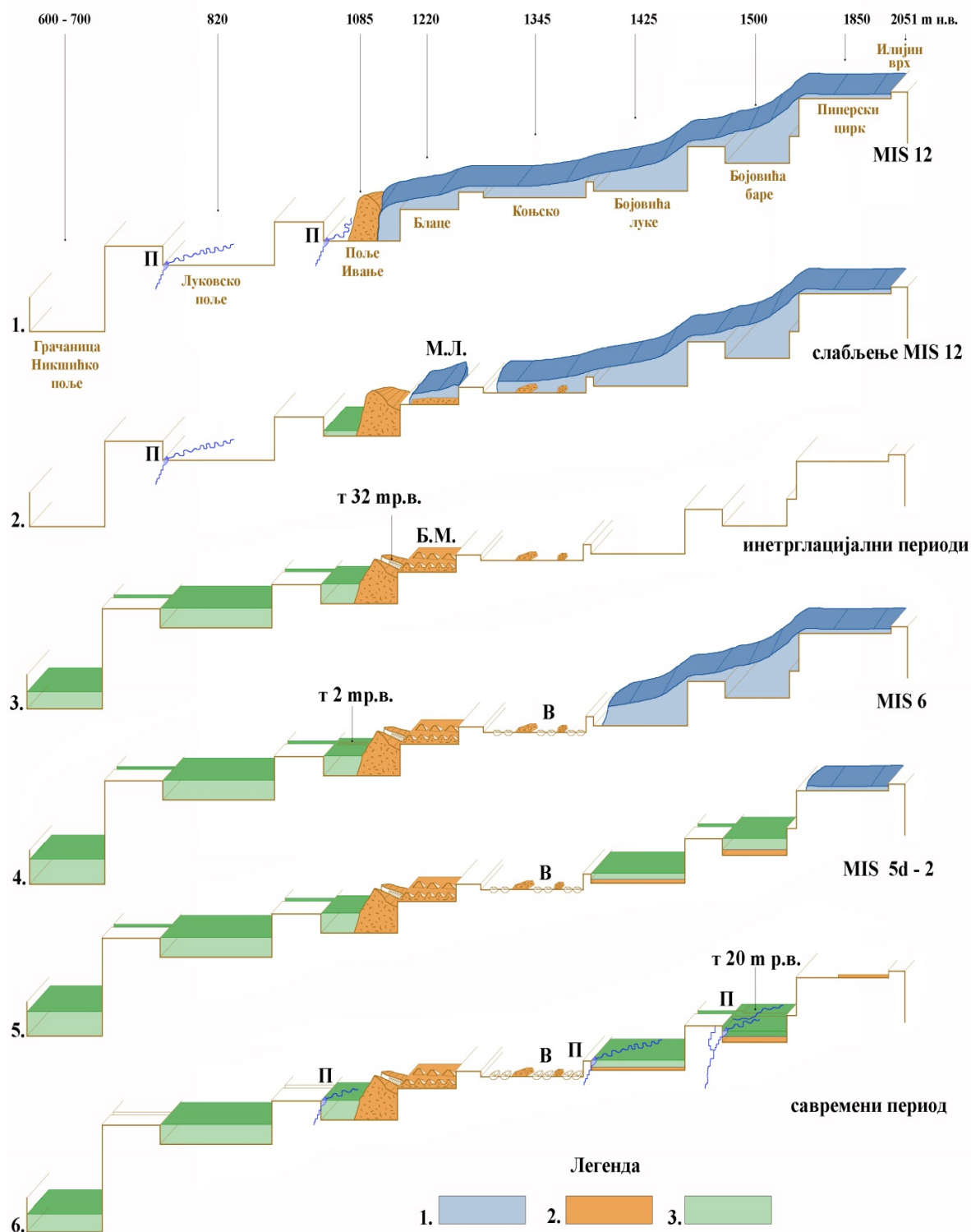
Легенда: 1.  2.  3.  4.  5.  6. 

Прилог 10.12 – Три модела формирања псеудокрашких вртача
прозроковано глацијалним процесом и засипањем краса

Легенда: 1 – ледник, 2 – моренски материјал, 3 – делувијални материјал, 4 – правац
кретања ледника и површинских вода, 5 – правац транспорта моренског материјала, 6 –
различити интензитет ерозије ледника при изградњи
мутонираних стена

Засипање поља није се дешавало истовремено, а нису учествовали ни исти геоморфолошки процеси. У засипању вишег поља Ивање учествовао је глацијални процес, када је током најјаче фазе глацијације у највишем делу поља формирана чеона морена у периоду MIS 12. Од тог периода започиње процес претранспортирања моренског материјала, односно ерозије и уништавање морене. У слабијој фази глацијације MIS 6 ледник је био знатно удаљенији од поља Ивање, тако да тај простор није био под утицајем глацијалних, већ периглацијалног процеса. Овај процес подразумева да у најтоплијем делу године постоји површинско сливање и линијско кретање воде, односно делувијални, пролувијални или флувијални процеси. Такође, током интерглацијала постојали су оптимални климатски услови за одвијање флувијалног процеса. Колики је интензитет флувијалног процеса био није зависило само од климатских, већ од геолошких фактора, односно степена карстификације. У долини Буковског потока, дубоко усеченој у морени, уочена је смена вертикалног и бочног усецања (речна тераса од 32 m р.в.), што указује на сложеност флувијалног процеса и на дуги период његовог деловања. Флувијални процес је дефинисан догађајима који су се одиграли у највишем делу Лукавичко-луковског краса, односно смене глацијалних и интерглацијалних периода, њиховог интензитета и трајања. После усецања долине у нивоу од 32 m р.в. долази до значајног смањења притока воде што има за последицу поновно усецање корита у претходно израђено дно долине и стварања наведене речне терасе. Разлог смањења количине воде резултат је смањења отопљене воде ледника (сочнице) узроковано новом глацијалном фазом, а које се десило у периоду MIS 6. Као један од разлога смањења количине воде може бити и њено понирање у кречњачку унутрашњост. Међутим, овај фактор не може се узети као релевантан зато што је простор најинтензивнијег понирања воде (Бојовића баре - Бојовића лука) у том периоду био захваћен глацијацијом и прекривен ледником током средње фазе глацијације (MIS 6). Потпуно испуњавање поља Ивање претранспортираним моренским материјалом флувијалним процесом вршило се ниже чеоне морене. Честе смене фракција различитих величина указује на велике динамичке промене флувијалног процеса, односно честих смена тока великог и смањеног ерозивног капацитета. Слаба заобљеност зрна указује на кратки транспортни пут седимената. Када су вода и транспортовани материјал достигли најнижу тачку обода поља Ивање почиње њихово преливање ка нижем Луковском пољу у периоду најинтензивнијег флувијалног процеса, односно највеће количине површинске воде која је учествовала у овом флувијалном систему. Ова процес се одвијао са прекидима почев од инерглацијала MIS 11. После максималне фазе засипања поља Ивање започиње процес усецања речног корита у дно поља у флувио-глацијалним седиментима и формирања широке, а плитке долине и стварања речне терасе од 2 m р.в.

Друго смањење количине воде у Буковском потоку могло би бити последица треће фазе (MIS 5d – 2) заглечеравања планине, као и интензивнијег процеса понирања воде у красу. Истовремено са овим процесом у нижим деловима (Бојовића баре) започиње процес одношења глацијалних седимената који је поспешен стварањем токова на вододрживој основи, а који доминира у његовом већем делу. Одношењем седимената открива се контакт са кречњацима што доводи до понирања воде и њеног констатног површинског смањивања. Транспорт седимената воденим током из поља Ивање у Луковско поље је био врло интензивно, о чему сведочи кањон који повезује ова два поља. Нове количине вода и седимената, због презасутости поља Ивање, транзитно пролазе кроз њега, а врло интензивна акумулација одвија се само у Луковском пољу. Засипање Луковског поља могло је почети и у интергласијалном периоду MIS 11, али засигурно након потпуног засипања поља Ивање, али докази за то за сада не постоје. Када је акумулација флувио-гласијалног материјала достигла обод северног и јужног дела Луковског поља, започиње даљи транспорт седимената према нижим просторима, а то су Никшићко поље и долина Грачанице. Смањењем ерозивне снаге Буковског потока и његов прелазак из сталног из периодичног, а касније у само повремено току, у значајној мери доводи до смањења ерозије. Међутим, прекидом претранспортирања моренског материјала и одношења флувио-гласијалног не прекида се процес засипања поља Ивање. Пролувијално-делувијалним процесима на спољашњој страни чеоне морене врши се ерозија глацијалног материјала и формирање пролувијално-делувијалне лепезе преко флувио-гласијалног материјала којим је у претходној фази засипања било прекривено дно поља Ивање (Прилог 10.13).



