

**ЮГОЗАПАДЕН УНИВЕРСИТЕТ „НЕОФИТ
РИЛСКИ” – БЛАГОЕВГРАД**



ПРИРОДО-МАТЕМАТИЧЕСКИ ФАКУЛТЕТ

Катедра “География, екология
и опазване на околната среда (ГЕООС)”

**РАЗВИТИЕ И СЪВРЕМЕННО СЪСТОЯНИЕ НА
ЛЕДНИКОВИЯ И КРИОГЕННИЯ РЕЛЕФ В
ИЗГРАДЕНИТЕ ОТ МРАМОРИ ЧАСТИ НА ПИРИН**

Илия Пламенов Митков

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

на дисертационен труд за присъждане на
образователна и научна степен "доктор"
в научно направление 4.4. „Науки за Земята”
докторска програма „Природна география”

Научен ръководител:
доц. д-р Емил Гачев

Благоевград, 2019

Дисертационният труд е обсъден на заседание на катедрен съвет на катедра „География, Екология и опазване на околната среда” на Природо-математически факултет при ЮЗУ „Неофит Рилски” – Благоевград, проведено на 06.11.2019г. и завършило с предложение за откриване на процедура по официална защита. Предложението е утвърдено с решение на Факултетния съвет на ПМФ на ЮЗУ „Неофит Рилски” – Благоевград.

Дисертационният труд е с общ обем 239 стандартни машинописни страници. Изложението се състои от пет глави, заключение и използвана литература. Използвани са 164 литературни източника. В текста са включени: 22 таблици, 112 фигури и 4 карти.

Публичната защита на дисертационния труд ще се състои на 08 януари 2020г. от 11:00 часа. в Учебен корпус №4, зала 4401 на открито заседание на научно жури в състав:

- 1) Проф. д-р Ангел Велчев
- 2) Проф. д-р Светла Станкова
- 3) Доц. д-р Петър Ножаров
- 4) Доц. д-р Емил Гачев
- 5) Доц. д-р Красимир Стоянов

Дисертационният труд и всички материали по защитата са на разположение на интересуващите се в Канцеларията на Катедра „География, екология и опазване на околната среда”, каб. 4102 – ет. 1. на учебен корпус № 4, към ЮЗУ „Неофит Рилски“ – Благоевград, улица Полковник Димов 3., 2700 Благоевград.

1. Актуалност на проблема

Актуалността на проблема е свързан с изследване на възникването и съвременното формово разнообразие на релефа в мраморната част на Северен Пирин. Проследяват се основните моменти от развитието на глациалния, криогенния и карстовия релеф през късния глациал и холоцена, довели до неговото съвременно състояние.

Високопланинските територии на Северен Пирин са трудно достъпни, но през послените няколко десетилетия представляват интерес за наши и чуждестранни учени – глациолози, геоморфолози, климатолози и ландшафтоведи. Планинските ледници са много силно чувствителни към изменението на климата в глобален мащаб, а тяхното проучване и наблюдение е от решаващо значение за разбирането и прогнозирането на глобалните промени във високопланинската и полярната среда (Knight, 2006). Редица учени изтъкват особената важност на малките ледничета, разположени в планините в южните части на Европа, като индикатори за съвременните промени на климата, поради тяхната голяма чувствителност по отношение на краткосрочните вариации на климатичните елементи (Grunewald, Scheithauer, 2008, 2010; Hughes 2008).

2. Обект и предмет на изследването

Обект на изследването е мраморната част на северния дял на Северен Пирин, обхващаща главното било в участъка от Суходолски превал на северозапад до седловина Преслапа на югоизток и прилежащите склонове, която е основно изградена от мрамор („високопланински карстов дял“), в това число и речните водосбори, които не са изградени изцяло от мрамор, но в които той има преобладаващо участие или съществена релефоформираща роля – циркус Разложки Суходол, Окаденският циркус,

както и разположените на страничното Синанишко било, Синанишки и Георгийски циркуси.

Предмет на изследването е геоморфоложката структура на изследваната територия с нейното разнообразие от форми, и развитието на морфогенетичните процеси в периода от Последния ледников максимум до настояще време.

3. Цел и задачи на изследването

Целта на настоящото изследване е да се изясни в детайли структурата на глациокарстовия и криогенния релеф на територията и да се разкрият основните особености в съвременната и историческата динамика на морфогенетичните процеси. Във връзка с поставената цел са и набелязаните задачи:

1. Инвентаризиране и класифициране на установеното разнообразие от форми на релефа.

2. Изчисляване и анализиране на морфометрията на циркусите.

3. Подробно изследване на съвременната структура на релефа на територията, в това число съставяне на геоморфоложка карта.

4. Реконструкция на обхвата на максималното плейстоценско заледряване.

5. Изследване на реликтния релеф като индикатор за характера на природните условия в ключови моменти от миналото.

6. Подробно изследване на геоморфоложките и климатичните условия на територията като фактор за протичане на съвременните морфогенетични процеси.

7. Изследване на динамиката на малките фирнови тела в Пирин като индикатор за колебанията в съвременните микроклиматични условия.

8. Изготвяне на прогнози за геоморфоложкото развитие на територията в бъдеще.

Очакваните резултати са свързани с подробното инвентаризиране и категоризиране на геоморфоложкото разнообразие на територията, и с разкриване на водещите фактори за развитието на релефа в миналото и настоящето.

Глава 2. Ледников, глациокарстов и криогенен релеф в мрамори

2. 1. Досегашни проучвания

Първите, макар и частични геоморфоложки изследвания на Пирин, съпътстват геоложките проучвания на П. Янкович (1904). След него Ж. Радев (1920) извършва подобно морфоложко описание на реликтния глациален релеф в планината, а по-късно Х. Луи (1930) в своите геоморфоложки разработки за Пирин прави подробен морфоложки анализ. Въпросът за броя и възрастта на залежаванията на Пирин се засяга в работите на Лиленберг и Попов (1966), Попов (1962, 1964), Чолеев (1981), Велчев и Кендерова (1994), както и в монографиите на Grunewald и Scheithauer (2008, 2011).

Състоянието на съвременните фирнови форми се разглежда в трудовете на Пеев (1960, 1961), Попов (1962, 1964), Груневалд и др. (2008), Grunewald и Scheithauer (2008, 2011), Gachev (2009, 2011); Gachev и др.(2009), Гачев и Гиков (2010); Gachev и Stoyanov (2013); Гачев (2014, 2016), Gachev и др., (2016), Gachev (2017), Gachev и Mitkov (2019).

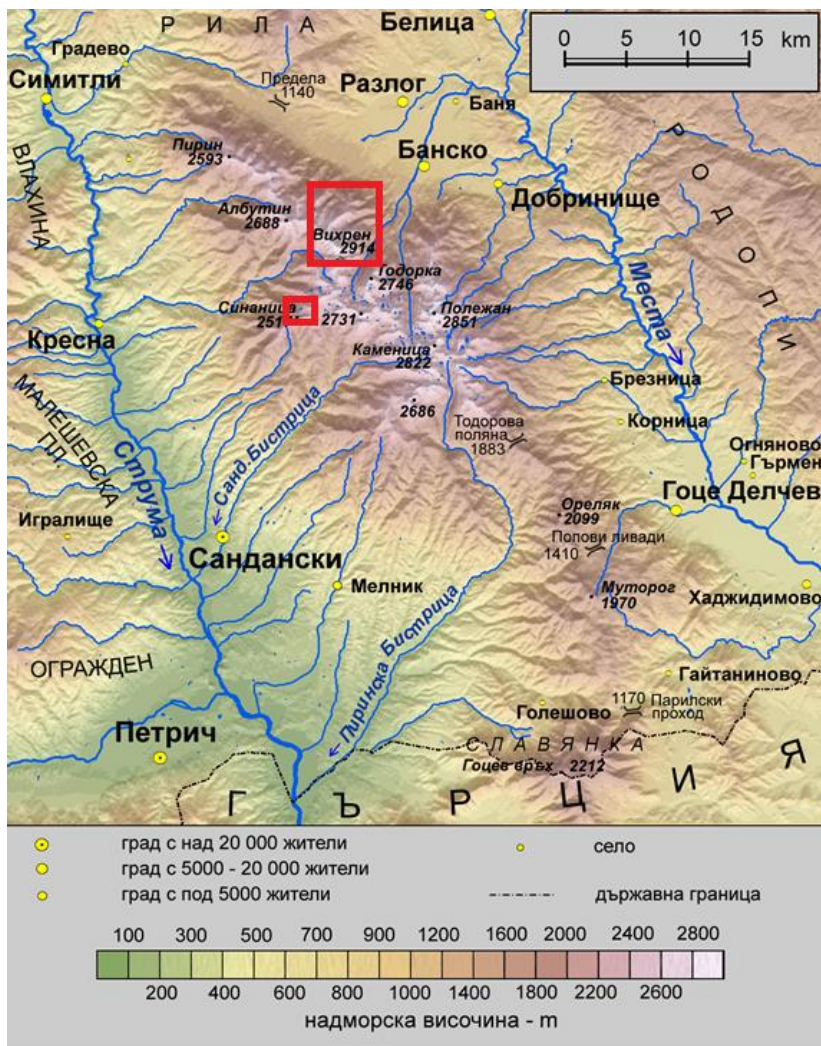
В края на 20 век, след над тридесетгодишно прекъсване, проучванията на Снежника са подновени от германски учени от Дрезден. Те правят измервания на площта на фирновата повърхност през м. септември в годините 1994, 1996 и ежегодно от 1998 до 2007 г (Груневалд и др., 2008). През 2006 г. извършват три

сондажа, изследват свойствата и химичния състав на леда, осъществяват радиовъглеродно датироване на органични частици от фирна и ограждащия го моренен вал (Grunewald и Scheithauer, 2008, 2011; Груневалд и др., 2008) и на базата на това определят „Снежника” като микроледник (Mikrogletscher). Учените осъществяват изследователски проект за реконструкция на палеогеографското развитие на алпийския район около вр. Вихрен. Прилагат се редица методи, като дендрохронологични изследвания, подробни проучвания на почвите с многобройни анализи, включително абсолютна датировка по радиовъглероден метод, наблюдаване на многогодишната динамика на площта на Снежника в циркуса Големия Казан и профилиране на морената под него (Grunewald и Scheithauer, 2008).

