

570  
1957 VIII



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია  
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ვახუშტის სახელობის  
გეოგრაფიის ინსტიტუტის  
შ რ მ ე ბ ი

ტ. VIII

ფიზიკა-გეოგრაფიული სერია  
ქვემო ქართლი

Т Р У Д Ы  
ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ им. ВАХУШТИ

т. VIII

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ  
НИЖНЯЯ КАРТЛИ

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა  
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

თბილისი — 1957 — ТБИЛИСИ



საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია  
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ვენუზის სხელოვის  
გეოგრაფიის ინსტიტუტის  
შ რ მ ე ბ ი

ტ. VIII

ფიზიკა-გეოგრაფიული სერია  
ქვემო ქართლი

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ ИМ. ВАХУШТИ

Т. VIII

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ  
НИЖНЯЯ КАРТЛИ

7362

7362

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა  
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

თბილისი — 1957 — ТБИЛИСИ





Л. И. МАРУАШВИЛИ

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧАСТИ НИЖНЕЙ КАРТЛИ

(бассейны рр. Храмы выше с. Арухло и Алгети выше с. Марнеули)

### I. Введение

#### А. Общие данные

«Нижняя Картли» — историческое название одной из южных провинций Грузии, занимающей бассейн правых притоков Куры — рр. Храмы и Алгети. Ее территория объединяет административные районы — Цалкинский, Тетри-Цкаройский, Дманисский, Болнисский, Марнеульский. Северной природной границей Нижней Картли является Триалетский хребет, южной — Сомхитский хребет. Западная граница проходит по водораздельным гребням Мокрых гор и северной части Самсарского хребта, отделяющим интересующий нас район от Джавахети. На востоке территория Нижней Картли переходит на левобережье Куры, захватывая Караязскую степь (Гардабанский район) и достигая юго-западного края Иорского плоскогорья.

В предлагаемом очерке освещаются геоморфологические и палеогеографические особенности лишь той части Нижней Картли, которая занимает бассейн среднего и верхнего течения р. Храмы и бассейн р. Алгети — территорию, охваченную наблюдениями автора в процессе работ комплексной экспедиции Института Географии имени Вахушти в 1954 г. Остальные части Нижней Картли обследовались другими группами той же экспедиции — бассейн р. Машавери группой Н. Е. Астахова, а низинная часть, лежащая на обоих берегах Куры — группой Д. В. Церетели. Следует оговориться, что район Нижней Картли изучался автором в продолжении ряда предшествующих лет, как восточная часть Южно-Грузинского вулканического нагорья, которому посвящена его докторская диссертация.

Таким образом, предметом предлагаемой статьи является пространство от Триалетского хребта на севере до Храмско-Машаверского водораздела на юге, и от Мокрых гор и Самсарского хребта до Борчалойской равнины на востоке. Орографически оно охватывает части Южно-Грузинского вулканического нагорья (Цалкинскую котловину, лавовые плато Молоотовское, Гомаретское, Беденское, Нижне-Картлийское, восточные склоны Мокрых гор и Самсарского хребта) и Малого Кавказа (южные склоны Триалетского хребта, Средне-Храмская горная группа). Крупнейшими населенными пунктами в пределах рассматриваемого района являются сс. Цалка, Манглиси, Тетри-Цкаро и др.

#### Б. Геоморфологическая и геологическая изученность района

Первое научное описание рельефа Нижней Картли мы встречаем в сочинении грузинского географа XVIII века Вахушти Багратиони [53, 59]. Он же дал и первое крупномасштабное и детальное картографическое

изображение этого района [60]. Следует заметить, что Нижняя Картли описана и изображена у Вахушти лучше всех других частей Грузии и данное обстоятельство станет вполне понятным, если вспомнить, что Вахушти лично являлся «спасателем» (командующим войсками) этого района, носившего в то время название «Медиане дроша» (передовое знамя) и вместе с Гиви Туманишвили произвел статистическую перепись его населения.

Описание Нижней Картли занимает в «Географическом описании Грузии» Вахушти значительное как по объему, так и по научному значению место. Описание это подразделяется на ряд подглав соответственно территориальным единицам, большей частью совпадающим с бассейнами горных рек или орографическими единицами вогнутого типа (горными долинами, котловинами и т. п.). Описываются следующие территориальные единицы: Бердуджи (бассейн р. Дебеды без Лорийского района), Сомхити (бассейн нижнего течения р. Машавери и его правых притоков), Ташири (Лорийское плато или бассейн р. Дзорагет), Абоци или Кайкули (бассейн истоков р. Зап. Арпа-чай), Дбанис-хеви (бассейн верхнего течения р. Машавери), Зуртакети (бассейн р. Карабулах или Гомаретское плато), Триалети (бассейн верхнего течения р. Храми — современная Цалка), Кциис-храми (ущелье среднего течения Храми между Цалкой и Борчалойской низиной), Алгети (бассейн р. Алгети), Сквирети (бассейн р. Вере, впадающей в Куру в пределах города Тбилиси), Бостан-калаки и Гареджийскую возвышенность с Караязской степью.

Из положительных орографических единиц у Вахушти названы следующие хребты и отрезки таковых: Абоцкий (соответствует Безобдальскому или Бзовдальскому хребту), Эреванский (соответствует всей горной системе Малого Кавказа), Бердуджский (Бабакар), Лелварский и Локский (части Сомхитского хр.), Ирджанский или Карагаджский, Кечутский, Бололский, Шанбианский и Узарианский (части Мокрых гор), Лукусский (Шиндляр), Клдэкарский, Арджеванский, Торский, Шарвашетский, Дидгорский и Схалнарский (части Триалетского хр.), Лаква (Желтая гора), Бендери (Беденский хр.), Квирикетский (гряда, отделяющая Гомаретское плато от Молотовского), Яглуджа. Из отдельных горных массивов перечислены Бардзимис-мта (г. Самсар), Тавкветили, Чикиани (Коюн-даг), Хевгрма (Дали-даг), Шаори (Кер-огли), Шавнабади, Ломта-гора, Самеба, холм Коджорской крепости.

В описании Кциис-храми грузинский географ дает интересный для своего времени опыт морфометрической характеристики вогнутых форм рельефа и в частности ширину и глубину выработанного в лавах скалистого каньона р. Храми.

Из равнин Вахушти упоминает Ташири (Лорийское плато), Абоци, Дисвели (лавовое плато между средними течениями рр. Храми и Машавери), Сарванское поле.

В географическом атласе Вахушти дается детальное картографическое изображение «части Картли, находящейся южнее Куры» в масштабе приблизительно 1 : 400.000 (второй вариант атласа, вычерченный в 1742—43 гг.). На карте очень подробно нанесены гидрографическая сеть и населенные пункты вплоть до мельчайших речек и сел. Даны также границы территориального деления, соответствующие тексту сочинения (см. выше). Рельеф изображен способом «кратовин». Карта позволяет различать основные горные хребты района — Триалетский, Сомхитский, Мокрые горы и другие, хотя их общие наименования здесь не фигурируют. Одним из научных достоинств как карты, так и сочинения Вахушти следует считать наличие в них богатого топонимического материала.

который находит применение и в современной географической литературе.

Труды Вахушти Багратиони лишь частично нашли своевременное применение: карты его неоднократно использовались картографами России и Западной Европы, но географическое сочинение грузинского ученого в течение почти 100 лет оставалось непереуведенным на европейские языки и поэтому не было известным широкому кругу ученых.

Во второй половине XVIII века интересующий нас район был задет маршрутными исследованиями русской академической экспедиции под руководством И. А. Гильденштедта, а еще раньше—в первой половине XVIII в. исследованиями Ж. П. Турнефора и других путешественников, но все эти исследования носили мимолетный характер и дали очень немного для познания рельефа и геологического строения района.

Только во второй половине XIX века, в результате инструментальных крупномасштабных съемок, предпринятых русскими властями Кавказа и геологических исследований, развернутых Кавказским горным управлением, в научной литературе появляются стоящие на уровне современности данные о рельефе и геологической структуре Нижней Картли. Заслуживают быть отмеченными орографические и топографические описания, составленные И. Ходзько, В. Лисовским [31], В. Филипповым [51], Н. Салацким [46] и другими авторами на основании верстовой топографической съемки. Основоположником геологического изучения района явился Г. Абих [1,2,3], вслед за которым геологические исследования на территории Нижней Картли производят Г. Цулукидзе [54], С. Симонович [47] и др.

В вышеперечисленных топографических описаниях русских авторов рельеф Нижней Картли рассматривается преимущественно с точки зрения его внешних или, как мы сейчас говорим, морфографических качеств, хотя в некоторых из этих работ (напр., у Н. Салацкого и В. Филиппова) замечается и тенденция генетического подхода к рельефу. Геологические работы Г. Абиха, Г. Цулукидзе и др. создавались в пору господства плутонитической гипотезы и обнаруживают склонность к преувеличению роли вулканизма в формировании структуры и рельефа Южной Грузии в целом, включая сюда и Нижнюю Картли. Следует отметить, что тенденция эта держалась среди исследователей района до самых недавних времен.

Г. Абих [1,2,3] дал первое в европейской научной литературе развернутое описание орографического строения и литологии всего Закавказского (по тогдашней терминологии «Армянского») вулканического нагорья. В географических рамках нашего района ему принадлежит определение основных структурно-орографических единиц—меридиональных вулканических рядов Самсарского хребта и Мокрых гор, лавовых покровов Цалки и других плато Храмского бассейна, складчатых систем Триалетского и Сомхитского хребтов. Находясь под влиянием плутонитической гипотезы, Абих преувеличивал значение вулканизма и принимал за центры вулканической деятельности многие образования, которые таковыми не являются. Несмотря на этот недостаток, неизбежный для геологических трудов, написанных в XIX веке, сочинения Абиха «К геологии Армянского нагорья», «Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом» и др. являются классическими произведениями региональной геологии.

Г. Цулукидзе [54] в работе «Геологические исследования в области речных долин Алгетки и Храма» при объяснении генезиса ряда форм рельефа в области распространения молодых лав решающее значение

придает вулканическому фактору. Так, например, он считает маарамы вместилища озер Салюглы-гэль на Дманисском плато и Башковского в Цалке и насчитывает около 70 вулканических центров вдоль восточной подошвы Мокрых гор, между Дманиси и Цалкой.

В советское время изучением рельефа и геологической структуры Нижней Картли занимаются В. И. Кавришвили [25], В. В. Акимцев [4], П. И. Желтов [18], П. Д. Гамкрелидзе, Т. Г. Казахашвили [26], Б. П. Беликов [7], С. П. Кузьмин [29], В. В. Богачев, С. И. Ильин [24], В. Г. Грушевой, В. Эдилашвили, Г. М. Заридзе [22, 23], К. Н. Паффенгольд [40, 41, 42] и другие.

Часть исследователей советского периода продолжает стоять на позиции признания вулканизма за главный геологический фактор, определивший морфологию и структуру района, но одновременно с этим начинается накопление фактических данных, свидетельствующих о неверности такой установки. Выявляются геологические разрезы, показывающие дислоцированность молодых вулканических толщ; опровергаются взгляды о наличии центров вулканической деятельности в ряде местностей; изучаются следы древнего оледенения на высочайших горных массивах района и т. п., чем подготавливается почва для коренного пересмотра всей геологической и геоморфологической концепции, культивировавшейся со времен Абиха.

Факты нарушенности молодых вулканических толщ Южной Грузии получали вначале неправильное толкование. Так, В. В. Богачев и С. А. Кузьмин [29] объясняли складчатость в лавах Цалки не тектоникой, а другими факторами — первый «давлением лавового потока», а второй рельефом подстилающей поверхности. Уже П. И. Желтов [18] высказывал подозрения относительно тектонической природы этих нарушений, образующих, по его словам, систему брахантиклиналей и брахисинклиналей. Впоследствии складчатая сущность нарушенного залегания лавовых покровов Цалки была обоснована на ряде геологических разрезов автором настоящей статьи [61], а небольшой район близ районного центра был освещен Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [22, 23].

Проблема размещения вулканических центров в рассматриваемом районе привлекала внимание многих исследователей и являлась предметом весьма разноречивых представлений. Большинство авторов проявляет склонность к повсеместному нахождению таких центров, либо повторяя мнения предшествующих исследователей, либо дополняя их указания на новые пункты. Помимо двух основных меридиональных рядов центральных вулканов—Самсарского и Мокрых гор—центры вулканической деятельности указывались в пределах Нижней Картли в Цалке [29, 7, 25], на хр. Бедени [26], на г. Самеба близ с. Чхиквта [25], на Гомаретском плато [25], на холме Бусукала к северу от Дманиси [25] и т. д. Противоположную точку зрения высказывал К. Н. Паффенгольд [40] который отрицает полностью наличие вулканических центров Мокрых гор, признает лишь некоторые из центров Самсарского хребта и рассматривает в качестве кратера котловину озера Ханчалыгель в Джавахети. В дальнейшем будет показано, что правильный ответ на вопрос о распределении вулканических центров в интересующем районе следует искать между вышеуказанными крайними высказываниями.

О древнем оледенении Южной Грузии и в частности Нижней Картли исследователи высказывались еще в дореволюционное время [13, 52]; признано было наличие сплошного ледникового покрова, одевавшего не только наиболее возвышенные части нагорья, но даже относительно пониженные районы, врде Ахажкалакского плато и Цалкинской котловины.

Однако высказывания эти были основаны на неправильном толковании распространенных в Южной Грузии рыхлых отложений (осыпей лав, обсициановых орудий) в качестве ледниковых наносов и не учитывали морфологии соответствующих районов. В результате этого размеры древнего оледенения сильно преувеличивались. В советское время разработка проблемы древнего оледенения Южной Грузии приняла более систематический и методически правильный характер. В результате работ Б. А. Клопотовского, Н. Е. Астахова [5,6] и автора этих строк для грузинской части Антикавказа установлено относительно слабое оледенение, охватившее высочайшие горные массивы области, поднимающиеся выше 2800—2900 м над ур. моря. О былом оледенении Южной Грузии и в частности Цалки высказывались также П. И. Желтов [18] и К. Н. Паффенгольц [40], которые, подобно А. Грену и К. К. Фохту, представляют себе древнее оледенение Цалки в виде сплошного покрова.

Новейшие сводки по геоморфологии Нижней Картли мы находим в трудах А. Н. Джавахишвили [15] и Б. Ф. Добрынина [16], посвященных Грузии и Закавказью в целом.

## II. Геологическое строение и история

Рассматриваемая территория в геологическом отношении составляет часть того крупного элемента геологической структуры Кавказской части Альпийского орогена, который известен в геологической и геоморфологической литературе под названием Антикавказа, Малого Кавказа и т. д. Как известно, северная ветвь Альпийского орогена в пределах Закавказья образует дуговидный изгиб к северу, меняя простирание ЮЗ—СВ на СЗ—ЮВ. Нижняя Картли вместе с Джавахетией и Месхетией расположены в самой вершине изгиба, где простирания складок весьма изменчивы и составляют северную окраину обширного вулканического нагорья, называемого Закавказским или Южно-Кавказским (по старой терминологии «Армянским») вулканическим нагорьем.

### А. Стратиграфия

Слагающие район геологические образования по своему возрасту и литологическому составу могут быть подразделены на два основных комплекса:

а. Донеогеновый комплекс, в котором можно выделить субкомплексы — домезозойский, мезозойский и палеогеновый.

б. Послепалеогеновый комплекс, в котором можно выделить неогеновый и четвертичный субкомплексы.

Донеогеновые породы слагают в пределах Нижней Картли южные склоны Триалетского хребта, Средне-Храмскую горную группу и Сомхитский хребет. Домезозойские образования обнажаются главным образом в районах Храмского и Локского кристаллических массивов, из коих первый расположен в бассейне р. Храма на западе Тетри-Цкарского района, а второй — в бассейне правых притоков р. Машавери на юге Болнисского района. Представлены домезозойские образования комплексом кристаллических пород — гранитоидами, диорит-гнейсами и др., которые прорываются интрузиями верхнемеловых гранитоидов, кварцпорфиров и альбитофиров. Мезозойские образования, слагающие Средне-Храмскую горную группу с вершинами гг. Лысая, Шиндляр, Самгерети и др., подразделяются на несколько свит: а) лейасовые туффиты, слюдяные песчаники и сланцы, обнажающиеся на левобережье Храмского ущелья, начиная от низовьев р. Кдэзисис-икали и юго-восточнее; б) вул-

каногенно-осадочная свита сеномана, состоящая из туфобрекчий, туфо-песчаников, известняков и мергелей, слагающая южный контрфорс Беденского массива с г. Лысая и Менкаласским перевалом; в) вулканогенная свита турона-коньяка-кварцпорфиры, альбитофиры, их брекчии и туфы, слагающие обширные пространства вокруг дна Ирагской котловины и на междуречии Храми—Алгети и г) карбонатная толща сенона, состоящая преимущественно из известняков и мергелей, развитая в районах г. Гомер—с. Ксоврети и сс. Ахкалафа—Цхнари—абано. Палеоген в рассматриваемом районе представлен исключительно на севере — в области южных склонов Триалетского хребта, ограничивающих с севера Цалку и Алгетский бассейн; выражен палеоген как в вулканогенной, так и осадочной фации. Эоценовая вулканогенная свита характеризуется господством порфиритов, их туфов и туфобрекчий в сопровождении туфогенных и нормальных осадочных пород. В составе олигоценовых отложений преобладают глинистые и песчаные породы.

Молодой эффузивный комплекс с сопровождающими его осадочными толщами, сформировавшийся в течение неогена и четвертичного периода, подразделяется на два разновозрастных субкомплекса: а) неогеновый комплекс представлен эффузивами Самсарского хребта, Мокрых гор и Цалки с составом, варьирующим от базальтов и андезито-базальтов до липарито-дацитов и б) четвертичные дольеритовые покровы Гомаретского, Беденского и Нижне-Картлийского плато и сопряженные с ними озерно-речные отложения, а также юные андезиты центральных вулканов.

Годерзская свита в пределах Нижней Картли представлена преимущественно лавами в отличие от более западных районов ее распространения (Джавахети и Месхети), где наряду с лавами имеется огромное количество рыхлых вулканических материалов — туфов, туфобрекчий и т. д. Лишь в северной полосе Цалки, где лавовые покровы Годерзской свиты смяты в складки, лавы переслаиваются с речными и озерными отложениями. Лавы зуртакетской свиты сопровождаются рыхлыми отложениями чаще всего озерного происхождения, накопившимися в полупруженных лавовыми потоками депрессиях рельефа. Эти отложения во многих случаях носят характер ленточных песков и являются переотложенным вулканическим пеплом, но в некоторых случаях они образованы продуктами размыва более древних геологических формаций.

## Б. Тектоника

Здесь речь идет о тектонической структуре Нижней Картли без разбора истории тектонических (складчатых и колебательных) движений, краткое рассмотрение которых составляет предмет следующего раздела настоящей главы.

Согласно существующим геологическим материалам, в интересующем нас районе господствует широтное простиранне складчатых структур. Складки в большей части района, охватывающей Средне-Храмскую горную группу и Сомхитский хребет, довольно пологи, между тем как у северных границ его — в пределах Триалетского хребта они круче и местами приобретают почти изоклиальный характер.

Из складчатых структур донеогенового субстрата Нижней Картли могут быть отмечены:

1. Антиклиналь Бедени-Абрамети, прослеженная от гребня Беденского массива на восток в направлении к с. Абрамети, где складка пересекается antecedентным теснинным участком Алгетского ущелья. Ось антиклинали продолжается дальше к востоку к с. Эртиси.



2. Синклиналь Шипяк—Дурнуки, с осью, проходящей от с. Шипяк в юго-восточном углу Цалкинской котловины через пункты, лежащие севернее сс. М. Клдэиси и Ивановки, южнее сс. Ксвретети и Цинцхаро к с. М. Дурнуки на правобережье низовьев р. Алгети. Значительная часть данной складки скрыта под четвертичными лавами Беденского и Нижне-Картлийского плато.

3. Храмская антиклиналь, вскрытая эрозионной деятельностью р. Храми южнее с. Дагет-Хачин.

4. Синклиналь Шихело с осью, проходящей через одноименное село в левобережной части Храмского ущелья.

5. Бектакарская антиклиналь, пересекающая Храмское ущелье близ села Бектакари.

6. Питаретская синклиналь, проходящая через одноименное село.

Других складок донеогенового основания, развитых в бассейне р. Машавери, мы не будем здесь касаться, поскольку они находятся вне пределов непосредственно описываемой нами территории и перейдем к рассмотрению складчатых нарушений в молодых вулканогенных толщах послепалеогенового возраста.

Постпалеогеновый вулканогенный комплекс также обнаруживает, хотя и менее интенсивные, но все-же отчетливые складчатые нарушения. Особенно резко проявилась складчатость неогеновых лавовых покровов в Цалке, где развита эжективная складчатость с узкими антиклинальными и широкими брахисинклинальными структурами широтного в общем простирания. Складки эти, очень правильно выраженные в рельефе, были названы нами в 1946 г. [61] Цалкинской, Бешташенской, Ливадской, Корсуйской и Ташбашской антиклиналями и Бешташенской, Кяряжской, Башковской, Бармаксызской и Имерской синклиналями. Углы падения лавовых покровов и сопряженных с ними озерно-речных отложений достигают в южных (более крутых) крыльях антиклиналей 25—45°, изредкаходя и до 70—80°.

Лавовые покровы Беденского, Гомаретского, Молотовского и Нижне-Картлийского плато не обнаруживают резких складчатых нарушений, но обладают пологими наклонами, безусловно, тектонического происхождения и испытали неравномерные вертикальные перемещения, при чем разность в амплитудах перемещения отдельных зон измеряется несколькими сотнями метров. Наиболее поднятым участком является Беденский массив. Северная часть Нижне-Картлийского лавового плато имеет ощутительный наклон к югу. Пологие изгибы лавовых покровов наблюдаются в районе Молотовского плато.

Помимо складчатости и дифференцированных вертикальных движений, геологические формации, слагающие Нижнюю Картли, испытали также и разрывные дислокации в виде сбросов, надвигов и прочих дизъюнктивных нарушений. Изученность этих структур в рассматриваемом районе пока неудовлетворительна, ввиду чего пытаться обрисовать более или менее цельную картину размещения плоскостей разлома на территории Нижней Картли представляется трудной задачей. В настоящее время имеются данные лишь об отдельных дислокациях данного типа, встреченных геологами в разных частях территории, между которыми остаются обширные пробелы. Об одном сбросе, маркируемом морфологическими чертами Нижне-Картлийского плато, нам пришлось высказаться в заметке, опубликованной в 1946 г. Сброс этот проходит вдоль южных склонов хребта Гомер и зафиксирован в наличии террасовидного фрагмента лавы, оторванного от основной части долеритового покрова Нижне-Картлийского плато и поднятого на относительно высокую в 40—50

м (так наз. «Вархунская терраса»). На тектонической карте 1:100000, приложенной к геологической карте 1:50000 Грузинского геологического управления, показаны: а) надвиг на границе палеогеновых толщ Тriaлетского хребта и пологоскладчатых мезозойских толщ Сомхитской зоны, проходящий от правобережья р. Зимовнички (приток р. Алгети) в восточном направлении и пересекающий р. Алгети у северного конца ее antecedентной теснины; б) надвиг, огибающий с востока и юга Храмский кристаллический массив, проходящий от Б. Гомарети на восток, пересекающий Храмское ущелье и затем направляющийся на север к району с. Менкалси; в) надвиги и сбросы бассейна р. Машавери, находящиеся вне границ рассматриваемого нами района. Нет сомнения, что будущие подробные исследования пополнят тектоническую карту района многочисленными линиями дизъюнктивных нарушений.

### В. Новейшая геологическая история

Для понимания современного рельефа Нижней Картли важнейшее значение имеет тот отрезок ее геологической истории, который охватывает период с миоцена по сегодняшний день и характеризуется интенсивным проявлением как внешних, так и внутренних факторов геоморфогенеза. Одновременно с тектоническими движениями, проявившимися в интересующем районе, как части Альпийского орогена, в энергичных формах, здесь имели место проявления эффузивного вулканизма; в моделировке рельефа наиболее возвышенных частей района принимала участие работа ледников. Знание пространственного и хронологического размещения всех этих факторов геоморфогенеза имеет существенное значение для восстановления последовательного хода событий, определивших современный облик района.

В центре внимания геологов, исследовавших в продолжение последних десятилетий Закавказское нагорье, стоял и стоит до сих пор проблема геохронологической датировки вулканической деятельности в этой области, а также вопрос о местонахождении вулканических центров. Таким же вниманием среди географов пользуется вопрос о древнем оледенении рассматриваемого района.

В вопросе датировки вулканогенных толщ Южной Грузии мнения геологов несколько расходятся. Более древнюю часть толщи, так называемую Годердзскую (Годердзскую) свиту К. Н. Паффенгольца датирует олигоценом, относя к ней не только почти всю массу эффузивов Месхетин, Джавахетин и Цалки, но и долеритовые покровы и потоки бассейна р. Храма. Мнение К. Н. Паффенгольца не разделяется подавляющим большинством геологов и палеоботаников, которые датируют Годердзскую свиту более поздним временем — от среднего миоцена (П. Д. Гамкрелидзе, М. Д. Узнадзе) до среднего плиоцена (П. А. Мchedlishvili). Полагая, что Годердзская свита представляет собой совокупность продуктов сложного эруптивного цикла, подразделявшегося на целый ряд фаз, мы помещаем условно ее возраст в рамки верхний миоцен — нижний плиоцен, допуская возможность уточнения этих рамок в процессе дальнейшего изучения территории.

Кроме Годердзской свиты, в Южной Грузии и в частности в Нижней Картли имеются эффузивные образования более юного, в ряде случаев явно четвертичного возраста, объединяемые нами в зуртакетскую свиту. Основанием для отнесения этих образований к четвертичной системе являются: а) палеоботанические признаки, а именно наличие в сопряженных с основными лавами озерных отложениях у сс. Кдэиси, Молотово и др. растительной пыльцы, состоящей из представителей современной

флоры Нижней Картли (ели, сосны, бука и т. д.); аналогичный характер носят также макроостатки флоры из озерных отложений Дманисского района, упоминаемые в работе Г. Цулукидзе [54]; б) стратиграфическое положение долеритовых лав Беденского плато в разрезе у с. м. Кдзиси, где в подстилающих эти лавы речных галечниках фигурирует материал Годердзской свиты и в частности обломки обсидианов г. Коюн-даг; в) отсутствие следов древнеледниковой деятельности на ряде высоких (2900—3100 м над у. м.) вулканических конусов; г) слабая тектоническая нарушенность долеритовых покровов. Время формирования зуртакетской свиты помещается в рамки верхний плиоцен—верхний плейстоцен. Как известно, большинство современных исследователей четвертичного периода присоединяет к нему верхний плиоцен.

Таким образом, вулканическая деятельность рассматриваемого района в послепалеогеновое время подразделялась по меньшей мере на два эффузивных цикла, охватывающие соответственно геохронологические отрезки верхний миоцен—нижний плиоцен и верхний плиоцен—верхний плейстоцен.

Межвулканическое время охватывало, следовательно, среднеплиоценовое время. Можно предположить, что в течение этого межвулканического интервала вулканические возвышенности более древнего из двух циклов подверглись расчленению эрозией, а впоследствии, при наступившем в верхнем плиоцене похолодании, на них развились ледники, преобразовавшие их эрозионную морфологию в гляциальную. Вулканические конусы, принадлежащие ко второму циклу, либо совершенно не подвергались ледниковому воздействию, либо испытали его, еще не успев подвергнуться эрозионному расчленению — необходимой предпосылке проявления морфологических результатов оледенения.