Прилог 10.13 – Схематски приказ процеса засипања Лукавичко-луковског краја.
 Легенда 1- ледник, 2 – моренски материјал. 3. флувио-гласијални материјал. М.Л. – мртви лед, Б.М. - брежуљкасте морене, П- понор, В – вртаче, т – речне терасе

Вертикална циркулација воде у Лукавичко-луковском красу, као резултат високог степена карстификације везана је за околни крашки простор који се налази ван трасе траспорта седимената. Очигледно је да је за овакав интензиван транспорт седимената било неопходно потпуно засипање свих понора и водопрпусних пукотина, који су створени у преглацијалном периоду развоја краса, а којима би површинске воде могле подземно отећи и тиме смањити интензитет површинског транспорта моренског, односно флувио-гласијалног материјала. Без обзира на климатске промене и процеса отопљавања и евентуалног повећање количине атмосферских падавина, оне се не могу узети као главни фактор који је довео до овако интензивног транспорта и засипања. Он се мора тражити у води сочници насталој отапањем ледника. Наравно, овоме треба додати да је одношењем гласијалног материјала у вишим деловима (Бојовића баре, Бојовића лука, Коњско) дошло до делимичног или потпуног откривања кречњачке подлоге, реактивације процеса карстификације и преусмеравања површинског отицања ка вертикалној подземној циркулацији воде у красу. Овим је дошло и до завршетка процеса претранспортивања моренског и флувио-гласијалног материјала у Лукавичко-луковском красу.

Засипање краса спада у процесе који имају најчешће негативан утицај на површинску крашку морфологију, а у значајној мери може негативно утицати и на подземне облике краса преко делимичног или потпуног испуњавања седиментима пећина, јама, пукотина и сл. Засипање краса утиче и на саму циркулацију воде у красу на различите начине. Поједини видови засипања, који су мањег интензитета и ограниченог просторног обухвата на крас, утичу као модификатори, јер у извесној мери својим деловањем мењају процес, али га не заустављају. Зато под њиховим деловањем долази до полиморфије краса.

С друге стране интензивна засипања која захватају велике кречњачке просторе могу у потпуности зауставити крашки процес, а изграђену крашку морфологију у потпуности прекрити и трансформисати у фосилни крас. Највећи интензитет засипања краса одвија се у оним деловима Лукавичко-луковског краса у којима се акумулирао гласијални материјал у виду морена. То је простор поља Ивање и његове непосредне околине Блаца и Побиља. На простору највишег дела поља Ивање формирана чеона морена на 1140 m н.в. засула је 2/3 дужине некадашњег поља. Каснијим процесима претранспортивања моренског материјала поље је засуто до највиших ободних делова. Интензивна акумулација флувио-гласијалног материјала у Луковском пољу, довела је до препуњавања поља и преталожења седимента ка нижим крашким просторима. Све ово указује да се на простору Лукавичко-луковског краса одвијао врло интензиван процес засипања узрокован гласијалним процесом и процесима

претранспортивања моренског материјала под утицајем флувијалног, делувијалног, пролувијалног и колувијалног процеса.

11 ЗАКЉУЧАК

Лукавичко-луковски крас припада југоисточном делу Динарида, налази се у централном простору Црне Горе и представља западни део Морачких планина. Смештен је у висинској зони од 800 до 2000 m. Простире се између $42^{\circ} 49' 58''$ и $42^{\circ} 47' 02''$ Nφ и $19^{\circ} 12' 44''$ и $19^{\circ} 00' 38''$ Eλ.

Лукавичко-луковски крас чини неколико већих морфолошких целина које се степеничasto издижу од запада према истоку: Луковско поље, увала Сеоца, поље Ивање, увала Блаца, увала Коњско, увала Бојовића лука, увала Бојовића баре, плеистоценски валов Мала Лукавица и плеистоценски циркови Пиперски катун, Загарчки катун и Долови.

Овај постор припада спољашним Динаридима, Кучкој тектонској јединици која се налази између тектонске јединице Старе Црне Горе и Дурмиторске тектонске јединице. Истраживани простор изграђен је од карбонатних стена мезозојске старости (тријас и креда), које су прекривене различитим квартарним седиментима. Западне делове чине доње кредни кречњаци и доломитични кречњаци дебљине 150 до 180 m. Централни део изграђују беличасто сиви доњо кредни кречњаци, доломитични кречњаци и доломити, чија дебљина износи од 130 до 150 m. Јужни обод границе истраживаног простора састављен је од горње кредних банковитих и масивних кречњака дебљине 200 до 300 m. Источни део изграђен је од горњо кредног „дурмиторског флиша“ у коме се издваја лапоровито-песковита и кречњачка фација.

У Лукавичко-луковском красу најзаступљенија висинска зона је од 1300 до 1600 m н.в. и обухвата преко 50% територије. Она висином одговара старој флувио-денудационој површи која се простире у највећем делу планинског простора Црне Горе. Око 7% површине територије је преко 1800 m н.в. Према општој генетској припадности висинских појаса издвајају се: делови изнад 2000 m који нису захваћени плеистоценском глацијацијом, простори од 2000 до 1600 m представљају зону плеистоценске ледничке акумулације, ниже њих, од 1600 до 1100 m је зона плеистоценске аблације и глацијалне ерозије, а појас испод 1100 m простор претранспортивања и акумулације глацијалног материјала.

У Лукавичко-луковском красу постоје разноврсни генетски типови рељефа који су настали и развијали се у различитим временским периодима. То су, пре свега: крашки, глацијални, флувијални, флувио-денудациони и колувијални.

Од површинских крашких облика издвајају се шкрапе и каменице код масивних и банковитих кречњака. Осим класичних вртача, начином настанка посебно се издвајају структурне, алувијалне и вртаче у моренском материјалу. Структурне вртаче налазе се у

висинској зони од 1800 до 1900 m н.в. имају асиметричан профил и настале су након повлачења ледника. Мале вртаче у моренском материјалу настале у мањим изолованим плитким акумулацијама, кроз који се процеђује вода и даље кретање настављају кроз кречњаке који се налази у њиховој подини. Велике вртаче у моренском материјалу настале су трансформацијом брежуљкастих морена. Оба типа вртача најбројнија су у увалама Коњско и Блаца. Алувијалне вртаче представљају напуште поноре у увалама Бојовића бере и Бојовића лука. На истраживаном простору постоји пет степеничасто поређаних увала у висинској зони од 945 до 1500 m. Код две највише увале повољна геолошка грађа омогућила је очување површинских токова, док су код ниже три преобраћени у периодичне и повремене токове. Највећи крашки облици су поље Ивање и Луковско поље. Оба спадају у групу мањих поља, заравњеног дна засутог седиментима. Кроз њих или уопште не протичу површински токови (Луковско поље) или повремено и ретко (поље Ивање).

Флувијални облици рељефа везани су за сталне, периодичне и повремене токове, али и токове који су у блиској прошлости постојали на овом простору. У горњим деловима Лукавичко-луковског краса, који су изграђени од лапоровито-песковитих стена формирана су плића корита кроз која протичу стални и периодични токови. У Бојовића луци Шкаљин поток у глацијалном материјалу усекао је терасу од 20 m р.в. На простору између Бојовића бара и Бојовића луке усечена је кратка клисура у којој се налазе водопади и еворсионски лонци. Усецање долине је било вишефазно на шта указује постојање речне терасе (7 m р.в.) усечене у глацијалном материјалу. Клисуром река тече у периоду интезивног топљења снега све до краја Бојовића луке где у алувијалним понорима нестаје. У плувијалном минимуму река се губи у алувијалним понорима на крају Бојовића луке. Флувијални облици налазе се и на простору између увале Блаца и поља Ивање. Буковски поток усекао је дубоку долину у чеоној морени изградивши притом високу речну терасу (32 m р.в.). Вишефазно усецање плитке долине постоји и у самом пољу Ивање где постоји тераса у акумулативном материјалу од 3 m р.в. Највећи ерозивни флувијални облик представља суви кањон између поља Ивање и Луковског поља који је данас без хидролошке функције. Он је представљао главни коридор за претранспортивање глацијалног материјала из једног поља у друго и даље ка нижим просторима.

Колувијални облици представљени су клизиштима, сипарима, псеудоморенама, клизећим блоковима и сл. Мања, плитка клизиштима формирана су у лапоровито-песковитим стенама на простору Бојовића бара. Сипари се јављају испод стеновитих одсека, а највећи сипарски застори – плазине налазе се у подножју Великог Журима. Ту се уочавају две генерације сипара, једна из савременог периода, а друга из периода Малог леденог доба.

Псеудоморене као полиморфни облик сипара јављају се на северним и северозападним падинама Малог Журима. Њихов настанак везан је за историјски период краћег захлађења климе (Мало ледено доба). На северним падинама Малог Журима присутни су клизећи блокови као резултат савремених периглацијалних процеса.

Глацијални рељеф представљен је ерозивним (циркови и валови), као и акумулативним облицима (чеоне, ивичне и брежуљкасте морене). У зони између 1900 и 2000 m н.в. постоји неколико широких и плитких циркова (Пиперски, Долови, Загарачки, Тетков и Николин). У крајњем источном делу налази се валов Мала Лукавица у којем се у најјачој фази глацијације раздвајао преседлински ледник и кретао ка западу (поље Ивање) и према истоку (долина Мртвице). На простору Лучица очувани су остаци валова у чије дно је у холоцену усечена клисура Бојовића потока.

Највећи простор акумулације моренског материјала налази се по ободним деловима некадашње ледничке масе која је прекривала простор Лукавичко-луковског краса. Издваја се чеона морена у пољу Ивање, локалитет Буковик (1140 m н.в.), ивичне (1290 m н.в.) и брежуљкасте морене (1230 m н.в.) у Блацама, чеона и ивична морена у Тачевинама, локалитет Побилје (1270 m н.в.), чеоне и ивичне морене у Драговољићима, локалитети Кобиља глава (1330 m н.в.), Чаплијежници (1320 m н.в.) и Питома шума (1150 m н.в.), чеоне и ивичне морене у Заграду (1050 m н.в.) и чеоне морене у Доњем Вучју, локалитет Под – Дажник (1350 m н.в.).