2. 2. Характеристика на района на изследване

2. 2. 1. Географски особености

Пирин планина е разположена в западната част на Рило-Родопския масив между долините на р. Струма и р. Места. Главното орографско било на планината се простира в посока север-северозапад - юг-югоизток. Дължината ѝ е около 70 км при средна ширина около 30 - 35 км. На север Пирин се разграничава от Рила чрез седловината Предел (1140 m), а на юг – от Славянка, чрез Парилската седловина (1170m). Съгласно мнението на Георгиев (1991), Пирин се разделя на три части: северен, среден и южен, като Северен Пирин се простира между седловините Предел на север и Тодорова поляна на юг. Канев (1990) аргументира друг обхват на Северен Пирин – между седловините Предела и Бъндеришка порта. Тази подялба авторът мотивира с различията в преобладаващата скална основа: предимно гранит на юг и мрамор на север.



Фиг.1 Географска карта на Пирин планина с границите на изследвания район

Споменатият участък включва най-високите върхове на Пирин - първенецът Вихрен (2914 m), Кутело I (2908 m), Кутело II (2907 m), Бански Суходол (2884 m),

Баюви дупки (2820 m), Каменитица (2726 m), Разложки Суходол (2640 m) и др., както и троговите долини на циркусите до границата им с котловината. В изследваната територия се включва и районът на вр. Синаница със Синанишкия циркус (фиг.1). Тази част няма пряка териториална връзка с разположеното на север високо мраморно планинско било. Затова територията на изследване се разделя на два района: Вихренски и Синанишки. Общата ѝ площ е 109,99 km²

2.2.2. Геоложки строеж

В така обособената територия обхватът на мрамора във Вихренският район е най- голям – от вр. Вихрен до вр. Окаден, като обхваща основно циркусите и по- големите части от троговите долини. На запад мраморите са оградени от гнайси, шисти и амфиболити. Северно от билото силикатните скали се вдават на изток, обхващайки части от циркусите Окаденски и Разложки суходол, като частично достигат и разположения на изток от тях циркус Каменитица. Практически в Окаденския циркус силикатите преобладават, в Разложки суходол разпределението е приблизително наполовина, а Каменитица е почти изцяло от мрамор. На север – североизток по продължението на циркусите с границата им с котловината лежат ледникови и флувиоглациални образувания от валуни, чакъли и пясъци.

Територията на Синанишкият район попада в Добростанската мраморна свита представена от мрамори, калкошисти и шисти. На изток граничи с Луковишката гнайсошистова-шистова свита изградена от гнайси, гнайсошисти, шисти, мрамори и амфиболити и от ледникови образувания: валуни, чакъли и пясъци. (Геоложка карта на България, картен лист Разлог 1:100 000, 1989 г.).

2.2.3. Климат

Пирин планина попада в континентално-средиземноморската климатична област на страната, която се характеризира с чести прояви на средиземноморски циклони през студено полугодие и продължителни периоди с влияние на Азорския максимум през лятото. Климатът в териториите с надморска височина над 1000 m притежава типични планински черти – сравнително ниски температури, по-големи валежи и значителен по продължителност период на снегозадържане, особено във високопланинския пояс. Пирин се отличава с най-голяма диференциация на климатичните условия в България. Средните годишни температури в западното подножие достигат +14°C (Кресна), до едни от най-ниските отрицателни над 2600 m (Велев, 2010).

Средногодишните валежни суми се изменят, като в подножието и пояса до 600 m те са между 500–700 mm, а в най-високите части на Пирин те достигат 1000-1300 mm (Grunewald, Scheithauer, 2010). Между 56 и 60% от валежите падат през студено полугодие (септември-февруари) (Gachev и др., 2016, Gachev, 2017). От наличните данни от минали периоди (табл.4) става ясно, че вертикалният градиент на нарастване вероятно е добре изразен до определена надморска височина, след което намалява или дори добива стойности с обратен знак.

2.2.4. Води

Речната мрежа на Пирин е развита от двете страни на главното планинско било. На изток от него реките се вливат в Места, а на запад текат притоците на Струма. Пирин се отличава с дълбоко всечена речно-долинна мрежа: до 1000–1100 m (Алексиев, 2012). Тя е образувана върху стените на призматичното пиринско тяло. Само долините на реките Демяница, Бъндерица и Пиринска

Бистрица имат субмеридиално разположение (Канев, 1989).

Карстовите води в Пиринската хорстова антиклинала, отнесени към поречието на Места, са обособени в два самостоятелни басейна: Разложки и Гоцеделчевски. Изследваният район се покрива изцяло с Разложкия карстов басейн. Подземните води се подхранват от валежи в зоната на разкритие на мраморите, но получават значително подхранване и от речния отток, формиран в обсега на некарбонатните скали.

2.2.5. Почви

По отношение на почвите в Пирин се наблюдава ясно изразена височинна поясност. В частност за изследвания район, височинният спектър включва кафяви горски, тъмноцветни горски (на 1700-2000 m н. в.) и планинско-ливадни почви (над 2000 m н. в.).

2.2.6. Растителност

Пирин е обособен като самостоятелен флористичен окръг в Илирийската (Балканската) провинция от Европейската широколистна горска област (География на България, 2002), в която са отделени два самостоятелни района: Севернопирински и Средно-Южнопирински. Севернопиринският район се отличава с ясно изразена вертикална поясност. Специално за района на изследването, поясът от смесени (буково-елово-смърчови) гори е развит фрагментарно в подножието край гр. Банско.

Практически от подножието на 900-1000 m, докъм 1600-1700 m н. в. преобладават смърчови и черноборови гори. Над 1600 m се появява черната мура, като над 1850-1900 m н. в. тя става едноличен доминант на горския етаж. От 1900 докъм 2100-2200 m. н. в. се формира преходен пояс на иглолистно редколесие с участието на черна мура

и клек. Над 2150 м се срещат отделни мурови дървета. Горната граница на гората в долината на р. Бъндерица се проследява в района на х. Вихрен (на около 2000 м н. в.), докато по външните склонове, граничещи с котловината, тя плавно се издига до около 2200 м, под влияние на топлите въздушни течения, издигащи се от загорното поле. Субалпийският пояс, където растителността се доминира от клека и сибирската хвойна, се простира от 2100-2200 до около 2500 м н. в.

2.3. Характеристика на типовете релеф

В изследваната част на Пирин са развити няколко основни типове релеф. Поради промяната на климатичните условия в миналото и в настоящето, част от формите са съвременни, а друга част са с реликтен характер, и са образувани при условия, различни от съвременните. Доминиращи за територията са глациалният, криогенният и карстовият типове релеф. Второстепенна роля имат ерозионният и денудационният релеф. Съчетаването в пространството и времето на няколко типа морфогенеза обуславят много разнообразна и сложна съвременна геоморфоложка обстановка в района.

2.3.1. Ледников релеф

2.3.1.1. Основни фактори за заледряване на земната повърхност

За да се образува ледник климатът трябва да е студен, така че падналият през годината валеж във вид на сняг да не може да се разтопи напълно в рамките на същата година. Така излишъкът от сняг се натрупва с годините, образувайки дебели ледени маси. Въпреки че е твърд, и когато е в малко количество се чупи подобно на стъкло, при значителна дебелина и подлагане на голям натиск, ледът придобива пластични свойства и започва да

тече по наклона на терена, подобно на река. Ледниците представляват големи многогодишни струпвания от лед, които се движат под собствената си тежест.

2.3.1.2. Ледници

Ледниците са големи маси от лед с постоянен /несезонен/ характер, които се движат под действието на собствената си тежест. При планинските ледници основен фактор за движение е наклонът на повърхнината. За да се формира ледник трябва да бъде осигурен положителен баланс на снега средно за година или за по-дълъг период – тоест, приходът от сняг с валежите да превишава количеството на снега, стопен под действие на положителните температури и летните дъждове. Както вече беше споменато, това се случва в териториите отвъд снежната граница.

В зависимост от условията на подледниковия релеф планинските ледници биват долинни, билни и склонови. В планините на България плейстоценското заледряване е било основно от долинен тип, но в някои части на Рила са разкрити и следи от шапкови (билни) ледници (Балтаков, 2004; Kuhlemann et al., 2013).

2.3.1.3. Микроледници

Микроледниците (Grunewald, Scheithauer, 2008, 2011), наричани още и *малки ледници* (Gachev et al., 2016), са твърде ограничени по площ и обем тела от сняг, фирн и лед (с площ от половин хектар до няколко хектара и максимална дебелина от няколко метра до няколко десетки метра). По своята същност обаче те са съвременни ледникови образувания, тъй като притежават две характеристики, присъщи за ледниците (Gachev et al., 2016; Gachev, 2017): 1) постоянни са във времето, тоест, не са достигали пълно стопяване в последните няколко века; и 2)

фирново-ледената маса в тях извършва бавно постъпателно движение под действие на собствената си тежест.