Вулканизм рассматриваемого района протекал параллельно с энергичным тектогенезом, — об этом свидетельствуют тектонические нарушения, более интенсивные для Годердзской свиты и менее интенсивные для зуртакетской. В связи с этим вулканическая деятельность в Южной Грузии носила специфический, свойственный орогенным областям вулканизма характер с господством моногенных, почти всегда бескратерных эруптивных аппаратов—следствие кратковременности эффузий в условиях тектонически активного района. К явлениям того-же порядка относятся наличие лавовых потоков, лишенных ясно выраженных центральных—вулканических сооружений.

Особенностью геологической истории Южной Грузии является также присутствие тектогенных дериватов вулканических образований и в первую очередь смятых или дифференциально перемещенных лавовых покровов и потоков. Любопытно, что во многих случаях поднятые части последних—антиклинальные гряды, купола и т. п. принимались некоторыми исследователями за вулканические центры (см. выше в историческом разделе «Введения»).

Выделение фаз тектогенеза для послепалеогенового отрезка геологической истории Нижней Картли не представляется на данном этапе ее изученности легкой задачей. Во всяком случае, тектоническая активность имела место как в межвулканический период (средний плиоцен), так и позже, после образования зуртакетской вулканической свиты, о чем свидетельствуют относительно слабые, но все-же заметные нарушения последней. Трудно сказать, являются тектонические движения, нарушавшие зуртакетскую свиту, продолжением тектонической фазы, смявшей Годердзскую свиту, или же другой фазой.

Последним крупным творческим актом внутренних факторов геоморфогенеза Нижней Картли была тектоническая деформация лавовых потоков зуртакетской свиты—поднятие Беденского массива с приклеенным к нему отрезком лавового потока (см. ниже в палеогеографической главе), наклонение Нижне-Картлийского плато и погружение концевой части того-же лавового потока на участке Борчалойской низины. После указанного проявления внутренних сил развитие рельефа Нижней Картли протекает под знаком господства процессов эрозии, расчленяющих лавовые покровы и сопряженные с ними накопления озерно-речных отложений. Этот процесс продолжается и поныне.

### III. Рельеф

#### А. Морфография

Как уже отмечалось, в пределах Нижней Картли находятся части нескольких крупных орографических единиц Закавказья, а именно горной системы Малого Кавказа, вулканического Закавказского нагорья и (на востоке) Кура-Араксинской низины.

Малый Кавказ представлен на территории Нижней Картли южными склонами и отрогами Тriaлетского хребта, Средне-Храмской горной группой и Сомхитским хребтом.

Ограничивающий район с севера Тriaлетский хребет достигает в вершине г. Арджеван, расположенной севернее Цалкинской котловины, 2765 м абсолютной высоты. Восточнее хребет понижается, едва превышая вершинами гг. Клдэкари, Ксилиси и другими 2000 м над ур. моря. Южные склоны хребта расчленены левыми притоками верхнего течения р. Храми и Алгети. На участке своем, прилегающем к Цалкинской котловине, южный склон Тriaлетского хребта узок (4—6 км), но восточнее он расширяется, достигая 13—15 км. Из южных отрогов хребта наиболее значительным является хр. Лаква, отходящий у г. Клдэкари, являющийся водоразделом р. Храми и Алгети и связующим звеном между Тriaлетским хребтом и Средне-Храмской горной группой.

Средне-Храмская горная группа, узловым участком которой является Беденский горный массив, своими отрогами заполняет пространство в восточном направлении до Борчалойской низины, а в южном и юго-западном до левобережья р. Храми. К ней же принадлежит отчлененные эрозионной деятельностью названной реки горные массивы Квирикетишта и Шиндляр на правобережье Храмского ущелья.

Высшие точки Беденского массива — гг. Яйло и Бедени (1951 и 1875 м). Гребень массива вытянут в широтном направлении, простираясь приблизительно на 17—19 км от восточных границ Цалки до истоков р. Чивчави. Бедени является частью Храмско-Алгетского водораздела, отделяя бассейны левых притоков Храми (рр. Клдэсис-цкали, Асланки и Чивчави) от бассейна правого притока Алгети — р. Зимовнички. Как заметил В. В. Акимцев [4], гребневая зона Беденского массива имеет продольную впадину, придающую ей корытообразную форму. Плоское дно впадины является Беденским лавовым плато (см. ниже в описании морфографических черт Южно-Грузинского нагорья).

От Беденского массива в различных направлениях отходят горные отроги, заполняющие собой междуречье Храми—Алгети. Восточным продолжением Бедени является хр. Гомер, идущий на ВЮВ более чем на 30 км до района с. Дурнуки; на его гребне севернее с. Тетри-Шкаро возвышается г. Гомер (1456 м), а еще восточнее г. Самеба (1196 м). Этот

хребет охватывает с севера Нижне-Картлийское плато. На юг от Бедени протягивается хребет Лысой горы, достигающий 18 км длины и увенчанный вершиной г. Лысая (1788 м). Заканчивается этот отрог в большой излучине р. Храми. Хребет Лысой горы отделяет бассейн р. Асланки от Храмского ущелья и бассейна р. Клдзисис-цкали.

На правобережье Храмского ущелья возвышаются горные массивы Квирикетис-мта и Шиндляр. Массив Квирикетис-мта разделяет Молотовское и Гомаретское лавовые плато, достигая 1743 м абсолютной высоты<sup>1</sup>. Гребень его вытянут в направлении ЮЗ—СВ, заполняя среднюю излучину Храми. Шиндлярский массив отделяет Дманисское плато и бассейн р. Машавери от Гомаретского плато и бассейна р. Карабулах, достигая 1901 м высоты над уровнем моря. От Шиндлярского массива в направлении на СВ и затем на В протягивается Шориолетский горный хребет, охватывающий с юга Нижне-Картлийское плато.

Южнее реки Машавери расположен Сомхитский хребет, отроги которого заполняют южную часть Нижней Картли, находящуюся вне границ описываемой нами территории.

Южно-Грузинское вулканическое нагорье представлено в пределах Нижней Картли своей восточной окраиной, подразделяющейся на ряд орографических элементов. Наиболее возвышенные части представлены Самсарским хребтом и Мокрыми горами; в северо-западной части Нижней Картли расположено Цалкинская нагорная котловина; к востоку от Мокрых гор в бассейне Храми, находятся лавовые плато Молотовское, Беденское, Гомаретское и Нижне-Картлийское, а в бассейне р. Машавери—Дманисское плато и служащий его продолжением Машаверский лавовый поток.

Самсарский хребет входит в территорию Нижней Картли восточными склонами своей северной половины, находящейся севернее вершины г. Самсер. Он представляет собой меридиональную цепь горных массивов и холмов, общая длина которой достигает 40 км (в пределах Нижней Картли 20 км). Северная половина хребта составлена массивами Самсар, Кара-кузей, Шавнабади, Бебер-даг, Тавкветили и другими, абсолютная высота которых колеблется от 2584 м (Тавкветили) до 3285 м (Самсар), а относительная в пределах 500—1000 м. Таким образом, Самсарский хребет вполне может быть отнесен к среднегорным возвышенностям.

Мокрые горы представлены в пределах Нижней Картли своими восточными склонами, при чем около половины их протяжения приходится на долю бассейнов рр. Машавери и Дзорагет, т. е. находится вне границ описываемого здесь района. В пределах нашего района высшие точки Мокрых гор—гг. Агрикар, Давакран, Кюлябяки, Коюн-даг, Дали-даг и другие достигают 2400—3000 м абс. высоты, несколько уступая таким образом вершинам южной части Мокрых гор.

Цалкинская котловина представляет собой обширную вогнутость рельефа, ограниченную склонами Мокрых гор, Самсарского и Триалетского хребтов и дренируемую верхним течением р. Храми. Дно котловины лежит на высоте 1500—1700 м над ур. моря.

В рельефе Цалки плоскодонные котловины сочетаются с холмистыми грядами широтного в общем простирания, имеющими от 50 до 250 м относительной высоты. Из котловин наиболее обширны Бешташенская, частично затопленная водохранилищем Храмгэс-а, Кярякская, Башков-

<sup>1</sup> Безымянная вершина к ССВ от с. Б. Гомарети

ская и Бармаксистская. Вдоль всей Цалки протягивается Цалкинская холмистая гряда, которая на востоке разветвляется на Ливадскую, Бешташенскую и Башковскую; южнее последних расположены гряды Корсу и Ташбашская.

Молотовское лавовое плато представляет собой равнину, расположенную на высоте в среднем 1400 м над ур. моря, прорезанную ущельями рр. Храми и Чочiani. Глубина этих каньонов достигает в местах максимального вреза 500—600 м. Плато ограничивается с запада склонами Мокрых гор, с юга Квирикетской возвышенностью, с севера Цалкинской котловиной и с востока отрогами Беденского массива. В южной части плато имеется группа бессточных впадин, занятых озерами («Семь озер»).

Гомаретское или Зуртакетское плато расположено между Квирикетской и Шиндлярской горными возвышенностями, Храмским ущельем и восточным подножием Мокрых гор. По своим гипсометрическим и морфографическим особенностям Гомаретское плато представляет аналогичное Молотовского плато. Оно прорезано ущельем правого притока Храми р. Карабулах, разветвляющимся в своей верхней части на систему каньонов. На востоке Гомаретское плато обрывается к правому берегу р. Храми.

Беденское плато занимает дно вышеупомятой корытообразной впадины гребневой зоны Беденского горного массива и имеет 1400—1600 м абсолютной высоты. Значительный выступ его, направленный к югу, вторгается в верхнюю часть ущелья р. Клдэсис-цкали. Восточная часть Беденского плато соединяется с западной частью Нижне-Картлийского плато посредством узкого наклонного Чивчавского плато. Беденское плато дренируется истоками левых притоков Храми—рр. Клдэсис-цкали и Асланки.

Нижне-Картлийское плато—самая низкая часть Южно-Грузинского вулканического нагорья, в виде клина выдвинутая далеко к востоку до Борчалойской низины. Занимает оно междуречье рр. Храми и Алгети и постепенно понижается к востоку (с высоты 1400 м до 500 м над ур. моря). Плато прорезано Храмским ущельем глубиной в 200—400 м, которое подразделяет его на северную и южную части. Большая северная часть носит название Тетри-Цкаройского плато, а меньшая южная часть называется плато Дисвели. С запада к Нижне-Картлийскому плато примыкает Ирагская котловина, орошаемая р. Асланкой. С севера и юга плато охватывается восточными отрогами Средне-Храмской горной группы. Ширина плато на меридиане с. Тетри-Цкаро равна 10 км при длине с З на В до 35 км.

Южнее границы описываемого района, в бассейне р. Машавери расположены Дманисское плато и лавовый поток, спускающийся вдоль р. Машавери.

Из речных долин района основными являются долины рр. Алгети и Храми. Река Алгети течет на всем своем протяжении с СЗ на ЮВ, местами незначительно отклоняясь в сторону. По морфографическим признакам долину Алгети можно разделить на два участка, граница между которыми проходит близ с. Чала. Нижняя часть долины довольно широка и террасирована. Верхняя часть узка и лишена выдерживающихся аккумулятивных террас. Особенно тесной является участок между точкой пересечения рекою Алгети параллели с. Амливи и селением Чала, имеющий приблизительно меридиональное направление и заставляющий автомобильную дорогу Джорджиашвили—Манглиси делать длин-

ный обход по высокорасположенным горным склонам левобережья Алгетской долины. Этот теснинный участок Алгетской долины является ее своеобразным и значительным элементом.

Храмская долина выше с. Арухло подразделяется на следующие четыре морфографических участка:

1. Верхний участок от истока до Рехской котловины характеризуется тем, что здесь р. Кциа (верхняя часть Храми) протекает вдоль Триалетского хребта, в основном по границе молодых лав и складчатых свит Триалетского хребта. Исключение составляет верхний отрезок (так наз. Наринская долина), целиком выработанный в лавах.

2. Цалкинский участок от Авраиловского каньона до Ташбашского каньона в основном характеризуется тем, что река пересекает здесь нагорные равнины — днища Бешташенской и Бармаксызской котловин и только в одном месте прорезает холмистую гряду Корсу каньонообразной щелью. Природный характер Храмской долины на данном участке нарушен сооружением ХрамГЭС-а — выход из Бешташенской котловины перегорожен плотиной и воды искусственного озера выводятся в нижележащую часть Храмского ущелья посредством туннеля. Участок долины от верхнего конца Бармаксызского каньона и до нижней части Ташбашского каньона почти лишен воды.

3. От Ташбашского каньона до устья р. Асланки река Храми течет в эрозионном ущелье настоящего среднегорного типа, выработанном в вулканогенной и карбонатной толщах меловой системы. Ущелье ограничивается отрогами Беденского, Квирикетского и Шиндлярского горных массивов Средне-Храмской группы. Оно имеет на большей части своего протяжения широкую аллювиальную пойму. Глубина ущелья достигает максимумом 800—1000 м.

4. Ниже устья Асланки до выхода на Борчалойскую равнину у с. Арухло, р. Храми течет в скалистом каньоне, прорезывающем Нижне-Картлийское плато вдоль его длинной оси. Краткая морфографическая характеристика данного участка приводилась выше в описании Нижне-Картлийского плато.

Из притоков Алгети и Храми наиболее значительны по своему протяжению и по морфографическим особенностям долин рр. Зимовничка, Клдзисис-цкали, Асланка, Карабулах, Чочиани, Подхвернанис-хеви и др. Особенно своеобразны долины Карабулаха, Клдзисис-хеви и Асланки. Карабулах берет начало несколькими ручьями на восточном склоне Мокрых гор; выходя на равнинную поверхность Гомаретского плато, потоки эти объединяются и затем по постепенно углубляющемуся ущелью направляются к р. Храми. Таким образом от определенной точки, находящейся в среднем течении реки (близ с. Верхн. Карабулах), как вниз, так и вверх по течению р. Карабулах нарастает глубина вреза эрозионной долины. Верхняя и средняя часть долины выработаны в лавах, а нижняя в подстилающих последние донеогеновых образованиях. Долина р. Клдзисис-цкали своими верховьями упирается в Беденское плато; начинающиеся на нем истоки названной реки текут вначале во встречном направлении, а затем поворачивают к югу и, стекая взаимопараллельно, обтекают южный выступ Бедени по узким ущельям. Соединившись, потоки по глубокому ущелью, врезанному в породы Храмского кристаллического массива, достигают р. Храми. Сложную долину имеет р. Асланка, начинающаяся в восточной части того же Беденского плато; прорезая южные склоны Беденского массива довольно глубоким ущельем, р. Асланка выходит у с. Джиграшен на равнинное дно Ирагетской котловины, пересекает его и, обойдя массив г. Самгерети, вновь попадает в

эрозионное ущелье, разработанное по контакту лав Нижне-Картлийского плато с породами меловой формации.

Основное морфологическое своеобразие рассматриваемого района, как и более западных частей Южной Грузии, по сравнению с остальными районами Грузинской ССР заключается в наличии высокогорасположенных равнин. Находясь в основном выше 1300 м над уровнем моря (исключение составляет Нижне-Картлийское плато), равнины Цалки, Молотовского, Гомаретского, Беденского и Дманисского плато придают как рельефу, так и прочим компонентам ландшафта Нижней Картли и ее народному хозяйству специфический в условиях Грузии характер.

Другой характерной морфографической чертой Нижней Картли является наличие в ее возвышенной западной части меридиональных рядов среднегорных массивов, разделенных проходами. Наиболее типичен Самсарский хребет с сидящими на ровном пьедестале, изометрическими в плане массивами. Более массивное строение имеют Мокрые горы, сливающиеся в сплошную, лишенную глубоких проходов цепь. Отличия рельефа этих возвышенностей от обычных среднегорных областей тектогенно-эрозионного типа заключаются в основном в меньшей расчлененности, в умеренно крутом наклоне склонов и, отчасти, в разобщенности горных массивов. В данном отношении возвышенности Южной Грузии и в особенности Самсарский хребет является очень своеобразным элементом орографического строения всей Грузии.

К числу морфографических особенностей Южной Грузии (и в частности Нижней Картли) следует отнести также широкое распространение каньонообразных эрозионных ущелий различной (от 50 до 500 м) глубины с отвесными, иногда ступенчатыми бортами со множеством пещер. Таковы каньоны рр. Храми, Карабулаха, Чочиани, Чивчави и др. Как увидим в дальнейшем, эта особенность связана с геологическими строением и новейшей геологической историей рассматриваемого района.

Значительная часть территории Нижней Картли, охватывающая Средне-Храмскую горную группу и южные склоны Тriaлетского хребта, морфографически не отличается от широко распространенного типа среднегорных областей, образовавшихся в результате эрозионного расчленения поднимающихся тектонических зон.

Более детально морфографические черты отдельных типов рельефа Нижней Картли будут охарактеризованы в последующих разделах данной главы.

### Б. Систематика форм рельефа

С генетической точки зрения в пределах Нижней Картли могут быть выделены следующие типы рельефа:

1. Тектогенный;
2. Вулканический;
3. Экзотектонический;
4. Эрозионный;
5. Водно-аккумулятивный;
6. Ледниковый;
7. Дезинтеграционный;
8. Антропогенный.

Тектогенные черты рельефа Нижней Картли выражаются, прежде всего, в различной степени приподнятости ее, что с своей стороны определяет, совместно с историческим фактором, глубину расчленения поверхности. Большая роль тектогенеза в формировании рельефа вполне оче-





видна для тех частей района, которые входят в горную систему М. Кавказа — южных склонов Триалетского хребта, Средне-Храмской горной группы. Это настоящие тектонические горы складчатого типа, расчлененные речными системами Храмы и Алгети. Значительно менее понятной оставалась до последнего времени роль тектогенеза в формировании рельефа тех частей района, которые входят в нагорье Южной Грузии, именно Цалки, Самсарского хребта, Мокрых гор, лавовых плато Храмского бассейна. В настоящее время участие тектонических факторов в развитии Южно-Грузинского вулканического нагорья начинает выясняться. Как отмечал А. Н. Заварицкий [21] для Закавказского нагорья в целом, тектогенез создал основные черты рельефа этой вулканической области, доминирующие над вулканогенными чертами. В Южной Грузии воздействие тектонических процессов на позднекайнозойские вулканические сооружения наметило главные штрихи здешнего рельефа подобно тому, как это для Армении было показано К. Н. Паффенгольцем, А. Н. Заварицким и другими.

Тектонические воздействия на рельеф Южно-Грузинского нагорья и в частности на вулканические районы Нижней Картли могут быть подразделены на два основных вида.

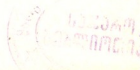
1. Вертикальные движения земной коры в рассматриваемом районе носили характер поднятий различной амплитуды, сменяющихся в области Борчалойской низины опусканиями (последние доказываются погружением оконечности долеритового лавового потока в районе с. Арухло под аллювиальные отложения названной низины). Наиболее интенсивные поднятия имели место в зонах Мокрых гор и Самсарского хребта, при чем оси поднятий ориентированы с севера на юг. Поднятия меньшей амплитуды характеризуют районы лавовых плато Храмского бассейна. Это и вполне закономерно, ибо жидкая базальтовая лава должна была загромождать относительно пониженные участки рельефа.

2. Складкообразование наиболее резко проявилось в районе Цалки, где покровы основных лав были вовлечены в орогенические движения Аджаро-Триалетской зоны. В результате мы имеем здесь прекрасно выраженный первичный структурный рельеф складчатого типа на основе неогеновых лав, выраженный линейно вытянутыми антиклинальными возвышенностями и плоскодонными котловинами, сообщающимися между собою посредством эрозионных каньонов. Вне границ Нижней Картли аналогичный рельеф на складчатом лавовом субстрате развит на северной и юго-западной окраинах Джавахетии и в прилегающей к ней части Турции.

Распространение третьего типа тектогенного рельефа — разрывных форм, связанных с дизъюнктивными нарушениями молодых вулканических толщ еще слабо изучено. Подобные формы намечаются для северной окраины Нижне-Картлийского плато и для находящегося вне рассматриваемой территории Дманисского плато.

Вулканические элементы рельефа Нижней Картли выражены: а) центральными вулканами, их группами и рядами и б) лавовыми потоками и покровами. Центральные вулканы собраны в Самсарском хребте и Мокрых горах и представлены преимущественно моногенными эффузивными и экструзивными конусами и куполами, большей частью лициньными кратерами. К числу бескратерных конусов относятся гг. Тавкветили, Бебер-даг, Северный (главный) конус Шавнабади, Кизыл-даг, Кара-даг, Коюн-даг и др. Ясно выраженную кратерную впадину имеет южный конус Шавнабади. Громадный массив Самсара имеет обширную кальдеру с паразитическими конусами Кара-дага и Кизыл-дага. Массивы

7362



Самсара, Шавнабади, Бебер-дага представляют собой сложные вулканические группы, слагающиеся каждая из нескольких центральных вулканов и с своей стороны входят в меридиональный Самсарский ряд или хребет.

Лавовые потоки и покровы Нижней Картли залегают в древних понижениях рельефа, но находятся уже в достаточно зрелой стадии процесса эрозионной инверсии рельефа и носят характер равнинных плато, расчлененных более или менее разветвленной сетью каньонообразных эрозионных ущелий. Некоторые из них обнаруживают признаки тектонических нарушений, носивших характер дифференциальных вертикальных перемещений, сбросов и слабой складчатости. По краям некоторых лавовых плато наблюдаются оползни (см. ниже). Сохранились эрозионные останцы лав — свидетели более обширного распространения последних в прошлом. Наиболее значительными из них являются Каклианский останец, Бусукалинский холм и г. Самеба.

Экотектонические формы рельефа представлены оползнями и обвалами, значительная часть которых приурочена к краям лавовых плато. Сильно развиты оползни и обвалы, например, на восточной окраине Гомеретского плато в Храмском ущелье. Оползни встречаются также в осадочных породах донеогенового основания — в олигоценовых глинах и др.

Эрозионный рельеф Нижней Картли обнаруживает, в зависимости от приуроченности к одному из слагающих область основных геологических комплексов, две различные стадии развития. В районах, входящих в систему Малого Кавказа и сложенных донеогеновыми образованиями, степень эрозионного расчленения совершенная или почти совершенная, между тем как в районах Южно-Грузинского вулканического нагорья развитие эрозионной сети далеко от совершенства. В то время как рельеф склонов Тriaлетского хребта и Средне-Храмской горной группы почти целиком составлен эрозионными поверхностями (склонами и доньями речных долин, древними эрозионными плоскостями), в пластике Мокрых гор, Самсарского хребта и лавовых плато Храмского бассейна эти поверхности играют подчиненную роль. Это различие объясняется разновозрастностью рельефа в вышеозначенных двух основных частях нашего района и в частности относительной юностью Южно-Грузинского вулканического нагорья, не успевшего подвергнуться совершенному расчленению эрозионной сетью.

Форма речных долин в Нижней Картли варьирует в зависимости от их возраста и геологической структуры. Наряду с ущельями типа каньонов, которые свойственны лавовому нагорью, мы имеем здесь ящикообразные, террасированные и «V» — образные речные долины, разработанные в донеогеновом основании.

Террасы и поверхности выравнивания Нижней Картли до сих пор остаются слабо изученными. Главнейшие их особенности заключаются в следующем. В ущелье среднего течения Храми и в ущельях его притоков хорошо развиты: а) пойменная терраса высотой в 1—2 м, достигающая значительной ширины и б) фрагменты высокорасположенных эрозионных плоскостей. В долине р. Аягети помимо пойменной террасы в верхнем и нижнем течении развиты также и более древние террасы высотой в 20—30 м и еще более древние эрозионные плоскости на больших относительных высотах. Причиной отсутствия высоких галечных террас в Храмском ущелье следует считать, по всей вероятности, особенность его развития, а именно то, что р. Храми под влиянием лавовых излияний и сопровождавшего их тектогенеза переменяла свое направле-

ние и разработала новое ущелье, в связи с чем эквиваленты высоких террас Алгети, если они существовали, должны быть скрыты под лавовой броней — в остатках долины Палеохрама. О распространении и характере древнейших денудационных плоскостей Нижней Картли будет сказано в описаниях геоморфологических районов южных склонов Триалетского хребта и Средне-Храмской горной группы.

Водно-аккумулятивные (озерные и речные) формы рельефа связаны с лавовым подпором древних долин. Наиболее ярким примером является Ирагская котловина, подпертая Нижне-Картлийским лавовым плато; аналогичные образования сопровождают Гомаретское и другие лавовые плато. В Цалке процессы озерно-речной аккумуляции обуславливались тектоническим подпором и возникшие в результате их аккумулятивные равнины занимают днища синклиналиных котловин и Притриалетскую равнину, подпертую Цалкинской антиклинальной грядой.

Ледниковые формы рельефа приурочены к Самсарскому хребту, главным же образом к массиву Самсара. На внутренней поверхности огромной кальдеры Самсара имеются 3—4 древнеледниковых кара, в течение почти всего лета забитые снегом. Кар имеется также на северо-восточном склоне Кара-дага. На дне кальдеры Самсара моренные накопления смешаны с продуктами выветривания. Вне границ Нижней Картли следы древнего оледенения ясно выражены в Джавахетии на массивах Б. Абула, Кара-кузей, северо-западном склоне Самсара. Южнее границ нашего района древнеледниковые трюги представлены на аномально низких уровнях в верховьях р. Сарфа-дара (приток Машавери), ниже «климатически неоправданных ледников» восточного склона Мокрых гор. Следы древнеледникового воздействия отсутствуют на многих вулканических массивах Самсарского хребта и Мокрых гор, при чем в некоторых случаях это объясняется юностью вулканов (гг. Кызыл-даг, Шавнабади), в других же случаях недостаточной для оледенения их абсолютной высотой (гг. Тавкветили, Қоюн-даг, Дали-даг и др.).

В высоких зонах Самсарского хребта и отчасти Мокрых гор широко распространены скопления глыбовых продуктов морозной дезинтеграции лав — россыпи и осыпи. В некоторых частях наиболее возвышенной зоны Самсарского хребта образования эти трудноотделимы от древнеледниковых отложений, но многие россыпи и осыпи, принимаемые некоторыми исследователями за морены, не имеют с ними ничего общего. Так, например, представления А. Грена [13], К. Фохта [52], К. Пеффенгольца [40] и П. Желтова [18] о распространении ледниковых отложений следует считать сильно преувеличенными.

Антропогенные формы рельефа представлены множеством искусственных и полусинтетических пещер, высеченных в древности в крутых скалистых бортах речных каньонов, выработанных в молодых лавах (каньоны рр. Храми, Тяк-килиса, Карабулах, Чивчави и др.), курганами и искусственными островками озер (Салюглы-гель, Табискури).

## В. Описание геоморфологических районов

Территория Нижней Картли в рассматриваемых границах может быть подразделена на следующие геоморфологические области и районы:

### 1. Область Малого Кавказа

Район 1. Южные склоны Триалетского хребта с Алгетским ущельем.

Район 2. Средне-Храмская горная группа с Храмским ущельем.

## II. Область Южно-Грузинского вулканического нагорья.

Район 3. Цалкинская нагорная котловина.

Район 4. Самсарский хребет.

Район 5. Мокрые горы.