Старост морена одређена је на основу аналогије са моренама суседних планинских простора за које је утврђена апсолутна старост на основу U серије секундарних карбонатних акумулација у глацијалном и флувио-гласијалном материјалу.

На простору Лукавичко-луковског краса утврђени су трагови постојања три очигледне глацијалне фазе и једне најмлађе, претпостављене. Прва фаза најстарије и најјаче глацијације обухватила је централни део Морачких планина, између највиших врхова Рогођеда, Илијиног врха, Стожца, Ластве, Великог Зебалца и др. Ледене маса се формирала у виду широке, централне ледничке капе. Од ње су се одвајали ледници који су се кретали на запад преко Лукавичко-луковског краса и у правцу река: Бијеле на север, Мораче на истоку, Мртвице на југоистоку и Грачанице на југу. Лукавичко-луковски ледник био је дуг 16,5 km. Овај ледник имао је сложену морфологију и врло често се ледена маса цепала на ледничке краке и мање ледничке језике. На простору Бојовића луке одвјао се мањи леднички крак према северу у правцу Крнова, док се од остатка ледене масе на простору Коњског формирао платоски ледник. Од платоског ледника одвајали су се мањи леднички језици који су по ободу формирали бројне чеоне и ивичне морене. Ова фаза глацијације припада MIS 12

периоду. Другу фазу глацијације обележава смањење обима и интензитета глацијације, разбијање централне ледничке капе и формирање већег броја независних ледника. Лукавичко-луковски ледник излазио је из Пиперског и Загарачког цирка и спуштао се до границе између Бојовића луке и Коњског, и имао је дужину од 9,5 km. Ова фаза глацијације припада периоду MIS 6. Трећу фазу глацијације обележило је постојање мањих ледника у цирковима од којих је најдужи био у Пиперском цирку, дужине 3,2 km. Временски период одвијања ове глацијалне фазе припада MIS 5d - 2. За четврту фазу глацијације из периода млађег дријаса не постоје јасни докази, јер је мања висина циркова лимитирала глацијални процес.

Висина доње снежне границе током најјаче глацијације MIS 12 кретала се од 1550 m н.в. за јужне делове (Заград). Према југозападу се повећава на 1600 до 1690 m н.в. (Драговољићи), а сличних висина је и према западу 1660 m н.в. (Побиље). Према северозападу (Ивање) снежна граница се спуштала на 1595 m н.в. Према северу (Доње Вучје) висина расте и износи 1700 m н.в. Узроци оваквих вредности висина доње снежне границе су орографски односи, јер су јужни делови мањих висина, што је омогућило ниже спуштање ледника. Висина доње снежне границе друге фазе глацијације из периода MIS 6 износила је 1760 m н.в. (Коњско). Током треће фазе глацијације (MIS 5d – 2) доња снежна граница је била на 1900 m н.в. (Пиперски цирк). На основу слабо очуваних трагова оквирна вредност висине доње снежне границе у млађем Дријасу била би око 1950 m н.в.

Резултати *Шмит хамер теста* на основу 482 мерења извршених на 43 кречњачка блока дали су просечну отпорност, односно тврдоћу стене од 587 kg/cm². Најмању вредност имају блокови из моренског материјала који није морфолошки издиференциран (570,5 kg/cm²), блокови из ивичних морена 582 kg/cm² и чеоних 589 kg/cm². Средњу вредност отпорности имају блокови из псеудоморена 591 kg/cm², док су незнатно отпорнији блокови из плавинских конуса 592 kg/cm². Највећа отпорност утврђена је код блокова који изграђују сипаре и износи 608,3 kg/cm². Утврђене вредности отпорности као и њима утврђена релативна старост у потпуности се поклапа са хронологијом стварања испитиваних облика.

Засипање Лукавичко-луковског краса извршено је глацијални, флувио-глацијалним и денудационо-колувијалним материјалом и може бити делимично и потпуно.

Делимично засипање глацијалним материјалом је најчешће извршено субподинским моренама. Оне су мале дебљине и очуване су у виду мањих изолованих партија, као што је случај у Коњском. У њима су формирана два типа вртача. Први пример су вртаче које су настале у преиздубљеним деловима између плеистоценских мутонираних стена. То су плитке вртаче неправилног, звездастог облика делимично засуте глацијалним материјалом

приликом повлачења ледника на крају најјаче фазе глацијације. Други тип вртача настао је спирањем ситних честица из моренског материјала центрипеталним сливањем површинске воде. Спустивши се до најнижих делова моренског материјала акумулирана вода прелази у кречњачку подину, где понире и наставља подземно отицање. Површинско сливање воде резултат је већег степена вододржљивости моренског материјала. Њихов настанак везан је за постгласијални период (холоцен). Како настанак оба типа вртача није везан за процес хемијског растварања, они припадају групи псеудокрашких облика.

Потпуно засипање краса глацијалним материјалом везано је за просторе акумулација чеоних и ивичних морена. Дебљина седимената је велика и прекривају знатне делове кречњачке основе. Ова засипања могу у потпуности прекрити крашку морфологију формирану у прегласијалном периоду, као што је случај са делом поља Ивање. Формирањем морене, дно поља као негативан облик рељефа трансформисан је у гробен као позитиван облик. Ова засипања могу потпуно изменити орографске односе у рељефу и то уништењем старих и формирањем нових развођа. Такав је случај између поља Ивање и увале Сеоца и развођа између поља Ивање и долине Грачанице. Засипање се десило у периоду MIS 12. Још један случај потпуног засипања краса моренским материјалом је пример брежуљкастих морена, које представљају основу за формирање трећег типа псеудокрашких вртача у моренском материјалу.

Акумулација претранспортованог моренског материјала представља највиши степен потпуног засипања краса. У том процесу учествују три агенса. Флувио-денудационим процесом токови формиран на моренском материјалу врше ерозију, транспорт и засипање нижих облика краса. Овим процесом засут је доњи део поља Ивање флувио-гласијалним материјалом, а даљим траспортом у потпуности је засуто и Луковско поље. Флувио-денудациони процес одвијао се различитим интензитетом, на шта указују седиментолошке разлике у флувио-гласијалном материјалу, као и вишефазност усецања (речне терасе). Овај процес је пресудан и у претранспортивању моренског материјала и у увалама Бојовића баре и Бојовића луке. Засипање краса ова два простора вршила су се истоветним процесом, али у различитом временском периоду. У пољу Ивању и Луковском пољу овај процес је започео повлачењем ледника после гласијалне фазе MIS 12, док је засипање Бојовића бара и Бојовића луке флувио-гласијалним седиментима почело након повлачења ледника после MIS 6. Засипање краса претранспортованим моренским материјалом денудационо-колувијалним процесом врши се само локални транспорт са морена из непосредне близине као што је случај засипања увале Сеоца. Овај процес временски је синхрон са флувио-денудационим процесом засипања поља Ивање. Локално претранспортивање моренског материјала врши се

и денудационим процесом као што је случај у пољу Ивање. Овим процесом формирана је широка плавинска лепеза преко раније акумулираног флувио-гласијалног материјала чиме се завршава последња фаза у процесу засипања Лукавичко-луковског краса гласијалним и претранспортованим гласијалним материјалом.

Постојање два поља и четири увале указују на висок степен прегласијалне карстификације. Он подразумева и основне хидролошке карактеристике, као што је одсуство површинских токова и доминација подземног отицања воде. Засипањем краса моренским материјалом и претранспортованим моренским материјалом ове акумулације су у потпуности измениле хидролошке карактеристике из прегласијалног периода развоја. Поново су формиран речни токови и обнавља се флувијални процес. Овај процес траје све док се у потпуности не отопе ледници, који чине основни извор храњења, када ови токови постају периодични и повремени.

12 ЛИТЕРАТУРА

- Бешић, З. (1948): Геотектонска структура сјеверне Црне Горе. Гласник Природњачког музеја Српске земље, сер. А-1, Београд.
- Васовић, М. (1955): Ловћен и његова подгорина. Научно друштво НР Црне Горе, Одјељење природно-математичке науке, Цетиње.
- Гавриловић, Д. (1976): Глацијални рељеф Србије. Гласник Српског географског друштва, LVI, 1, 9-19, Београд.
- Гавриловић, Д. (1982): Леднички рељеф. Социјалистичка република Србија, I, 56-58, Београд.
- Ђуровић, П. (1997): Регионализација краса Србије – основни принципи. Географска структура и регионализација Србије, Београд, 119-128.
- Јовановић, П.С. (1952): Основи геоморфологије. Научна књига, Београд.
- Калезић, М., Мирковић, М., Шкулетић, Д. (1973): Основна геолошка карта СФРЈ, размер 1:100 000, лист Шавник.
- Калезић М., Мирковић М., Шкулетић Д. (1973): Тумач за лист Шавник. Савезни геолошки завод, Београд.
- Лазаревић, Р., Тошић, Р. (2013): Геоморфологија. Универзитет у Бањој Луци, Бања Лука.
- Марковић М., Павловић Р., Чупковић Т. (2003): Геоморфологија. Београд, 461.
- Менковић Љ., Ђуровић П. (1993): Детаљна геоморфолошка карта – основа за вредновање простора Националног парка "Ловћен". Гласник Српског географског друштва, св. LXXIII, бр. 2, 19-26.
- Милојевић, Б. Ж. (1937): Високе планине у нашој Краљевини. Државна штампарија Краљевине Југославије, Београд.
- Милојевић Б. Ж. (1951): Дурмитор – регионално-географска истраживања. САН, Зборник радова, IX (2), Географски институт, Београд.
- Милојевић, Н. (1976): Карст. У: Петковић, К. (урд.), Геолошка терминологија и номенклатура. VIII-1, Хидрогеологија, Завод за регионалну геологију и палеотологију, Рударско-геолошког факултета, Београд.
- Милојевић, С.М. (1938): Појаве и проблеми крша: проучавања у Динарском кршу и кршу источне Србије. Књи. 1, Београд, посебно издање, Српска краљевска академија.
- Милојевић, С.М. (1955): Институт за проучавање крша „Јован Цвијић“. Зборник радова ПМФ, Универзитет у Београду, књи. 1.