2.3.1.4. Ледников релеф

Ледниците са сред най-сериозните релефопреобразуващи сили. Те въздействат върху терена чрез огромната тежест на ледената маса и чрез носените в леда многобройни скални отломки. Както и при другите геоморфоложки агенти, ледниковата дейност има три главни компонента: разрушаване (екзарация), транспортиране на разрушения материал, и отлагане (аккумуляция).

2.3.1.4.1. Съвременен ледников релеф

Към формите на съвременния ледников релеф в Пирин могат да се отнесат вдлъбнатините (депресиите), в които се разполагат двата микроледника, както и образуваните край долната им периферия моренни валове. По-точно е да се каже, че тези валове са криогравитационно-ледникови, тъй като част от скалния материал в тях е отложен чрез плъзгане на блоковете по повърхността на микроледника. Друга част обаче е пренесена вътре във фирновото тяло. Това се доказва от обърнатото наслояване на погребаните почви във вала край микроледник Снежника, установено при направеното през 2006 г. радиоуглеродно датиране (Груневалд и др., 2008), както и от промяната в наклона на седиментните пластове във фирновото тяло на Снежника, установено през 2012 г. (Гачев, 2014, 2016).

2.3.1.4.2. Реликтен ледников релеф

Реликтният ледников релеф включва разнообразие от форми, които се разделят в две основни категории – екзарационни и акумулативни.

Основните екзарационни форми – циркуси и трогови долини, отразяват разположението и разпространението на ледниците в миналото, поради което се използват като индикатори за установяване на палеоклиматичните условия. Размерът на циркусите е отражение на интензивността на екзарационните процеси и криогенното влияние през минали епохи. (Evans, 2006b).

2.3.2.1. Високопланински карст и глациокарст

В науката съществува разлика между понятията високопланински карст и глациокарст. Глациокарстът представлява карст, разпространен върху пространствата, които са били заети от ледници в миналото. Тази дефиниция изключва от глациокарста териториите, които не са били заемани от ледена маса, независимо от надморската им височина. Пространственият обхват на глациокарста достига дотам, докдето са се спускали ледниците по време на максималното плейстоценско залежаване, стига основата да е от карбонатни скали. От друга страна, високопланинският карст се ограничава до високопланинския пояс, където включва всички територии, независимо дали са били залежавани или не.

2.3.3. Криогенен релеф

Криогенният релеф се формира и развива под влияние на мразовите процеси – тоест, на фазовия преход на водата от течно в твърдо състояние и обратно. Криогенните процеси протичат при студен климат, в който обаче няма условия за формиране на ледници. В геоморфологията този тип релеф се нарича и периглациален, в широкия смисъл на това понятие (Slaymaker, 2011). Към него се включват криогенните и крионивалните релефни форми, образувани в алпийския, субалпийския, полярния и субполярния пояс.

Глава 3. Методология

В настоящото изследване е използван набор от методи, които най-главно могат да се разделят на теренни (полеви), камерални и анализ на събрания материал.

3.1. Използвани методи

3.1.1. Теренни методи

В теренните методи е използван полеви инструментариум за събиране на информация от изследвания район. Приложени са две групи теренни методи: експедиционни и стационарни. Изследванията с прилагане на експедиционни методи са проведени на няколко кампании – през септември 2016, август 2017, септември 2018, октомври 2018 г., септември 2019 г. Извършено е цялостно обхождане на проучваната територия в период от няколко сезона/години с цел пълно описание на геоморфоложките форми и картирането им на топографска карта с М 1:10 000.

Стационарните методи включват използване на оборудване за климатични измервания, монтирано на място с цел придобиване на актуална климатична информация.

Експедиционни методи

Теренните експедиции са провеждани в края на лятото и началото на есента, тъй като през този период високопланинската зона е свободна от сняг, метеорологичните условия са сравнително стабилни, и температурите са достатъчно високи за комфортна работа. По време на теренните експедиции са извършвани: геоморфоложко картиране, измерване на големината на микроледници и снежници за текущия период, относително датиране на представителни глациални форми, събиране (даунлоуд) на климатична информация от съществуващата стационарна апаратура.

3.1.2. Камерални и аналитични методи

Камералните методи в дисертационния труд имат две насоки: 1) обработка на резултатите от теренните изследвания; и 2) придобиване на нова информация от дистанционни източници и фондови материали.

Обработка на резултатите от теренните изследвания

Информацията от извършената на терен геоморфоложка картировка е въведена в ГИС, където заедно с другите информационни и картографски източници се използва в разработването на геоморфоложката карта (фиг. 114) Картата беше съставена във финалния етап на камералната работа.

Измерванията на терена дължини и периметри на микроледниците са въведени в ГИС софтуер и са използвани за изчисляване на площите на повърхнината за съответните години. Относителните промени в големината са регистрирани и чрез налагане една върху друга на фотографиите, правени от едно и също място по различно време. За налагането е използван ГИС софтуер.

Глава 4. Съвременно състояние на релефа

4.1. Категоризация и класификация на релефните форми

Класификацията на релефните форми е приета на базата на съществуващите форми на ледниковия и криогенния релеф в района на изследване (таблица 6 и таблица 7). Не всички елементи от представения класификационен модел са използвани в настоящия труд.

Таблица 6. Класификация на екзарационни и акумулативни форми на релефа (Канев 1980)

Глациална дейност		
Екзарационни форми	Ерозия от топящия се ледник	Акумулативни и ледникови форми
Мутонирани скали	Тунелна долина	Странични (латерални) морени.
Висяща долина	Канал на леда	Дънни или основни морени.
Циркусни рамене и долинни рамене	Преливник	Дънни или основни морени.
Огладени скали, мутонирани скали, овчи чела (овчи гърбици).	Ескер	Челни (крайни) морени.
Нунатак	Ками	Стадиални морени.
Трогова долина		Вътрешноциркуските морени
о Стена на троговата долина		
о Дъно на троговата долина		
Ригел		
Циркус		
о Задна стена на циркуса		
о Странич на стена		
о Зона на остър гване		
Карлинг		
Хорн		
Седловина/проход		

Таблица 7. Класификация на криогенни форми
(География на България 2002)

Криогенни форми			
1.Криогенно-гравитационните форми и наслаги	каменни венци	каменни конуси или сипеи	плочници
2.Криокластичните форми	каменните ледници		
3.Крионивалните стационарни форми	крионивални ниши	снежни циркуси	билни вдлъбнати ни
4.Криосолифлукационните форми	почвени нахъмявания и могили	каменни езици	почвени тераси
	каменни дъги	Стъпала	пълзящи блокове
5.Крионивалните гравитационно-коразийни форми	лавинните улеи	лавинните релси	

4.2. Съвременна геоморфоложка обстановка

4.2.1.Морфометрични измервания

Морфометрични измервания са направени на 7 –те циркуса в мраморният дял на С. Пирин, а именно: Казана, Кутело, Бански суходол, Баюви дупки, Каменитица, Разложки суходол и Окаден, както и на циркус Синанина(табл. 22).

4.2.3.Площен дял на основните елементи на релефа

На таблица 8 са показани съотношенията на площта на релефните форми в km^2 , като най-голям дял заема

голият или фрагментарно затревен окарстен склон, следван от скалната стена и подножният сипеи.

Таблица 8. Съотношения на площта на релефните форми в km^2 изчисленията са направени на базата на геоморфоложка карта в мащаб 1:12 500 (фиг. 114).

Форми на релефа	Площ в кв. км.
гол или фрагментарно затревен окарстен склон	6.69
мутонирани скали	0.59
улеи, кулоар	0.2
подножен шлейф , сипеи	3.87
основна скала/скална стена	3.59
морени	2.6
ригели	0.5
склон	8.59

Глава 5. Възникване и развитие на ледниковия, глациокарстовия и криогенния релеф

5.1. Развитие на релефа и климата в миналото

Релефът е продукт на съвкупното действие на вътрешните и външните земни сили. Докато първите са отговорни за образуването на едрите релефни форми, вторите стоят в основата на мезо- и особено на микроформите. Според редица съвременни изследователи високите планини на Рило-Родопския масив, по-специално Рила и Пирин, са претърпели издигане и оформяне в същински планински структури във времето откъм средата на неогена до настояще. Според други автори (Цанков 2000, 2002, 2004, Tzankov and Iliev 2016, Tzankov, 2017), планините на днешната територия на Югозападна България са се издигнали в най-голяма степен през

кватернера. Издигането продължава и днес, както сочат резултатите от изследването на вертикалните движения на земната кора, и активните денудационни процеси в планинските подножия (Канев, 1990; Георгиев, 1991).

Въпреки различните мнения относно началото на същинското планинообразуване, повечето изследователи се обединяват около мнението, че най-голямо орографско изражение споменатите планини достигат през кватернера, и то вероятно през най-късните му фази. В подкрепа на тази теза са изследванията на Kuhlemann et al. (2013), според които възрастта на морените, бележещи максималното заледряване в Рила, е от времето на Последния ледников максимум (24-18 хил. и дори 16 хил. г. преди настояще). В същото време, на редица места има морфоложки индикации за следи от по-старо заледряване – кореспондиращо може би с риската епоха в Алпите, и дори с минделската. В такава светлина се споменават вложените трогове в Рила (Герасимов, 1949; Велчев, 1985) и по долините на реките Бъндерица и Демяница в Пирин (Лилиенберг, Попов, 1966). На основата на различия във фациалния състав на акумулативните моренни отложения, Велчев (1985) изказва хипотеза за трикратно заледряване в Рила и Пирин.