Район 6. Лавовые плато Храмского бассейна: Молотовское, Гомаретское, Беденское и Нижне-Картлийское.

### 1. Район южного склона восточной части Тriaлетского хребта с Алгетским ущельем

(Среднегорная складчатая страна)

Описываемый район простирается от г. Кваджвара на западе до г. Сигнальная на востоке и от Главного водораздельного гребня Тriaлетского хребта на севере до Цалкинской котловины и правобережья Алгетской долины (хребтов Бедени, Гомер и их восточного продолжения) на юге. Протяжение района с З на В равно 80—85 км, а ширина его, минимальная на западе (4 км на меридиане г. Кваджвара и 12 км на меридиане г. Джамджама), достигает на востоке 20 км. Западная часть района дренируется левыми притоками верхнего течения Храма (рр. Кусретис-цкали, Кюмбет, Бешташен-чай и др.), а восточная — рекой Алгети и ее притоками.

Описываемая территория, составная часть Аджаро-Тriaлетской складчатой зоны, сложена интенсивно смятыми в систему широтных складок осадочно-вулканогенными толщами преимущественно палеогенового возраста. Поскольку зона Аджаро-Тriaлетии в недавнем геологическом прошлом испытывала интенсивные поднятия, ее рельеф носит среднегорный характер, будучи расчленен эрозионной сетью рек, входящих в Храмскую и Алгетскую речные системы.

Влияние слагающих литологических комплексов на рельеф в описываемом районе заключается в приуроченности наиболее скалистых, резких форм к вулканогенной свите среднего эоцена (порфириты, их туфобрекчии, туфы и пр.), в интенсивном оползании глинистых отложений олигоцена и пр.

Эоценовые туфобрекчии и порфиритовые покровы образуют ряд резко выделяющихся скалистых массивов: Клдэ-кари, Биртвиси, Орбетис-кдэ, Азеула (Кер-оглы) и др. Многие из этих массивов использовались населением древней Грузии для сооружения крепостей. Особенно замечательна в данном отношении гора Биртвиси (1167), естественная труднодоступность которой усилена системой крепостных сооружений. В зоне развития нормальных морских осадочных свит (например, верхнеэоценовых гипсоносных глин и песчаников) рельеф значительно спокойнее и гребни характеризуются ровным продольным профилем, — таков, например, главный водораздельный гребень, по которому проходит автомобильная дорога Коджори—Приют.

Влияние тектоники на рельеф сказывается как в общем плане расчленения района, так и в некоторых второстепенных деталях. Основная речная долина — Алгетская заложена в продольном направлении, почти параллельно к простиранию складок. Это направление повторяется севернее р. Верой и на западе верхним течением Храма. Продольный характер носит также обширная долина р. Зимовнички (правый приток Алгети, по Вахушти «Лаквис-цхали»). Второразрядные реки текут поперек складок (рр. Кусретис-цкали, Асуретис-цкали и др.). Из второстепенных деталей рельефа, обусловленных тектоникой, должен быть отмечен antecedentный участок среднего течения Алгети выше сел. Чала,

врезанный в поднимающуюся Беденско-Абраметскую антиклиналь и отличающийся от остальных частей Алгетской долины как по своей узости и скалистости, так и по общему меридиональному направлению.

На территории района развита система речных террас и древних денудационных плоскостей. Относительная высота их не является постоянной для всей территории района, изменяясь под влиянием амплитуды новейших тектонических движений в разных тектонических зонах. Наиболее подняты эрозионные поверхности в верховьях р. Алгети, где долина близко подходит к осевой зоне Триалетского хребта. Здесь на таких поверхностях располагаются селения Напиллари, Намтвеврани и другие. Значительно подняты древние денудационные плоскости также в районах Манглиси, Гударехи и др. Иной характер имеет расположение террас в низовьях горного участка Алгети, где долина удаляется от затухающих к своей восточной оконечности триалетских складок.

## 2. Район Средне-Храмской горной группы с Храмским ущельем

Описываемый район, являясь орографической перемычкой между Триалетским и Сомхитским хребтами, простирается от Мологовского лавового плато на западе до меридиана Болниса на востоке и от Алгетской долины на севере до Машаверской долины на юге. В территорию его входят обширный Беденский горный узел, отделенные от него Храмским ущельем горные массивы Квирикети и Шиндляр, и само это ущелье. Таким образом, протяжение района как с С. на Ю., так и с В на З равно примерно 30—35 км. Территория района дренируется рекой Храми и его притоками, а также (в юго-западной части) левым притоком Машавери — р. Гета.

Район сложен главным образом отложениями мелового периода, представленными в двух основных (вулканогенной и карбонатной) фациях; северо-западная часть района, совпадающая с Храмским кристаллическим массивом, сложена главным образом гранитоидами. Осадочные и вулканогенные свиты сняты в систему приблизительно широтных складок и местами разорваны сбросами и надвигами.

Рельеф района носит типичный среднегорный характер — при высоте главных вершин (Яйло, Лысяя, Квирикети, Шиндляр) в 1750—1950 м дно Храмского ущелья в пределах района находится на высоте 650—900 м. Расчлененность поверхности эрозионными формами при этом полная, если не считать языков и останцев лавовых покровов, имеющих на границе с Южно-Грузинским вулканическим нагорьем (Клдэисский выступ Беденского плато, Каклианский останец), котловин с лавовой подпрудой (Ирагская котловина) и сравнительно редких древних поверхностей выравнивания.

Влияние слагающих пород на рельеф сказывается во второстепенных деталях последнего: интрузивные жилы и прослои некоторых туфогенных пород создают, например, подобие скалистых стен, особенно отчетливо видимые на бортах Храмского ущелья. К таким «стенам» часто близуют приурочены древние укрепления (известная крепость Хулути близ с. Питарети и др.).

Влияние тектоники на рельеф района сильно затухивано вмещательством вулканических излияний новейшего времени, которые обусловили резкие отклонения речной сети от первоначальных направлений.

Храмское ущелье имеет в рассматриваемом районе весьма извилистое направление, образуя в плане резкие изгибы. Это обстоятельство является результатом перестройки речной сети района под влия-

нием лавовых потоков с Мокрых гор, а отчасти также и новейшей тектоники. Изгиб Храмского ущелья между с. Мологово и устьем р. Карабулах обусловлен лавами Молотовского и Гомаретского плато, ранее простирившимися, судя по сохранившимся останцам у с. Каклиани и устья р. Чочизани, дальше на СВ, чем теперь. Почти на всем своем протяжении ущелье имеет довольно широкую аллювиальную пойму, указывающую на недавно закончившийся процесс погружения дна ущелья и занятую своеобразным ландшафтом заболоченных лесов из тополя и ивы. На месте расчищенных лесов разводятся кукуруза и овощи. Эта пойма — единственная выдерживающаяся речная терраса Храмского ущелья. Более высоких террас здесь не имеется, какое обстоятельство объясняется омоложением долин вследствие обусловленного лавовыми излияниями и тектогенезом изменения ее направления.

Фрагменты выровненных поверхностей имеются высоко над дном ущелья (на относительной высоте в 300—400 и более метров). Такие поверхности встречены нами в районах сс. Верхи и Нижн. Ахкалафа, Цхидари-Абаго, Питарети и т. д. Плоскости эти по всей вероятности древнее последних излияний основных лав в области Мокрых гор и сформированы при совершенно отличной конфигурации речной сети.

### 3. Район Цалкинской нагорной котловины

(Рельеф складчатых форм на основе лавовых покровов)

Район Цалкинской нагорной котловины занимает бассейн верхнего течения р. Храми, простираясь от южной подошвы центральной части Триалетского хребта до склонов Мокрых гор и от северной половины Самсарского хребта до Беденского горного массива. Протяжение района с З на В достигает 50 км при наибольшей ширине в 30—31 км.

Сложен район смятыми в экваториальную систему складок лавовыми (долеритовыми) покровами неогенового возраста, в углублениях которых накопились озерные и речные отложения преимущественно четвертичного возраста.

Рельеф района определен в первую очередь как результат морфологического выражения новейшей складчатости. Менее значительную роль играла деятельность рек и озер, заполнивших отрицательные формы рельефа вышлыми осадками и пропиливших в положительных формах эрозионные «ворота».

Основными морфологическими элементами Цалки являются котловины и гряды с величиной колебания высот порядка 100—200 м.

Большую часть рассматриваемого геоморфологического района занимает Бешташенская котловина, простирающаяся с З на В на 23—25 км при максимальной ширине в 9 км. К СВ и ЮВ от восточной части ее расположены меньшие по величине котловины Кярякская, Башковская и Бармаксызская. Все эти котловины совпадают со складками брахисинклиналичного типа, имеющими форму эллипсов, вытянутых в широтном направлении. Продолжением Кярякской синклиналичной котловины на З служит синклиналичная долина р. Чилчил и котловина озера Узунгель, а Бешташенская котловина, суживаясь к востоку, переходит в синклиналичную же Имерскую долину.

На всем протяжении северной периферии области распространения новейших лав в пределах Цалки протягивается невысокая возвышенность, названная нами Цалкинским грядой и ограничивающая с севера Бешташенскую и Кярякскую котловины. От этой возвышенности близ средней части Бешташенской котловины ответвляется Бешташенская

гряды, отделяющая восточную часть вышеозначенной котловины от Кярякской. Восточнее меридиана с. Бешташен эта гряда также разветвляется на две ветви, которые под названием **Ливадской** и **Башковской** гряд обхватывают Башковскую котловину с одноименным озером. Параллельно Бешташенской гряде, южнее ее, протягивается гряда **Корсу**, переходящая к востоку в хр. Бедени. Наконец, еще южнее, между сс. Цалка (Бармаксыз) и Ташбаш, у границы Цалкинской котловины и Молотовского плато поднимается еще одна, **Ташбашская гряда**.

Северное вышеописанной Цалкинской гряды новейшие лавы не распространены. Однако полоса, находящаяся между северным подножием означенной гряды и южным подножием Триаletского хребта (г. Арджеван и прилегающих массивов), называемая нами **Притриаletской наклонной равниной**, должна быть отнесена к геоморфологическому району Цалки, поскольку лавовый подпор обусловил здесь выравнивание рельефа и формирование нагорной равнины на высоте около 1600—1800 м над уровнем моря. Равнина эта сложена преимущественно речными наносами и слегка наклонена к югу—к подошве Цалкинской гряды. Протяжение Притриаletской равнины с З на В достигает около 27 км при максимальной ширине в 6 км. Торчащие из-под аллювиального покрыва южные отроги Триаletского хребта подразделяют ее на три части, из коих самая обширная — **Кабурская наклонная равнина** (23 × 4 км). Западнее расположены **Тарсонская** и **Рехская котловины**.

Характерной морфологической чертой Цалки является также наличие юных каньонообразных эрозионных ущелий, пропиливающих лавовые антиклиналы и являющихся как бы естественными воротами, соединяющими между собою синклинали котловины и Притриаletскую равнину. Протяжение этих каньонов колеблется в пределах 1—3 км, а глубина 50—200 м. Каньоны сгруппированы в основном вокруг Бешташенской котловины, прорывая ее окаймление. Авранлойский каньон соединяет Бешташенскую котловину с Рехской котловиной, Кюмбетский с Тарсонской долиной, Ашкалинский — с Кабурской равниной, Бешташенский и Бармаксызский, соответственно, с Кярякской и Бармаксызской котловинами. Вне границ Бешташенской котловины находятся каньоны Кярякский, соединяющий Кярякскую котловину с Притриаletской равниной и Ташбашский, который пропиливает одноименную гряду, а затем врезается в Молотовское плато. Естественные блок-диаграммы, созданные речной эрозией в этих каньонах (особенно в Авранлойском, Ашкалинском и др.) с необычайной отчетливостью показывают отражение складчатых структур рельефом Цалки.

Своеобразной морфологической деталью Цалки и в частности Бешташенской котловины следует считать также так наз. **Дараковское плато**, расположенное у южного подножия Цалкинской гряды, внутри полукруглой дуги, соединяющей сс. Джинис, Дараков и Цин-царо. Плато имеет в плане почти круглую форму с поперечником в 5—6 км. Своей северной стороной плато примыкает к Цалкинской гряде между сс. Ашкала и Санта. Края его крутые, местами обрывистые; поверхность его выпуклая с наибольшей абсолютной отметкой в 1690 м в центральной части. Относительное превышение краев Дараковского плато над дном Бешташенской котловины равно 40—60 м; соответственная величина для центральной части плато равняется 130—180 м. Краевые части его изрезаны радиальной сетью безводных оврагов с обрывистыми бортами. В отдельных местах частота овражной сети создает настоящий ландшафт «дурных земель».

#### 4. Район Самсарского хребта

(Меридиональный ряд верхнетретичных и четвертичных центральных вулканов)

С Нижней Картли граничит лишь северная половина этого вулканического хребта (южная половина с высочайшей вершиной всего хребта — Б. Абулом находится вне пределов описываемой нами области). На севере Самсарский хребет доходит до долины верхнего течения р. Храми (Кциа); самой южной в пределах Нижней Картли вершиной хребта является г. Самсар. Протяжение хребта в рассматриваемых границах равно 18—19 км.

Самсарский хребет — вполне обособленная орографическая единица. Его восточные склоны спускаются к Цалкинской и Тапараванской котловинам, а западные к Ахалкалакскому плато; на юге хребет обрывается долиной р. Ахалкалак-чай, а на севере отделяется от Триалетского хребта Кцийской долиной. Соединительной перемычки с Мокрыми горами, существование каковой предполагалось Г. Абигом, О. Карапетяном, В. Кавришвили и некоторыми другими авторами между гг. Самсар и Дали-Даг, в действительности нет; на месте этой гипотетической перемычки расстилается лавовое плато, служащее общим основанием для Самсарского хребта и Мокрых гор, на котором водораздел бассейнов рр. Храми и Ахалкалак-чай выражен очень неясно.

С морфологической точки зрения Самсарский хребет сочетает в себе два главнейших компонента — широкое основание, сложенное дислоцированными неогеновыми эффузивами и насаженные на него центральные вулканы приуроченные к трещинам основания. Первый компонент получил в литературе название **пьедестала Самсарского хребта**, в то время как Самсарский хребет в узком значении объединяет поставленные на этот пьедестал массивы центральных вулканов.

Сложен Самсарский хребет исключительно эффузивами с господством более или менее плотных лав и ограниченным развитием рыхлых продуктов вулканизма. Химический состав этих эффузивов колеблется в пределах ряда андезито-базальты-андезито-дациты. По возрасту эффузивы эти подразделяются на относительно древние (неогеновые) и молодые (четвертичные) излияния. К группе наиболее молодых образований принадлежат гг. Кизыл-даг, Шавнабади и, может быть, некоторые другие.

В пределах Нижней Картли в Самсарский хребет входят следующие вулканические массивы.

Самым северным членом ряда являются двойной горный массив Тавкветили (2585 и 2340 м над ур. моря), возвышающийся между долиной р. Кциа и перевалом на колесной дороге, соединяющей оз. Табискури с Цалкой. Большой Тавкветили имеет форму правильного конуса с усеченной вершиной, что и послужило мотивом для названия «тавкветили», означającego «обезглавленная». Западнее находится Малый Тавкветили, имеющий в плане овальную форму с широтно направленной длинной осью. Оба конуса характеризуются хорошей сохранностью своей первичной округлой формы.

Следующим к югу членом основного вулканического ряда является двойной же вулкан Шавнабади. Составляющие его два конуса располагаются на меридиональной линии и тесно соприкасаются между собою своими нижними частями. Северный конус или Б. Шавнабади имеет форму еле усеченного, издали представляющегося остроконечным, хорошо сохранившегося конуса высотой в 2929 м над ур. моря. Южный или



М. Шавнабади высотой около 2800 м н. у. м. представляет собой правильный усеченный конус, при чем вершина его имеет обширную (1,4 км в поперечнике), круглую в плане кратерную впадину. Своим общим характером массив Шавнабади напоминает камчатский вулкан Толбачик, который также состоит из двух (острого и плоского) конусов, сливающихся в единый массив (А. Н. Заварицкий, 1950).

Южнее массива Шавнабади расположена мощная горная группа, состоящая из взаимосвязанных скалистым гребнем массивов Кара-кузей и Самсар, в сопровождении стоящих вне-основного вулканического ряда нескольких отдельных конусов.

Г. Каракузей (3183 м) имеет форму трехгранной остроконечной пирамиды, мало напоминающей вулканическое сооружение. Объясняется это сильным воздействием древнего оледенения, следы которого сохранились здесь в свежем виде.

Возглавляющий рассматриваемую группу массив Самсара (3285 м) — мощная горная громада альпийского облика, возвышающаяся на 1300—1500 м относительной высоты от прилегающих нагорных равнин и котловин. В плане Самсар имеет форму полукольца, открытого на северо-восток к Цалке. Кольцом охватывается обширная и глубокая кальдера. Поперечник Самсарского массива в целом равняется 10 км, при диаметре кальдеры в 3 км (расстояние между противоположными внутренними склонами вышеупомянутого кольцевого хребта). Глубина кальдеры достигает 400—500 м. С кальдерой Самсара связаны вулканические конусы Кара-даг, Кызыл-даг и Третий Собрат. Кара-даг (3052 м) имеет характер неправильной пирамиды с уплощенной вершиной и ясно выраженным плечевидным изломом гребня; это достаточно древний, подвергшийся воздействию бывшего оледенения вулкан. Кызыл-даг (3100 м) — эффектный молодой конус правильно остроконечной формы с относительной высотой в 700 м и диаметром круглого основания в 2 км. Сложенные красной лавой крутые склоны его представляют чередование радиально расходящихся от вершины во все стороны луговых полос и узких барранкосовидных рытви, спускающихся до самой подошвы конуса. Высота Третьего Собрата, который расположен юговосточнее Кызыл-дага, равна 2855 м. Описанные три вулканических массива, хорошо видимые из Цалки, своим расположением обнаруживают генетическую связь с Самсарским центром эруктивной деятельности подобно тому, как это имеет место в районе Авачинской сопки на Камчатке и у некоторых японских вулканов ([19] стр. 9).

В пределах Нижней Картли расположена еще одна группа вулканов Самарского хребта — группа Бебер-дага. Последняя, находясь к северо-востоку от г. Шавнабади и южнее дороги Табискури-Цалка, состоит из трех массивов, сливающихся подножиями и выстроенных вдоль широтной прямой. Самым высоким из них является восточный конус (2513 м), имеющий форму приплюснутого сверху широкого купола. Средний массив (2490 м) представляет собой усеченно-конический постамент с сиданием на нем небольшим остроконечным конусом. Западный массив (2415 м) имеет вид притупленного купола.

Пространства между вышеописанными массивами представляет собой почти сплошные каменники, покрывающие собой поверхность «пьедестала» (см. выше).

### 5. Район Мокрых гор

(Цель разновозрастных вулканов вдоль меридионального поднятия)  
Возвышенность Мокрых гор принадлежит Нижней Картли только

восточными-своими склонами, которые дренируются рекой Храми и его правыми притоками (рр. Чочиани, Карабулах, Машавери).

Основной способ, которым образовались Мокрые горы, идентичен тому, в результате осуществления которого создался Самсарский хребет: линейные излияния вдоль меридиональной трещины разлома земной коры. Однако между этими двумя важнейшими орографическими элементами Южной Грузии имеются и существенные различия. Мокрые горы более массивны, их гребень менее изрезан, а склоны менее круты и менее каменисты, чем у Самсарского хребта. Эти различия объясняются, с одной стороны, меньшей высотой Мокрых гор, обусловившею незначительность древнеледникового воздействия и, с другой стороны, характером самих извержений, — излияние лав в Мокрых горах происходило из более тесно расположенных очагов, чем в Самсарском хребте. Кроме того, основная масса здешних лав изливалась, повидному, в весьма жидком состоянии и образовала пологие щиты. Современный наклон склонов Мокрых гор создан поствулканическим поднятием, ось которого примерно совпадает с водораздельным гребнем.

В пределах Нижней Картли высшей точкой Мокрых гор является г. Емликли (3053 м), находящаяся у истоков р. Машавери. Севернее, в бассейнах рр. Карабулах и Чочиани высоты нигде не достигают 3000 м. Восточные склоны возвышенности под умеренным углом наклонены к Гомаретскому и Молотовскому лавовым плато.

Гребень Мокрых гор имеет волнистый продольный профиль и настолько широк, что при переходах через него из Нижней Картли в Джавахетию перевальные точки улавливаются с трудом<sup>1</sup>. В отдельных местах гребня возвышаются широкие куполообразные вершины — гг. Кулябьяки (2821 м), Агрикар (2975), Коюн-даг (2415 м), Дали-даг (2661 м) и другие. Коюн-даг сложен липарито-дацитовыми лавами с жилами прозрачного обсидиана, который в каменном веке широко использовался для изготовления орудий человека.

В восточный склон Мокрых гор врезаны балки каньонообразного типа, по которым стекают истоки рр. Машавери, Карабулаха и Чочиани. Глубина этих балок равна большей частью 100—200 м. Склоны их часто обрывисты, иногда же ступенчаты.

В пригребневой зоне восточного склона Мокрых гор снежные пятна держатся в течение всего лета. Здесь имеются небольшие фирн-глетчеры типа климатически неоправданных зачаточных ледников. Ниже этих фирн-глетчеров наблюдается троговидная форма долины, свидетельствующая о локальном развитии древнего оледенения под влиянием перемещения зимними ветрами свежего снега с западных склонов на восточные и скопления его в углублениях рельефа.

#### 6. Районы Молотовского, Гомаретского, Беденского и Нижне-Картлийского плато

(Расчленение эрозией покровы основных лав с примыкающими водно-аккумулятивными равнинами)

Перечисленные районы геоморфологически однородны, хотя и разобцены между собой участками развития горно-эрозионного рельефа. Ввиду взаимного сходства, мы их рассматриваем вместе.

6а. Молотовское или Розенбергское плато расположено сейчас же ниже Цалки, в начале среднего течения Храми на обоих ее берегах. Огра-

<sup>1</sup> Перевальные точки Мокрых гор отмечены средневековыми каменными знаками вроде «Тикма-таша» и «Колун-таша», служившими для ориентировки караванов.

ничивают его: с запада склоны северной части Мокрых гор (район г. Булаг-даг), с юга соединительная перемычка между Мокрыми горами и Квирикетской возвышенностью, с севера Ташбашская гряда и западная оконечность Беденского хребта; на востоке плато частью ограничено Храмским ущельем, частью же переходит и на его левобережье, ушраясь здесь в один из южных отрогов Бедени.

Длинная ось Молотовского плато вытянута в меридиональном направлении вдоль Храмского ущелья на 10—12 км. Ширина его 3—4 км. Абсолютная высота поверхности плато 1400—1600 м.

Ущелье нижнего течения р. Чочияни (Джуджиани) и верхняя излучина Храмского ущелья придают восточному краю плато изрезанные в плане очертания, при чем основная, правобережная часть его подразделяется на три фестонобразно выступающие части. Южный фестон — плато Семи Озер — жакто между Чочиянским ущельем и северной подошвой Квирикетской возвышенности. Здесь характерны озерные ванны. В низовьях Чочияни в грандиозных масштабах проявились оползни. Севернее, между Чочиянским ущельем и с. Молотово находится средний фестон с плоской поверхностью, пересекаемой кратчайшей (конной) дорогой из Молотова в Б. Гомарети. Третья или северная часть Молотовского плато, отделенная от средней части Молотовской балкой, наиболее обширна, плоска и в значительной степени заболочена. В этой части плато находятся сс. Ташбаш и Чапаевка. В районе последнего из названных сел, у границы со склонами Мокрых гор, имеется несколько мелких озер. На левобережной части Молотовского плато расположены сс. Ахалык и Неон-Хараба.

С левобережной частью Молотовского плато связана Шиякская долина, расположенная между хребтами Бедени и Гелиндаг. Протягиваясь с СВ на ЮЗ, долина имеет 6 км протяжения и в среднем 1600 м абсолютной высоты. Выравненный характер рельефа Шиякской долины связан, по всей вероятности, с подпором ее лавами Молотовского плато. В тектоническом отношении долина эта совпадает с синклиналью.

Ущелья рр. Храмы и Чочияни, врезанные в плоскость Молотовского плато, имеют 300—500 м глубины и своими нижними частями выработаны в основном в породах докембрийского субстрата, главным же образом в кристаллическом комплексе Храмского массива и в меловых туфогенных отложениях.

Лавы, слагающие Молотовское плато, относятся к типу андезитобазальтов и изливались в области Мокрых гор. Местами они обнаруживают слабую дислоцированность, — так, например, около с. Ахалык они полого изогнуты как бы в подражание антиклинали Ташбашской гряды; изгиб этот повторяется рельефом левобережной части Молотовского плато.

П. И. Желтов ([18] стр. 148—149) считал, что в четвертичном периоде с Мокрых гор сползали ледники, оставившие следы своей механической работы в рельефе Молотовского плато. За такие следы И. И. Желтов принимает впадины, в которых помещаются 7 озер правобережья р. Чочияни. По его мнению, впадины эти образовались в результате ледникового выпавивания первичных неровностей лавового покрова. Наши наблюдения не подтверждают этого мнения: следов ледниковой деятельности на Молотовском плато не имеется и существующие здесь впадины произошли, как это полагает Н. Е. Астахов (устное сообщение), путем неравномерного оседания лавового покрова, залегающего, повидимому, на рыхлых отложениях. Да и в свете общих палеогеографических закономерностей, установленных для Антикавказа, опускание древних лед-

ников на столь низкий уровень (1500—1600 м над ур. моря) представляется маловероятным.

6б. Гомаретское плато находится к востоку от средней части Мокрых гор, в бассейне р. Храми и ее правого притока р. Карабулах. Оно ограничено: с севера Квирикетской возвышенностью, входящей в Средне-Храмскую горную группу, с востока Храмским ущельем на участке между с. Каклиани и устьем р. Карабулах; на юге Шиндлярским массивом, являющимся членом той же горной группы и на западе восточными склонами Мокрых гор. Длинная ось плато вытянута в направлении ЮЗ—СВ на 20 км, при ширине его в 10—11 км. Абсолютная высота поверхности плато колеблется в пределах 1200—1400 м, на 400—500 м превышая отметки гальвега прилегающей части Храмского ущелья. Дренажируется плато в основном системой р. Карабулах, а также другими менее значительными правыми притоками Храми.

Рельеф Гомаретского плато может быть охарактеризован как сочетание плоско-холмистой вулканогенно-водноаккумулятивной равнины с врезанной в нее эрозионной сетью разветвленных каньонов и ущелий. Нижнее течение р. Аха и Гедак-дагский отрог Шиндлярского горного массива делают Гомаретское плато на две основные морфологические части, из которых северо-восточная часть (района Аха—Мамуласопели и Нижн. Карабулах-Саджа) имеет плоскую, почти горизонтальную поверхность, а юго-западная часть, перекрытая шлейфами выносов многочисленных притоков Карабулаха, заметно наклонена к СВ и изрезана неглубокими руслами указанных речек. Лавовая броня одевает не всю площадь равнинной поверхности плато; значительные участки ее сложены озерно-речными наносами, накопившимися в связи с лавовым подпором древних (довулканических) долин. Долериты, слагающие ядро Гомаретского плато, пересланяются и сопровождаются песками и галечниками, отлагавшимися в озерных водоемах и медленных речках. Некоторые из совершенно горизонтальных, плоских, заболоченных участков плато представляют днища бывших озер (пример—заболоченная равнина у селения Кейван-Булгасан). Холмистый рельеф связан с наличием останцов долавого рельефа, возвышающихся посреди равнины (холм восточнее того-же селения, сложенный верхнемеловыми известняками), а также лавовым подпором и рыхлым выполнением древних долин по окраинам плато (долины Даг-Арухло, Кировисская).