- Николић, С. (1966): Прилог проучавању глацијације у долини Грачанице. Гласник Српског географског друштва, XLVI (1).
- Цвијић, Ј. (1895): Карст - географска монографија. Београд, III-IV.
- Цвијић, Ј. (1897): Трагови старих глечера на Рили. Гласник Српске краљевске академије.
- Цвијић, Ј. (1899) Глацијалне и морфолошке студије о планинама Босне, Херцеговине и Црне Горе. Глас Српске краљевске академије наука, LVII, 1-196.
- Цвијић, Ј. (1903): Нови резултати о глацијалној епоси Балканског полуострва. Глас Српске Краљевске Академије, 65, 185 – 240.
- Цвијић, Ј. (1913) Ледено доба у Проклетијама и околним планинама. Глас Српске Краљевске Академије, XCIII, 14.
- Цвијић, Ј. (1914а): Преглед динарских екскурзија од 1897. до 1913. године и резултати о леденом добу у Проклетијама. Гласник Српског географског друштва), св. 3-4, 192-210
- Цвијић, Ј. (1914б): Трагови старих глечера у Србији. Гласник Српског географског друштва, св. 3-4, 211-212
- Шобајић, П. (1926) Леднички трагови у Никшићкој жупи. Гласник Српског географског друштва, Св. 12, 133-136, Београд.

- Adames, V., Baldik, V., Dvořák, Z. (2013): „Czech“ cave over one kilometre deep (Maganik Range, Montenegro). *Speleoforum*, 32, 45-50.
- Adamson, K.R., Woodward J.C., Hughes P.D., (2014): Glaciers and rivers: Pleistocene uncoupling in a Mediterranean mountain karst. *Quaternary Science Review*, 94, 28-43. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.016>.
- Adamson, K.R., Woodward, J.C., Hughes P.D. (2016): Middle Pleistocene glacial outwash in poljes of the Dinaric karst. In: Feinberg, J.M. (ed.) *Caves and Karst Across Time*. Geological Society of America, Special Papers, Vol. 516, 247-262.
- Agassiz, L. (1840): *Etudes sur les glaciers*. Jent et Gassmann, Neuchatel, 1-652.
- Atkinson, T.C., Harmon R.S., Smart, P.L., Waltham, A.C. (1978): Paleoclimatic and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain. *Nature* 272 (5648), 24-28.
- Atkinson, T.C. (1983): Growth mechanisms of speleothemes in Casleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arct. Alp. Res.* 15, 523 – 536.
- Atkinson, T.C., Lawson, T.J., Smart, P.L., Harmon, R.S., Hess, J.W. (1987): New data on speleothem deposition and paleoclimate in Britain over the last forty thousand years. *J. Quat. Sci.* 1, 67-72.
- Audra, P., Bini, A., Gabrovšek, F., Häuselmann, P., Hobléa, F., Jeannin, P., Kunaver, J., Monbaron, M., Šušteršič, F., Tognini, P., Trimmel, H., Wildberger, A. (2007): Cave and Karst Evolution in the Alps and Their Relation to Paleoclimate and Paleotopography. *Acta Carsologica, Time and karst*, 53 – 67.
- Ballantyne, C.K., Harris, C. (1994): *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ballantyne, C.K., (2007): Loch Lomond Stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, northwest Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews* 26 (25), 3134-3149. DOI:10.1016/j.quascirev.2007.09.001
- Bendle, J. (2020): *Surging glacier landsystem*. AntacticGlaciers.org.
- Bennett, M. R., Glasser, N. F. (2009): *Glacial geology: ice sheets and landforms*. Chichester, Wiley-Blackwell, 385
- Bodgdan, G., Leszek, L. (1999): Glaciokarst of subalpine and alpine zone of the Mala laka Valley, Tatra Mts., Poland. *Acta Carsologica*, 28 (1) 71–86.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., (1991): Glacijacija Sjevernog Velebita. *Senjski zbornik*, 18 (1) 181–196.
- Bognar, A., Faivre, S., Pavelić, J., (1991a): Tragovi oledbe na Sjevernom Velebitu. *Hrvatski geografski glasnik*, 53 (1) 27–39.

- Boué, A. (1861): Über die Karst-und Trichterplastik. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. In Wien; math. Naturwiss. Classe XLIII.
- Boulton, G.S. (1978): Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology*, 25, 773 – 799.
- Bowen, D.Q. (1978): *Quaternary Geology: a Stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work*. Pergamon Press, Oxford, New York. 221.
- Clapperton, C.M., Sugden, D.E. (1977): The late Devensian glaciation of North East Scotland. In: Gray, J.M., Lowe, J.J. (eds), *Studies in the Scottish lateglacial environment*. 1 – 14, Pergamon, Oxford.
- Clark, P.U., Shakun, J.D., Baker, P.A., ...Williams, J.W. (2012): Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Science* 109 (19), 1134-1142. DOI:10.1073/pnas.1116619109
- Clayton, L., Moran, S.R., (1974): A glacial process-form model. In: Coates, D.R. (Ed.), *Glacial Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, pp. 89-120.
- Corbel, J. (1952): A comparison between the karst of the mediterranean region and of north western europe. *Trans. Cave Res. Group Great Britain*, 2, 3 – 25.
- Cvijić, J. (1893): *Das Karstphaenomen. Versuch einer morphologischen Monographie*. Geograph Abh Wien 5(3), 218–329.
- Cvijić, J. (1897): Über Gletscherspuren in Bosnien u. Hercegovina. *Verhandlungen d. Gesell. F. Erdkunde, Berlin*, XXIV, 8-9, 479 -480.
- Cvijić, J. (1899): *Glacijalne i morfološke studije o planinama Bosne, Hercegovine i Crne Gore*. Glas Srpske kraljevske akademije, LVII, 21, 1–196, Beograd.
- Cvijić, J. (1917): L'epoque glaciaire dans la péninsule balkanique. *Annales de Géographie*, 26 (141), 189-218.
- Çiner, A., Stepišnik, U., Sarikaya, M. A. Žebre, M., Yildırım, C. (2019): Last Glacial Maximum and Younger Dryas piedmont glaciations in Blidinje, the Dinaric Mountains (Bosnia and Herzegovina): insights from ³⁶Cl cosmogenic dating. *Mediterranean Geoscience Reviews* 1, 25–43.
- Day, M. J., Goudie, A.S. (1977): Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *BGRG Technical Bulletin* 18, 19–29.
- Day, M. J. (1980): Rock hardness: field assessment and geomorphic importance. *Professional Geographer* 32, 72–81.
- Djurović, M., Djurović, P. (2015): The impact of glacial processes in the evolution of the poljes of Montenegro. *Acta Geobalcanica*, vol. 1 (1), 25 – 31.

- Djurović, P. (1996): Visokoplaninski kras Durmitora - geomorfološka studija. Doktorska disertacija, Geografski fakultet, Univerzitet u Beogradu.
- Djurović, P. (2009): Reconstruction of the pleistocene glaciers of Mt. Durmitor in Montenegro. *Acta geographica Slovenica* 49(2), 263-289.
- Djurović, P. (2011): Reljef Durmitora. Naučni skup sa međunarodnim učešćem „Zaštita prirode u XXI vijeku“, Žabljak, Zbornik plenarnih referata, 1, 159 – 167.
- Djurović, P. (2012): The Debeli Namet glacier (Durmitor, Montenegro) – from the second half of the 20th century to the present. *Acta geographica Slovenica* 52(2), 277-301.
- Djurović, P. (2012a): Comment on: „The glacial history of the Dinaric Alps, Montenegro”, by P.D. Hughes, J.C. Woodward, P.C. van Calsteren, L.E. Thomas [*Quaternary Science Reviews* 30 (2011), 3393-3412], *Quaternary Science Reviews* 49:109-110, DOI: 10.1016/j.quascirev.2012.05.016
- Djurović P., Menković Lj. (2004): Remote sensing in Geomorphological mapping. MECEO, Belgrade, 197-201.
- Djurović, P., Petrović, A. (2007): Large canyons in Dinaric and Prokletije mountains region of Montenegro. *Geographica Pannonica* 11(11), 14-18.
- Dreybrodt, W. (1982): A possible mechanism for growth of calcite speleothems without participation of biogenic carbon dioxide. *Earth Planet Sci. Letter*, 58 (29), 293.
- Dvořák, Z. (2011): The Nyx and Aither Abysses. *Speleoforum*, 30, 82-86.
- Dvořák, Z. (2014): Iroan deep continued. *Speleoforum*, 33, 72-77.
- Dvořák, Z., Baldík V. (2013): Czech discoveries in the Maganik MTS., Montenegro. *Proceedings of the 16th International congress of speleology, Brno*, 2, 74-77.
- Eyles, N. (1983): Modern Icelandic glaciers as depositional models for „hummocky moraine“ in the Scottish Highlands. In: Evenson, E.B., Schlüchter, C., Rabassa, J. (eds), *Tills and related deposits*, 47 – 60, Balkema, Rotterdam.
- Eyles, N., Boyce, J.I., Barendregt, R.W. (1999): Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology* 123 (1999) 163–174.
- Ericson, K. (2004): Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt test hammer. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 495–509.
- Ford D.C. (1979): A review of alpine karst in the Southern Rocky Mountains of Canada. *Bulletin of the National Speleological Society*, 41, 53-65.
- Ford, D.C. (1983): Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. *Journal of Hydrology*, 61 (1–3), 149–158.