5.1.1. Развитие на релефа и климата в Пирин по време на максималното заледряване, и в периода след Последния ледников максимум

По отношение на обхвата на плейстоценското заледряване, Пирин е значително по-слабо изследван от Рила. От наличните досега наблюдения се налага мнението, че вероятно следите от максималното заледряване, поне що се касае до крайните морени, открити в някои долини, са отложени през вюрмския период. Велчев и Кендерова (1993) и Велчев (1995) споменават

наличието на морени с по-стара възраст – риска, вероятно и минделска (определена на базата на фациалния състав на отложенията), които заемат междудолинните ридове около реките Пиринска Бистрица, Мозговица и Беговица. В тези морени са всечени троговите долини от последното заледряване (вюрм), които достигат по-надолу по склоновете. За предполагаемата вюрмска възраст на крайните морени, установени от Лилиенберг и Попов (1966) в долините на реките Демяница и Бъндерица, както и от автора на тази дисертация в някои долини по северните склонове на Северен Пирин, говори добрата запазеност и слабата степен на изветряне и спояване на акумулативните материали, които по морфология, надморска височина и състояние на отложенията, кореспондират в голяма степен с датиранияте от Kuhlemann et al. (2013) като късновюрмски морени от максималното заледряване в Рила.

5.1.1.1. Реконструкция на обхвата на максималното плейстоценско заледряване

Крайни морени

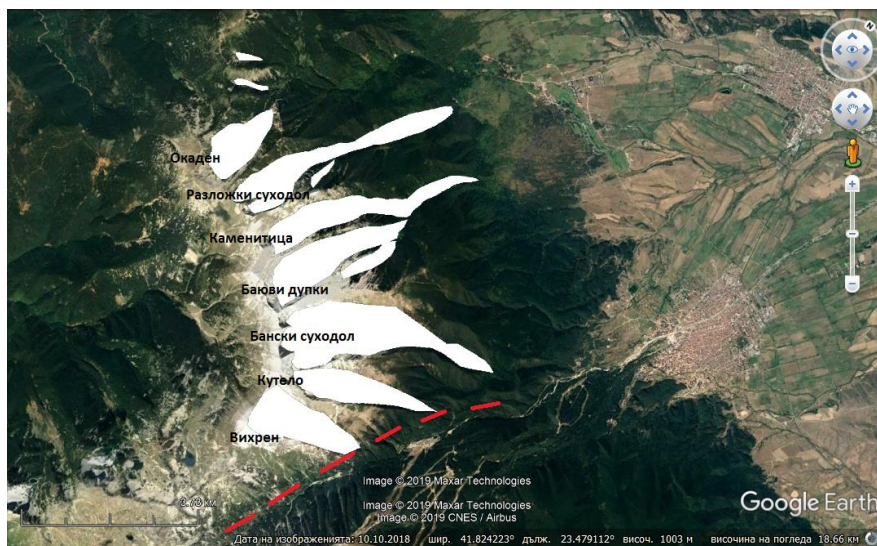
В циркусен комплекс Казаните не са установени ясни следи от крайна морена. По време на максималното заледряване излизащият от циркусите ледник е бил приточен на този в долината на р. Бъндерица (висяща долина), а големите наклони на долината вероятно са довели до изнасяне на моренните материали от Малкия Казан от обилните стопени води. В циркус Кутело фрагменти от моренни материали са установени над база Академика.

Добре запазен сърповиден моренен вал е установен в долината, слизаща от циркус Бански суходол, точно в района на нейното сливане с долина Маклищата. Валът се издига на 10-12 м над съвременното долинно дъно, и е

разкъсан от поройното дере, в което понастоящем протичат води само напролет при топенето на снеговете и при много обилни валежи. По-надолу по долината, след водослива, не са установени доказуеми следи от ледникова дейност. При самия водослив долината, идваща от запад-югозапад от циркуса Бански суходол, влиза под прав ъгъл в идващата от юг по-малка долина, която продължава в посока север до излизане в котловината. Вероятно този прав ъгъл допълнително е затруднил ледника, и е способствал неговото стационариране при водослива.

Пространствен обхват на максималното заледяване

Обхватът на максималното плейстоценско заледяване (фиг.89) е определен на базата на коментираното по-горе разположение на следите от крайни морени, а също и въз основа на промяната в напречния профил на долините (от U-образен във V-образен) и на разположението на циркусните и коритните рамене, установено по теренни материали, топографски карти и сателитни изображения (Фиг. 89). По време на максималното заледяване в изследваната територия е имало 7 долинни ледника, всички със северно, североизточно и северозападно изложение. Общата площ на обхвата на максималната ледникова фаза в мраморната част на Северен Пирин може да се оцени на около 14,9 км².



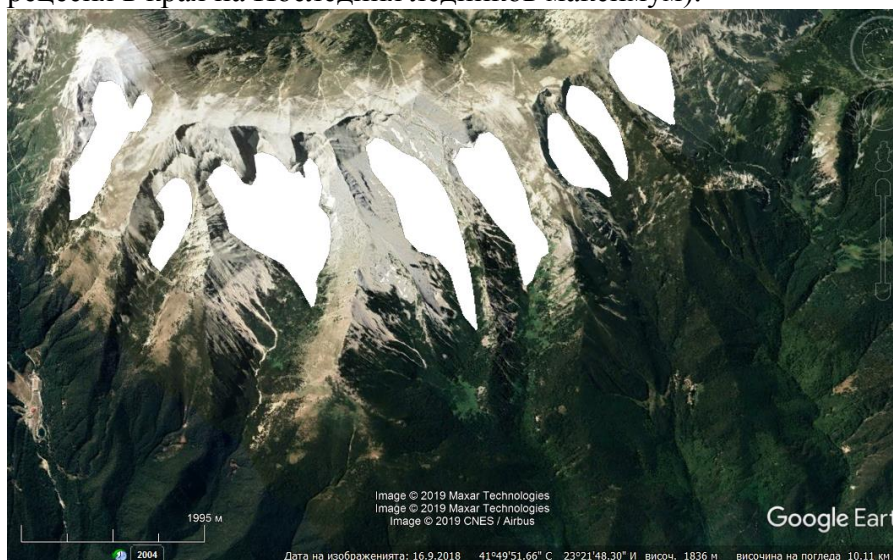
Фиг.89 Обхват на максималното заледряване в сегмента между вр. Вихрен и вр. Албутин(циркус Окаден). С червената прекъсната линия е даден обхвата на Бъндеришкият ледник.

Стадии на деглация

На базата на информацията, придобита от терена и от анализа на топографски карти и сателитни изображения, както и на ГИС анализите, в процеса на деглацията могат да се очертаят най-общо 6 етапа, последният от които може да се приеме за съвременен.



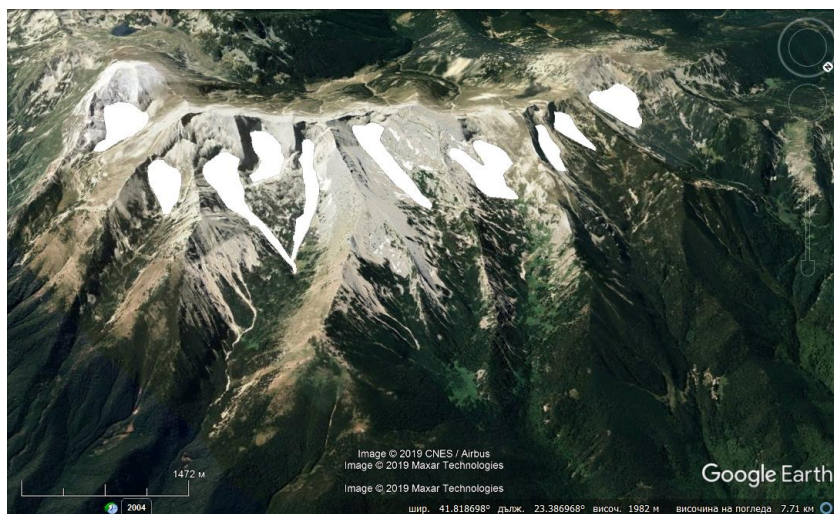
Фиг. 93 Обхват на залеद्याването през първи етап на деглацията – отдръпване на ледниците и стационаране до най-ниско разположените долинни прагове (фаза на бърза ретесия в края на Последния ледников максимум).



Фиг.94 Обхват на залеद्याването през втори етап на

дегласацията – стационаране на ледниците до втори долинен праг (фаза на бърза регресия след края на Последния ледников максимум).