Р. Карабулах и ее притоки расчленили Гомаретское плато разветвленной системой эрозионных форм, часть которых выработана целиком в лавах и в таких случаях имеет каньоновидную форму, часть же врезалась в подстилающие лаву формации и являются нормальными эрозионными долинами треугольного сечения. Около с. Верхн. Карабулах глубина эрозионного вреза еще незначительна, но вниз по течению р. Карабулах она возрастает, достигая в низовьях ее 500—530 м. Река Карабулах впадает в Храми на высоте около 760 м над уровнем моря, в то время как края Гомаретского плато, в виде двух лопастей выступающие к востоку по обеим сторонам Карабулахского ущелья, имеют 1200—1300 м абс. высоты.

Своеобразным морфологическим элементом южной части Гомаретского плато и одновременно важным свидетелем геологической истории этого района является холм у с. Бусукала, принимавший некоторыми исследователями за самостоятельный вулканический центр. Вершина холма плоска и образована тремя последовательными покровами андезито-дацитового лавы, покоящимися на круглом в плане основании из меловых туфогенов. Фрагмент лав на вершине представляет собой останец

уничтоженного эрозией андезито-дацитового покрова. Другой, менее значительный кусок тех же лав виднеется северо-восточнее Бусукалинского холма. Никакого вулканического центра здесь нет. Бусукалинские останцы свидетельствуют, на наш взгляд, о том, что третичные лавы Мокрых гор раньше простирались дальше на восток, чем сейчас, и что значительная их масса на периферии, была смыта еще до излияния долеритовых лав, создавших Гомаретское плато.

**6 в. Беденское плато** занимает дно корытообразного углубления гребневой полосы одноименного горного массива и дает к югу довольно длинный отросок, простирающийся вдоль правобережья Клдэсского ущелья. Абсолютная высота основной части плато колеблется в пределах 1400—1600 м. Лавы, слагающие плато, заполняют собой древнюю речную долину и, как будет показано в палеогеографическом разделе данной статьи, составляют среднюю и наиболее поднятую часть огромнейшего лавового потока, спустившегося в начале четвертичного периода с южной части Мокрых гор до самого устья р. Храми. Поверхность Беденского плато, местами представляющая собой «Мостовую гигантов», подвергается эрозионному расчленению левыми притоками р. Храми: в ее западную часть врезались истоки р. Клдэсис-цкали, а в восточную р. Асланки. Сложено Беденское плато, как и Гомаретское и Нижне-Картлийское плато, долеритовыми лавами. Поверхность плато полого наклонена к югу, — результат поствулканического тектогенеза (продолжающегося воздымания Беденской антиклинальной структуры).

**6 г Нижне-Картлийское плато** — непосредственное продолжение Беденского, связанное с последним в районе истоков р. Чивчави — представляет собой окраинную, выдвинутую далеко к востоку часть Южно-Грузинского вулканического нагорья, которая опирается в Борчалойскую низину. Плато это почти обособлено от остальных частей нагорья, отличаясь от них меньшей высотой и характером своего ландшафта.

Располагается Нижне-Картлийское плато в междуречьи Алгети—Машавери, с севера и юга охватывается отрогами Средне-Храмской горной группы, исходящими из Беденского и Шиндлярского массивов. На востоке плато граничит с Борчалойской низиной по линии Марабда—Марнеули—Арухло—Таштикулар, а на западе оно ограничено хребтом г. Лысой и тесно связанной с плато Ирагинской котловиной. Наибольшее протяжение Нижне-Картлийского плато от восточной оконечности Беден в направлении сперва на ЮВ (Чивчавское наклонное плато), а потом почти прямо на восток до с. Марнеули равно примерно 40 км. Максимальная ширина плато на меридиане с. Цинцкаро 10—11 км. Ширина западной, узкой части плато без Ирагинской котловины около 3 км.

Плато пересекается в продольном направлении рекой Храми, которая своим довольно глубоким каньоном делит его на две неравные части — северную (большую) и южную. Первая может быть названа Тетрицкаройским плато, вторая — плато Дисвели (последнее название встречается впервые в «Географическом описании Грузии» Вахушти). Южная часть или плато Дисвели имеет 19 км протяжения с З на В при средней ширине в 4 км.

Общий наклон поверхности Нижне-Картлийского плато направлен к востоку. Если двигаться по ней с востока на запад, то абсолютная высота возрастает с 450—500 м близ с. Арухло до 600—700 м на меридиане селения Дурнуки, 800—1000 м на меридиане с. Цинцкаро, 1000—1100 м у с. Дагет-Хачин, 1100—1150 м у с. Тетрицкарой и свыше 1400 м близ Надарбазевского озера (Черепановская поляна). Кроме продольного уклона, плато имеет также и поперечный уклон (см. ниже).

Северная или Тетри-Цкарской часть плато имеет в плане сильно вытянутую форму—при длине почти в 40 км, ширина ее колеблется от 2—3 км до 6—7 км. Начинается она восточнее с. Ивановки и сперва узкой полосой спускается в юго-восточном направлении, отделяя Ирагинскую котловину от хребта Гомер, а затем недалеко от с. Тетри-цкаро, расширяясь, поворачивает на восток. Западная узкая часть плато (Чивчавское пл.) имеет заметный продольный уклон в юго-восточном направлении, опускаясь от 1500 м до 1200 м над ур. моря. Восточная, более широкая и обширная часть, простирающаяся от меридиана с. Тетри-цкаро до с. Марнеули, имеет, кроме пологого продольного восточного наклона, еще и поперечный, ошутительный наклон к югу — в сторону Храмского каньона. Благодаря южному наклону, из с. Тетри-Цкаро можно через плато Дисвели и восточную оконечность Шоршолетского отрога Шиндлярского горного массива видеть дно долины р. Машавери выше с. Квешви.

Поверхность Тетри-цкарской плато не является однообразной и плоской, ее рельеф усложнен различными формами мезо и микрорельефа. Прежде — всего, в плато врезаны эрозионные каньонобразные ущелья левых притоков Храми, из коих наиболее значительны рр. Асланка и Чивчави. Максимальная глубина каньонов достигает 200—250 м. В восточной части плато, южнее с. Дурнуки по каньонобразной балке протекает периодически пересыхающая речка Каранлых-дере, направленная вдоль общего наклона плато с ЗСЗ на ВЮВ. Рельеф междуречий сочетает плоские, местами полого наклоненные равнины с холмистыми грядами, полого вогнутыми неглубокими впадинами (между сс. Цинцкаро и Арнаут, севернее с. Косалар и т. д.), а по краям плато также и с короткими, большей частью безводными каньончиками, которые вверх по течению переходят в плоскодонные лога. Особыми формами микрорельефа являются также кучи базальтовых обломков, искусственным путем собранных и нагроможденных при очистке пашень, «Мостовые гигантов» (обнаженные поверхности распавшейся на шестигранные призмы долеритовой лавы) и пр.

В западной части Тетри-Цкарской плато, левее дороги, ведущей из районного центра в с. Ивановку, находится озеро Надарбазеви (1430 м над ур. м.), своим происхождением обязанное, очевидно, лавовому подпору. Озеро обнаруживает признаки недавнего интенсивного сокращения. Близ озера—остатки дворцовых сооружений, приписываемых царице Тамаре (Вахушти). Значительное уменьшение площади озера произошло после XII века, ибо в эпоху процветания жизни в данном месте озеро должно было, судя по сохранившимся памятникам материальной культуры (искусственным островам, спусковой дороге к озеру, расположению окон дворцовых зданий), заполнять своими водами всю ныне луговую котловину, носящую среди местного русского населения название «Черепановской поляны».

Храмский каньон, отделяющий Тетри-Цкарское плато от плато Дисвели, имеет свыше 20 км протяжения вдоль р. Храми—от устья р. Асланки и до с. Арухло. Ширина каньона вверху колеблется от 0,4 до 1,7 км. Глубина его равна 150—300 м, достигая своего максимума на меридиане с. Тетри-Цкаро у развалин древнего города Самшвилдэ. У городища Самшвилдэ, выстроенного в раннем средневековьи на длинном узком мысу между рр. Храми и Чивчави, эти реки протекают по тесным щелям, глубина которых больше ширины. В отвесных бортах Храмского каньона высечено множество пещерных убежищ, использовавшихся при нашествиях завоевателей в средние века (районы сс. Да-

гег-хачин, Самшвилде, монастыря Пиргебули и т. д.). Речных террас регионального значения, кроме поймы, в каньоне не имеется.

Верхнее течение р. Асланки орошает Ирагинскую котловину, которая, располагаясь в области развития меловой вулканогенной свиты, тем не менее по своему происхождению тесно связана с Нижне-Картлийским плато. Это древняя эрозионная долина, которая была подпружена лавами и заполнилась озерно-речными отложениями. Плоскодонная котловина, находящаяся на высоте около 1300 м над ур. м., застроена греческими, армянскими и осетинскими селами; вниз по течению р. Асланки ее сменяет глубокое молодое ущелье, огибающее с востока гору Самгерети.

Плато Дисвели на правом берегу р. Храми отличается от левобережной или Тетри-цкарской части совершенно плоским рельефом своей поверхности. Особенно ровной является западная часть плато, пересекаемая дорогой Болниси—Тетрицкаро. Абсолютная высота Дисвели от 500 м на востоке до 800—850 м на западе. Южный край Дисвели окаймляется восточной оконечностью Шоршолетского отрога Шиндлярского горного массива, образующего левобережье Машаверской долины от сс. Акаурта и Ратевани до окрестностей с. Ташти-Кулар. Далее на восток, от Ташти-Кулара к Арухло и затем по краю Тетри-Цкарской плато к Марнеули лавовый покров лишен обрамления из более древних геологических образований; здесь лавы образуют внешний склон плато, уходящий под аллювий Борчалойский низины.

Образовано Нижне-Картлийское плато долеритовыми лавами, мощность толщ которых колеблется от нескольких десятков до нескольких сот (300—350) м. Расчленившие поверхность плато эрозионные формы местами прорезали всю лавовую толщу, углубившись далее в подстилающие формации. Например, в средней части Храмского каньона, у пересечения последнего дорогой Тетри-Цкаро—Болниси под лавами обнажены верхнемеловые известняки. У с. Самшвилде из-под лав возвышается холм кварцпорфировой интрузии с рассыпанными многочисленными правильными бипирамидальными кристаллами магматического кварца (эти кристаллы описывал уже Вахушти).

Г. Абиш, В. Н. Филиппов и некоторые другие авторы указывали в описываемом районе центры вулканических извержений ([3], стр. 145; [5], стр. стр. 69—70, 71 и 73). За один из таковых принимался массив г. Самеба, возвышающийся у автомобильной дороги Тетри-Цкаро—Тбилиси, над с. Чхиквта. Г. Абиш считал, что эта коническая вершина, хорошо видимая почти со всей Алгетской долины, представляет собой «экструзию долеритовой лавы». Наши наблюдения показали, что долериты слагают лишь самую макушку г. Самеба, а большая часть массива образована туфогенными породами мелового возраста. Ниже будет показано, что г. Самеба, не являющаяся центральным вулканом, представляет собой фрагмент лавового покрова Нижне-Картлийского плато, вознесенный на современную высоту поствулканическим тектогенезом. Что же касается «вулканов» В. Н. Филиппова, расположенных, по его словам, на южном склоне восточной части Триалетского хребта, то следует думать, что за таковые названным автором приняты массивы внутриформационных эффузивов эоцена — гг. Биртвиси, Орбетис-кдэ и др.

Заслуживают быть отмеченными морфологические черты рассматриваемого района, созданные поствулканическими тектоническими воздействиями. Уже упоминавшийся выше поперечный наклон Тетри-цкарского плато связан, несомненно, с поднятием северной периферии района и формированием Гомерской антиклинальной зоны. Южный наклон поверхности плато отчетливо ощущается в районах сс. Тетри-Цкаро,

Самшвилдэ и Дагет-хачин по профилю шоссе, по футбольному стадиону и направлению стока поверхностных и подземных вод. Пересекающие плато реки текут либо по биссектрисе угла, образуемого направлениями продольного и поперечного наклонов Тетри-цкароейского плато (рр. Чивчави, Дагет-хачинская речка), либо по направлению второго из указанных наклонов. Воды, выносящие из под лав в каньоны рр. Храми и Чивчави растворенный карбонат кальция и отлагающие здесь его в виде травертинов, также стекают с севера на юг. Вдоль южных склонов хребта Гомер наблюдаются специфические образования, свидетельствующие о воздымании этого оро-тектонического элемента после излияния создавших Нижне-Картлийское плато долеритовых лав.

Особенности строения и морфологии южных склонов Гомерского хребта, показывающие его недавнюю тектоническую активность, заключаются в наличии приподнятых фрагментов долеритовой лавы, наблюдаемых от урочища Козлова дача на западе до района с. Вархуно на востоке. Фрагменты представлены в различных морфологических вариантах, но общей их чертой следует считать перемещение более или менее значительных обрывков лавы, неотличимой петрографически от лавы, слагающей Тетри-цкароейское плато, вместе с подстилающим осадочным субстратом вверх — на десятки метров относительной высоты от уровня плато.

По дороге из урочища Козлова Дача в сел. Тетри-Цкаро, на обращенных к Тетри-цкароейскому плато склонах хребта Гомер, встречаются примазки пузырчатой долеритовой лавы, расположенные на высотах порядка нескольких десятков метров от поверхности названного плато. Эти примазки не образуют здесь определенных форм рельефа, представляя собой, повидимому, последние остатки некогда более значительных, впоследствии разрушенных денудацией клочков лавы, оторванных от основного покрова и вовлеченных в движение поднимающегося Гомерского хребта.

Более яркое морфологическое выражение имеет фрагмент долеритовой лавы на южном склоне самого Гомерского массива, у с. Вархуно близ Тетри-Цкаро. Он представляет собой террасовидную ступень с относительной высотой в 40—50 м от поверхности прилегающей части Тетри-цкароейского плато. Поверхность террасы распахана под зерновые посевы, а на краю ее стоит церковь с кладбищем. Лавы, слагающие «Вархунскую ступень», идентичны лавам плато. Эта лавовая терраса представляет собой бывший край лавового покрова, оторванный сбросом и переместившийся вверх на десятки метров.

Третий морфологический элемент рассматриваемого типа — г. Самеба — находится далее к востоку и связан со следующей за Гомерской зоной антиклиналью. Это эрозионный останец лавового покрова, некогда распространявшегося здесь далее, чем в современную эпоху. Останец поднят над северной окраиной Тетри-Цкароейского плато в результате поствулканических тектонических движений.

Описанные А. М. Абрамяном и В. З. Заалишвили (цитировано по Л. Меликсетбекову [37], стр. 84—85 и фото на табл. 55 в приложении) «Каракские колонны», принимаемые за мегалитические колонны или за «менгиры» (там же, стр. 86), в действительности представляют собой, как это с полной очевидностью видно по приводимой фотографии, естественные формы выветривания столбчатых (призматических) отдельностей долеритового базальта. Они аналогичны всемирно известным базальтовым столбам Фингаловой пещеры на Гебридских островах, берегов Кореи и т. д. являясь замечательным зрелищем природы.





#### IV. Палеогеография

##### А. Периодизация истории развития современного рельефа Нижней Картли

Основа формированию современного рельефа Нижней Картли была заложена в неогене, когда на западе района накапливался вулканогенный материал «Годердзской свиты» и формировались, при соединенных усилиях вулканизма и тектогенеза, сооружения Мокрых гор и Самсарского хребта. Затем следовал экзогенный период преобразования сформированных сооружений с одновременным затишьем в вулканической деятельности. В конце плиоцена, одновременно с общеземным похолоданием, в Южной Грузии возобновляется вулканическая деятельность, захватывающая часть четвертичного периода и отличающаяся от предшествующего вулканического цикла более локальным характером (господство центральных извержений взамен ареальных и линейных). Возникшие юные вулканические сооружения также подвергаются тектоническим воздействиям, хотя и более слабым по сравнению с «Годердзской свитой». В результате вулканизма, тектогенеза и направляемой ими эрозионной работы речной сети, рельеф Нижней Картли претерпевает коренные преобразования, постепенно принимая свой современный вид.

В связи с указанным ходом новейшей геологической истории района, мы пытаемся ниже восстановить палеогеографическую картину и ход геологических изменений для следующих отрезков позднего кайнозоя:

1. Первая реконструкция касается времени, непосредственно предшествовавшего последнему (верхнеплиоценово-четвертичному) эффузивному циклу и совпадающему, вероятнее всего, со средним плиоценом. Данный этап развития рельефа и ландшафта рассматриваемого района условно можно назвать «довулканическим» (имея ввиду последнее проявление вулканизма).

2. Вторая реконструкция касается времени последнего вулканического цикла, совпадающего в основном с концом плиоцена и началом четвертичного периода (условное название «вулканический этап»).

3. «Поствулканический этап» охватывает четвертичный период — время преобразования вулканических сооружений последнего цикла тектоническими и экзогенными процессами.

4. «Историческое время» охватывает последние 4—5 тысячелетий, т. е. геологическую современность и характеризуется значительным воздействием человека на ландшафт, а отчасти также и на рельеф Нижней Картли.

##### Б. Довулканический этап

Предпоследний вулканический цикл Южной Грузии, создавший «Годердзскую свиту», заглох, повидимому, в нижнем плиоцене. Наступил межвулканический период, в течение которого над преобразованием заданного ареальным вулканизмом нагорья работали тектонические движения и нормальная эрозия.

Тектогенез, которому подвергся материал неогенового вулканического цикла, выразился в дифференциальных вертикальных движениях, а местами также в складкообразовании и разломах. В пределах Нижней Картли наиболее интенсивные по своей амплитуде поднятия происходили на западе—в области Мокрых гор и Самсарского хребта. Тектонические разломы, вдоль которых выстроились здесь центральные вулканы, приурочены к сводам поднятий. Восточнее, в среднем течении р. Хра-

ми поднятия имели меньшую амплитуду. Наконец, в низовьях Храми поднятия сменялись преобладающим погружением. На северо-западе Нижней Картли в Цалке, лавовые покровы Годердзской свиты были смяты в складки и образовали эжективную систему с узкими антиклиналями и широкими брахисинклиналями. Возможно, что к этому же времени относится начало развития antecedентного ущелья в среднем течении р. Алгети.

План орографического строения Нижней Картли в рассматриваемую эпоху существенно отличался от современного плана в силу последующих изменений, произведенных последним эффузивным циклом и сопровождающимися его явлениями тектогенеза, водной аккумуляции и (позже) эрозии. В Самсарском хребте и Мокрых горах отсутствовали наиболее юные из здешних вулканических массивов—Шавнабади, Кизылдаг, Емликли и некоторые другие. Более древние массивы были еще лишены морфологических черт гляциального происхождения. Река Храми с ее притоками имела конфигурацию, существенно отличавшуюся от современной — главное течение ее было направлено от района современного верх. Карабулаха сперва на северо-восток через районы сс. Каклиани и Клдзиси к Беденскому массиву, а затем на юго-восток и восток через районы верховьев р. Чивчави и сс. Тетри-цкаро и Цин-цкаро к с. Марнели. Энергия рельефа Храмского бассейна в то время была меньше современной, хотя, судя по характеру распределения долеритовых лав, рельеф все-же был расчленен.

Климат и органический мир района в рассматриваемом отрезке его истории (в среднем плиоцене) должны были носить тропический характер и лишь к концу периода наступило похолодание. На основании палеоботанических данных установлено, что на Кавказе климатический перелом, придавший флоре современный характер, произошел на рубеже среднего и верхнего плиоцена, а до того (например, в киммерийском веке) на Кавказе господствовала теплолюбивая флора. Ископаемая флора Годердзского перевала, относимая ее наиболее авторитетным исследователем И. В. Палибиным [39] к нижнему плиоцену (понтическому ярусу), изобилует вечнозелеными тропическими деревьями вроде пальм, лавровых, персеи, мирковых, магнолий и т. п. Аналогичный характер носит киммерийская флора Гурии, описанная П. А. Мchedlishvili [38]. Естественно предполагать, что в Нижней Картли, для территории которой верхнетретичные ископаемые флоры еще неизвестны, ландшафт также имел тропический облик.

### В. Вулканический этап

В конце плиоцена в Южной Грузии возобновляется вулканическая деятельность, захватывающая также и часть четвертичного периода. На этот раз вулканические проявления уже не носят аркального или линейного характера, а приурочены к разрозненным центрам. Вулканы последнего цикла не извергают таких громадных масс рыхлых продуктов (в особенности грубообломочных материалов), какие имеются в составе Годердзской свиты, а дают преимущественно жидкие лавы с определенным количеством пеплов. Химизм продуктов последнего эффузивного цикла меняется от базальтов (долериты Храмского бассейна) до андезитов, не доходя до кислой фазы. При этом кислотность лав возрастала во времени: более древние покровные лавы имеют основную состав, а молодые вулканические конусы сложены средними лавами.

В Самсарском хребте к рассматриваемому циклу относятся, прежде всего, вулканы Шавнабади и Кизыл-даг. Это доказывается тем, что данные конусы, имея 2900—3100 м абсолютной высоты и, следовательно, значительно превышая древнюю снеговую линию, располагавшуюся здесь во время наибольшего развития оледенения на абс. высоте в 2600—2700 м, совершенно лишены следов ледникового воздействия. Возможно, что к данному же циклу относится также массив Тавкветили, не достигающий уровня четвертичной снеговой границы. Лавы этого вулкана, распространившись в западном направлении, вызвали запруживание р. Кциа с последующим образованием Наринской аккумулятивной равнины, представляющей собой заполнившееся вместилище бывшего озера.

В Мокрых горах указать с несомненностью четвертичные вулканические центры в настоящее время еще трудно. В пределах рассматриваемого нами района к последнему эффузивному циклу может относиться г. Иняк-даг, возвышающаяся южнее Коюн-дага и восточнее с. Родионовки. Южнее границы нашего района к этому же циклу относится г. Емликли, явившаяся центром обильных лавовых излияний.

Мы относим к верхнеплиоценово-четвертичному вулканическому циклу все покровные основные лавы Храмского бассейна, слагающие здешнее плато. Лавы эти распространялись по пониженным участкам рельефа — древним речным долинам, в условиях довольно глубоко расчлененной страны. Лавы Машаверского бассейна и Гомаретского плато отчетливо связаны с Емликлийским центром, находящимся в южной части Мокрых гор. Менее ясным является географическое местоположение центров, с которыми связано было излияние лав, слагающих Беденское и Нижне-Картлийское плато. Многие исследователи, исходя из доминирующего орографического положения Беденского хребта по отношению к двум названным плато, считали Бедени местом долеритовых излияний (см., напр., [26]). Однако признаки наличия вулканических центров в данном районе совершенно отсутствуют. Имеется несколько соображений, которые заставляют искать вулканические центры, создавшие Беденское и Нижне-Картлийское лавовое плато, в другом месте. Соображения эти заключаются в следующем:

а) Между южным (Клдэисским) выступом Беденского плато и Гомаретским плато уцелели эрозионные останцы долеритовых лав, среди которых наиболее значительным является Каклианский останец (по имени села). Останцы эти свидетельствуют о былом соединении лав Беденского и Гомаретского плато между собою.

б) Близ с. Мал. Клдэиси имеется естественное обнажение, в котором долеритовые лавы южного выступа Беденского плато часто подстилаются речными отложениями с участием обсидианов г. Коюн-даг и других эффузивов Мокрых гор. Разрез этот свидетельствует о существовании древней долины, по которой протекала перед излиянием долеритов р. Храми, и которая была направлена в момент излияния противоположно современному направлению стока в бассейнах рр. Клдэисис-цкали и соседних лавах притоков Храма. По этой древней долине и двигался лавовый поток, спустившийся в Борчалойскую низменность.

Длина лавового потока Емликли-Гомаретского плато — Каклиани-Бедени-Марнеули — район устья р. Храма (см. ниже о погружении концевой части потока под аллювий Восточно-Закавказской низменности) достигает не менее, чем 130 км — величины внушительной, если ее расценивать в свете известных в настоящее время данных относительно способностей базальтовых лав к растеканию. Это свидетельствует, по нашему мнению, о горном характере рельефа в бассейне р. Храма в мо-

мент долеритовых излияний, поскольку растекание лав на далекое расстояние от центров своего излияния могло осуществиться скорее в условиях расчлененной поверхности, способствовавших концентрации лав в мощные потоки, чем в условиях плоской страны.

Таким образом, во время последнего проявления вулканических процессов в Нижней Картли рельеф Храмского бассейна имел уже значительно расчлененный характер. Судя по гипсометрическому соотношению между лавовыми покровами и гребнями горных массивов, входящих в Средне-Храмскую группу, колебания высоты доходили в то время не менее чем до 400—600 м, т. е. достигали среднегорных масштабов.

Лавовый поток, спустившийся с южной части Мокрых гор через район Бедени в Борчалюкскую низменность, подпрудил ряд притоков Палео-Храми, обусловив возникновение запрудных водоемов. Наиболее значительное запрудное озеро существовало, повидимому, в Ирагинской котловине; имелись водоемы такого типа также и в районе Гомаретского плато (сс. Каклиани, В. Карабулах и т. д.). В этих водоемах накапливались пески и суглинки, формировавшиеся в первую очередь за счет смыва масс вулканического пепла атмосферными водами. Пески эти в целом ряде разрезов Храмского бассейна имеют четкий выраженный ленточный характер, будучи составлены чередующимися прослоями двух оттенков. Ленточные отложения показывают, согласно общим представлениям о происхождении подобных образований (см. К. К. Марков, [33]), определенные черты климата времени своего осаднения, а именно существование ярко выраженной смены времен года (холодного и теплого сезонов). Ленточные пески наблюдались нами в разрезах озерных отложений, генетически связанных с долеритовыми лавами четвертичного цикла, у сс. Верхн. Карабулах, Молотово, Аха и в ряде пунктов Машаверского бассейна. Чередование темных и светлых прослоев в этих отложениях носит довольно правильный характер, находясь, очевидно, в соответствии со сменой основных времен года.

Для разреза у с. Верхн. Карабулах нами было подсчитано количество ленточных пар в толще, разделяющей два из имеющихся здесь трех долеритовых покровов и сделана попытка определения абсолютной продолжительности периода накопления данной толщи (результат = 1108 годам).

Показателями климата времени последнего эффузивного цикла, кроме ленточного сложения соответствующих озерных отложений, служат также растительные остатки из последних. В Нижней Картли найдены макро и микрофлористические остатки в виде отпечатков древесных листьев [54] и пыльцы растений (анализ П. А. Мчедlishvili). Все эти остатки свидетельствуют о климатическом переломе, имевшем место в конце третичного периода и заключавшемся в смене теплого тропического или субтропического климата умеренным. Взамен теплолюбивых вечнозеленых растений Годердзской флоры мы видим в составе ископаемых флор из озерных отложений, связанных с долеритовыми излияниями Храмского бассейна, представителей современной умеренной флоры Закавказья. Помимо граба, дуба, бука и других лиственных пород, значительную роль в пыльцевых спектрах из сс. Карабулаха и Молотова играют ель и сосна. Итак, строение и ископаемые флоры озерных отложений Нижней Картли, относящихся к последнему вулканическому периоду, позволяют считать климат этого периода умеренным, с отчетливым чередованием холодных и теплых сезонов.