- Ford, D. (2006) Karst. In: John Gunn (Ed). Encyclopedia of Caves and Karst Science, Fitzroy Deaborn, NY/London: 1017-1020.
- Ford, D. C. (2015): The science of caves and karst: From the beginning of the Geological Society of America to ca 1960. The Geological Society of America, Special Paper 516.
- Ford, D., Williams, P. (2007): Karst hydrogeology and geomorphology. London, John Wiley & Sons, 562.
- Frye, J.C, Glass, H.D., Willman, H.B. (1962): Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsinan loesses of Illinois: Illinois State. Geological Survey Circular 334, 55.
- Furtak, M., 2012: Nyx - bogini ciemności. Jaskinie 3 (68), 11-12.
- Gams, I. (1967): Termokras. Geografski obzornik 14-1. Ljubljana.
- Gams, I. (1973): Slovenska kraška terminologija. Ljubljana, Katedra za fizično geografijo Oddelka za geografijo FF, Univerza v Ljubljani, 76 str.
- Gams, I. (1974): Kras – zgodovinski, naravoslovni in geografski oris. Slovenska matica, Ljubljana, 359 str.
- Gams, I. (1978): The polje: the problem of definition – with special regard to the Dinaric karst. Zeitschrift für Geomorphologie, 22 (2) 170–181.
- Gams, I. (2003): Kras v Sloveniji v prostoru in času. Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana, 1-516.
- Gascoyne, M., Ford, D.C. (1984): Uranium series dating of speleothems, II: results from the Yorkshire dales and implications for cave development and quarternary climates. Cave Sci. 11 (2), 65 – 85.
- Gavrilović, D. (1974): Srpska kraška terminologija. Kraška terminologija jugoslovenskih naroda, Savez geografskih institucija Jugoslavije, knjiga II.
- Gavrilović, D. (1974a): Genetski tipovi pećina u Sahari. Acta carsologica, VI, 149-165, Ljubljana.
- Glasser, N. E., Bennett, M. R. (2004): Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. Progress in Physical Geography, 28(1),43-75.
- Gonzalez-Gutierrez R. B., Santos- Gonzalez J., Gomez-Villar A., Alonso-Herrero E., Garcia-de Celis A., Cano M., Redondo-Vega J. M. (2018): Glaciokarst landforms in the Sierra de los Grajos, Babia and Luna Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). Acta Carsologica 46/2–3, 165–178.
- Goudie A. S. (2006): The Schmidt Hammer in geomorphological research. Progress in Physical Geography 30, 6 pp. 703–718
- Grund, A. (1902): Neue Eiszeitpuren aus Bosnien und der hercegovina. Globus, 78 (9), 173 – 174.
- Grund, A. (1903): Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien. Geograph. Abhandl. (Penck), 7(3), 1-200.

- Grund, A. (1910): Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Geirges. Geographische Abhandlungen, 9 (3), 1-230.
- Grünewald, K., Scheithauer, J. (2010): Europe's southernmost glaciers: response and adaptation to climate change. *Journal of glaciology* 56-195. Cambridge.
- Hagen, J.O., Stærang, A. (1991): Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low-frequency radar. *Polar Research*, 26, 15–57.
- Hanáček, M., Flašar, J., Nývlt, D., (2011): Sedimentary petrological characteristics of lateral and frontal moraine and proglacial glaciofluvial sediments of Bertilbreen, Central Svalbard. *Czech Polar Reports* vol. 1 (1), 11–33.
- Harker, A. (1901): Ice erosion in the Cuillin Hills, Skye. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 40, 221 – 252.
- Hassert, K. (1901): Mitth. d. k. k. Geogr. Gesellsch. In Wien. 1900. – Gletscherspuren in Montenegro. Aus Verhandlungen des XIII deutschen Geographentages. 217-232.
- Hedding, D.W. (2011): Pronival rampart and protalus rampart: a review of terminology. *Journal of Glaciology*, Vol. 57(206), 1179-1180
- Heim, A. (1877-1878): Über die Karrenfelder. *Jahrbuch d. Schweizer Alpenclub*. Bd. 13, 421 – 433.
- Höfer, H. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. *Sitzunbberichte der Academie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, vol. 79, 331-367
- Huggett, R. J. (2007): *Fundamentals of geomorphology*. London, New York, Routledge, 458.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., Macklin, M.G., Gilmour, M.A., Smith, G.R. (2006): The glacial history of the Pindus Mountains, Greece. *Journal of geology*, 114, 413-434.
- Hughes, P.D. (2007): Allostratigraphy/morphostratigraphy. In: Elias, S. (Ed.) *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 2841–2846.
- Hughes, P.D. and Woodward, J.C. (2008): Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23: 575–588.
- Hughes, P.D. (2010): Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology* 123, 189-199.
- Hughes, P.D. (2010a): Little Ice Age glaciers in the Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls. *Earth Surface processes and Landforms*, 35 (2), 229 – 241.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., Adamson, K. R. (2010): Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary science reviews*, 29, 27–28, 3690–3708. DOI:10.1016/j.quascirev.2010.06.032.

- Hughes, P.D, Woodward, J.C., van Calstern P.C., Thomas, L.E. (2011): The glacial history of the Dinaric Alps Montenegro. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3393-3412.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. (2017): Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. *Geol. Soc. London Special Publish*, 433 (1): 1 – 23.
- Huntoon, P.W. (1995): Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers?. In: El-Kadi, A. I. (ed) *Groundwater models for resources analysis and magement: Boca Raton, Lewis Publishers*, 339 – 358.
- Johnson, M.D., Mickelsen, D.M., Clayton, L., Attig, J.W. (1995): Composition and genesis of glacial hummocks, western Wisconsin, U.S.A. *Boreas*, 24, 97–116.
- Kayser, K (1932): *Morphologische Studien in Westmontenegro. Z. d. Ges. f. Erdk. Berlin*, 248 - 279.
- Kladnik, D., Lovrenčak, F., Orožen Adamič, M. (ur.). (2005): *Geografski terminološki slovar. Ljubljana, Založba ZRC*, 451.
- Klimchouk, A.B. (1997): The role of karst in the genesis of sulfur deposits, Pre – Carpathian region. *Ukraine. Environmental Geology*, 31, 1 – 20.
- Klimchouk, A. (2015): The karst paradigm: changes, trends and perspectives. *Acta carsologica*, 44(3), 289 – 313.
- Klimchouk, A., Ford, D.C. (2000): Types of karst and evolution of hydrogeologic settings. In: Klimchouk, A. et al. (eds.) *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers. National Speleological Society, Huntsville*, 45 – 53.
- Królewicz, I. (2013-2017): *Exploration in Maganik, Montenegro 2012–2016. Polich caving*, 2013-2017, 33 -36.
- Kuhlemann, J., Milivojević, M., Krumrei, I., Kubik, P. (2009): Last glaciation of the Šara range (Balkan peninsula): Increasing dryness from the LGM to Holocene. *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 102, 146 – 158.
- Kuhlemann, J., Gachev, E., Gikov, A., Nedkov, S., Krumrei, I., Kubik, P. (2013): Glaciation in the Rila mountains (Bulgaria) during the Last Glacial Maximum. *Quaternary International*, vol. 293, 51 – 62 <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.027>.
- Kunaver, J., (1983): *Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim ozirom na glaciokraškepojave. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti*, 147 str.
- Kunaver, J. (2000): *Vintgar. Enciklopedija Slovenije* 14, 253 254. Ljubljana.
- Lehmann, O. (1932): *Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopädie der Erdkunde. Deuticke, Leipzig*, 212.