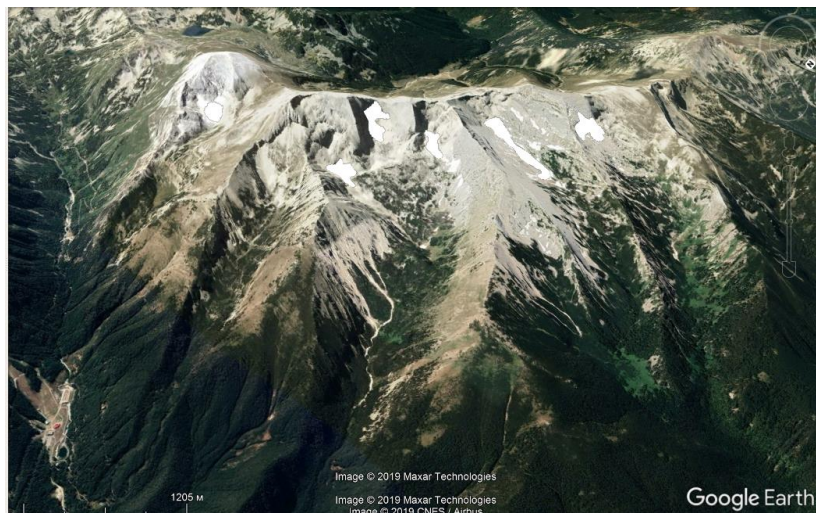
Първите два етапа (фиг. 93 и 94) могат да се свържат с фазата на бърза регресия на ледниците, която настъпва непосредствено след края на Последния ледников максимум. Третият етап (фиг.95), който се асоциира с регресия до установяване на циркусна фаза на заледряване, вероятно може да се адресира към периода 15000-13000 г. ВР (стар дриас, възможно и среден дриас). По време на този етап в циркус Бански суходол ледникът вероятно вече е бил разделен на две в горната си част – на източен и западен ръкав, които са се съединявали долу при главния ригел. При такава обстановка големият праг на 2400-2450 м н. в. вероятно се е подавал над повърхността на ледника и е бил подложен на интензивно мразово изветряве. В четвъртия етап на дегласация (вероятно през младия дриас), ледниците покриват само части от плейстоценските циркуси (фиг.96). Петият етап (фиг.97) съответства на Малката ледникова епоха. През този етап обхватът на заледряването е съвсем малко по-обширен от сегашния – в Големия Казан, както и в средната секция на циркус Бански суходол, ледниците (микроледници) опирали плътно до първия моренен вал. Микроледници съществували също така в източната секция на циркус Бански суходол – до първите морени, и в западната секция, както и в горната част на циркус Баюви дупки („малкото ледниче“). Възможно е през този етап микроледник да е имало и в циркус Каменитица, в скалната депресия, където днес се намира устойчив снежник. Шестият етап (фиг.98) представя съвременното състояние.



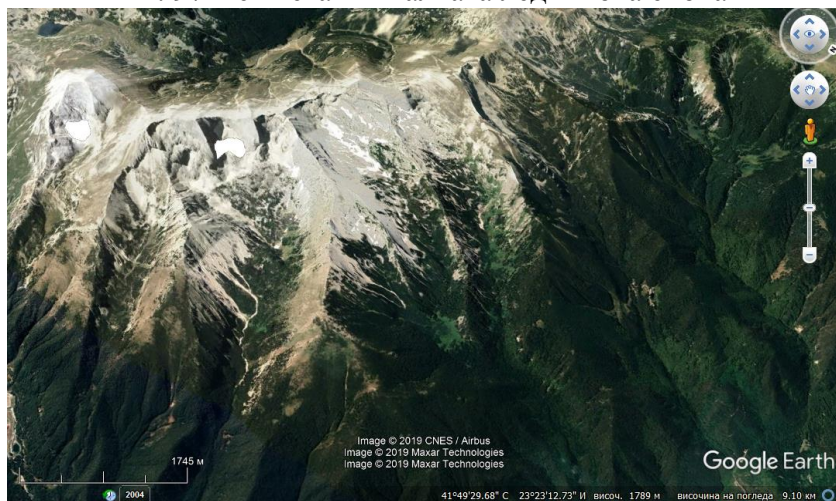
Фиг. 95 Предполагам обхват на залеद्याването по време на стар-среден дриас (15000-13000 г. ВР) (циркусен трети етап)



Фиг. 96 Предполагам обхват на ледниците по време на стадиял млад дриас – четвърти етап (12 800–11 500 кал. год. ВР).



Фиг. 97 Пети етап - Малката ледникова епоха



Фиг. 98 Съвременно състояние на микроледниците
в сев. Пирин

5.1.1.3. Относителна възраст на избрани гляциални отложения.

Опробванията с чука на Шмид са направени на моренните валове в циркусите Големия Казан и Бански суходол, както и при огладени повърхнини (билни седловини и овчи гърбици) в циркус Каменитица. Резултатите от проведените тестове са представени в табличен вид.

Бяха направени общо 1000 опробвания. От тях 625 върху моренни валове, и 375 върху огладени скални повърхнини (фиг. 99). Получените стойности по три вида изчисляване се различават минимално, което говори за представителност на резултатите.

Тестовите показват намаляване на средната R-стойност от горните морени към долните, което говори за по-младата възраст на първите спрямо вторите. Степенната на изветрялост при горните морени е по-малка. Скалите от долните морени са били изложени по-дълго време на изветряне, и затова получените средни стойности са по-ниски.

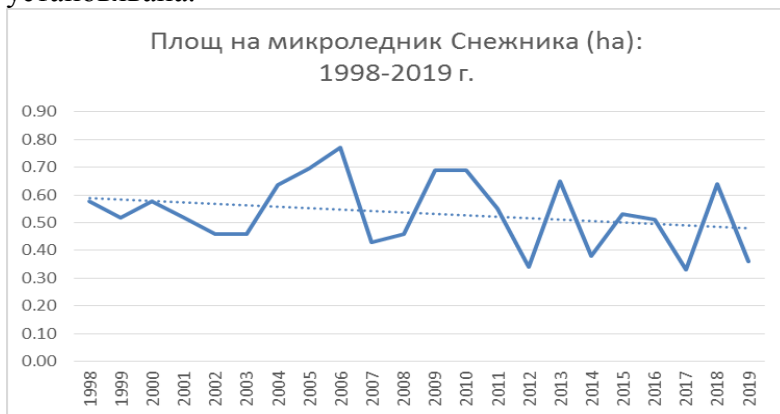
5.2. Съвременни колебания на климата и тяхното отражение върху релефа и ландшафта

Би могло да се приеме, че периодът на съвременни климатични колебания и промени започва през втората половина на XIX век, с приключването на Малката ледникова епоха. Оттогава насам климатът на глобално ниво бележи постепенно затопляне, на фона на което се отбелязват няколко по-хладни епизода. За територията на България през последните 160-170 години средногодишната температура се е увеличила с почти 2°C, като особено голям е темпът на нарастване през периода след 1980 г.

5.2.1.1. Междугодишни колебания в големината на микроледниците

Средната площ на микроледник Снежника за периода 1994-2019 г. е 0,53 ха. За 2009-2019 г. Снежника има средна големина 0,52 ха, а микроледник Бански суходол – 1,16 ха. За целия период на наблюдение големината на двата микроледника показва значителни колебания (фиг. 105 и фиг. 106).

С направените нови измервания вече започва да се очертава дългосрочна тенденция към намаление на площта, каквато в предишните периоди (Груневалд и др., 2008; Гачев, 2014, 2016; Gachev et al., 2016) не е била установявана.



Фиг.105 Размер на микроледник Снежника за отчетеният период



Фиг.106 Размер на Бански суходол за отчетеният период

Тъй като топографските условия в района за този кратък период остават неизменни, обяснението за наблюдаваните промени и колебания трябва да се търси изцяло в климатичните фактори. Сред тях основни са температурата и валежите. Отбелязаната тенденция на намаляване на големината на микроледниците кореспондира с регистрираното повишение на температурите на глобално и регионално ниво.

5.2.1.2. Температура

Данни за температурата на въздуха в района на изследването са налични за вр. Вихрен (от октомври 2014 до април 2019 г., метеорологичен пункт на ЮЗУ „Неофит Рилски“), за заслон „Казана“ (от септември 2011 г.) и за хижа „Вихрен“ (от 2010 г.) (Grunewald et al., 2016).

Средната температура на въздуха на вр. Вихрен периода 23 октомври 2014 г. – 11 октомври 2018 г. е – 1,4°C. Средномесечните температури (таблица 15) показват колебания между –12,4°C (януари 2017 г.) и +8,2°C (юли 2015 г.).

Таблица 15. Средномесечни температури на въздуха, измерени в метеорологичния пункт на вр. Вихрен

Година	Месец												год.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
											-3,8	-6,7	
2015	-9,3	-10,8	-8,0	-4,4	1,5	3,3	8,2	6,8	6,2	0,7	-0,9	-4,1	-0,9
2016	-9,6	-5,2	-7,7	-0,8	-1,3	5,5	7,1	6,1	2,6	-0,8	-4,2	-10,5	-1,6
2017	-12,4	-7,1	-5,9	-5,3	-0,6	5,1	7,3	7,5	3,2	-1,2	-5,1	-8,6	-1,9
2018	-6,9	-8,9	-6,3	-0,6	1,2	3,7	5,9	5,8	3,0	0,0	-2,0	-8,7	-1,2
2019	-11,5	-9,9	-6,1	-	-	-	-	-	-	-			

Средната температура по години е била най-висока през 2015 г. и най-ниска през 2017 г. По отношение на средномесечните температури, вариациите от година в година са значителни за един и същи месец, като най-големи са те през зимата. В наблюдаваната картина не трябва да се търсят тенденции, тъй като периодът на наблюдение е много кратък. По-скоро данните от табл. 15 изразява краткосрочните колебания на климата.



Фиг. 108 Сравнение на температурите при микроледниците за аблационния сезон на 2018 г.



Фиг. 109 Сравнение на температурите при микроледниците за аблационния сезон на 2019 г.

Фиг. 108 и фиг. 109 представя сравнение на температурите при микроледниците за аблационния сезон на 2019 г. за Снежника и Бански суходол. Резултатите показват, че при микроледник Бански суходол освобождаването от снега през лятото става с около месец по-късно от това при Снежника. Основни причини за това са значително по-голямата надморска височина на микроледник Бански суходол (с 200-250 м по-голяма от тази на Снежника) и северното изложение (спрямо източно при Снежника). От графиките също така личи, че през активния сезон с положителни температури и на двете места стойностите, измерени при Бански суходол, са с 2 до 3°C по-ниски от измерените при Снежника по същото време. Когато се сравняват температурните суми на аблация (за дните с температура над 0°C), разликите между двата микроледника стават още по-подчертани.