Явления древнего оледенения, при которых снеговая граница в рассматриваемом районе опустилась на 600—700 по сравнению с ее нынешним

положением, начались, повидимому, в течение последнего вулканического цикла или даже незадолго перед его началом. Лед одевал в виде шапок горные массивы Самсара, Б. Абула, Кара-Кузей, Кара-дага и залегал в виде языков в некоторых долинах восточного склона Мокрых гор. Оледенение могло продолжаться и после сооружения центральных вулканов последнего эффузивного цикла (гг. Шавнабади, Кизыл-даг, Емликли), но вследствие того, что массивы эти не были расчленены доледниковой эрозией, результаты ледникового воздействия в их морфологии не проявились.

### Г. Поствулканический этап

Поствулканический этап, в течение которого геоморфологическое развитие Нижней Картли протекает под знаком тектонического и эрозионного преобразования рельефа, созданного последним вулканическим циклом, начался одновременно для разных частей района (в зависимости от возраста заключительных извержений). Для основной части покровов основных лав Храмского бассейна поствулканический период охватывает, по всей вероятности, все четвертичное время, а для наиболее юных конусов Самсарского хребта он ограничивается верхнечетверчным временем.

Поствулканический тектогенез проявился, как уже указывалось в геологической главе предлагаемого очерка, преимущественно в дифференциальном смещении частей территории Нижней Картли и в образовании пологих вторичных наклонов некоторых плато. Беденский массив испытал наиболее интенсивное поднятие, абсолютная амплитуда которого равна по всей видимости 400—500 м, а относительная к Гомаретскому плато 200—300 м. В направлении к востоку поднятия ослабевают и на меридиане с. Марнеули сменяются погружением. Последнее доказывается погружением концевой части лавового потока Емликли—Бедени низовья р. Храми под аллювиальные наносы Борчалойской аккумулятивной равнины.

Вышеуказанные движения земной коры проявлялись, судя по геоморфологическим признакам, вскоре после излияния долеритовых лав. Об этом свидетельствует конфигурация эрозионной сети Нижне-Картлийского плато, а именно совпадение направления речных долин и балок с биссектрисой угла, образуемого первичным продольным и вторичным поперечным уклонами плато.

Вслед за последним актом вулканической деятельности и в процессе начавшегося поствулканического тектогенеза в бассейне Храмы большой размах получили эрозионные явления. Эрозионная деятельность рек развивалась по вновь заложенным направлениям, находившимся в зависимости от долеритового потока и его ранних деформаций. Река Храмы, древняя долина которой была заполнена лавами и полого изогнута тектогенезом, начала разрабатывать новую долину в обход наиболее массивных или же поднятых частей гигантского лавового потока. Переменились также и ее притоки. Образование современных рр. Асланки, Чивчави, Карабулаха, Клдэисис-цкали и ряда других притоков Храмы обусловлено долеритовыми излияниями и последовавшим за ними тектогенезом.

Ископаемые фауны из Бармаксызской и Зуртакетской палеолитических стоянок, описанные Н. О. Бурчак-Абрамовичем [9, 10] и относящиеся к концу палеолита (мадленский век археологической хронологии), состоят преимущественно из степных видов (см. таблицу) и сви-

детельствуют о том, что в те времена (на границе четвертичного периода и геологической современности) здесь господствовали открытые про-

Состав фауны палеолитических стоянок Нижней Картли

Бармаксызская стоянка (Цалкинский район, раскопки Б. А. Куфтина)	Зуртакетская стоянка (Дманисский р-н, сборы Л. И. Марушвили)
1. Дикая лошадь <i>Equus caballus</i> L.	1. Празубр <i>Bison prisus</i> Woj.
2. Дикий бык <i>Bos sp.</i>	2. Дикая лошадь <i>Equus caballus</i> L.
	3. Баран-аргали <i>Ovis cf. ophion</i> Blyth.
	4. Осел <i>Asinus sp.</i>
	5. Благородный олень <i>Cervus elaphus</i> .

странства, изобиловавшие крупными копытными животными. Возможно, что этот момент соответствует аридной климатической фазе последнего ледникового времени (ксеротермическая фаза?).

#### Д. Историческое время

Значительные изменения имели место в растительном и животном мире Нижней Картли за историческое время, которое охватывает здесь период продолжительностью в 4—5 тысячелетий (начиная с середины третьего тысячелетия до н. э. — времени наиболее древних культур Цалки, раскопанных Б. А. Куфтиным, [30]). Эти изменения выражались в основном в сокращении лесного покрова и в уменьшении числа крупных млекопитающих, а частью и в их полном истреблении. Некоторые изменения могут быть замечены также в гидрографической сети Нижней Картли.

Несомненно, что на заре исторического времени степень лесистости пыне безлесных или малолесистых районов Нижней Картли, а именно Цалки, Гомаретского, Беденского, Нижне-Картлийского лавовых плато была гораздо выше. Более обширное распространение лесной растительности в Южной Грузии в прошлом подтверждается целым рядом письменных и других свидетельств. Самое раннее из таковых относится к середине III тысячелетия до н. э. и обнаружено в Цалке.

В культурных наслоениях Бешташенской циклопической крепости (Цалка), раскопанной археологической экспедицией Б. А. Куфтина в 1939 г., были обнаружены древесные угли, определение каковых А. А. Яценко-Хмелевским и Г. В. Канделаки [56] дало следующие результаты. В более древнем слое, относящемся к середине III тысячелетия до н. э. угли принадлежали ольхе *Alnus (incana)* (L.) m.?, дубу *Quercus* sp., буку *Fagus orientalis* Sip., сосне *Pinus hamata* D. Sosn., березе *Betula litwinowii* A. Dol.), ясеню *Fraxinus* sp., пихте *Abies nordmanniana* (Stev.) Spach и хмелеграбу *Ostrya carpinifolia* Scop.? (стр. 442=443).

В более позднем слое, датируемом эпохой бронзы (второй половиной II тысячелетия до н. э.), обнаружены дуб *Quercus* sp., пихта *Abie nordmanniana* (Stev.) Spach и бук *F. gus orientalis* Lp. (там же, стр. 444).

Основываясь на этих определениях, А. А. Яценко-Хмелевский и Г. В. Канделаки [56] делают вывод, что 3000—4500 лет тому назад Цалка была лесиста, но лес при этом не был высокобонитетным, а носил характер небольших зарослей по балкам (стр. 445). Причиной исчезновения цалкинских лесов авторы считают человеческую деятельность и в частности животноводство (там же, стр. 446—447).

Остальные исторические свидетельства былого распространения лесов в ныне безлесных или почти безлесных районах Южной Грузии относятся к значительно более позднему периоду, а именно к средневековью. Сюда можно причислить, например, опубликованную И. Ростовым [44] надпись пещерного Самсарского монастыря в соседней с Цалкой части Джавахетии, согласно которой в эпоху сооружения названного монастыря (в VIII—IX веках) окрестности его были покрыты густым лесом. Аналогичные свидетельства опубликованы также и для Армении [27, 55, 49, 14] хотя не все эти данные могут в равной мере считаться достоверными; в частности находки оленьих рогов на Даралагезском и Сарай-булагском хребтах и в раскопках Кармир-блуря близ Еревана, принимаемые С. К. Далем [14] за доказательство былого широкого распространения лесов по всему Армянскому нагорью, в действительности должны свидетельствовать о сезонных миграциях оленей; ниже нам придется увидеть, что в XVIII веке олени в большом количестве встречались на безлесных альпийских просторствах Южной Грузии, куда они попадали, по всей вероятности, летом из лесных местностей Храмоского ущелья.

Следующее по времени известное нам указание на лесистость ныне безлесных частей Южной Грузии относится к XVI веку. В турецкой рукописи 1595 года, озаглавленной «Пространный реестр Гюрджистанского вилайета» и содержащей результаты турецкой статистической переписи населения захваченных турками в ту эпоху грузинских земель, под названием «лесистой Джавахетии» фигурирует вся северная половина Ахалкалакской нагорной равнины, расположенная севернее каньона нижнего течения р. Ахалкалак-чай.

Лесистость окрестностей Табискурского озера, находящегося на границе северной Джавахетии и Цалки, подтверждается также и более поздними источниками — согласно «географическому описанию Грузии». Вахушти Багратиони (первая половина XVIII века), этот район в то время покрыт был еловым лесом (Царевич Вахушти, [53], стр. 45).

За преисторический период, в результате охотничьей деятельности людей каменного века, на территории Нижней Картли были истреблены дикие млекопитающие — дикая лошадь, празубр и другие. Однако и на долю исторического времени приходится вымирание значительного количества животных видов. По всей видимости к средневековому периоду относится окончательное исчезновение бобра, который по свидетельству древне-грузинского литературного памятника — «Жития Серапиона из Зарзмы» (первая половина X века) в большом количестве жил недалеко от Нижней Картли — в Месхети, в озере Сатахве (по турецки Кара-гель, южнее с. Зарзма на восточных отрогах Арсианского хребта ([57], стр. 160).

В первой половине XVIII века, в царствование Вахтанга VI Законодателя, склоны Мокрых гор и Самсарского хребта в летнее время

изобиловали крупным зверем—оленьями, сернами и пр. ([53], стр. 39, 41, 44). Эти травоядные животные поднимались сюда на альпийские пастбища, повидимому, из лесной зоны Нижней Картли. По свидетельству летописца той же эпохи Сехния Чхеидзе, повторяемому и в географическом сочинении Вахушти (см. заглавие выше, стр. 4), Вахтаंग VI со свитой, охотясь в верховьях р. Карабулах на восточном склоне Мокрых гор, убил за день 180 оленей.

Из изменений гидрографической сети Нижней Картли за историческое время может быть отмечено резкое уменьшение Надарбазевского озера близ с. Ивановки, о чем кроме непосредственных геоморфологических признаков свидетельствуют также руины дворца Тамары (XII—XIII вв.), расцвет которого совпадал с высоким стоянием уровня в этом озере.

### Заключение

Геоморфологические черты Нижней Картли, как и прилегающей к ней с запада Джавахетии позволяют сделать некоторые выводы, имеющие интерес как для регионального познания Южной Грузии и всего Закавказского вулканического нагорья, так и с точки зрения общей геоморфологии.

Покойный А. Н. Заварицкий в статье, посвященной новейшему вулканизму Армении [20], отмечал, что своими морфологическими чертами эта вулканическая область обязана тектоническим процессам в большей мере, чем вулканическим. Данное положение полностью оправдано и для грузинской части Закавказского вулканического нагорья, многие морфологические элементы которой, ранее принимавшиеся за вулканические образования, оказались формами тектонического происхождения. В настоящее время можно считать выясненным, что основные черты рельефа Южно-Грузинского вулканического нагорья, включая сюда и находящуюся в бассейне р. Храми Цалку, определяются главным образом неотектоническими проявлениями в виде вертикальных движений, складчатости и разломов. Такие орографические элементы Южной Грузии, как меридиональные возвышенности Мокрых гор и пьедестала Самсарского хребта, Эрүшетское нагорье, грядово-котловинные и грядово-долинные районы Цалки и северной и южной окраин Джавахетии, формирующие геоморфологический облик этой области, созданы именно тектоникой.

Интересно при этом, что в то время, как часть тектогенных элементов структуры и рельефа Южно-Грузинского вулканического нагорья (антиклинальные гряды Цалки, районов Табискурского и Хозапинского озер) подчиняется унаследованным прогибаниям складок Аджаро-Триалетской (З—В) и Понтийской (ЮЗ—СВ) систем, другие элементы (напр., пьедестал Самсарского хребта и Мокрые горы) несогласны с указанными древними структурами, представляя собой структуры наложенного типа.

Обобщая данные наших исследований в Южной Грузии и вышеприведенный вывод А. Н. Заварицкого по Армении, мы приходим к заключению о том, что существует вероятность выявления неизвестных доныне тектонических структур в вулканической области Закавказья а также в ряде других вулканических областей орогенных зон (например, в Курило-Камчатской области), до последнего времени рассматривавшихся односторонне — с позиций вулканизма.



Значение структурно-морфологических черт вулканических областей Южной Грузии и в первую очередь Цалки с точки зрения общей геоморфологии состоит в том, что на примере этих структур и форм некоторые считающиеся спорными вопросами тектогенеза и морфогенеза могут получить убедительное решение. К числу подобных вопросов мы относим вопрос о происхождении и геоморфологическом выражении складчатости.

При описании Цалки мы видели, что облик данной части Южной Грузии определяется наличием линейно вытянутых лавовых гряд, долин и котловин, соответствующих складчатым структурам «Годердзской свиты» с осями, ориентированными в направлениях З—В и ЮЗ—СВ. В строении складок вместе с лавовыми покровами и наравне с ними принимают участие рыхлые, слабоуплотненные и слабоцементированные континентальные (речные и озерные) отложения в виде галечников, песков и глин, отлагавшихся стекавшими с Арджеванских высот древними реками. Эти особенности Цалки противоречат распространенному среди некоторых геологов взгляду о том, что складчатость является результатом вертикального раздавливания мягких слоев между жесткими, что поэтому она может возникать только на известной глубине от земной поверхности, и что складкообразование не может непосредственно выражаться в рельефе земной поверхности.

Разрезы «годердзской свиты» в Цалке ясно показывают, что мы тут имеем дело с поверхностным образованием складчатых структур, повторяющих форму и направление структур подстилающего эоценового субстрата. Объяснить дислоцированность новейших вулканических и сопряженных с ними осадочных образований можно только путем допущения бокового давления, но никак не вертикальным раздавливанием мягких слоев, поскольку долеритовые покровы изогнуты одинаково с галечниками и песками.

Выше отмечалось, что переслаивающиеся с лавовыми покровами Цалки континентальные осадочные образования слабо уплотнены и слабо сцементированы. Это обстоятельство наряду с общим характером стратиграфической колонки района (отсутствием значительных толщ выше годердзской свиты) свидетельствует о том, что складкообразование происходило не в глубоких слоях земной коры, а в непосредственной близости от дневной поверхности. Таким образом складки могут образовываться и на поверхности, непосредственно выражаясь в рельефе. По нашему мнению, это наиболее существенный вывод, который может быть сделан на основании изучения геологических и геоморфологических особенностей района.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В., Геология Армянского нагорья. Восточная часть, Записки Кавказского отдела импер. Русского Географич. общества, кн. 18, Тифлис, 1902.
2. А б и х Г. В., Группа рядовых вулканов Абула и Самсара, «Известия Кавказского отдела Импер. Русского Географич. общества», 1, Тифлис, 1872—73.
3. А б и х Г. В., Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом, Тифлис, 1867.
4. А к и м ц е в В. В., Почвенно-географический очерк Агбулахского района, «Известия Тифлисского Политехнического института», вып. III, Тифлис, 1928.
5. А с т а х о в Н. Е., История развития рельефа Гомаретской горной котловины, «Сообщения АН Груз. ССР», 1951, № 8.
6. А с т а х о в Н. Е., О древнем оледенении и молодом вулканизме в Джавахетии, «Сообщения АН Груз. ССР», 1951, № 9.

7. Беликов Б. П., Розенбергский кристаллический массив, «Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии», АН СССР, вып. 3, 1936.
8. Белякин Д. С. и Петров В. П., Петрография Грузии, Изд. АН СССР, 1945.
9. Бурчак-Абрамович Н. О., Материалы к изучению фауны палеолита Закавказья (Зуртаетская стоянка), «Известия Академии наук Азербайджанской ССР», 1951, № 9.
10. Бурчак-Абрамович Н. О., Фауна эопалеолитической стоянки в Триаleti, «Сообщения АН Груз. ССР», т. XII, 1950, № 2.
11. Варданянц А. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Ереван, 1948.
12. Габриелян Г. К., Следы древнего оледенения в северо-западной Армении, «Известия Всесоюзного Географического общества», 1950, № 2.
13. Грен А. А., Отчет по археологической поездке в Цинцаро, «Известия Кавказского отдела Московского археологического общества», т. II, Тифлис, 1907.
14. Даль С. К., Новые биогеографические данные об исторических границах лесов в Арм. ССР, «Доклады АН Арм. ССР», т. 6, вып. 3, 1947.
15. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, М.—Л., 1947.
16. Добрынин Б. Ф., Закавказье, опыт физико-географической характеристики, часть X: Геоморфология, Москва, 1940.
17. Думитрашко Н. В., О древнем оледенении Малого Кавказа, Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, АН СССР, в. 2, 1949.
18. Желтов П. И., Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье, Сборник К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова, Ленинград, 1937.
19. Заварицкий А. Н., Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г., Труды ЦНИГРИ, вып. 35, 1935.
20. Заварицкий А. Н., Некоторые черты новейшего вулканизма Армении, «Известия АН СССР», Серия геологическая, 1945, № 1.
21. Заварицкий А. Н., Введение в петрохимию изверженных горных пород, М.—Л., 1950.
22. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, Аджаро-Имеретинский хребет), «Доклады АН СССР», т. 59, 1948, № 1.
23. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Петрография Цалкинской лавовой свиты, Институт Геологии и Минералогии АН Груз. ССР, Сборник трудов, 1951.
24. Ильин С. И., Геологические исследования в районе проектируемых гидростанций на р. Храм (ССР Грузии), «Техника и строительство», Тифлис, 1930, № 2 и 3.
25. Кавришвили В. И., Физико-географическое описание бассейна р. Куия-Храм, Водный кадастр Закавказья, т. 1, вып. 2, 1931.
26. Казахашвили Т. Г., Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива, В сборнике «Материалы по петрографии Грузинской ССР», (Труды Грузинского Гос. Геологического управления, в. 5), 1941.
27. Кузнецов Н. И., О причинах безлесья Армении, «Известия имп. Русского Географического общества», т. 36, вып. 6, 1900.
28. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии Закавказья, «Геология СССР», т. X, Закавказье, М.—Л., 1941.
29. Кузьмин С. А., Основные лавы Цалкинского плато Закавказья, АН СССР, «Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии», III, Тriaлетский хребет (бассейны рек Алгети, Кавтуры, Хекердулы), М.—Л., 1936.
30. Куфти В. А., Археологические раскопки в Тriaлетии, Тбилиси, 1941.
31. Лисовский В., Закавказье, Записки Кавк. отдела имп. Русск. Географического общества, кн. 20, 1896.
32. Личков Б. А., О горных денудационных поверхностях и их происхождении, «Известия Всесоюзного Географического общества», т. 77, 1945, № 4.
33. Марков К. К., Ленточные галны и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет, «Известия Гос. Русского Географического общества», с. 9, вып. 1, 1927.
34. Марушвили Л. И., Пещеры Южной Грузии, «Природа», 1949, № 3.
35. Марушвили Л. И., Зуртаетская палеолитическая стоянка и ее геологическое значение, «Природа», 1946, № 12.
36. Марушвили И. И., Современные ледники Мокрых гор, «Природа», 1951, № 1.
37. Меликсетбеков Л., Мегалитическая культура в Грузии, Тбилиси, 1938. (на груз. яз.).
38. Мchedlishvili П. А., О возрасте Годердзской флоры в связи с нахождением пальм Sabal в киммерийских отложения Западной Грузии, доклады АН СССР, т. 68, 1949, № 5.

39. Палибин И. В. Ископаемая флора Годердзского перевала, Труды Ботанического Института АН СССР, Флора и систематика высших растений, вып. 4, 1937.
40. Пафенгольд К. Н., К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье), Ин-т геологии и минералогии АН Груз. ССР, Сборник трудов, 1951.
41. Пафенгольд К. Н. Геологический очерк правобережья р. Куры от р. Алгет до р. Ипча-чай, Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Куро-Араксинского бассейна, вып. 5, 1933.
42. Пафенгольд К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии, «Записки Всероссийского Минералогического общества», 1938, № 2.
43. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка долины р. Куры, «Известия Гос. Географич. общества», т. 69, вып. 5, 1937.
44. Ростовов И., Ахалкалакский уезд в археологическом отношении, «Сборник материалов для описания местностей и племен Кавказа», 25, Тифлис, 1898.
45. Сабашвили М. Н., Почвы Грузии, АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948.
46. Салацкий Н., Очерк орографии и геологии Кавказа, «Записки Кавказск. отдела импер. Русского Географич. общества», кн. 7, 1866.
47. Симонвич С., К геологии Тифлисской губернии, Очерк геологических явлений в долинах средних и нижних течений Храма, Алгета, Машаверы, Борчалы и Дебеда-чая, Материалы для геологии Кавказа, сер. III, кн. 4, 1902.
48. Татаришвили К., Краткий гидрогеологический обзор окрестностей Гохнари, «Бюллетень Музея Грузии», т. 3, Тифлис, 1927.
49. Тройцкий Н. А., Остатки лесов в верхнем течении р. Дзорагет, Труды Ереванского Гос. Университета, т. 9, 1939.
50. Узнадзе М. Д., Флора Годердзской свиты, «Сообщения АН Груз. ССР», т. 7, 1946, № 7.
51. Филипов В. Н., Топографическое описание поверхности Тифлисской губернии, Сборник материалов для описания Тифлисской губернии, т. 1, вып. 2, Тифлис, 1872.
52. Фохт К. К. Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Боржом-Ахалкалаки (в «Отчете с состоянием и деятельности Геологического комитета за 1915 г.»), «Известия Геологич. комитета», т. 35, 1916, № 1.
53. Царевич Вахушти, География Грузии, Перевод М. Г. Джанашвили, записки Кавказского отдела импер. Русского географич. общества, кн. 24, Тифлис, 1904.
54. Цулукидзе Г., К геологии Тифлисской губернии, Геологические исследования в области речных долин Алгетики и Храма, Материалы для геологии Кавказа, сер. II, кн. 1, 1887.
55. Шелковников А. Б., Облесенность берегов озера Севан в прошлом, «Севанский сборник», т. 1, 1929.
56. Яценко-Хмельевский А. А. и Канделаки Г. В., Древесные углы из раскопок Бешташенской циклопической крепости (Цалка), «Сообщения Грузинского филиала АН СССР», т. II, 1941.
57. ბასილ ხარხმელი, სერაპიონ ხარხმელის ცხოვრება, კრებული, ადრინდელი ფეოდალური ქართული ლიტერატურა, ნაკვ. I, პროფ. კორნელი კეკელიძის რედაქციით, ტფილისი, 1935.
58. გაბუნია კ. და გამყრელიძე პ., ბორჩალოს რაიონის სამხრეთ ნაწილის გეოლოგია, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. I (VI), ნაკვ. I, თბილისი, 1942.
59. ვახუშტი ბაგრატიონი, აღწერა სამეფოსა საქართველოსა, თ. ლომთურის და ნაბერძენიშვილის რედაქციით, თბილისი, 1941.
60. ვახუშტი ბაგრატიონი, ლეონთაეული აღწერა საქართველოსა ბატონიშვილის ვახუშტის მიერ, მის ნამდვილზე დაბეჭდილი აკადემიკოს ბროსეტისგან, სანკტ-პეტერბურგი, 1842.
61. მარუაშვილი ლ., წალკის ქვაბულის გეომორფოლოგიისათვის, ა. წულუკიძის სახელობის ქუთაისის პედაგოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. VI, 1946.
62. ჯანელიძე აღ. ლოქის მასივის ლიასის შესახებ, «საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე», ტ. VII, 1946, № 6.



Н. Е. АСТАХОВ

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮЖНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕЙ КАРТЛИ

(бассейна среднего течения р. Машавери и ее правых притоков—рр. Мушевани, Дамблут, Болнис-чай и Шулавер-чай)

Геоморфологическое изучение южной части Нижней Картли является частью геоморфологических исследований, проводившихся институтом Географии им. Вахушти АН ГССР в 1954 году.

По первоначальному плану в район исследований должны были войти, помимо изученной площади, также и бассейн р. Шулавер-чай и правобережье р. Дебеда-чай в пределах Грузинской ССР. Однако сжатые сроки исследований вынудили нас ограничить район с востока западными склонами водораздела между правыми притоками р. Машаверы—р. Болнис-чай и Шулавер-чай.

В то же время необходимость заставила охватить исследованиями небольшую дополнительную территорию южнее границы Грузии и Армении—часть т. н. Калининского вулканического плато (Лорийской нагорной степи).

Геоморфологические исследования проводились путем маршрутной съемки с попутным детальным изучением наиболее интересных с точки зрения морфогенеза отдельных участков.

После камеральной обработки материалов в целях получения геоморфологической характеристики всей территории южной части Нижней Картли в пределах междуречья Машавери—Дебеда-чай, был проведен один дополнительный маршрут и по рр. Машавери, Шулавер-чай и Бануш-чай. Кроме того при составлении настоящего очерка были использованы материалы других исследователей.

### Введение

#### 1. Морфография и гидрографическая сеть

Исследованный район охватывает часть нижней Картли, лежащую в основном в пределах северных склонов центральной части Сомхитского хребта. Последний является естественным рубежом между Грузинской и Армянской республиками. Граница проходит как раз вдоль его гребневой линии, лишь на востоке несколько отходя от нее.

По существующему административному делению изученная территория своей северо-западной частью принадлежит Дманисскому, а юго-восточной—Болнисскому и Марнеульскому районам Грузинской ССР и охватывает среднюю часть бассейна р. Машавери и нижнюю часть бассейна Шулавер-чай. Южная часть за водоразделом Сомхитского хребта расположена в пределах Калининского района Армянской ССР.

Наиболее крупной орографической единицей в правобережной части бассейна р. Машавери является Сомхитский хребет. Он начинается далеко за пределами заснятой площади, у вершины Легли-даг на Джавахетском хребте и протягивается вдоль южного рубежа Грузии, местами переходя за ее границу. В исследованный район попадает его центральная часть между Саатлинским перевалом и перевалом Волчьих ворот. Здесь хребет имеет среднюю высоту 1900 м. Наивысшей точкой на данном интервале является вершина Лок, поднимающаяся до высоты 2145 м.

Наиболее удобные перевалы, через которые проходят основные дорожные магистрали — это Саатлинский (шоссейная дорога Тбилиси—Степанаван), Локский (1829 м) и Волчьих ворот (1824 м). Через последние два перевала проходят хорошие грунтовые дороги, соединяющие районные центры Марнеули и Болниси с Армянской ССР.

Описываемый отрезок Сомхитского хребта представляет в плане изогнутую линию с выпуклостями, обращенными в центральной части к северу, а в восточной части — к югу. В поперечном профиле хребет ассиметричен. Южный его склон короток и после невысокого и довольно пологого уступа плавно переходит в Лорийское плато. Северный склон, напротив, имеет довольно крутой уступ, переходящий далее в длинные отроги, ориентированные на север—северо-восток.

Наиболее крупный на данном интервале отрог Сомхитского хребта, отходящий от выпуклой к северу стороны дуги, носит название Болнисского хребта. Он начинается обширной полого-холмистой, относительно выровненной местностью, на которой расположено село Лок-Джандар. Продолжаясь далее почти в меридиональном направлении и сохраняя среднюю высоту гребня в 1150—1200 м он, в последней трети, расчленен на отдельные возвышенности и останцовые скалистые утесы, которыми обрывается к широкой Машаверской равнине южнее районного центра Болниси.

Относительное превышение Болнисского хребта над днищами главных долин составляет около 500 м.