- Liedtke, H. (1962): Eisrand und Karstpoljen am Westrand der Lukavica- Höchfläche (Westmontenegro). *Erdkunde*, XV(1), 289 – 298.
- Marjanac, Lj., Marjanac, T., Mogut, K. (2001): Dolina Gumance u doba pleistocena. *Zbornik društva za povjesnicu Klana* 6, 321 - 330.
- Martel, E.A. (1894): *Les Abîmes*. Charles Delagrave, Paris, 578.
- Marković M. (1983): *Osnovi primenjene geomorfologije*. Beograd, 174.
- Mašlanka, A. (2008): Czarnogóra 2007/2008. *Jaskine*, 4 (53), 16-20.
- Matović, V., Gajić, V., Vasić, N., (2019): Metode ispitivanja sedimentnih stena. Univerzitet u Beogradu, Rudarsko-geološki fakultet.
- Matthew, J. A., Owen, G. (2008): Endolithic lichens, rapid biological weathering and Schmidt hammer R – values on recently exposed rock surfaces: Storbreen glacier foreland, Jotunheimen, Norway. *Geografiska Annaler* 90. (A) 287–297.
- Matthews, J. A., Winkler, S. (2011): Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): application to early Holocene moraines and a reappraisal of the reliability of terrestrial cosmogenic-nuclide dating (TCND) at Austanbotnbreen, Jotunheimen, Norway. *Boreas*, 40 (2), 256 – 270.
- McCarroll, D. (1992): A new instrument and techniques for the field measurement of rock surfaceroughness. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 69–79.
- McCarroll, D., Nesje, A. (1993): The vertical extend of ice sheets in Nordjord, western Norway: measuring degree of rock surface weathering. *Boreas* 22, 255–265.
- Melik, A. (1951): Pliocenska Pivka.- *Geografski vestnik*, 13, 17-39.
- Melik, A. (1955): Kraška polja Slovenije v pleistocenu. *Dela Inštituta za geografijo SAZU*, 3, 1-163.
- Melik, A. (1962): Fluvialni elementi v krasu. *Geografski zbornik*, 6, 333-361.
- Menković Lj. (1971- 1972): Glacijacija i kvartarne tvorevine na području Prokletija, Peći i Đakovice. *Vesnik Geozavoda*, ser. A, knj. 29/30, Beograd. 207-217.
- Menkovic Lj., Markovic M., Cupkovic T., Pavlovic R., Trivic B., Banjac N. (2004): Glacial morphology of Serbia, with comments on the Pleistocene Glaciation of Monte Negro, Macedonia and Albania. In: *Quaternary Glaciations- Extent and Chronology*, (Eds) J. Ehlers and P.L. Gibard, Elsevier, 379-384.
- Mihevc, A., Prelovšek, M., Hajna Zupan N., Kranjc, A.(2010): Introduction to the Dinaric Karst. *Postojna*.
- Milivojević, M., Menković, Lj., Čalić, J. (2008): Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). *Quaternary International*, 190, 112–122.

- Otava, J., Baldík, V. (2013): Geology and deep verticals: case study from Maganik MTS. Proceedings of the 16th International congress of speleology, Brno, 134 -136.
- Petrović, A. (2014): A Reconstruction of the Pleistocene Glacial Maximum in the Žijovo Range (Prokletije Mountains, Montenegro). *Acta Geographica Slovenica*, 54(2), 255 – 269.
- Petrović, D. (1977): Geomorfologija. Univerzitet u Beogradu.
- Petrović, J. (1985): Prokletije - geomorfološke odlike, Prokletije - zaštita i unapređenje Plavskog dela Prokletija. Republički zavod za zaštitu prirode Titograd, Skupština opštine Plav, Plav, 39-50.
- Pfeiffer, D. (1963): Die geschichtliche Entwicklung der Anschauungen über das karstgrundwasser. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch (Hannover), 57,111.
- Pleteršnik, M. (1894–1895): Slovensko-nemški slovar.[Elektronsko izdajo na CD-ju uredile: Metka Furlan, Helena Dobrovoljc, Helena Jazbec],Ljubljana: Založba ZRC SAZU.
- Porter, S.C. (1975): Equilibrium-line altitude of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research* 5, 27 – 47.
- Porter, S.C. (2001): Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20: 1067–1091.
- Radojičić, B. (1996): Geografija Crne Gore – prirodna osnova. Nikšić.
- Räsänen, M.E., Auir, J.M., Huitti, J.V., Klap, A.K., Virtasalo, J.J. (2009): A shift from lithostratigraphic to allostratigraphic classification of Quaternary glacial deposits. *GSA Today* 19, 4-11.
- Riđanović J. (1966): Orjen – La montagne Dinarique. Radovi geografskog instituta sveučilišta u Zagrebu, 5. Geografski institut, Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet: Zagreb.
- Roglić, J. (1938): Morphologie der Poljen von Kupres and Vukovsko. *Z. Ges. Erdkunde*, 7, 8, 291-316.
- Roglić, J. (1952): Les surfaces de corrosion dans le karst dinarique. Proc. Gen. Assembly, 8th Intern. Congr., 17th, Washington, D.C., 366-369.
- Roglić, J. (1974): Prilog hrvatskoj kraškoj terminologiji. *Krš Jugoslavije, Jugoslovenska akademija znanosti i umjetnosti*, 9 (1), 72.
- Roglić, J. (1974a): Historical Review of Morphologic Concepts. In: Herak, M., Stringfield, V. T. (Eds.), 1972: Karst, Important Karst regions of the Northern Hemisphere, Elsevier, 1-18.
- Sánchez, J. S., Mosquera, D. F., Romani, J.R.V. (2009): Assessing the age-weathering correspondence of cosmogenic ²¹Ne dates Pleistocene surfaces by the Schmidt hammer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1121–1125.

- Schmidl, A. (1854): Die grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas. Pp. VIII, 316, Wien.
- Sharp, R.P. (1949): Studies of superglacial debris on valley glaciers. *American Journal of Science*, 247, 289–315.
- Sissons, J.B. (1967): The Evolution of Scotland's Scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Sissons, J.B. (1974): A Late-glacial ice cap in the central Grapians, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 62, 95 – 114.
- Smart, P.L. (1986): Origin and development of glacio-karst closed depressions in the picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, 423 -443.
- Smart, C. (2004): Glacierized and glaciated karst. In: Gunn J (ed.): *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy-Dearborn, New York, London pp. 389-390.
- Spötl, C., Mangini, A. (2007): Speleothems and paleoglaciars. *Earth Planet Sci Letter*, 254 (3): 323 – 331.
- Stahl, T., Winkler, S., Quigley, M., Bebbington, M., Duffy, B., Duke, D. (2013): Schmidt hammer exposure-age dating (SHD) of late Quaternary fluvial terraces in New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 (15), 1838 - 1850.
- Stepišnik, U. (2014): Geomorphological properties of the Krasno polje, Northern Velebit, Croatia. *Dela* 41, pp 101–115.
- Stepišnik, U. (2015): Krasno polje on Velebit Mountain: morphographic and morphogenetic characteristics. *Hrvatski geografski glasnik*, 77 (2), 85 – 99.
- Stepišnik, U., Ferk, M., Kodelja, B., Medenjак, G., Mihevc, A., Natek, K., Žebre, M., (2009): Glaciokarst of western Orjen, Montenegro. *Cave and Karts Science*, 36 (1) 21–28.
- Stepišnik, U., Grlj, A., Radoš, D., Žebre, M. (2016): Geomorphology of Blidinje, Dinaric Alps (Bosnia and Herzegovina). *Journal of Maps*, 12(S1):163–171.
<https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1187209>.
- Stepišnik, U., Žebre, M. (2011): Glaciokras Lovčena. *Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani, E-GeograFF* 2.
- Stokes, C.R. and Tarasov, L. (2010): Ice streaming in the Laurentide Ice Sheet: A first comparison between data-calibrated numerical model output and geological evidence. *Geophysical Research Letters*, 37(1). DOI: 10.1029/2009GL040990
- Sumner, P., Nel, W. (2002): The effect of rock moisture on Schmidt Hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137 – 1142.
- Sweeting, M.M. (1973): *Karst Landforms*. Columbia University Press, New York, 1-362.

- Šimiček, O., Kahle, V. (2015): K vyverum Maganiku (destination – karst springs on the Maganik Plateau). *Speleoforum*, 34, 62-65.
- Telbisz, T., Tóth, G. (2019): History of glaciokarst research. In: Veress, M., Telbisz T., Tóth G., Lóczy, D., Ruban, D. A., Gutak, J.M. (eds.) *Glaciokarst*. Springer, doi.org/10.1007/978-3-319-97292-3.
- Terzaghi, K. (1913): Beiträge zur Hydrographie und Morphologie des kroatischen Karstes.- *Mitt., Jahrb. Kgl. Ungar. Reichsanstalt*, 8, 6, 256-369.
- Tomkins, M.D., Dortch, J.M., Hughes P.D. (2016): Schmidt Hammer exposure dating (SHED): Establishment and implications for the retreat of the last British Ice Sheet. *Quaternary Geochronology*, 33, 46-60.
- Veress, M. (2016): *Covered Karst*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1-536. DOI 10.1007/978-94-017-7518-2.
- Veress, M. (2017): The evolution and development environment of solution dolines of glaciokarst based on examples from Alpine and Dinaric areas. *Karsztfejlődés XXII*, Szombathely, pp. 89-118. DOI: 10.17701/17.89-118.
- Viles, H. A. (2003): Conceptual modeling of the impacts of climate change on karst geomorphology in the UK and Ireland. *J. Nat. Conserv.* 11 (1): 59 – 66.
- Viles H., Goudie A., Grabs S., Lalley J. (2011): The use of Schmidt hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: A comparative analysis. *Earth Surface Processes Landforms* 36, 320-333.
- Vujić, M. (1994): Podzemni oblici kraške erozije Mliječnog dola (planina Stožac). *Zbornik radova društvo istraživača „Vladimir Mandić Manda“*, 11, 89-104.
- Vujić, M. (1999): Dvogrla jama u Pribatovom dolu. *Zbornik radova Društva istraživača "Vladimir Mandić - Manda"*, 14, 77-84.
- Waltham, A. C., Fooks, P.G. (2003): Engineering classification of karst ground conditions. *Geotechnical Engineering*.
- Weerts, H.J.T., Westerhoff, W.E. (2007): Litostratigraphy. In: Elias, S. (Ed.), *Section 3: Quaternary Stratigraphy. Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Elsevier, Amsterdam, pp. 2826-2840.
- Williams, P. (2004): Dolines. In: Gunn, J. (ed.) *Encyclopaedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Deaborn, 308.
- Winkler, S. (2005): The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* 48: 105–116.