5.2.1.3. Валежи

Валежите са вторият съществен фактор в динамиката на ледниците (а и на микроледниците като частен случай), като имат двойк ефект. От една страна

снеговалежите през зимата добавят маса – без сняг не би имало и ледници, независимо от това колко ниски са температурите. От друга страна летните дъждове подпомагат топенето. Затова е важно да се знае както общото количество на валежите, така и тяхното разпределение през годината. До времето от 1993 г. насам, валежите при Сандански са съпоставими с тези от по-стари периоди. При вр. Мусала в последните 20 години се отбелязва намаление с около 120-130 mm спрямо по-стария период (Nojarov, 2010). В последните години обаче валежните режими както на вр. Мусала, така и за Сандански, показват някои разлики от по-стария период, дължащи се донякъде на зачестилата проява на големи по количество извалявания с инцидентен характер в отделни дни, които оказват влияние и върху средномесечните суми

5.2.1.4. Връзка между размерите на микроледниците и показателите на климата

В таблица 18 личи съответствие (обратна връзка) между големините на температурните суми при Вихрен и Снежника, и големината на микроледника за съответните балансови години. Все още малкият период на измерванията обаче прави невъзможно извеждането на статистически значими зависимости. Затова при досегашните анализи на връзките между климатичните показатели и големината на микроледниците са използвани екстраполирани данни на базата на информацията от вр. Мусала (Гачев, 2016; Gachev, Mitkov, 2019), както и информация от регионални модели с голям пространствен обхват (Nojarov et al., 2019).

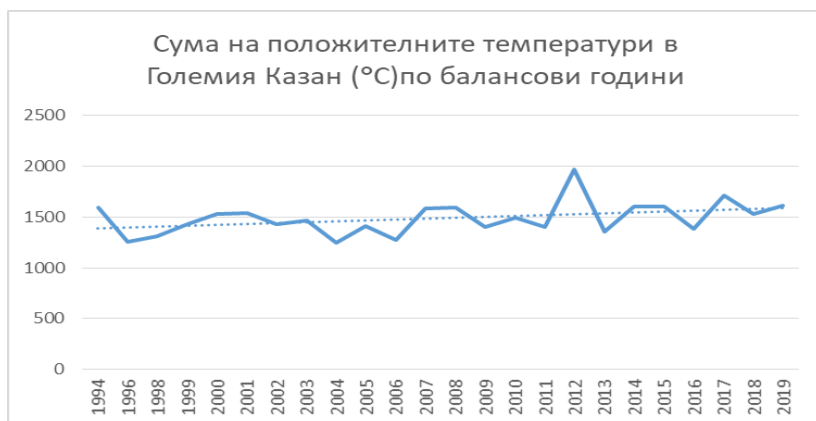
Таблица 18. Средни температури за студеното и топлото полугодие, както и средно за балансова година за периода 2014/15 – 2018/2019 балансова година, съпоставени с площта на микроледник Снежника под вр. Вихрен (Гачев, 2018).

Балансова година	Средна температура - вр. Вихрен	Сума на положителни температури		Площ на микроледник Снежника	Дата на измерване на площта
	[°C]	[°C]		[ha]	
		Вр. Вихрен	Снежника		
2014/2015	-1,3	838	-	0,53	02.11.2015
2015/2016	-0,8	720	-	0,51	15.9.2016
2016/2017	-2,0	849	893	0,33	22.10.2017
2017/2018	-1,4	675	520	0,64	12.10.2018
2018/2019	-	-	731	0,36	17.10.2018

При използване на първия от двата подхода, информацията за температурата в циркус Големия Казан е получена на базата на ежедневните температурни данни, отчетени на вр. Мусала (www.stringmeteo.com), с поправка, съответстваща на разликата в надморските височини на Казана и Мусала при осреднен вертикален температурен градиент (4,07°C според Гачев, 2016). Очертава се сравнително добра корелация между големината на микроледник Снежника и изчисленията на тази база сумати на положителните температури в циркус Големия Казан.

Стойността на корелационния коефициент за периода 1994-2019 г. (24 сезона на наблюдение) е $-0,72$, а за периода 2008-2019 г. е $-0,73$. Изчислените величини за двата периода са твърде близки, а кореспондират добре и с изчислената от Гачев (2016) стойност на същата корелация за периода 1994-2016 г.: $-0,73$. Това сходство на резултатите за различни времеви периоди доказва значимостта на установената зависимост.

Връзката между вариациите на площта на Снежника и другите климатични показатели са по-слаби, или непостоянни във времето (табл.19).



Фиг.110 Суми на положителни температури за надморската височина на Големия Казан, екстраполирани на базата на температурните показатели от вр. Мусала, с корекция за височина съобразно с месечните и годишни температурни градиенти, установени между вр. Мусала и автоматична метеорологична станция „Казана“ (по данни на Гачев, 2016, допълнено с информация за 2016-2019 г.).

5.2.2. Съвременни криогенни процеси

Основен криогенен процес в изследвания район е мразовото изветряне. От гледна точка на своите изветрителни качества мраморът заема междинно положение между гранита, гнайсите и другите силикатни кристалинни скали от една страна, и варовика и карбонатните скали от друга.

5.2.2.1. Опитна оценка на физичното изветряне с чука на Шмид

Общо 375 опробвания са направени в три локации в циркус Каменитица, върху оголени, денудирани скални повърхнини, за да се тества относителната степен на физично изветряне.

R-стойностите за билната седловина в горния край на циркуса (на 2690 m н. в.) имат средна величина 31, от което следва че скалата е подложена на интензивно физично изветряне. Направените тестове с чука на Шмид в самият циркус в района на огладени скални блокове (ригел) на височина 2420 м., показаха средни R-стойности на изветрялост 45. Третата зона на опробване е на височина 2250 м.н.в. в района на още един от праговете, като средната от 125 R-стойности тук има величина 38.

Най-силната изветрялост на скалите на билната седловина се обяснява с липсата на снежна покривка в по-голямата част от годината, при което тя е директно изложена на атмосферните влияния. Другите две локации са разположени в циркусното дъно и са покрити със сняг значително по-дълго. При това, снегозадържането на по-високата локация (ригела на 2420 м н. в.) е по-продължително, отколкото на 2250 м, и това отново води до по-слаба степен на изветрянето.

5.2.2.2. Оценка на мразовото изветряне по климатични данни и морфологична информация

Мразовото изветряне се проявява най-силно в дните, когато температурата се колебае около 0° (дни с преход през 0°C). Особено съществени в рамките на денонощието са преходите от положителни към отрицателни температури, тъй като тогава замръзващата в пукнатините вода се разширява и упражнява максимално рушително действие.

Данните от наблюденията върху температурата на въздуха в циркуса Големия Казан на Попов (1962, 1964) показват, че на надморска височина 2445 м, температурата се колебае около 0° средно в продължение на 88 дни годишно, като в това колебание се наблюдават два максимума – през октомври (7-8 дни) и през май (15 дни). През тези два месеца мразовото изветряване и свързаните с него каменопади са най-интензивни.

За 2017-2019 г. при микроледник Снежника се отбелязват едва 29 дни с преход през 0°C , а за земната повърхност при заслон Казана – около 30 дни. Това показва, че в циркусните дъна, където снегозадържането е 6 до 9 месеца в годината, дейността на мразовото изветряне е силно ограничена. Това добре личи и от слабото (практически отсъстващо) мразово фрагментиране на скалите в циркусните дъна. Там за сметка на това силно личи ефектът на корозията, която е силно стимулирана от продължителното снеготопене (с продължителност в най-усойните места до над 5 месеца).

Обобщено, по отношение на мразовото изветряне повърхнините могат да се степенуват по следния начин:

Максимално мразово изветряне – откритите била и склоновете със северно изложение и умерен наклон ($30-40^{\circ}$);

Значително мразово изветряне – фрагментарно затревени склонове с южно изложение и умерен наклон ($30-40^\circ$); скални стени;

Слабо мразово изветряне – изпъкнали части на циркусните дъна (овчи гърбици). Затревени склонове със слънчево изложение.

Незначително мразово изветряне – циркусни дъна, склонове в горската зона.

Практически без мразово изветряне – долини и долинни дъна в горската зона (фиг.116).

5.2.6.Срутищно-сипейни процеси

Активността на срутищната дейност е свързана със зоните с активно мразово изветряне, в съчетание със значителни склонови наклони. Най-интензивно срутване на материал се наблюдава от скалните стени, там където в тях се наблюдават зони с отслабена здравина на скалата. Това са кулоарите, които са оформени от ерозията на временно-течащите води и лавините в места на тектонски пукнатини и разломни линии.

5.2.7.Крийп

Процесите на крийп са свързани предимно с периодите на замръзване и топене на снежната покривка, и са най-активни през пролетта и есента. Тези процеси са по-осезаеми при наклони над 20° . На места за две години са регистрирани масови премествания на блокове на разстояние до 2-3 и повече метра (Гачев, 2009).

В едно свое изследване за процесите на крийп в Пирин планина (Кендерова, 2018), проследява движенията на плъзгане (крийп) за Голямия Казан и Синаница. При което са изградени 3 вида изпитателни площадки: линии от дървени летви (RK1-RK2 и RK3 в Голям Казан; RS1,

RS2 в Синаница). Площадките са разположени на склонове с наклон - на профили от 15° до 30°

Резултатите предполагат наличието на криогенни (над 2200 m) и хидрогенно пълзене (под 2200 m) в Пирин планина. Площта, режимът и динамиката на склоновете с движения на крийп са свързани повече с локалната експозиция на микроземните форми и по-малко на експозицията на основните склонове. Резултатите от тестовата площадка в Големият Казан показаха, че на северния склон периодът на замръзване е по-дълъг (Кеднерова и др., 2015) и скоростта на движение е по-висока. Съответно, на южния склон, където периодът на замръзване е с месец по-кратък, скоростта на пълзене е с около 0,5 cm / година по-бавна.