От восточной части дугообразного изгиба Сомхитского хребта, параллельно Болнисскому хребту, протягивается Локский хребет—водораздел между двумя истоками Болнис-чая — Лок-чай и Гюльмагомет-чай. Этот хребет прорван рекой Гюльмагомет-чай, отрезок которой между устьями рр. Ах-керпи и Лок-чай называется р. Пирпиджан-чай и продолжается дальше к северу, сначала в виде скалистой, быстро снижающейся гряды, а потом разбивается на ряд останцовых холмов, ограничивающих с юга Машаверскую равнину. Средняя высота хребта до Пирпиджанского прорыва 1150 — 1200 м а севернее 800 — 1000 м. Превышение гребня над тальвегами рек такое же, как и для Болнисского хребта.

Следующий к востоку Опретский хребет является водоразделом между системами рр. Болнис-чай и Шулавер-чай. Гребень ясно выражен лишь в самой южной части, где он достигает высот 1400—1600 м.

Истоки р. Талавер-чай, разветвляют водораздельный гребень Опретского хребта. На веерообразно расходящихся отрогах выделяются скалистые вершины Шин-тепе (1284), Кызыл-кая (1155), Тиль-даг, (1126), Таш-кесан (1001) и отдельные останцовые утесы (Тхмаз-кая, Далик и др.). Наиболее выраженным относительным понижением является седловина у с. Чанахчи.

В междуречья Шулавер-чай, Бануш-чай и Дебеда-чай возвышается Шулаверский хребет, отходящий к северу от вершины Лялвар. Гребень его извилистый, с множеством уплощенных отрогов. У высоты 1562 он меняет меридиональное направление на широтное и от г. Чингил (1013) снова поворачивает на ССВ. Абсолютные отметки хребта понижаются от 1600 до 800 м. Превышение высот над седловинами 100—300 м. У с. Цони на гребне образовано широкое плато, обрывающееся на юг и юго-запад карнизами.

Левобережная часть бассейна р. Машавери в среднем отрезке ее течения ограничивается хребтами Средне-Храмской горной группы (названной так Л. И. Марушвили). От горного узла Шиндляр к северо-востоку отходят хребты Шоршолетский и Квешский (см. орографическую схему), составляющие водораздельную возвышенность между рр. Машавери и Храми (у В. И. Кавришвили Квешский хребет назван хр. Лукуни или Кайтмази). Их восточные оконечности снижаются, разбиваясь на отдельные останцовые холмы и скалистые утесы и примыкают к продолжающему их к востоку вулканическому Дисвельскому (или иначе Тапанскому) плато.

Средние отметки гребня Шоршолетского хребта колеблются в пределах 1100—1200 м, достигая местами 1370 м и постепенно снижаясь к востоку до 1000—850 м. Квешский хребет, служащий водоразделом между продольной частью долины р. Гета и р. Машавери, имеет среднюю высоту гребневой зоны в 900—1100 м, достигая местами 1200 м. В противоположность довольно симметричному Шоршолетскому хребту, он резко ассиметричен; своим коротким и крутым северным склоном обрывается к долине р. Гета, а удлиненным и пологим юго-восточным склоном, разбитым на холмистые отроги, подходит к плоской Машаверской равнине.

Наиболее высокая часть горного узла Шиндляр господствует с севера над Дманисской равниной, возвышаясь до 1900 м. Относительное превышение составляет 550—450 м.

Общий уклон поверхности района направлен с юго-запада на северо-восток. В соответствии с этим находится и конфигурация гидрографической сети. Главной водной артерией исследованной территории является р. Машавери, служащая водосбором для всех рек, дренирующих северные отроги Сомхитского хребта и южную окраину Средне-Храмской горной группы.

Истоки р. Машавери лежат за пределами описываемого района, на северных склонах Джавахетского хребта. Общая водосборная площадь бассейна, согласно В. И. Кавришвили составляет 1394 кв. м. Р. Машавери берет начало на высоте 1361 с. и образуется слиянием горных рек Сарф-дере и Армутлы-дере. Общая длина ее 64,5 км. Покилометровое падение, по тем же данным, 0,015. В 4-х км. ниже с. Арухло, р. Машавери впадает в р. Храми. Абсолютная отметка устья — 391 м.

Между районным центром Дманиси (бывш. Башкичеты) и устьем р. Мушевани (на картах 1:200 000 и 1:100 000 речки Пинезаури и Дманиси имеют единое название — р. Мушевани) р. Машавери протекает в глубоком 100—150 метровом каньоне, прорезая мощные потоки молодых лав. Ниже слияния с р. Мушевани каньон постепенно становится менее глубоким, но борта его остаются крутыми, а местами отвесными. В среднем течении сохраняется глубина вреза до 80—100 м. Оба склона долины Машавери имеют ступенчатый профиль. Выпуклые, крутые



склоны отрогов Сомхитского хребта примыкают к лавовому плато, которое, в свою очередь, обрывается к руслу реки.

Наиболее крупные притоки р. Машавери в среднем течении принимает с юга. Притоки эти берут начало в гребневой зоне Сомхитского хребта. Из них значительными являются два:

1. Система речек Пинезаури, Джандар, Кара-Су, составляющие в совокупности речку Мушевани, сливающуюся с р. Машавери на абс. высоте около 660 м. Отрезок между устьем р. Кара-су и устьем р. Машавери, согласно сведениям В. И. Кавришвили, носит название р. Думаниси, р. Пинезаури берет начало у Саатлинского перевала на абс. высоте 1899 м. и сливается с р. Думаниси на абс. высоте 917 м. Она имеет длину 20 км, со средним уклоном 0.05 и образует типичное узкодонное ущелье, переходящее в каньон.

Р. Кара-су имеет широтное направление, берет начало на абсолютной высоте 1558 м и сливается с рр. Пинезаури и Думаниси на абс. высоте 917 м. Общая длина ее составляет 16.3 км, а средний (покилометровый) уклон 0.04.

2. Система реки Болнис-чай представляет собой расширенную сеть истоков, сливающихся в одну реку. Они глубоко врезаны в северные склоны Сомхитского хребта. Основные из них — рр. Лок-чай, Гюльмагомет-чай и Ах-керпи. Водосборная площадь этих рек составляет 374 кв. м. Общая длина реки 43 км., средний покилометровый уклон 0.021. Ниже слияния рр. Ах-Керпи и Гюльмагомет-чай речка носит название Пирпинджап-чай, а после слияния с р. Лок-чай — р. Поладаури.

Ниже р. Поладаури (в самом нижнем течении она получает еще одно название — Хачин-чай) в р. Машавери справа впадают р. Талавер-чай, берущая начало со склонов Опретского хребта и в последней трети своего течения не имеющая постоянного стока, и небольшая речка Сарачло-чай, пересыхающая в нижнем течении.

Восточнее в р. Машавери впадает р. Шулавер-чай. Она берет начало у вершины Лялвар. В соответствии с пересекаемыми формациями она образует то узкие V-образные участки, то широкую развернутую долину. Начиная от поселка Шаумян в засушливое время теряет свои воды. Летом ее сухое валунно-галечное русло периодически заполняется бурными потоками.

Из других притоков, которые принимает р. Машавери справа, наиболее крупной является р. Дамблут. Она берет начало с Лок-Джандарского массива на высоте 1280 м, и впадает в Машавери ниже с. Казрети на абс. высоте 641 м. Общая длина ее составляет 12.3 км при среднем уклоне 0,052. Вблизи устья р. Дамблут принимает справа две небольшие речки: р. Баличи, с водосборной площадью 5,5 м<sup>2</sup> и р. Казрети, несколько более крупную, с водосборной площадью около 24 км<sup>2</sup>.

Левобережье р. Машавери дренировано значительно слабее. Здесь единственной более или менее крупной речкой является р. Гета, впадающая в р. Машавери у с. Квеши. Эта речка имеет слишком хорошо разработанную долину, продольный участок которой составляет около 18 км. Общая длина речки — 20,4 км, при уклоне 0.036. Площадь бассейна 79.8 кв. км. Высота истока 1302 м, высота устья 560 м.

Отроги массива Шиндляр дренируются небольшими речками, из которых наиболее крупная р. Хиндис-цкали имеет длину всего 8,4 км и площадь водосбора 12,5 км<sup>2</sup>. Большую часть года она безводна.

Таким образом гидрографическая сеть данной части бассейна р. Машавери распределяется асимметрично. Правобережная часть дренирова-





Вопросы вулканизма в Грузии освещались многими исследователями. Напр. закономерности эоценового вулканизма получили подробное освещение в работах Г. С. Дзоценидзе [10], а вулканические явления верхне третичного и четвертичного времени изучались Н. Схиртладзе [31], Г. Заридзе и Н. Татришвили [16] и др. Общее описание вулканических сооружений и петрография эффузивов Грузии имеется в работе Д. Белянкина и В. Петрова [6].

Вопросы палеогеографии, имеющие значение для понимания истории рельефа, освещались в ряде работ последнего времени. Наиболее существенными для нас вопросами являются: 1. Начало становления континентального режима в области развития древних кристаллических пород, меловых и эоценовых формаций, 2. Возраст молодых эффузивных образований. В ряде случаев эти сложные проблемы, для разрешения которых еще нет достаточной фактической основы, различными исследователями трактуются по разному. Нами использованы палеогеографические схемы И. Кахадзе [19] и П. Гамкрелидзе и Н. Кацделаки.

Вопросы возраста эффузивов получили освещение не только в геологических и палеонтологических работах [7, 16, 28, 29] но и в работах физико-географических [26, 24], где излагаются факты, способствующие достаточно четкому разграничению мио-плиоценовых лав от четвертичных.

Несколько подробнее мы остановимся на трудах геоморфологического характера.

Геоморфология южной части Нижней Картли получила некоторое освещение лишь в двух печатных работах а) в монографии В. И. Кавришвили «Физико-географическое описание бассейна р. Кция-Храми» [17] и б) в труде А. Н. Джавахишвили «Геоморфологические районы Грузинской ССР».

В обеих работах исследованный район освещается попутно, как составная часть более крупной территории и, следовательно, ряд существенных подробностей не мог не ускользнуть из поля зрения авторов.

В. И. Кавришвили подразделяет изученную нами территорию на следующие геоморфологические районы:

- 1) район складчатых хребтов;
- 2) район вулканических хребтов;
- 3) район высокогорных вулканических равнин;
- 4) район наносных равнин.

По этой схеме в область вулканических хребтов попадают и восточные склоны Джавахетского хребта, сложенные молодыми (верхнетретичными и четвертичными) лавами, и Сомхитский хребет, сложенный эоценовыми вулканогенными формациями и даже Лок-Джандарский кристаллический массив с прилегающими к нему отрогами, сложенными верхнемеловой вулканогенной толщей.

Таким образом, в один район попадают совершенно разнородные элементы.

В геоморфологическом описании отдельных более мелких районов можно почерпнуть сведений больше по геологии и полезным ископаемым, чем по геоморфологии. Все же более полного и отчетливого общего представления о гидрографии и орографии района нельзя было бы получить ни в одной другой работе. Нами использованы отдельные главы работы В. И. Кавришвили, которая по тому времени была единственной работой, освещающей физико-географические особенности Нижней Картли.

Другая геоморфологическая работа, появившаяся значительно позже, уже в 1947 г., это монография А. Н. Джавахишвили (11). К сожалению в ней уделено мало места описанию интересующего нас района, поскольку

этого не позволяет масштаб самой работы. Согласно геоморфологическому делению А. Н. Джавахишвили, изученная территория лежит в пределах области Джавахетского нагорья и области Южно-Карталинской межгорной низины.

Опираясь на наблюдаемые факты мы, как при описании отдельных типов рельефа, так и в заключительной части работы пытаемся несколько иначе, чем это делали предшествующие исследователи, осветить морфогенез данной территории, подходя к нему с точки зрения его исторического развития и базируясь на принципе гетерохронности рельефа. Под аналогичным углом зрения дается также геоморфологическое районирование.

### 3. Краткий геологический очерк

Территория, расположенная к югу от Аджаро-Триалетских гор, согласно существующим геотектоническим схемам, относится к зоне Сомхитской глыбы. По своему положению Сомхитская глыба является продолжением Азербайджанской плиты или Сомхитско-Азербайджанской подзоны (по схеме В. П. Ренгартена). По вопросу о геотектонической природе этой зоны существуют два мнения. Одни исследователи (П. Д. Гамкредидзе) считают, что Лок-Джандарский и Храмский массивы и разделяющее их пространство являются жестким субстратом, на котором более молодые осадочные образования собраны в широкие покровные складки. До среднего мела на всей территории центральной и южной Грузии, а также северной Армении и восточной Анатолии существовала единая Закавказская плита. В начале альба центральная ее часть подверглась медленному прогибанию, преобразовавшись в геосинклинальную депрессию (Аджаро-Триалетская геосинклинальная зона). Эта депрессия расчленила Закавказскую плиту на две неравные части—Грузинскую и Артвино-Сомхитскую глыбы.

Другие исследователи (И. Р. Кахадзе) высказывают предположение, что до верхнеюрского времени вся область, находящаяся к югу от грузинской глыбы, представляла собой обширный геосинклинальный бассейн (северная часть Тетиса), в котором были разбросаны небольшие массивы вроде Лок-Джандарского, Храмского и Артвино-Сомхитского. Последние являлись ядрами древних кордильер, образовавшихся еще в палеозое и глубоко размытых к началу юры. В результате юрских орогенических движений были консолидированы «большие области развития порфиритовой свиты и подстилающих отложений, входившие до среднеюрского орогенеза в состав геосинклинальных областей» [19]. Это относится к территории, расположенной между Лок-Джандарским и Храмским массивами. К северу от этой вновь зародившейся глыбы в верхнем меле и в палеогене продолжал существовать геосинклинальный бассейн (зона Аджаро-Триалетского орогена).

Таким образом, расхождение во взглядах на геотектоническую природу заключается в том, что одни исследователи считают возможным существование единой Закавказской плиты, консолидировавшейся в до меловое время и впоследствии в своей центральной части преобразовавшейся в геосинклиналь, другие же считают, что Лок-Джандарский, Храмский и Артвинский массивы—суть выступы ядра древних палеозойских кордильер, глубоко размытых к началу юры. Эти кордильеры были консолидированы после юрского орогенеза, но вообще они входили в общую обширную геосинклинальную зону, являющуюся северной частью Тетиса.

Что вся зона в целом является жестким неподатливым телом, подтверждается следующими фактами:

1) Наличием выходов двух древних кристаллических массивов—Лок-Джандарского и Храмского.

2) Наличием волнистых или очень пологих и коротких складок по всей территории этой зоны.

3) Опрокидыванием к югу южных складок Аджаро-Триалетской зоны.

#### а. Стратиграфия, тектоника и доолигоценовая геологическая история

Общая стратиграфическая схема для района Нижней Карли (Сомхитской глыбы), разработанная рядом исследователей (П. Д. Гамкредидзе, В. Я. Эдилашвили, позже—Н. А. Канделаки) вкратце может быть сведена в нижеприведенную колонку:

Структура интересующей нас территории определяется наличием трех тектонических областей, различающихся как по характеру дислокаций и тектонической напряженности, так и по времени формирования.

Наиболее древняя из них, занимающая значительную часть на юге—предъюрский массив, сложенный древним кристаллическим комплексом. Комплекс древних кристаллических и метаморфических пород прорван гранитными неонитрузиями. Он является по сути дела ядром антиклинория и представляет собой компетентную глыбу, к которой с трех сторон примыкают сложно складчатые отложения юры и мела. По своей устойчивости последние не уступают докембрийскому ядру. Складчатость в них трудноразличима, она отсутствует в самом гранитоидном массиве и обнаруживается лишь в примыкающих к нему с севера, юго-востока и юга юрских образованиях. На границе с кристаллической частью массива, конгломераты и кварцевые песчаники лейаса поставлены на голову, разорваны и надвинуты также как и залегающие на них слюдястые песчаники.

Здесь на границе двух зон, обнаруживается наибольшая тектоническая напряженность. Эта зона больших тектонических напряжений является областью, консолидированной в результате юрских складчатых движений. В нее же входит прекрасно выраженный в рельефе предкеловский неонитрузив, основные части которого окаймляют древний массив с юго-востока и северо-востока. Он имеет апофизы в виде мощных пластовых даек альбитофиров и кварцевых порфиров, залегающих в вулканогенных породах мела.

Область развития послеверхнемеловых покровных складок занимает всю северную часть исследованной территории и ее юго-западной окаймление. Здесь резко различаются между собой покровные складки сеноман-турон-сенонских образований и среднеэоценовой свиты. Первые образуют на севере несколько пологих волнистых складок, оси которых ориентированы почти широтно.

В северной части территории в вулканогенной меловой толще можно наблюдать перегиб погружающейся к юго-востоку пологой антиклинальной складки, на крыльях которой выделяются межформационные кварцевые порфиры, слагающие небольшой кряж между сс. Бектакар и Аракел. Южнее проходит широкая синклиналь, в мульде которой обнажаются коньякские туфобрекчии с пропластками известняков и мергелей. У сел. Дарбази проходит антиклинальный перегиб складки. В размытом ядре выступают сеноманские зеленовато-серые туфы, туфобрекчии и туфопесчаники.

Литологический состав	Индекс	Отдел	Фашии, мощность, место-положение, залегание и пр.
I	2	3	4
<b>I. Четвертичные отложения</b>			
1) Галечники и пески, суглинки речных пойм 2) Суглинки, щебень, материал осыпей 3) Долеритовые и базальтовые лавы 4) Галечники, пески, ленточные глины	Q <sub>2</sub>  Q <sub>3</sub>  Q <sub>4</sub>	Современные отложения  Между вюрмской и рисской л. эпохой (мезоплейстоцен)	Аллювий Делювий  Вулканоогенная свита Озерные, речные и делювиальные отложения
<b>II. Палеоген</b>			
1) Туфопесчаники, туфобрекчи, нуммулитовые известняки с туфогенным материалом, тонко-слоистые мергелистые песчаники, конгломераты, слоистые песчаники и сланцы 2) Авгитовые и лабрадорные порфиристы, пологосчатые туфы, альбитофиры, андезиты и кварцпорфиры	P <sub>2</sub>	Средний эоцен  »	Вулканоогенная трансгрессивная свита  Порфиристовая свита мощность 1.5 км
<b>III. Мел</b>			
1) Кварцевые порфиры их брекчи и туфы 2) Красноватые туфогенные песчаники, пачки известняков и мергелей 3) Тонкослоистые, светлосерые мергели, известняки, с кремнистыми конкрециями 4) Альбитофиры и кварцевые порфиры 5) Альбитофиры и их туфоластоалиты, туфопесчаники, переслаивающиеся с мергелистыми известняками 6) Зеленовато-серые туфы, туфобрекчи и туфопесчаники	C <sub>21</sub>     C <sub>11</sub>	Маастрихт-дат  »  Турон-коньяк (частично захватывает сантон)  Сеноман	Карбонатно-вулканоогенная серия, согласно лежащая на нижней вулканоогенной свите (разрез взят у Цхари-Абано)  Вулканоогенная свита, чрезвычайно широко распространенная  Вулканоогенная серия
Диабазы (хлоритовые, догообманковые, авгитовые и пр.), порфириты		Мел	Жилые породы основного состава прорывающие древний кристаллический комплекс и порфиристовую свиту байоса

1	2	3	4
<i>IV. Юра</i>			
Окварцованные песчаники, грубослоистые зеленчатые песчаники, туфобрекчии, порфириты, микробрекчии, дациты, диабазы, туфы, альбитофирмы Мусковитовые граниты, аплиты	J <sub>2</sub>	Байос	Порфиритовая серия  Трансгрессивно, а местами постепенно сменяет лейкасовые песчаники. Трансгрессивно перекрывает среднемерловыми и эоценовыми породами окаймляет Лок-Джандарский массив
а) слюдястые песчаники и сланцы	J <sub>1</sub>	Байос (предкейловейская фаза)	Неоинтрузии, к которым приурочена золотоносность. Секут древние граниты и кристаллические сланцы
б) конгломераты и кварцевые песчаники		Лейас	Почти весь разрез лейаса исключая рэтский и гетангский ярусы Мощность 180—200 м. Трансгрессивный комплекс, согласно переходящий в вышележащую толщу (синемюрский ярус) около 150 м мощности
<i>V. Палеозой, докембрий</i>			
Кристаллический комплекс Лок-Джандарского массива			
а) граниты, кварцевые диориты, гранодиориты, аляскиты, банатиты	P <sub>2</sub>	эопалеозой	Древние гранитоиды, которыми сложена большая часть массива
б) слюдяные, хлоритовые, графитовые, амфилолитовые сланцы, филлиты и мраморы	P <sub>2</sub>	Нижний кембрий и докембрий	Лок-Джандар, Камышлы, верховье Локчай и ущелье р. Пинезаури

Между сс. Дарбази и Горинджуки проходит ось пологой синклинали складки, погружающаяся под четвертичные (?) долериты западнее с. Баличи.

На южных склонах горного узла Шиндляр в среднемерловых туфобрекчиях проходит небольшая синклинали складка, с широтным простиранием оси. Она фиксируется выше с. Кизил-Килиса и в с. Бослеби. На западе эта складка перекрыта андезито-базальтами и долеритами, а на востоке заканчивается в верхнемерловых отложениях. Крылья ее падают под углом, не превышающим 30°. Севернее обнажается замок антиклинали, представленный среднемерловыми туфобрекчиями с межпластовыми покровами альбитофирмов. Ось антиклинальной складки погружается под покровы долерита у с. Большое Дманиси.

Между сс. Дурус и Сафарло наблюдается короткая антиклинальная складка с пологим падением крыльев, на которых обнажаются тонкослоистые мергели и известняки с кремнистыми конкрециями. Ось ее срезается надвигом у с. Сафарло. Южнее последнего, на левом берегу р. Му-

шевани, прослеживается синклинальный перегиб; в мульде обнаруживаются кварцевые порфиры и туфобрекчии верхнего мела. Складка короткая, коробчатой формы. На юго-востоке она срезана надвигом.

Следует отметить также общее синклинальное строение верховьев р. Гюльмагомет-чай. Здесь, в мульде обширной синклинали, выходит мощная толща порфиритов, туфобрекчии и туфопесчаников байоса. Складчатость осложнена разрывными нарушениями.

В районе кругого поворота р. Пирпинджан, ниже устья р. Ах-Керпи, проходит ось антиклинальной складки, ядро которой прорвано посткеловейской неонитрузией гранитодов. В направлении к долине р. Пирпинджан ось погружается и на поверхность выходят турон-коньякские туфобрекчии и туфопесчаники с межпластовыми альбитофирами. Ось складки ориентирована с юго-запада на северо-восток. Интересно, что эта складка приподнята новейшими тектоническими движениями, о чем будет сказано ниже.

Средне-эоценовая толща, представленная порфиритовыми покровами и их пирокластолитами, образует пологие покровные складки на жестком палеозойском кристаллическом и юрском вулканогенном субстрате. Она развита на юге, в пределах гребневой зоны Сомхитского хребта и на юго-западе, слагая обширные водораздельные пространства с пологим сглаженным рельефом.

Весь складчатый комплекс разнообразных по происхождению и времени формирования отложений, слагающий район исследований, как было указано выше, датируется промежутком геологического времени от допалеозоя до среднего эоцена. Между эоценом и четвертичным временем никаких следов осадкообразования по всей нижней Карталинии не наблюдалось. Геологическая история послемелового времени для территории Нижней Карталинии вырисовывается в следующих чертах:

В конце верхнего мела проявляется ларамийская орогеническая фаза, давшая начало основным структурным элементам района. Очевидно, это был период возникновения в меловых вулканогенах многочисленных широких и коротких складок с последующим поднятием всей зоны в целом (включая сюда и Лок-Джандарский массив) и регрессии моря.

Вследствие поднятия массива, меловые отложения, покрывавшие его, за период времени от первых этапов проявления ларамийской фазы до ее палеоценовых импульсов были полностью денудированы. В это же время на периферии массива были надвинуты свободные слои меловых формаций (краевой надвиг) и образовались меридиональные сбросо-сдвиги. Эти движения коснулись также и массивного субстрата.

В течение палеоцена и нижнего эоцена, в пределах всей территории развития мезозойских образований, господствовали континентальный режим и денудация.

Среднеэоценовая трансгрессия вновь покрыла морем, как вулканогенные толщи мела, так и кристаллический массив. Свидетелями среднеэоценовой трансгрессии являются слои конгломератов, кварцевых песчаников, мергелей и известняков. Затем активизируется вулканическая деятельность. Появляются мощные покровы порфиритов и их пирокластолитов, аналогичных по составу байосским. Среднеэоценовая фаза вулканизма выразилась отложениями мощностью более 2 км. Вулканическая деятельность сопровождалась медленным погружением.

В овераское время, судя по региональным данным, происходит поднятие, связанное с предверхнеэоценовой орогенической фазой (Триалетской). Поднятие вызвало регрессию моря. В это же время, повидимому, образовались широкие покровные складки в среднеэоценовой толще.

В конце эоцена, а возможно и в олигоцене, имела место еще одна вулканическая фаза, выразившаяся в прорыве среднеэоценовых пирокластолитов секущими авгитгиперстеновыми андезитами и порфиритами.

Далее, до четвертичного времени, в пределах исследованной территории и в смежных областях нет следов морского осадкообразования. Очевидно, что с конца верхнего эоцена до четвертичного времени вся затриалетская область представляла собой сушу, причем эта суша испытывала медленное поднятие, компенсировавшее денудационный снос. Характер олигоценовых отложений, развитых далеко за пределами Нижней Карталинии, говорит за то, что происходила пенеппенизация всего южного континентального массива, консолидированного как область преобладания восходящих движений.

## I. ТИПЫ И ГЕНЕРАЦИИ РЕЛЬЕФА

Разнохарактерность рельефа изученной территории определяется, прежде всего его гетерохронностью. На сравнительно небольшом участке достаточно отчетливо выражены совершенно различные по возрасту типы рельефа. Существенным является преобладание того или иного экзогенного фактора, определяющего, в конечном счете, морфографические особенности. Мы пытаемся дать геоморфологическое описание территории, сгруппировав типы рельефа по факторам внешней динамики, с учетом последовательности их формирования, чтобы одновременно с описанием получить картину истории развития рельефа.

### I. Денудационный рельеф

а. Откопанный пенеппенизированный рельеф с редким, но глубоким расчленением высокоподнятых поверхностей выравнивания

Чрезвычайно интересным представляется сравнительно небольшой участок на северных склонах Сомхитского хребта. Если бросить взгляд с контрфорсов горы Лок на север, можно увидеть снижающиеся к северу холмы с пологими, мягкими очертаниями, разделенные все углубляющимися в том же направлении ущельями, которые начинаются широкими ложбинами. Обращает внимание общая приподнятость этих холмов в центральной части и пологая покатость в сторону истоков р. Мушевани на западе и Гюльмагомет-чай на востоке; отсюда отчетливо заметен куполообразный характер местности в целом.

Если проанализировать гипсометрические уровни на карте, то легко можно убедиться, что отметки постепенно снижаются в обе эти стороны. Наивысшие пункты расположены на центральных холмах с очень пологими, местами уплощенными вершинами (см. 2, 3). Вся местность как бы загораживает снижающиеся к северу отроги, так что выпуклость легко обнаруживается и в меридиональном направлении. Тоже самое получается и к югу. Гребневая область Сомхитского хребта отделяется от своих собственных отрогов продольной ложбиной, вдоль которой заложены истоки реки Лок-чай, Гюльмагомет-чай и Мушевани. Схематические меридиональный и широтный профили с достаточной отчетливостью иллюстрируют общее куполообразное строение местности, лежащей у подножья Сомхитского хребта.