- Woodward, J.C., Hamlin, R.H.B., Macklin, M.G., Hughes, P.D., Lewin, J., (2008): Glacial activity and catchment dynamics in northwest Greece: long-term river behaviour and the slackwater sediment record for the last glacial to interglacial transition. *Geomorphology* 101, 44 – 67.
- Zeng, C., Gremaund, V., Zeng, H., Liu, Z.H., Goldsneider, N. (2012): Temperature-driven meltwater production and hydrochemical variations at a glaciated alpine karst aquifer: implication for the atmospheric CO₂ sink under global warming. *Environ. Earth Sci.*, 65: 2285 – 2297.
- Zeng, C., Liu, Z., Yang, J., Yang, R. (2015): A groundwater conceptual model and karst-related carbon sink for a glacierized alpine karst aquifer, Southwestern China. *J. Hydrol.*, 529: 120 – 133.
- Žebre, M., Sarikaya, M.A., Stepišnik, U., Yildirim, C., Çiner, A. (2019): First 36 Cl cosmogenic moraine geochronology of the Dinaric mountain karst: Velež and Crvanj Mountains of Bosnia and Herzegovina. *Quaternary Science Reviews*, vol. 208, 54 – 75.
- Žebre, M., Stepišnik, U. (2014): Reconstruction of Late Pleistocene glaciers on Mount Lovćen, Montenegro. *Quaternary International*, 353, 225-235.
- Žebre, M., Stepišnik, U. (2014a): Glaciokarst: a Case Study from the Dinaric Alps. *Geophysical Research Abstracts*, EGU, vol. 16, 2014 – 2497.
- Žebre, M., Stepišnik, U. (2015): Glaciokarst landforms and processes of the southern Dinaric Alps. *Earth Surface Processes Landforms*, 40(11), 1493-1505.
- Žebre, M., Stepišnik, U., Colucci, R. R., Forte, E., Monegato, G. (2016): Evolution of a karst polje influenced by glaciation: The Gomance piedmont polje (northern Dinaric Alps). *Geomorphology*, 257, 143 – 154 doi:10.1016/j.geomorph.2016.01.005.
- Osnovna Geološka karta SFRJ 1:100 000, list Šavnik, Zavod za geološka istraživanja SRCG Titograd, 1962 – 1966, Savez geološkog saveza Beograd, 1970.
- Preglednatopografska karta 1: 300 000, list Titograd, Vojnogeografski institut, 1988.
- Републички геодетски завод Црне Горе <https://geoportal.co.me/Geoportal01/>.
- ТК 1:25 000, Лист Капетаново језеро (148-1-4), Војногеографски институт, 1980.
- ТК 1:25 000, Лист Гвозд (148-1-3), Војногеографски институт, 1980.

БИОГРАФИЈА



Мирела Ђуровић рођена је у Пљевљима (Црна Гора), 5. октобра 1978. године. Основну школу и класичну гимназију „Танасије Пејатовић“ завршила је у Пљевљима. Након завршене гимназије уписује Филозофски факултет у Никшићу (Универзитет Црне Горе), Одејек за историју и географију, где је и дипломирала. Своја даља усавршавања усмерава према географији, физичкој географији, посебно области карстологије. У Новом Саду на Природно-математичком факултету, Департману за географију, туризам и хотелијерство, уписује Мастер академске студије, које је завршила одбраном теме „Карактеристике пећинског накита Јанкове пећине код Мајданпека“.

Наставља студије на истом факултету уписујући Докторске студије – геонауке (географија) 2013. године. Интересовање за област карстологије и глациологије се наставља, пријављује тему докторске дисертације „Утицај глацијалног процеса на засипање Лукавичко-луковског краса“ која је од стране Сената Универзитета у Новом Саду одобрена 27. 12. 2018. године.

Учесник је више научних скупова, конгреса и симпозијума у земљи и иностранству. Аутор је и коаутор више научних радова из области геоморфологије као и неколико поглавља у међународним монографијама (Springer International Publisher). Коаутор је уџбеника из географије и методског приручника за наставнике из географије за други разред гимназије, у издању Завода за уџбенике и наставна средства из Подгорице (Црна Гора). Као истраживач сарадник ангажована је на реализацији пројекта „Културне промене и популациона кретања у раној праисторији централног Балкана“ (177023) у Институту за археологију, Филозофског факултета, Универзитета у Београду.

Удата, мајка двоје деце.

Нови Сад,
24. август 2020.

Мирела Ђуровић

УНИВЕРЗИТЕТ У НОВОМ САДУ
ПРИРОДНО-МАТЕМАТИЧКИ ФАКУЛТЕТ
ДЕПАРТМАН ЗА ГЕОГРАФИЈУ, ТУРИЗАМ И ХОТЕЛИЈЕРСТВО

КЉУЧНА ДОКУМЕНТАЦИЈАСКА ИНФОРМАЦИЈА

Редни број:

РБР

Идентификациони број:

ИБР

Тип документације:

Монографска документација

ТД

Тип записа:

Текстуални штампани материјал

ТЗ

Врста рада:

Докторска дисертација

ВР

Име и презиме аутора:

Мирела Ђуровић

АУ

Ментор:

Др Млађен Јовановић, ванредни професор

МН

Наслов рада:

Утицај глацијалног процеса на засипање

НР

Лукавичко-луковског краса (Црна Гора)

Језик публикације:

Српски (ћирилица)

ЈП

Језик извода:

Српски/Енглески

ЈИ

Земља публикавања:

Република Србија

ЗП

Уже географско подручје:

Војводина

УГП

Година:

2020.

ГО

Издавач:

Ауторски репринт

ИЗ

Место и адреса:	Природно-математички факултет,
МА	Трг Доситеја Обрадовића 3, 21000 Нови Сад
Физички опис рада:	12 поглавља/230 страна/196 литературних цитата/
ФО	69 фотографија /41 карата/5 графикана/20 табела/ 12 скица
Научка област:	Физичка географија
НО	
Научна дисциплина:	Карстологија/гласиологија
НД	
Предметна одредница, кључне речи:	Крас, глацијација, засипање, Лукавичко-луковски крас, Црна Гора
ПО	
УДК	
Чува се:	У Библиотеци Департмана за географију, туризам и хотелијерство, Природно-математичког Факултета у Новом Саду,
ЧУ	Трг Доситеја Обрадовића 3, 21000 Нови Сад

Важна напомена:

ВН

Извод:

ИЗ

Лукавичко-луковски крас припада Динарском красу. Налази се у средишњем делу Црне Горе, у области површи и брда. Представља западни део Морачких планина, у висинској зони од 820 до 2050 m н.в. Ову област изграђују различите мезозојске карбонатне стене прекривене седиментима квартарне старости. На овом простору формиран су различити генетски типови рељефа са доминацијом крашког рељефа. Просторним и временским преклапањем крашког процеса са глацијалним процесом формиран је сложен глациокрашки рељеф. Плеистоценска глацијација оставила је значајне последице, а као најважнија је засипање краса моренским и претранспортованим моренским материјалом.

Применом *Schmidt Hammer теста* утврђена је релативна хронологија различитих типова квартарних седимената. Реконструкцијом ерозивних и акумулативних облика глацијалног рељефа анализиран је интезитет, обим и број глацијалних фаза. Утврђено је постојање три старије глацијалне фазе и једне млађе, у временском распону од MIS 12 преко

MIS 6 и MIS 5d – 2 до млађег дријаса. Засипање Лукавичко-луковског краса извршено је моренским материјалом и његовим преттранспортовањем од стране флувијланог, денудационог и гравитационог процеса. Засипање је било делимично и потпуно. Делимично засипање извршено је субподинским моренама, док је потпуно засипање везано за просторе чеоних и ивичних морена. Акумулација преттранспортованог моренског материјала је највиши степен потпуног засипања краса када су поља, као највећи крашки облици рељефа, у потпуности засута.

Датум прихватања теме

Од стране Сената: 27. 12. 2018.

ДП

Датум одбране:

ДО

Чланови комисије:

КО

Председник: др Бранко Ристановић, ванредни професор,
ПМФ, Нови Сад

Члан (ментор): др Млађен Јовановић, ванредни професор,
ПМФ, Нови Сад

Члан: др Драган Долинај, ванредни професор, ПМФ,
Нови Сад

Члан: др Виолета Гајић, ванредни професор,
Рударско-геолошки факултет, Београд

UNIVERSITY OF NOVI SAD
FACULTY OF SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOGRAPHY, TOURISM AND HOTEL MANAGEMENT

KEYWORDS DOCUMENTATION

Accession number:

ANO

Identification number:

INO

Document type: Monograph documentation

DT

Type of record: Textual printed material

TR

Contents code: PhD thesis

CC

Author: Mirela Djurović

AU

Mentor: Mladen Jovanović, PhD, associate professor

MN

Title: The Impact of glacial process on sedimentary filling of the
Lukavičko-lukovski karst (Montenegro)

TI

Language of text: Serbian (Cyrilic)

LT

Language of abstract: Serbian/English

LA

Country of publication: Republic of Serbia

CP

Locality of publication: Vojvodina

LP

Publication year: 2020.