Стойностите на натрупване са между 0,96 и 1,06 cm / година, а стойностите на денудация са между 1,06 и 0,98 cm / година. Най-високите промени са измерени през летния сезон на 2016 г., а най-ниските - за периода 2013–2014 г.

5.2.8. Лавинна дейност

Лавините се проявяват през целия зимен период. В зоната над горната граница на гората почти всички склонове в изследвания район са лавиноактивни, с изключение на полегатата повърхнина между циркусите Казаните и Кутело, както и южният склон на вр. Вихрен.

Лавиноопасен район са склоновете на циркуса Големия Казан. Едни от основните причини за бързото сриване на лавини към дъното на циркуса са големите наклони, навяването на снега, образуването на снежни козирки по вихренското било през зимата, липсата на растителност по стената на в. Вихрен (Попов, 1964). В западната част на този циркус снежната покривка се задържа 6 до 7 месеца в годината. „Вечен сняг“ обаче се

запазва само в основата на вихренския склон към неговата подветрена източна и североизточна страна. Пренавяването на снега е типично за зимните месеци януари, февруари и март.

5.2.2.7. Химична денудация

Използвани са стойности на химичната денудация (Попов, 1972), базирани на средния годишен дебит и на дебита, наблюдавани по време на полевите изпитания. Разликите в получените резултати са най-ниски за Пирин, където данните за потока за август са почти същите като средните годишни данни. Тези наблюдения имат подчертано методическо значение при изследванията на химичната денудация, тъй като те показват, че в карстовите високопланински райони измерванията, направени през лятото, могат да се считат за близки до средните годишни стойности (Попов и др., 1972).

5.3. Бъдещо развитие – прогнози

Релефът е сложна система, за развитието и динамиката на която са отговорни много фактори. Затова и прогнозирането на развитието на природната среда е трудно, тъй като трябва да се отчитат множество взаимосвързани показатели.

Глобалната тенденция към затопляне на климата, проявяваща се особено силно в последните няколко десетилетия, намира израз и в климатичната информация от високите планини на България. И в трите ни високопланински станции е отбелязано чувствително повишение на средногодишните температури. За вр. Мусала повишението за последните 30 години е 0,5°C/десетилетие. Увеличението е най-чувствително през летните и през зимните месеци, докато през някои месеци

на пролетта и есента дори се отбелязва известно понижение (Ножаров, 2010).

В динамиката на площта на микроледник Снежника се наблюдават няколко периода с различни тенденции – след години с много малка площ през периода 1994-2003 г., следва период с големи размери – от 2004 до 2011 г., и след това етап с променлива големина и предимно малки размери, на фона на една стабилна тенденция към затопляне, регистрирана на вр. Мусала (данните за температурата, получени от вр. Вихрен за периода 2014-2018 г. не показват затопляне, но периодът на наблюдение все още е твърде малък). В качеството на решаващ фактор за тези противоречиви тенденции са зимните валежи, които в периода 2004-2012 г. са значително по-големи, отколкото в другите периоди. След 2010 г. се откроява ясна тенденция на намаление на площта на Снежника, която се наблюдава и при микроледник Бански суходол.

Обобщени резултати и заключение

В мраморния дял на Северен Пирин циркусите са сравнително малки по площ (с изключение на Бански суходол), но със значителна дълбочина. Причината за това е окаerstenата карбонатна скална основа. При карбонатна скална основа степените води понират в скалата, и ледникът „стърже” на сухо. Изключително ниската скорост на плъзгане води до претрупване със снежна маса, и оттам до преудълбаване на склона. В резултат са се формирали предимно къси, но много дълбоки циркуси.

При проведените изследвания бяха установени и картирани следи от стадиални и крайни морени. На базата на информацията, придобита от терена и от анализа на топографски карти и сателитни изображения, както и на ГИС анализите, в процеса на деглацията могат да се

очертаят най-общо 6 етапа, последният от които може да се приеме за съвременен.

Първите два етапа, могат да се свържат с фазата на бърза регресия на ледниците, която настъпва непосредствено след края на Последния ледников максимум. Третият етап, който се асоциира с регресия до установяване на циркусна фаза на заледряване, вероятно може да се адресира към периода 15000-13000 г. ВР (стар дриас, възможно и среден дриас). По време на този етап в циркус Бански суходол ледникът вероятно вече е бил разделен на две в горната си част – на източен и западен ръкав, които са се съединявали долу при главния ригел. При такава обстановка големият праг на 2400-2450 м н. в. вероятно се е подавал над повърхността на ледника и е бил подложен на интензивно мразово изветряве. В четвъртия етап на деглация (вероятно през младия дриас), ледниците покриват само части от плейстоценските циркуси. Петият етап съответства на Малката ледникова епоха. През този етап обхватът на залеद्याването е съвсем малко по-обширен от сегашния – в Големия Казан, както и в средната секция на циркус Бански суходол, ледниците (микроледници) опирали плътно до първия моренен вал. Микроледници съществували също така в източната секция на циркус Бански суходол – до първите морени, и в западната секция, както и в горната част на циркус Баюви дупки („малкото ледниче“). Възможно е през този етап микроледник да е имало и в циркус Каменитица, в скалната депресия, където днес се намира устойчив снежник. Шестият етап представя съвременното състояние.

Чрез обособяването на прагова система (набор от няколко прага) в циркусите на мраморната част на Северен Пирин, авторът доказва, колебанията в развитието на циркусите и троговите долини. При

интергласиално време или времето когато ледникът отстъпвал в троговата долина и заемайки все по-висока надморска височина, образувал праг, който не можел повече да премине. Причините за образуването на праг, са климатични, геоложки или топографски, тогава ледникът е спирал да преминава този праг. След това той е започвал повторно да преуформя и преудълбава леглото/ дъното на циркуса в което се намира.

Тестовите от Шмид Хамъра показват намаляване на средната R-стойност от горните морени към долните, което говори за по-младата възраст на първите спрямо вторите. Степенната на изветрялост при горните морени е по-малка. Скалите от долните морени са били изложени по-дълго време на изветряне, и затова получените средни стойности са по- ниски. Стойностите за долния вал в циркус Бански суходол и сърповидния вал в циркус Големия Казан са еднакви, което свидетелства в полза на хипотезата за еднаквата възраст на тези форми.

Направените изследвания на морените при микроледник Снежника от Grunewald и Scheithauer (2008, 2011) показват, че най-вероятно валът при Снежника е оформен в сегашния си вид през Малката ледникова епоха, а сърповидният вал в средата на циркуса – вероятно през младия дриас (Grunewald, Scheithauer, 2008, 2011). По аналогия външният от двата вала на морената непосредствено до микроледник Бански суходол може да се отнесе към Малката ледникова епоха. Съответно, вътрешните части на вала при Снежника и вътрешният от двата вала на морената при микроледник Бански суходол могат да се приемат за съвременни, или формирани в последните десетилетия. И при двата микроледника се наблюдава формирането на нови валове, разположени още по-близо до фирновата повърхност. Този процес прогресира в последните години, като това е установено

лично от автора на дисертацията при теренните изследвания.

По- стръмните склонове със север-североизточна експозиция са резултат от закономерно явление, свързано със стадиалното отстъпване на снежно-фирновите маси в циркусите през времето на вюрмското заледряване по посока на задната стена на циркусите. А също така и различното му по интензитет мразово и корозионно разрушение през различните фази на последното заледряване. Различното проявление на съвременните морфологични процеси в циркусите са свързани с експозицията, наклона, овлажняването на склоновете, неравномерното натрупване на снежни маси през зимата и интензивното корозионно действие на снежните води по дъната на циркуса. По склоновете и по – билата действа основно мразовото изветряне, тъй като тези части на циркусите са с големи наклони, сняг и лед се задържа по трудно и те са изложени постоянно под действието на екзогенните процеси. Мразовото изветряване и въобще физическото изветряване, протичащо при типичния високопланински климат на циркусите преобладава над корозията.

Ефектът на мразовото изветряне е силно диференциран в зависимост от експозицията. При южно изложение топенето на снега протича значително по-рано, а свободният от сняг период е доста дълъг, което позволява развитието, макар и фрагментарно, на тревна растителност, която намалява ефектите от мразовото изветряне. Обратно – на сенчести открити склонове и северно под билата, където няма условия за дълго задържане на снега, мразовото изветряне има максимална сила. Много е интензивно то и на самите открити била, независимо от значителната продължителност на слънчевото греење там.

Лавините през зимата и поройните валежи през лятото и понякога в началото на есента се проявяват като значителна релефообразуваща сила по склоновете. Корозията или химичната денудация е свързана със дъната на циркусите където се намират и оголени от екзарацията части, където наклоните са по – малки, а основната скала е разкрита. Лавините сриват снега от склоновете и го натрупват по дъното на циркуса, с което благоприятстват по-интензивното развитие на корозионните процеси. Те играят ролята на метла, която помита и отнася изветрелите скални маси. Така, оголвайки склоновете, те допринасят за сравнително по-интензивната проява на мразовото изветряване.

Анализирани са данни от химическата денудация в района от които следва да се подчертае, че химическата денудация е основен фактор, който е отговорен за унищожаването на карстовите зони. Основните карстови зони са зоните около дъната на циркусите където се образуват въртопи, ували и кари. В зоните около ригелите и мутонираните скали пък се намират и пещерите, пропастните пещери в циркусите. Най- често снежните петна завършват с въртоп, тъй като при разтопяването и изтичането на водите те понират в тези части на снежниците.