Анализ гипсометрических уровней показал, что падение отметок вершин имеет размах в пределах всего 200 м на площади в 50—200 кв. км. а наивысшая отметка в центральной части куполообразного поднятия достигает не многим более 1600 м.



По общему характеру рельефа, окрестности с. Лок-Джандар представляет куполообразно поднятый древний пенепплен. Уплощенные поверхности водораздельных гребней между бассейнами рр. Лок-чай, Гюльмагомет-чай и Дамблут соединяются у подножья Сомхитского хребта,



Схема 2. Широтный профиль через с. Лок-Джандар

образуя значительное пространство с куполообразными вершинами пологих холмов, разделенных широкими, задернованными бессточными логами. В подобного рода ложбине между отметками 1605 и 1607.9 были обнаружены остатки древнего аллювия, представляющего собой хорошо обработанную гальку и мелкие округлые валуны гранитоидного состава.



Схема 3. меридиональный профиль через с. Лок Джандар

Столь хорошо обработанный материал не мог принадлежать аллювию современной речной сети. Очевидно, что это — реликты аллювия, быть может, очень древней реки, первоначальное положение долины которой трудно реконструировать. Ориентация лога, где был найден аллювий, во всяком случае, совершенно не соответствует направлениям современных эрозионных долин.

По геологическим данным известно, что Лок-Джандарский кристаллический массив в меловое время представлял собой сушу — остров среди моря и, повидимому, был достаточно высоко поднят. Он подвергся денудации, в результате которой гранитный материал разрушаемой палеозойской суши попал в состав базальных конгломератов меловых формаций, а также туфогенных пород. Очевидно, что геантиклинальные тенденции наметились уже в это время и сохранялись в дальнейшем.

Возможно, что в палеоцене и в эоцене массив был подвержен частичным опусканиям, но все же господствующим был континентальный режим.

Прошло промадное в геологическом смысле время, в течение которого могли осуществиться несколько циклов пенеппленизации и только предположение о том, что постоянно преобладали восходящие движения, может объяснить стабильность суши на этой территории.

В среднем эоцене, очевидно, произошло погружение массива, но лишь частичное и неглубокое сравнительно с остальной частью Нижней Карталинии. Верхнепалеогеновые фазы поднятия освободили от моря всю территорию Триалетской геоклинали и с этого времени начался новый денудационный цикл. Древний, мезозойский пенепплен Лок-Джандарского массива снова был откопан и уже с олигоцена продолжал свое су-



ществование в качестве суши. Затем он, совместно с прилегающими к нему областями развития меловых и эоценовых вулканогенных формаций, был сnivelлирован и лишь в верхнеплиоценовое время превратился в продолжающую подниматься горную область.

Неслучайно, что общее строение массива—выпуклое. Эта выпуклость одновременно является результатом избирательной эрозии, отпрерарировавшей денудационно устойчивые граниты, указывая в то же время на сводовый характер поднятия. Видимо, ось свода вначале проходила в районе Лок-Джандарского массива, а позже переместилась к югу. О характере воздымания Сомхитского хребта и прилегающей к нему территории будет сказано в соответствующей главе.

Миграция оси поднятия и эволюция рельефа  
 Лок-Джандарского свода (сх. 3)

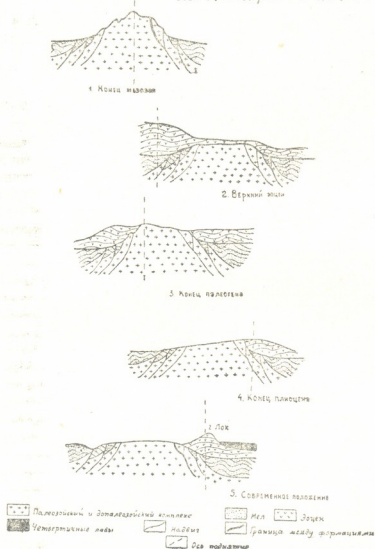


Схема 4

На нижеприводимой схеме предположительно показано положение осей поднятия Лок-Джандарского массива в различные геологические эпохи (сх. 4).

б. Остаточный пенеplenизированный рельеф с редким, но глубоким расчленением высокоподнятых поверхностей выравнивания

К западу от Лок-Джандарского массива протягивается водораздел между средним течением р. Мушевани и ее же притоком речкой Джандар-чай. Здесь, в верхних частях отрогов общего водораздела, наблюдаются уплощенные пространства, чередующиеся с холмистыми участками. Эти выравненные поверхности, разобщенные глубокими ущельями водосборного бассейна р. Джандар-чай, постепенно снижаются к северо-востоку. Плоские и холмистые поверхности резко контрастируют с крутыми выпуклыми склонами расчленяющих их ущелий. Наиболее обширные волнистые поверхности, сложенные средне-эоценовым комплексом полосчатых туфов и туфобрекчий, переслаивающихся с нуммулитовыми известняками, мергелистыми песчаниками и слюдястыми сланцами, с межформационными покровами андезитов и лабрадоровых порфириров, сохранились в районе Камышло-Джараер и, в особенности, на водоразделах Мушевани-Кара-су и Кара-су—Машавери. Здесь они представляют собой обширные холмистые пространства с ложбинным расчленением, куполообразными вершинами с отпрепарированными денудацией лавовыми покровами. Среднеэоценовая толща срезана общей денудационной поверхностью на уровнях 1600—1400 м. Более высокий денудационный уровень обнаруживается в районе горного узла Шиндляр и на скалистом водоразделе между рр. Машавери и Гета в виде небольших отдельных уплощенных участков. Однако разница высот весьма незначительна и переход постепенный, так что плоские и холмистые поверхности южной окраины Средне-Храмской горной группы и северных отрогов Сомхигского хребта, на наш взгляд, могли представлять собой единый денудационный уровень снижающийся с юго-запада на северо-восток.

В северо-восточной части территории аналогичные по рельефу денудационные поверхности встречаются также на отрогах Опретского и Шулаверского хребтов. Их гипсометрическое положение определяется высотами порядка от 1150 до 950 м. Они выработаны на вулканогенных породах верхнего мела, характеризуются плоской или волнистой поверхностью. В широких ложбинах сохранен обломочный покров представленный хрящеватыми суглинками с включением остроугольных или слегка сглаженных на гранях обломков. Кора выветривания повидному достигает значительной мощности. Характерны невысокие (80—30 м.) одиночные скалистые останцы с причудливыми формами выветривания. Эти останцы сложены или плотными полосчатыми туфами, либо альбитофирами (отпрепарированные дайки) и носят на себе следы золотого выветривания.

Денудационные поверхности, сохраненные в виде разобщенных участков представляют собой сравнительно более позднее образование, нежели Лок-Джандарский пенеplen. Континентальный режим установился здесь с олигоцена, следовательно с этого времени действовали денудационные силы. В течение олигоцена, повидному, было несколько эрозионных циклов, связанных с фазами поднятия. Вероятно, к миоцену весь район южнее Триалетских гор представлял собой пенеplenизированные предгорья. Новые фазы поднятия в миоцене (вероятно в предчокракскую фазу) должны были обновить эрозионный цикл и повысить гипсометрические уровни образовавшейся предгорной равнины. О характере движений трудно судить, так как мы не располагаем фактическим материалом, который мог бы послужить основой для более точной датировки рельефа с одной стороны, а с другой—дать нам представление о характере текто-

ических движений. Можно предполагать, что восходящие движения сопровождалась повторной складчатостью и эпейрогеническими колебаниями. Они имели сводовый характер. Денудация в центральной части территории удалила покров эоценовых формаций и обнажила меловые образования. Ось максимального поднятия проходила в районе развития меловых пород и в течение олигоцена и миоцена неоднократно смещалась.

#### в. Низкогорный рельеф останцовых предгорий с чередованием резких и мягких форм

Интересны с палеогеографической точки зрения снижающиеся к Маршанульской равнине скалистые денудированные отроги Сомхитских гор, Шиндьяра и Шоршолетского (или Квешского) хребта. Они носят на себе явные следы длительной селективной денудации; в рельефе выделяются отпрепарированные межформационные кварц-порфировые или альбитофиромые интрузивы (напр. утес, увенчанный руинами крепости Квеша, зубовидная скала у с. Бектакар, скалистый утес у с. Акаурга и зубчатые причудливые вершины г. Далих, Ель-даг и пр.) межпластовые жилы, деформированные покровы, а также плотные полосчатые туфы. Для останцов характерна их уединенность среди окружающих равнинных или холмистых пространств. Особое развитие они получают на правобережья Машаверской равнины, ниже устья р. Болнис-чай. Здесь единичными скалистыми утесами начинаются склоны Сомхитского хребта. На этом основании мы их назвали «останцовыми предгорьями».

В ряде случаев на обнаженных полосчатых туфах наблюдается ячеестое выветривание, пещеры выдувания, свидетельствующие о большом значении эолового фактора. Скалы, обточенные ветром имеют причудливые очертания башен, арок, пирамид, на поверхности которых выточены скульптурные узоры.

Пространства между останцами представляют собой пологие ложбины, выполненные делювиальными образованиями, грубообломочными шлейфами осыпей. Угловатые глыбы туфа в подножья останцов имеют в качестве заполнителя хрящеватый суглинок с большим процентом пылеватых частиц.

Кварцпорфировые и альбитофиромые останцовые утесы в своих подножьях образуют шлейфы, сложенные крупными глыбами с дресвяным заполнителем. Междуостанцовые ложбины обычно задернованы или же покрыты каменистыми россыпями. Микроландшафт останцовых предгорий северных и северо-восточных оконечностей отрогов Сомхитского хребта и Средне-Храмской горной группы напоминает каменистую полупустыню.

Повидимому, во времена, предшествовавшие излияниям долеритовых лав, заполнивших обширную Машаверскую долину, на ее бортах возвышались скалистые отроги небольшой относительной высоты; в результате длительной денудации произошла подготовка более твердых, трудно поддающихся разрушению интрузивных и жильных тел.

Общие черты среднеплиоценового рельефа были обусловлены временным замиранием восходящих тектонических движений и даже, может быть, прогибанием отдельных участков. Базис эрозии Машаверской системы был значительно выше, чем в настоящее время, что давало возможность развитию бокового смыва, расширению долин, денудации склонов и водоразделов, сопровождавшаяся значительным снижением поверхности и относительным уменьшением вреза речных долин.

г. Среднегорный рельеф куэстового типа,  
развитый на среднелововой туфогенно-  
карбонатной толще

На Опретском хребте, в пределах абсолютных высот 1000—1200 м в районе между сс. Опрети и Чанахчи проходит полоса широтного направления, вдоль которой наблюдаются выходы массивных известняков, просялаивающих туфогены среднего мела. Известняки размыты в виде вытянутых островов. Севернее мелких разрывов с надвигами образовалась полоса, чередующихся хорошо выраженных в рельефе моноклиналей с размытыми сводами. В результате чередования известняков с туфобреклениями, вдоль которой наблюдаются выходы массивных известняков, прочими, образовался характерный ступенчатый рельеф небольших по протяженности куэст с высотой известняковых карнизов от 30—40 до 100 м (у с. Цопи). Денудационно менее устойчивые туфобрекчи и туфы образуют сглаженные склоны. Общая протяженность этой полосы 15—18 км, при ширине 5—8 км. Вдоль южного края эта полоса дренирована рр. Шулавер-чай и Бануш, образующих благодаря моноклиальной структуре продольные ассиметричные долины, о строении и генезисе которых мы скажем ниже.

д. Среднегорный рельеф гребневой части  
Сомхитского хребта

Гребневая область Сомхитского хребта заслуживает выделения его в отдельный геоморфологический тип рельефа, так как гипсометрическое положение, характер расчленения и общее строение значительно отличаются от прилегающих районов.

Максимальное поднятие Сомхитского хребта отмечается за пределами территории Грузинской ССР у вершины Ляльвар (2556 м); к востоку гребень хребта значительно снижается. Максимальные высоты этой части—г. Лок (2144), Крестовая (1993).

Осевая зона главного водораздела сложена вулканогенной толщей среднего эоцена и является поднятым южным крылом крупной антиклинали, в ядре которой обнажается древний кристаллический комплекс Лок-Джандарского и Вадзорского (за пределами исследований) массивов. Здесь создан, как бы нависающий рельеф. Контрасты усиливаются тем, что в основании толщи залегают слабосцементированные конгломераты, брекчии, песчаники и нуммулитовые известняки, легче поддающиеся выветриванию, чем подстилающие их отложений байосского вулканогенного комплекса и перекрывающих андезитов среднего эоцена. В этих местах склоны приобретают ступенчатое строение. Там же, где эоценовые андезито-порфиритовые покровы и их пирокластолиты непосредственно налегают на порфиритовую серию байоса (между перевалом Вольчи ворота и г. Лок) склон имеет однообразную крутизну с некоторым увеличением кверху.

Залегание среднеэоценовой толщи с южным падением (в среднем  $10^\circ$ ) вглубь склона, вызывает общее увеличение крутизны северного склона Сомхитского хребта, что при взгляде на него с севера создает впечатление крутосклонной стены. Эти стены изборождены неглубокими отвесками речных систем северного склона (Шулавер-чай, Бануш, Болнис-чай). За пределами лесной зоны (около 2000 м) расчленение создается сравнительно редкое и неглубокое. Бессточные ложбины, днища которых покрыты грубообломочным материалом, имеют глубину врезания не бо-

лее 20—30 м. Получают развитие также и скалистые участки с обточенными благодаря интенсивному физическому выветриванию килевидными стенами андезитов, или пирамидальными вершинами. Здесь мы встречаемся с переходным к высокогорной области ландшафтом—чередованием альпийских мелкотравий и скалистых участков.

## 2. Эрозионный и аккумулятивный рельеф

Денудация горных сооружений Нижней Карталинии, происходившая в процессе их поднятия на значительном в геологическом смысле отрезке времени, сопровождалась аккумуляцией сносимого с гор материала по речным долинам и в подножьях склонов. Временное замедление поднятий перерывы в эрозионных циклах отмечались усилением аккумуляции.

На исследованной нами территории довольно четко разграничивается два цикла аккумуляции: Аккумуляция происходившая от мезозойского времени до начала излияния доларитовых и базальтовых потоков и аккумуляция, происходившая во время и после их излияния.

В первом случае мы имеем возможность по аккумулятивным отложениям восстановить хотя бы частично древнюю гидрографическую сеть, реликты которой довольно отчетливо сохранены на северных склонах Сомхитского хребта и средне-храмской горной группы.

а. Плоский, террасированный или слабо-всхолмленный рельеф древних террас и реликтовых долин на частично сохранившихся пролювиально-аллювиальных отложениях

В плиоцене, на фоне общего поднятия Нижней Карталинии, происходила интенсивная денудация. Появились изменения в положении базиса эрозии плиоценовых рек в связи с продолжавшимся общим поднятием южной части территории. Активизировалась боковая эрозия, сильно разведавшая водоразделы.

Если мысленно снять мощный лавовый поток, заполняющий среднюю часть долины р. Машавери, то останется обширная плоскодонная долина, с расстоянием в несколько километров между бортами. Профиль склонов этой долины—прямой, а местами вогнутый. Особенно интересна в этом отношении долина р. Гета—левого притока р. Машавери. Начиная почти от самых истоков долина р. Гета имеет ширину, совершенно несообразную с эрозионными возможностями самой речки. Три террасы поднимаются к Храмскому водоразделу, перекрыты у тыловых швов делювиальными плащами. Бровки этих террас размыты и уступы выражены очень неясно. В поперечном профиле получается вогнутая линия с крутизной, постепенно нарастающей к водоразделам.

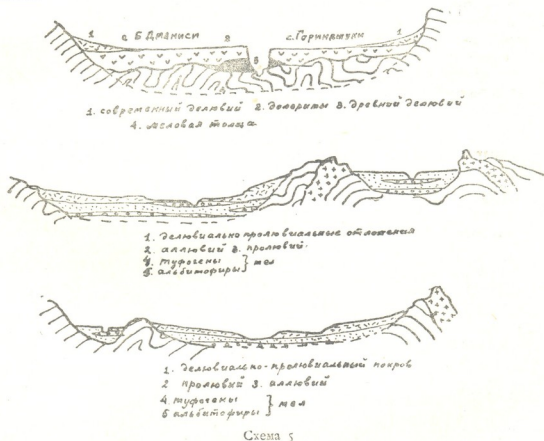
Совершенно аналогичную картину мы видим и по правому притоку р. Машавера—р. Болнис-чай между с. Самцвериси и устьем. Начиная от с. Болнис-Хачин борта как бы раздвинуты и долина достигает нескольких километров в ширину. Также как и для долины р. Гета в районе Демурло, Дарбази, Аракэл, здесь развиты террасы неясно переходящие одна в другую, с широкими делювиальными шлейфами на тыловых швах.

Можно предполагать, что своеобразный рельеф этих широких речных долин выработывался до излияния лавового потока, покрывающего дно долины р. Машавери.

Видимо базис эрозии Пра-Машавери имел в то время высокое положение и преобладала боковая эрозия с плоскостной денудацией склонов. Реки блуждали по обширным поймам. Такие формы речных долин сви-

детельствуют о стадии зрелости эрозионного цикла. Не исключена возможность частичного дифференциального опускания вдоль этих направлений, что способствовало повышению местных базисов эрозии и в связи с этим формированию значительных расширенных речных долин.

Таким образом, гидросеть нижеплиоценового времени была близка к стадии зрелости. Накоплялись мощные толщи делювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений. Обращает на себя внимание тот факт, что реки продольного заложения (напр. р. Гета на большей части своего течения, отчасти низовья р. Болнис-чай) не имеет ясно выраженных эрозионных уровней. Террасы здесь либо размыты и частично погребены под делювиальными шлейфами, либо вовсе не выражены.



Совсем иное положение для рек меридианального направления, с поперечным заложением долин. Примером таких долин является долина р. Дамблут, наиболее тщательно изученная нами.

Общая морфология этой реки рисуется следующим образом: в водосборном бассейне и верхнем течении, река образует узкодонную долину с отчетливо выраженным молодым врезом. Верховье ее начинается обширной эрозионной воронкой, глубиной более 100 м, расширяющейся в котловину дно которой бороздят небольшие овражки с почти невыраженным руслом. Борта крутые, иногда отвесные до высоты 50—60 м; в русле и на бортах местами обнажаются коренные породы. В большей своей части склоны покрыты маломощным делювиально-эллювиальным чехлом, на котором произрастает лес с густым кустарниковым подлеском. Ниже отчетливо выделяются от сравнительно пологих склонов молодые эрозионные борта с обнажениями коренных пород шириною 50—70 м крутизной в 40—50°. Пологие склоны поднимаются к водоразделам на высо-

ту более 100—150 м, имеют крутизну 25—30° и покрыты довольно мощными элювиально-делювиальными образованиями. Здесь почти не встречается обнажений.

У слияния рр. Нахширис-геле справа и Грма-Хеви слева (основные истоки р. Дамблут) на высоте 60 и 100 м от дна реки ясно видны выравненные, слабо наклоненные к реке площадки, на которых часто попадаются хорошо окатанная галька и отдельные речные валуны. Эти остатки высоких террас особенно отчетливо видны по обоим сторонам Нахширис-геле, к истокам которой они постепенно сходят на нет, сливаясь со склонами. На этих террасах бурением обнаружены покровные отложения (делювий с редкой аллювиальной галькой) мощностью иногда свыше 20 м.

Ниже рудничного поселка на обоих склонах прослеживается явный перелом склонов. Пологие площадки, являющиеся ничем иным, как скульптурными террасами, возвышающимися над дном реки на 60 и 100 м.

В 1 км выше с. Укангора различия между современным эрозионным врезом и древним становится еще отчетливее. Здесь появляются пологие, склоны, покрытые делювием, под которым погребен аллювиальный суглинок с включением хорошоокатанной гранитной и порфириновой гальки. Эти пологие склоны имеют высоту над дном ущелья не более 40—50 м и являются древней террасой реки. Тыловой шов примыкает к круто поднимающимся склонам водораздельных хребтов. Современный эрозионный врез резко выделяется крутыми, иногда отвесными бортами высотой 25—30 м.

В селении Укангора на правом берегу хорошо видны первая надпойменная терраса, высотой от 1,5 до 3 м и вторая терраса, высотой 12—15 м. Эта последняя значительно выше на левом берегу. Здесь ее бровка достигает относительной высоты 25—27 м. Террасы расходящиеся. Ниже сел. Укангора современное русло р. Дамблут врезано уже только в наносные отложения, представленные плотными суглинками и линзами галечника. Эти суглинки образуют отвесные стены по обоим берегам высотой до 12—15 м. Местами долина имеет незначительные расширения с развитием поймы и надпойменной полутораметровой террасы. Такие расширения обычно по площади не превышают нескольких десятков метров и, как правило, засеяны либо кукурузой, либо засажены плодовыми деревьями. Зато по обе стороны от бровки эрозионного вреза долина значительно расширяется. Древние террасы имеют денудированную холмистую поверхность, так что не всегда можно различить отдельные уровни, но тыловой шов этой общей широкой поверхности совершенно отчетливо примыкает к крутым склонам водораздельных хребтов. По мере передвижения вниз по реке долина расширяется. Разница высот между бровкой 10—15 метровая террасы и подножием склонов составляет около 100—150 м.

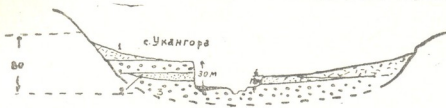
Нигде в пределах денудированной древней террасы выходов коренных пород не встречено. Расстояние между берегами древней долины в 4-х км ниже с. Укангора увеличивается до 500—600 м (см. схему).

Ниже кирпичного завода на древние аллювиально-делювиальные образования налегают молодые долеритовые лавы и р. Дамблут врезается в них узким каньоном. Здесь над краем каньона мы попадаем на обширную лавовую равнину долины р. Машавери.

Река Дамблут представляет собой наиболее типичный пример древнего ложа речной долины поперечного заложения хорошей сохранности.

Аналогичные примеры высоких террас встречаются на р. Гюльмагмет-чай у ее слияния с р. Ах-Керпи и на р. Лок-чай в устьевой части.

У юго-восточного подножья г. Пирпинджан сохранились высокие террасы р. Гюльмагмет-чай, самая верхняя из которых имеет отчетливое примыкание тылового шва к крутому коренному склону. Эти террасы наклонены к современному ложу реки и занимают площадь в несколько квадратных километров. Самая верхняя из них имеет коренной цоколь.



1. деловой 2. пролювий 3. аллювий

р. Дамбулат у с. Уянгора



1. деловой 2. пролювий 3. аллювий

р. Дамбулат 64 км ниже с. Уянгора

Схема 6

Переход к более низким террасам денудирован и перелом поверхности слабо заметен. В этом месте можно усмотреть всего две, а местами, три эрозионных ступени. Аналогичные уровни развиты ниже впадения р. Ах-Керпи.

На р. Лок-чай широкая площадка, покрытая аллювием, местами проступающим из под делювиального плаща, примыкает к левому склону в 2 км выше с. Чагах. Ее протяженность 2,5—3 км, а ширина не менее 400—600 м (в настоящее время она занята под огородные культуры). Отчетливость ее тылового шва, постепенность перехода к современной надпойменной террасе указывают на длительный процесс плоскостного размыва, в связи с чем отсутствуют промежуточные эрозионные уровни.

Можно полагать, что до излияния долеритов все междугорье представляло собой систему хорошо разработанных долин с широкими поймами и пологими бортами. В поперечных долинах очевидно развиты были обширные террасы. Вогнутость поперечных профилей свидетельствует о зрелой стадии развития долин. По характеру суглинков, залегающих под лавами Машаверского потока и на террасах, можно судить о том, что



среднеплиоценовые реки имели спокойное течение и выровненный продольный профиль.

Большое количество пролювиального материала в покровных толщах свидетельствует о периодичности обводнения потоков и, следовательно, о континентальности климата.

Большой интерес представляют собой реликты древних долин с восточной и северо-восточной части территории. Начиная от с. Ах-Керпи, одноименная река пререзает мощную толщу покровных суглинков с прослоями аллювиальных образований. У поворота реки к северо-западу, на низкой седловине водораздела эти древние речные и пролювиальные отложения продолжаются почти сплошным покровом до с. Чанахчи. Между последним и с. Опрети хорошо выражена в рельефе пологая ложбина широтного направления. Далее, вдоль этой ложбины проложила себе путь р. Шулавер-чай. У крутого поворота этой последней к северу, на высоте около 60—80 м, в рельефе выражена широкая и пологая водораздельная седловина. За ней пролегает широтный участок долины р. Бануш (левый приток Дебеда-чай). Долина дренирует обширную холмистую полосу—ясно выраженную реликтовую долину с разработанным ложем и остатками террас.

Таким образом, в рельефе ясно выражены две генерации речной сети: древние долины широтного направления, в которые врезаны рр. Ах-Керпи, Шулавер-чай и Бануш, и молодые поперечные ущелья. Развитие последних обусловило перехват вод древней долины. Крутые повороты к северу рр. Ах-Керпи и Шулавер-чай свидетельствуют об этом перехвате.

В районе с. Опрети встречены озерные отложения, сохраненные в виде небольших обрывков и представленные слоистыми песками, мощностью до 10—12 м. Они приурочены к правому берегу реликтовой долины и свидетельствуют о наличии временных подпруд быть может связанных с древними оползневыми явлениями. Озеро, по всей видимости, было спущено при перехвате Пра-Шулавер-чай поперечной долиной.

Не менее интересны реликты древней гидрографической сети в виде останцовых ложбин, представляющих собой покинутые речные долины. Одна из таких ложбин наблюдается на восточном склоне водораздела между р. Ах-Керпи и истоками Талавел-чай. В ней сохранены отдельные обрывки древних пролювиальных отложений и морфологически четко вырисовывается дно с пологом уклоном к юго-востоку.

Меньшего размера, но очень отчетливы реликты древних долин на останцовых предгорьях, в северо-восточной части территории. На водоразделе между рр. Талавер-чай и Шулавер-чай имеется несколько таких реликтов. Хорошо сохранилась небольшая покинутая долина к востоку от с. Шаумян. Она имеет диагональное заложение и поражает наблюдателя своей приподнятостью над современным дном р. Шулавер-чай и, в особенности, над Марнеульской равниной. Оба борта сохранились совершенно отчетливо. Они обнаруживают ступенчатое строение смягченное делювиальным покровом. Дно долины широкое, вдоль него проложена дорога, соединяющая пос. Шаумян с Марнеули. Аллювий не сохранился, во всяком случае гальки обнаружить не удалось.

Останцы покинутых долин, имеющих широтное или диагональное заложение свидетельствует о коренной перестройке гидрографической сети. Эта перестройка очевидно связана с тектоническими движениями конца плиоцена, последовавшими после излияния лавовых потоков, затрудивших Марнеульскую равнину. Активизировавшееся общее сводовое поднятие Сомхитского хребта обусловило изменение в направлении тече-

ния древних рек, усиленную линейную эрозию поперечных долин и вслед за этим—серию речных перехватов, antecedентных прорывов, в корне изменивших рисунок древней гидрографической сети. Продольные и диагональные долины были обезглавлены, а поперечные глубоко—врезались в наносы, оставив на склонах серию высоких террас. Новый эрозийный цикл выразился интенсивным врезанием в древние ложа и раздвиганием поверхностей выравнивания на водоразделах истоками рек Дамблут, Гюль-магомет-чай, Ах-Керпи и др.