PY

Publisher: Author's reprint

PU

Publication place: Faculty of Sciences, Trg Dositeja Obradovića 3,

PP 21000 Novi Sad

Physical description: 12 chapters/230 pages/196 references/69 pictures/41 maps/5 charts/

PD 20 tables/ 12 diagrams

Scientific field: Physical Geography

SF

Scientific discipline: Karstology/Glaciology

SD

Subject, Keywords: Karst, glaciation, sedimentary filling, Lukavičko-lukovski karst,

SKW Montenegro

UC

Holding data: Library of the Department of Geography, Tourism and

HD Hotel Management, University of Novi Sad,

Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi Sad

Abstract:

AB

The Lukavičko-lukovski karst belongs to the Dinaric karst. It occupies the central part of Montenegro within the area of plains and hills. Representing the western part of the Morača Mountains it is placed between 820 to 2050 m a.s.l. The area is built by different Mesozoic carbonate rocks and the overlying Quaternary sediments. Among different genetic types of relief, the karst one is prevailing. The spatial and temporal overlap of karst and glacial processes led to complex glaciokarst relief. Pleistocene glaciation left behind considerable changes including the karst filled by moraine and re-transported moraine material as the most significant.

Implementing the Schmidt Hammer test the relative chronology of different Quaternary sediments was determined. The intensity, extent, and a number of glacial phases were analyzed by reconstruction of erosive and accumulative forms in glacial relief. The existence of three older glacial phases and a younger one, within the temporal range from MIS 12 over MIS 6 and MIS 5d – 2 to the Younger Dryas has been resolved. Filling of the Lukavičko-lukovski karst by moraine and re-deposited moraine material under fluvial, denudation, and gravity processes was partial to complete. The former take place by piedmont moraines, while the later were caused by terminal and lateral moraines. Accumulation of re-deposited moraine material is the highest stage of karst filling when karst polje as the largest karst landform becomes completely inhumated.

Accepted on Senate on: 27. 12. 2018.

AS

Defended:

DE

Thesis Defend Board:

DB

President: Branko Ristanović, PhD, associate professor,
Faculty of Sciences, Novi Sad

Member (mentor): Mladen Jovanović, PhD,
associate professor, Faculty of Sciences, Novi Sad

Member: Dragan Dolinaj, PhD,
associate professor, Faculty of Sciences, Novi Sad

Member: Violeta Gajić, PhD,
associate professor, Faculty of Mining and Geology, Belgrade

Овај Образац чини саставни део докторске дисертације, односно докторског уметничког пројекта који се брани на Универзитету у Новом Саду. Попуњен Образац укоричити иза текста докторске дисертације, односно докторског уметничког пројекта.

План третмана података

Назив пројекта/истраживања
Утицај глацијалног процеса на засипање Лукавичко-луковског краса (Црна Гора)
Назив институције/институција у оквиру којих се спроводи истраживање
а) Универзитет у Новом Саду, Природно-математички факултет, Департман за географију, туризам и хотелијерство
Назив програма у оквиру ког се реализује истраживање
Докторске академске студије – геонауке на Природно-математичком факултету, Универзитета у Новом Саду
1. Опис података
<p>1.1 Врста студије</p> <p><i>Укратко описати тип студије у оквиру које се подаци прикупљају</i></p> <p>✓ <u>Докторска дисертација</u></p> <p>1.2 Врсте података</p> <p>✓ а) <u>квантитативни</u></p> <p>✓ б) <u>квалитативни</u></p> <p>1.3. Начин прикупљања података</p> <p>а) анкете, упитници, тестови</p> <p>б) клиничке процене, медицински записи, електронски здравствени записи</p> <p>в) генотипови: навести врсту _____</p> <p>г) административни подаци: навести врсту _____</p> <p>д) узорци ткива: навести врсту _____</p> <p>✓ <u>ђ) снимци, фотографије: ортофото снимци, фотографије</u></p> <p>✓ <u>е) текст: Преглед литературе</u></p> <p>✓ <u>ж) мапа: Ортофото, географске, геоморфолошке</u></p> <p>з) остало: описати _____</p>

1.3 Формат података, употребљене скале, количина података

1.3.1 Употребљени софтвер и формат датотеке:

- a) Excel фајл, датотека _____
- b) SPSS фајл, датотека _____
- ✓ c) PDF фајл, датотека .pdf
- ✓ d) Текст фајл, датотека word. document
- ✓ e) JPG фајл, датотека .jpg
- f) Остало, датотека _____

1.3.2. Број записа (код квантитативних података)

- ✓ a) број варијабли 482
- ✓ б) број мерења (испитаника, процена, снимака и сл.) велики број

1.3.3. Поновљена мерења

- a) да
- б) не

Уколико је одговор да, одговорити на следећа питања:

- a) временски размак између поновљених мера је _____
- б) варијабле које се више пута мере односе се на _____
- в) нове верзије фајлова који садрже поновљена мерења су именоване као _____

Напомене: _____

Да ли формати и софтвер омогућавају дељење и дугорочну валидност података?

- ✓ a) *Да*
- б) *Не*

Ако је одговор не, образложити _____

2. Прикупљање података

2.1 Методологија за прикупљање/генерисање података

2.1.1. У оквиру ког истраживачког нацрта су подаци прикупљени?

- а) експеримент, навести тип _____
- б) корелационо истраживање, навести тип _____
- ц) анализа текста, навести тип _____
- ✓ д) остало, теренска истраживања утицаја глацијалног процеса на крас

2.1.2 Навести врсте мерних инструмената или стандарде података специфичних за одређену научну дисциплину (ако постоје).

- ✓ Шмит хамер чекић тест (Schmidt Hammer) Matest S. p. A., модел С380 L тип

2.2 Квалитет података и стандарди

2.2.1. Третман недостајућих података

- а) Да ли матрица садржи недостајуће податке? Да Не

Ако је одговор да, одговорити на следећа питања:

- а) Колики је број недостајућих података? _____
 - б) Да ли се кориснику матрице препоручује замена недостајућих података? Да Не
 - в) Ако је одговор да, навести сугестије за третман замене недостајућих података
-

2.2.2. На који начин је контролисан квалитет података? Описати

Квалитет свих података добијених тестирањима уз помоћ Шмит хамер чекића контролисан је на основу предвиђених теоријских и статистичких параметара

2.2.3. На који начин је извршена контрола уноса података у матрицу?

3. Третман података и пратећа документација

3.1. Третман и чување података

✓ 3.1.1. Подаци ће бити депоновани у репозиторијум докторских дисертација Универзитета у Новом Саду.

3.1.2. URL адреса <https://cris.uns.ac.rs/searchDissertations.jsf>

3.1.3. DOI _____

3.1.4. Да ли ће подаци бити у отвореном приступу?

✓ а) Да

б) Да, али после ембарга који ће трајати до _____

в) Не

Ако је одговор не, навести разлог _____

3.1.5. Подаци неће бити депоновани у репозиторијум, али ће бити чувани.

Образложење

3.2 Метаподаци и документација података

3.2.1. Који стандард за метаподатке ће бити примењен? _____

3.2.1. Навести метаподатке на основу којих су подаци депоновани у репозиторијум.

Ако је потребно, навести методе које се користе за преузимање података, аналитичке и процедуралне информације, њихово кодирање, детаљне описе варијабли, записа итд.

3.3 Стратегија и стандарди за чување података

3.3.1. До ког периода ће подаци бити чувани у репозиторијуму? _____

3.3.2. Да ли ће подаци бити депоновани под шифром? Да Не

3.3.3. Да ли ће шифра бити доступна одређеном кругу истраживача? Да Не

3.3.4. Да ли се подаци морају уклонити из отвореног приступа после извесног времена?

Да Не

Образложити

4. Безбедност података и заштита поверљивих информација

Овај одељак МОРА бити попуњен ако ваши подаци укључују личне податке који се односе на учеснике у истраживању. За друга истраживања треба такође размотрити заштиту и сигурност података.

4.1 Формални стандарди за сигурност информација/података

Истраживачи који спроводе испитивања с људима морају да се придржавају Закона о заштити података о личности (https://www.paragraf.rs/propisi/zakon_o_zastiti_podataka_o_licnosti.html) и одговарајућег институционалног кодекса о академском интегритету.

4.1.2. Да ли је истраживање одобрено од стране етичке комисије? Да Не

Ако је одговор Да, навести датум и назив етичке комисије која је одобрила истраживање

4.1.2. Да ли подаци укључују личне податке учесника у истраживању? Да Не

Ако је одговор да, наведите на који начин сте осигурали поверљивост и сигурност информација везаних за испитанике:

- a) Подаци нису у отвореном приступу
- б) Подаци су анонимизирани
- ц) Остало, навести шта

5. Доступност података

5.1. Подаци ће бити

a) јавно доступни

✓ б) доступни само уском кругу истраживача у одређеној научној области

ц) затворени

Ако су подаци доступни само уском кругу истраживача, навести под којим условима могу да их користе:

Уз претходну комуникацију и писмено одобрење власника података

Ако су подаци доступни само уском кругу истраживача, навести на који начин могу приступити подацима:

Добијањем шифре од власника података за приступ подацима који су похрањени на Репозиторијуму Универзитета у Новом Саду

5.4. Навести лиценцу под којом ће прикупљени подаци бити архивирани.

Ауторство – некомерцијално

6. Улоге и одговорност

6.1. Навести име и презиме и мејл адресу власника (аутора) података

Мирела Ђуровић, mirela.djurovic@gmail.com

6.2. Навести име и презиме и мејл адресу особе која одржава матрицу с подацима

Мирела Ђуровић, mirela.djurovic@gmail.com

6.3. Навести име и презиме и мејл адресу особе која омогућује приступ подацима другим истраживачима

Мирела Ђуровић, mirela.djurovic@gmail.com