И при двата микроледника се очертава изразен тренд на намаление на площите. Този тренд е във връзка с температурните показатели. По-директна е връзката между големината на микроледника и сумата от положителните температури в близост до самото фирново тяло. При сравняване на екстраполираните данни за температурни суми се получава изключително силното влияние на микроклиматичните условия за съществуването на микроледниците.

Най-вероятният сценарий за бъдещето развитие на микроледниците е, при който покачването на температурите продължава със същите темпове, а зимните валежи бележат нарастване в следващото десетилетие, след което започват трайно да намаляват. При тази прогноза се очаква до 2045 г. микроледникът да започне да се стопява напълно в години с под средно количество на зимните валежи, а до 2085 г. да изчезне напълно, тоест, да се стопява всяко лято.

При повишаване на температурите и съкращаване на периода на снегозадържане се очаква засилване на ефекта на мразовото изветряне в рамките на циркусите, и активизиране на срутищната дейност. В същото време, в по-ниските части мразовото изветряне ще отслабне, поради повишаване на горната граница на гората, нарастване на дължините на вегетационния период и допълнително обрасване в субалпийската зона.

Направеното изследване показва колко специфична, и даже различна на фона на общите тенденции на климатични промени може да бъде реакцията на природата на регионално и локално ниво. Макар и много малки по размер, микроледниците в Пирин планина продължават успешно да оцеляват в условията на доказано покачващи се температури. Това е показателно за голямата относителна стабилност на микроклиматичните условия в циркусите на нашите високи планини, и дава една все още оптимистична прогноза съхраняването на природното богатство в тези места, поне за близкото бъдеще. В контекста на повишаващите се летни температури може да се очаква намаляване на средната им големина, но в случай че зимните валежи са около и над нормата, тази тенденция може и да не се прояви силно. Вероятно обаче при продължаващо нарастване на температурите и при устойчивото им задържане над определена прагова

стойност ще се стигне до деградирането на постоянните снежно-фирнови форми (микроледници) и във временни (снежници). Може да се предположи че температурни суми над 2100°C ще застрашат сериозно съществуването на микроледниците. При такива топлинни условия те ще „преживяват“ лятото само при зимни валежи над нормата.

Основни научни приноси на дисертационният труд

Резултатите от проведените в съответствие с целта и задачите на дисертационния труд изследвания и теренни проучвания са обобщени в следните основни научни приноси:

1. Извършено е задълбочено изследване и детайлна картировка на релефа във високата част на изграденият от мрамори дял на Северен Пирин, и е съставена подробна карта на различните типове релеф.

2. Разработена е методика за реконструкция на глациалния релеф от максималното залежаване.

3. Разработена е и е обоснована нова хипотеза за стадиялната деглация на базата на праговото развитие на ледниковите долини и анализа на разположението на морените.

4. Адаптирана е и е приложена методика за изследване на физичното изветряне с чук на Шмид за първи път в геоморфоложко изследване в мраморната част на Пирин.

5. Допълнени са резултатите от многогодишните микроклиматични и глациоложки наблюдения в района на връх Вихрен в Пирин.

Списък на публикациите свързани с темата на дисертационния труд:

1.Митков, И., Епикарст – същност и фактори за формиране. XXV Международна научна конференция за млади учени. Сборник научни трудове 2016г., 115 стр.

2.Mitkov, I., Gachev, E. Age of glacial relief as an indicator of the intensity of tectonic movements in Southwestern Bulgarian Mountains““ PhD Student Scientific Session of the FMNS – 2016, 67-74 p.

3.Gachev,E., Mitkov,I., Karstification in the mountains Durmitor (Montenegro) and Pirin (Bulgaria) and its expression in surface landforms, Romanian Geomorphology Symposium 2017. p. 50-53. ISSN 2559-3021;

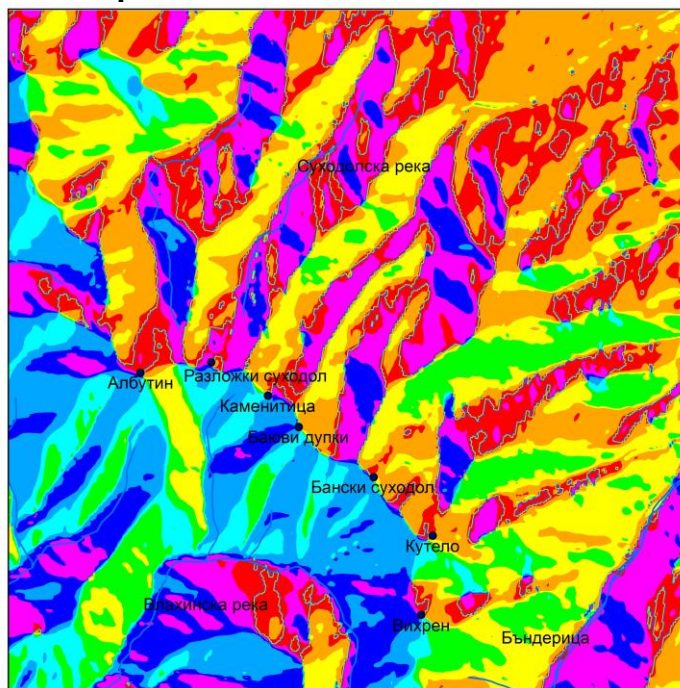
4.Митков И., Гачев. Е.,Сравнителен анализ на глациалният релеф в Рила и Пирин планина на базата на сателитни изображения и карти. XXVI Международна научна конференция за млади учени. Сборник научни трудове 2017г., 177 стр.

Благодарности

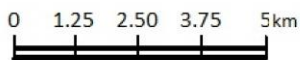
Най - напред искам да изкажа своите искрени благодарности на научния ми ръководител - доц. д-р Емил Гачев за ценните съвети, напътствия и цялата оказана помощ през всичките години на моето обучение. Благодаря за подкрепата, мотивацията и търпението по време на докторантурата ми. Без знанията и уменията на научният ми ръководител, настоящият дисертационен би бил трудно реализиран.

Благодарности изказвам на всички преподаватели от катедра „География, екология и опазване на околната среда ”, тъй като всеки от тях е допринесъл за моето развитие.

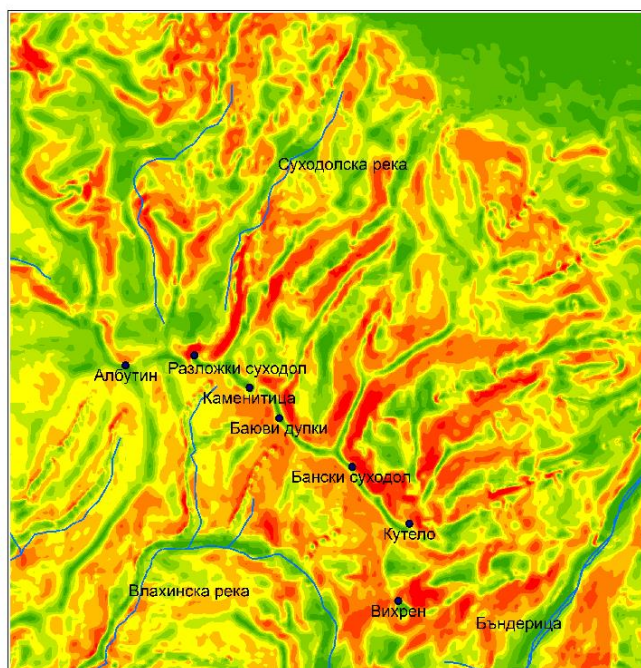
Приложения



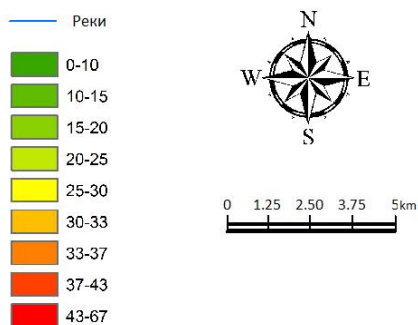
Експозиция на склоновете



Фиг. 111 Експозиция на склоновете в изследвания район



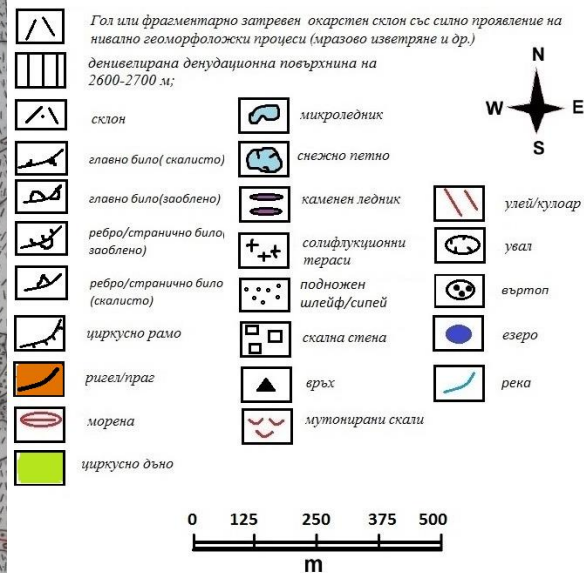
Наклон на склоновете в градуси



Фиг. 112 Карта на наклоните на склоновете в градуси



Легенда



Фиг. 114 Отрязък от геоморфоложка карта, района на Баюви дупки, Бански суходол и Кутело в мащаб 1:12 500