Восстановить полностью картину древней гидрографической сети на данном этапе изученности не представляется возможным, но на геоморфологической карте получили достаточное отражение реликтовые долины и древние террасы: они показаны на карте отдельно, так как первые образуют древний аккумулятивный рельеф, на речных и пролювиальных отложениях, а вторые являются свидетелями древней эрозии. В них отсутствуют или сохранены лишь частично покровные отложения, по ясно выражены борта и днища.

#### б. Плоский, редко и неглубоко расчлененный рельеф Марнеульской алювиально-пролювиальной равнины

В основе строения Марнеульской равнины (во всяком случае ее верхней части от р. ц. Болнис до слияния рр. Машаверы и Храма) лежит синклиальная впадина, заполнявшаяся продуктами сноса с Сомхитского и Триаletского хребтов. Мощность этих отложений, в основном, пролювиального характера, достигает десятков метров (так например колодцы у с. Капанахчи не достигли коренного дна).

Судя по последним данным, полученным Д. В. Церетели, основанием равнины служит язык лавового потока, входящий на поверхность из под покровных отложений выше Болнис. То обстоятельство, что фрагменты долеритовой лавы были обнаружены у с. Илмазло, значительно ниже описываемого отрезка Марнеульской равнины, говорит за общее погружение ее дна, происшедшее после излияния лав.

Таким образом мы имеем дело с медленно прогибающейся межгорной депрессией. Буровые скважины, проведенные в начале 1955 г. обнаружили коренные долеритовые лавы, недалеко от р. ц. Марнеули на глубине 136 м.

Аккумулятивные отложения Марнеульской равнины, как было сказано выше, представлены аллювиальными и пролювиальными образованиями. Одной из отличительных особенностей осадконакопления в межгорных впадинах является взаимопроникновение руслового сноса с пролювием. К этому добавляется обильное осаждение взвешенных частиц при опадении паводковых вод. Вследствие этого, происходит переслаивание галечников с мелкоземом конусов выноса и перемещение обломочного материала разной степени окатанности.

Весьма вероятно, что при формировании выстилающих отложений Марнеульской равнины, при быстром вздымании Сомхитского хребта, в начале четвертичного времени, селевые потоки имели большое распространение. В разрезе покровных отложений, лежащих на значительных расстояниях от предгорий обнаруживается почти неокатанный материал, перемешанный с илстыми и пылеватыми частицами в покровных суглинках, наличие которых можно объяснить как погребенные селевые конусы.

Под лавовым потоком, лежащим в основании равнины, несомненно должны залегать полосы галечников, к которым местами (колодец в с. Мирзоевни, глуб. до 22 м) приурочены водоносные горизонты.

Сопоставление абсолютных отметок нижних горизонтов толщи выполняющей Марнеульскую равнину с гипсометрическим положением современных русловых отложений рр. Храмы и Машавери, устанавливает значительный разрыв между ними (в пределах от 35 до 50 м) что еще раз подтверждает предположение об опускании Марнеульской равнины, сопряженного с поднятием окаймляющих ее хребтов. Это вполне увязывается с antecedентным характером поперечных ущелий (см. ниже) дренирующих склоны Сомхитского хребта.

Поверхность Марнеульской равнины плоская, с наклоном к востоку в пределах абс. отм. 450—400 м. Она вдается в горные склоны по долинам врезанных в них рек. К подножьям приурочены небольшие конусовидные повышения, образованные за счет выносов притоков р. Машавери и Храмы.

Реки, пересекающие Марнеульскую равнину, как главные, так и их притоки, меандрируют. Последние значительно теряют живую силу своего течения.

Террасы Марнеульской равнины созданы не столько за счет речной аккумуляции, сколько за счет пролювиальных выносов. В общем балансе сноса несомненно преобладают последние.

Одновременно с отложением аллювия реки врезают свои русла в пролювиальную толщу. В пределах Марнеульской равнины выделяются, в основном, четыре террасовых уступа:

- а) первая надпойменная терраса, с отн. высотой от 2 до 5 м.
- б) вторая терраса, соответствующая уровню самой равнины, отн. высотой над поймой от 10 до 18 м.
- в) третий уступ высотой 30—35 м наблюдается не везде и в ряде случаев замаскирован выносами со склонов;
- г) вблизи с. Арухло имеются фрагменты четвертой террасы на высоте 40—50 м.

По своему микрорельефу террасы широкие, плоские, с едва приметным уклоном в сторону реки. Уклон возрастает по направлению к горному окаймлению равнины. Расчленение редкое, неглубокими (1—2 м) оврагами и пологими балками и ложбинами.

Наиболее распространенной являются полосы 1-й надпойменной террасы, развитой по обоим берегам и местами отчлененной от поймы протоками в виде небольших островов. У тылового шва они прикрыты пролювиальными и делювиальными выносами, сглаживающими переход к коренным склонам предгорий. Они, повидимому, являются останцами циклических террас движущегося аллювия реки.

Вторая надпойменная терраса, как указывалось выше, образует большую часть Марнеульской равнины и хорошо выражена в низовых и средних течениях рек Поладаури, Шулавер-чай, Талавер-чай и Дамблут и др. Приведем характерный разрез у р. ц. Болнис.

1. Первая надпойменная терраса высотой 1,5—2 м развитая на площади около 0,7 км<sup>2</sup>; на левом берегу на этой террасе расположен р. ц. Болнис. Сложена галечниками и пролювиальными суглинками.

2. Вторая терраса прослеживается вниз по течению р. Машавери, а также заходит вверх по долине р. Поладаури почти до с. Самцвериси. Вследствие сужения долины она имеет значительный уклон в сторону поймы. В составе ее преобладают хрящеватые суглинки со сравнительно редкими линзами галечника.

Обрывки второй террасы, высотой 15—20 м наблюдаются по р. Поладаури, у с. Ах-Керпи и по р. Шулавер-чай у с. Опрети.

Террасу высотой 40—50 м. Д. В. Церетели, по данным наземной ископаемой фауны, найденной им на Гардабанской равнине и в низовьях рр. Храми и Алгети, относит к верхнечетвертичному времени. Таким образом, надо полагать, что формирование второй террасы, образовавшей большую часть Марнеульской равнины, относится к позднему голоцену.

- в) Среднегорный рельеф с частым и глубоким расчленением крутых склонов Сомхитского хребта и Средне-Храмской горной группы на мезозойских и эоценовых вулканогенно-осадочных толщах

Возобновление вулканической активности в постплиocene сопровождалось общим поднятием Сомхитской геотектонической зоны. Последнее было неравномерным. Отдельные участки поднимались быстрее, другие поднялись медленнее, а некоторые имели вероятно даже обратный знак движения. В связи с этим и эрозионное врезание протекало неодинаково даже на той ограниченной площади, которая была обследована нами.

В поствулканический период происходило окончательное оформление современной гидрографической сети. Создавался среднегорный рельеф с крутыми выпуклыми склонами, характеризующийся для данной территории гипсометрическими пределами от 1000 до 1900 м. Глубина вреза речных долин достигает 400—500 м. Уклоны поверхностей в среднем от 20 до 35—40°. Формы речных долин соответствуют условиям залегания пород, литологическим особенностям, мощности водотоков, но все они имеют характер свежих, молодых врезов, свидетельствующих об активности и может быть продолжающемся поднятии горной системы.

Примером типичной эрозионно долины служит каньон р. Машавери, глубоко врезанный в лавовый поток, заполняющий древнюю долину Пра-Машавери. Глубина его местами превосходит 150 и даже 180 м. Эрозией вскрыта вся толща долеритов и андезит-базальтов и обнажен складчатый меловый субстрат. Ниже с. Б. Дманиси в отвесных стенах высотой около 120 м можно видеть останцы древнего рельефа, залитые лавами. Неудходя 2 км до с. М. Дманиси, в левом борту каньона обнажается контакт долеритов с лавовой брекчией и последней с вулканическим песком, пеплом и озерными суглинками. Ниже обнажаются верхнемеловые мергелистые песчаники, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками и сланцевыми мергелями. В этой толще образованы мелкие складки. Лавы наложены на довольно сложный древний рельеф, повидимому холмистого характера. Из под долеритов торчат останцовые холмы с обнажениями сильно выветрелых мергелистых песчаников и туфогенов.

Река проложила себе путь ближе к южному примыканию лавового потока, залившего долину Пра-Машавери. Поэтому она успела размыть его в тех местах, где он тоньше. Такое заложение долины естественно, т. к. при остывании трещиноватость всегда больше по краям, чем в центральной части и водотоки легче находили себе путь по продольным трещинам.

Выше, между устьем р. Мушевани и с. Дунус Машаверский каньон становится уже и глубже. Здесь мы видим отвесные стены комковатой буровато-черной лавы, наложенной в несколько ярусов. Бурые прослои обожженной почвы и лавовой брекчии четко маркируют промежутки между отдельными фазами излияний. В отвесных стенах образованы глубокие пустоты—естественные пещеры.

Подножье обрывов окаймлено обломочными шлейфами, постоянно размываемыми быстрым Машевери. Аналогичный каньон наблюдается и выше с. Дманиси.

Ниже с. Гориנדжуки каньон суживается в клямм глубиной 50—80 м до впадения р. Дамблут, после чего долина вновь несколько расширяется. Форма каньона в поперечном сечении сохраняется до с. Квеша. Ниже р. Машавери выходит на Марнеульскую равнину и образует сравнительно неглубокий врез (20—10 м) с обрывистыми бортами. Начиная от с. Квеша река не смогла справиться с лавовой толщей и вскрыть нижележащие породы, поэтому ее русло, местами обнаженное от аллювия, вскрывает долериты и андезиты-базальты.

Совершенно иной характер имеют эрозионные долины правых притоков р. Машавери. Здесь речная сеть в общих чертах развита нормально для среднегорной области. Наиболее крупные притоки рр. Мушевани, Болнис-чай и Шулавер-чай, начиная от своих средних течений образуют глубоко врезанные узкодонные ущелья с выпуклыми бортами. Средняя глубина врезания составляет 300—400 м. Местами на крутых поверхностях бортов встречаются пологие, прикрытые делювием участки—реликты прошлых эрозионных фаз, в настоящее время уже почти полностью трансформированные в связи с тектоническим поднятием всей области (см. выше).

В верхних частях долины рр. Болнис-чай и Мушевани ветвятся; истоки их начинаются глубокими водосборными воронками в полосе альпийских лугов или на границе лесной и альпийской зон. Здесь врез не превышает 150—200 м, но форма поперечного сечения долин говорит об относительной молодости вреза. В продольном профиле днища невыровнены, изобилуют водопадами и порогами, течение быстрое и бурное.

Более мелкие притоки, небольшие по длине маловодные рр. Джандар-чай, Дамблут, Болнис-чай, Казрети все же имеют хорошо выраженный молодой врез с выпуклыми или обрывистыми бортами, указывающими на юность эрозионной стадии. В верхнем течении р. Дамблут образует глубокое У-образное ущелье, начинающееся уже описанной обширной водосборной воронкой (стр. 42), а в среднем течении форма поперечного сечения долины осложнена неразмывтыми древними террасами. В нижнем течении река образует типичный каньон, в миниатюре повторяющий каньон Машавери, но имеющий глубину вреза не более 20—30 м.

На особом месте стоит долина р. Гета. Здесь мы встречаемся с иной, более сложной разновидностью эрозионного процесса. Молодой врез отчетливо фиксируется от верховьев до с. Демурло и между сс. Карадаш и Квеша. Обширная долина, образовавшаяся до проявления последних фаз вулканической деятельности, продолжала расширяться и после излияния лав, благодаря созданной ими подпруде. Эта подпруда обусловила образование второй террасы, прослеживающейся между сс. Демурло и Дарбази. При общем поднятии области, которое имело место после замирания эффузивной деятельности, началась усиленная эрозия и когда базис р. Гуты понизился в связи с интенсивным врезанием р. Машавери в толщу долеритов, произошел прорыв подпруды у с. Квеша. Глубокая эрозия образовавшихся за период существования подпруды мощных покровных отложений не могла бы осуществиться, если бы общий базис р. Машавери (Марнеульская долина) значительно не снизился. Теснина р. Гета между сс. Аракел и Квеша имеет глубину около 30 м и характеризуется отвесными стенами лессовидных суглинков. Местами на правом берегу покровные отложения размыты и к северо-востоку от с. Муса-



париани отрог Квешского хребта подрезан рекой обнажившей скалистые выступы меловых туфобрекчий и кварцевых порфиров.

Расчленение Шоршолетского и Квешского хребтов и останцовых массивов, некогда представлявших собой низкие предгорья обширной Пра-Машаверской равнины, перешло в новую фазу, в результате четвертичного поднятия Сомхитской геотектонической зоны. Эрозионные борозды углубились, днища долин, получив более крутые уклоны, стали интенсивнее эродировать, активизировалось образование новых наслоений делювиально-пролювиальных шлейфов. Однако в долинах мелких левых притоков р. Машавери, дренирующих южные склоны Квешского хребта (крайне-восточный отрог Шиндлярского горного узла) рр. Ханцис-цкали, Каратани и в особенности р. Абулмуги и Чарис-цкали, ясно обнаруживаются древние эрозионные уровни в виде значительно размытых скульптурных террас, покрытых делювиальными плащами, с сохранившимися кое-где аллювиальным покровом мощностью 10—15 м.

Характер расчленения левобережной части бассейна р. Машавери все же отчетливо различается от расчленения Болнисского, Локского, Опретского и Шулаверского хребтов. Повидимому здесь приобретает значение экспозиция склонов, не получающих достаточно влаги. Реки имеют меньший врез и маловодны. Ханцис-цкали, Абулмуги, Чарис-цкали и др. значительную часть года представляют собой суходолы, а водоразделы покрыты сухолюбивыми кустарниками.

Ослабление эрозионных процессов и смена их процессами плоскостного смыва прогрессирует с запада на восток. Северо-восточные отроги останцовых предгорий не получают достаточно влаги и формы эрозионного рельефа на них выражены менее резко. Значительное развитие получают процессы накопления пролювия, обусловленные ливневым характером осадков. Широкие пролювиальные конусы окаймляют Дманисское плато, а возвышающиеся к северу от него отроги горного узла Шиндляр оголены и скалисты, так что ландшафт имеет полуаридный характер.

### 3. Вулканический рельеф

Оживление вулканической деятельности в конце плиоцена вызвало грандиозные излияния андезито-базальтов и долеритов. Лавы хлынули в наиболее пониженные части рельефа, заполняя их и совершенно меняя облик существовавшей тогда поверхности. В промежутке между повторными излияниями развивались речные долины, формировались озерные котловины. Образовавшийся на поверхности обломочный материал вновь цементировался лавами при последующих излияниях.

Свидетелями этих процессов являются вскрытые каньонами прослои лавобрекчий. Лавовые потоки покрывали сложный рельеф, выработанный длительной денудацией. В эрозионных среззах (каньон р. Машавери) можно наблюдать межформационные линзы древнего делювия, линзы вулканического пепла и озерные пески.

Согласно данным ряда исследователей смежных районов [4, 6, 16, 24, 34] наибольшее излияние долеритовых и базальтовых потоков начинается с начала верхнего плиоцена. В свете этих данных потоков, заливающих долину Пра-Машавери датируется ачкагыл-апшероном.

- а) Плоский рельеф верхнеплиоценовых лавовых потоков, расчлененный глубокими каньонами

Центром излияния машаверского лавового потока Л. И. Маруашвили считает вулкан Емликли на Джавахетском хребте.

Поток прослеживается от Емликли к востоку; он образует обширное Дманисское (башкичетское) плато и далее в пределах изученной нами части бассейна р. Машавери, узкой полосой выходит к Нижне-Карталинской равнине. Здесь этот поток сливается с потоком, шедшим другим путем—от вулканического центра Емликли, на север к Бедени, а затем на восток.

Рельеф, выработавшийся на обширных лавовых равнинах, отличается ровной поверхностью и малой густотой расчленения. Вулканические породы, из которых наибольшее распространение имеют долериты серого и темносерого, иногда буроватого цвета, сильно пористые, подчас даже ноздреватые, образуют своеобразные формы выветривания. На Дманисском плато местами получают развитие «мостовые гигантов». В результате воздействия физического выветривания, в неглубоких эрозионных бороздах можно наблюдать хорошо выраженную столчатую и параллелепipedальную, реже—глыбовую и полиэдрическую, отдельности. У примыкания к склонам хребтов лавы покрыты довольно мощным делювиальным чехлом, смягчающим переход от лавовой равнины к склонам эоценовых и меловых хребтов. Мощность лавового покрова Дманисского плато и Машаверской долины от 250 до 30 м.

б) Плоский рельеф лавовых плато, образованный в синклинальной структуре, с редким и неглубоким расчленением

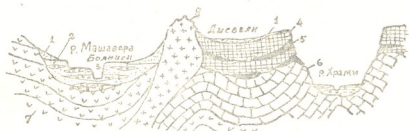
Вулканическое плато, простирающееся к югу от границы Грузии и Армении, представляет собой обширное относительное понижение между Сомхитским хребтом на севере и Безобдальским на юге—депрессию в эоценовых формациях, залитую молодыми долеритовыми лавами. Излияния этих лав происходили южнее вулкана Емликли, возможно в районе Легли-даг. Поток заполнил долинную сеть, которая существовала, вероятно, еще и в мио-плиоцене между Сомхитским и Безобдальским поднятиями. Плато представляет собой обширную нагорную степь, развитую на мощных долеритах и андезит-базальтах с прослоями континентальных осадочных образований.

С севера и востока степь окаймлена относительно невысокими разбросанными холмами, сложенными деформированными эоценовыми лавами, торчащими в виде незалитых новейшими эффузивами останцов древнего рельефа. Наслоения потоков молодых лав (верхн. плиоцен) также деформированы, но не столь интенсивно, как эоценовый комплекс. Максимальный прогиб (ось четвертичной синклинали) располагается в районе Калинино и имеет почти широтное простираение. У подножья Сомхитского хребта в окрестностях с. Сарчапет поверхность лавового потока находится на относительно более высоком участке, что, очевидно, соответствует северному крылу пологой синклинали.

На поверхности молодых лав обширные пространства обнажены от покровных образований; из под маломощного почвенного покрова выступают коренные породы, образующие великолепно выраженные «мостовые гигантов». Покровные суглинки развиты в непосредственной близости от останцовых холмов и по пологим и широким ложбинам. Равнина расчленена очень редким и слабо врезанными истоками р. Ташир (Дзорaget). Глубина вреза у с. Калинино не превышает 20—30 м. Выше, у Сатлинского перевала, отдельные истоки врезаны глубже. В обрывистых берегах каньончиков обнажаются свежие, почти нетронутые разрушением долериты и андезит-базальты, образующие столчатую отдельность.

Северная краевая часть исследованной территории по характеру рельефа до некоторой степени аналогична описанной выше. Довольно обширное Дисвельское плато сложено молодыми долеритами с почти горизонтальным залеганием. В бортах каньона Храми обнажаются долериты лежащие на складчатых меловых туфобрекчиях. Здесь они обнаруживают падение на юго-восток под углом  $10-12^\circ$  и до  $15^\circ$ .

Таким образом, эта крайне-северная часть территории также представляет собой крыло синклинальной мульды, образованной на краю лавового потока, шедшего от Мокрых гор через Бедени к Марнеули.



1

Разрез через водораздел Машавера-Храма  
у р.ц. Болниси

1. Велюбий 2. алялюбий 3. пролюбий 4. долерит 5. булы пепла  
и мел лавовые пещерные отложения 6. известняки (сепитмак)

7. туфогенная свита (б. тол.) 8. метформационные палеитофиты (б. тол.)

Схема 7

Долериты переслаиваются с лавовой брекчией и линзами озерно-континентальных песков, вулканического пепла и речного суглинка.

Неоднородность лавового покрова, заключающего в себе линзы шлаков и слои лавобрекчий создает в его толще прослой менее стойкой породы. На северном обрывистом борту развиты пещеры, расширенные человеком. Высота их лимитируется мощностью зоны, доступной для разработки, не превышая обычно  $1,5-2$  м.

Местность представляет очень слабо вогнутую равнину, расчлененную пологими ложбинами и оврагами глубиной от нескольких до 20 м. Все плато в целом представляет собой водораздел между рр. Храми и Машавери, слабо наклоненный в сторону р. Храми. На юге лавовый поток, образующий центральную часть плато, примыкает к останцовым холмам, сложенным верхнемеловыми вулканогенными, сильно дислоцированными формациями. Эта цепь останцовых холмов отделяет Дисвельское плато от долины р. Машавери. Возраст лавового покрова может быть отнесен к низам, а быть может и к середине плейстоцена, так как восточнее Дисвели у с. Арухло тот же покров налегает на глины, датированные Д. В. Церетели, как нижнечетвертичные.

## II. ВЛИЯНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ОФОРМЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ

Окончательное оформление современного рельефа (связанное с поднятием Сомхитской геотектонической зоны) начавшееся со второй половины плиоцена, протекало под знаком оживления эрозионных процессов, видоизменения конфигурации древней гидросети. Это поднятие повидимому еще не закончилось и продолжалось с большой интенсивностью во всяком случае в течение всего нижнечетвертичного времени. Наши наблюдения говорят о том, что новейшие тектонические движения,



сыгравшие существенную роль при окончательном оформлении рельефа, действовали с разной силой в разных местах т. е. носили дифференцированный характер.

Ниже мы пытаемся выделить частные случаи дифференциальных тектонических движений, проявившихся на фоне общего поднятия всей зоны. К сожалению, мы не располагали никакими другими методами кроме геоморфологического и не имели возможности производить точные измерения, поэтому выводы наши не могут претендовать на окончательность. Подробное изучение механизма указанных движений возможно лишь с помощью более точных методов, чем глазомерные измерения, проведенные нами в период маршрутных полевых исследований.

### 1. Поднятие Сомхитского хребта, денудационных равнин, Лок-Джандарского свода и оживление эрозионного цикла

Выше, когда мы говорили о восходящих движениях Лок-Джандарского свода, было упомянуто о миграции оси поднятия в течение кайнозойского времени. В литературе последнего времени, трактующей о молодой тектонике поднимающихся областей альпийского орогена, все чаще раздаются голоса в пользу необходимости учета молодых тектонических движений и дифференцированного их характера.

Некоторые авторы увлекаются, преувеличивая амплитуду этих движений и считают, что основные крупные формы рельефа создавались чуть ли не за верхнечетвертичное время [9]. Последовательное накопление фактов опровергает «панчетвертичную» гипотезу поднятия Кавказских гор, убеждая нас в существовании унаследованных областей преобладающих поднятий, уже образовавших горный каркас, во всяком случае, к плюоцену.

В течение четвертичного времени этот «каркас» изменялся лишь в деталях. Гидрографическая сеть приобретала свой современный вид, в некоторых случаях принимая совершенно новые направления на отдельных отрезках. Эта окончательная лепка горных сооружений и доведение рисунка гидрографической сети до современного состояния и является наиболее интересной для хозяйственной деятельности человека.

В четвертичное время ось поднятия Сомхитского хребта мигрировала к югу, обусловив образование современного водораздельного гребня (см. схему на стр. 58). Эта миграция оси сопровождалась отдельными затухающими по амплитуде поднятиями отдельных участков северных склонов Сомхитского хребта. Быть может, одновременно, вдоль пространственно ограниченных полос, происходило движение обратного знака, но возможно оно было лишь относительным отставанием на фоне общего поднятия.

В результате общего поднятия горных массивов происходило интенсивное врезание рек. Сводовый характер движений, нарушенный отдельными дифференциальными воздыманиями некоторых участков, повлек за собой дифференциацию наклонов поверхностей — увеличение последних от периферии к оси свода, что обусловило резкую крутизну верховьев поперечных речных долин, а, следовательно, и интенсивное их врезание. Этим объясняется значительная глубина речных долин у самого подножья водораздела (долины Джандар-чай, Лок-чай, Мушевани и др.).

Врезание верховых частей основных поперечных дрен вызвало интенсивное разведение высоко поднятых в предшествующие фазы горообразований поверхностей выравнивания — Лок-Джандарского свода,

Джараерской и Сафарлойской поверхностей и некоторых участков в Средне-Храмской горной группе.

Максимальное по амплитуде поднятие Сомхитского хребта сопровождалось воздыманием меньшей интенсивности в области Лок-Джандарского свода, который по настоящее время сохранил свою выпуклую форму. Таким образом, рельеф поверхности северных склонов Сомхитского хребта свидетельствует о волнообразных колебательных движениях. Максимум поднятия должен приблизительно совпадать с водораздельной линией хребта на границе с Армянской ССР, а следующая ось приходится на центральную часть Лок-Джандарского массива. Последняя погружается к востоку и к западу, в то время, как ось основного поднятия характеризуется большей выдержанностью по простиранию.

Если амплитуда поднятия определяется для территории Лок-Джандарской и Джараерской поверхностей цифрой 200—400 м (судя по врезунию верховьев рек в древние денудационные уровни) то для нижерасположенной полосы среднего течения поперечных рек—Дамблут, Пирпинджан и других она значительно меньше. Это и естественно при сводовом характере восходящих движений.

В среднем течении р. Дамблут разница уровней между наивысшей отметкой древнего эрозионного уровня и отметкой дна ущелья в среднем составляет 150—250 м. Здесь эти цифры могут быть определены с достаточной точностью, так как эрозионные уровни выражены четко и на большинстве из них мы можем обнаружить речные отложения. Тоже самое справедливо и для каньона р. Машавери. Врезание реки не превосходит 180 м. Следовательно мы здесь имеем дело со значительно меньшими амплитудами поднятий.

## 2. Антецедентный прорыв р. Пирпинджан

Долина р. Пирпинджан (под таким названием известен отрезок р. Болнис-чай между устьем рр. Ах-Керпи и Лок-чай) является характерным примером антецедентного прорыва. В 3 км ниже устья р. Ах-Керпи крутые склоны долины, как бы раздвигаются и река образует широкую продольно вытянутую котловину, дно которой совпадает с поверхностью первой террасы. Тыловой шов ее непосредственно смыкается к крутым выпуклым склонам и в пределах этой котловины террас выше первой не встречается. Котловина несколько расширена в сторону притоков, которые образуют широкие и плоские, сливающиеся с котловиной конусы выноса.

Коренные борта котловины сложены туфобрекчиями с прослоями туфогенных песчаников и межпластовыми покровами порфиритов, байосской туфогенной свиты, с преобладающим падением на северо-запад.

После крутого поворота реки к северо-западу борта смыкаются в узкое ущелье. Левый берег представляет собой коренной обрыв, окаймленный внизу узкой полоской первой террасы, а на правом берегу образуется отвесный обрыв, сложенный речными галечниками. Тропа от котловины идет вдоль правого берега и после ее замыкания круто поднимается вверх. Поверхность террасы, по которой следует тропа—ровная, слегка волнистая. Ширина ее не превышает 200 м. Примыкание террасы к крутым склонам, сложенным туфобрекчиями байоса, чередующимися со скалистыми выступами кварцевых порфиров, видно очень отчетливо и лишь местами сглажено делювиальными шлейфами. Высота поверхности террасы возрастает от 6 до 35 м и затем начинает медленно снижаться. Река подрезает бровку, и, в совершенно отвесном обрыве, можно

наблюдать чередование галечников и речных суглинков с делювиальными щебнистыми отложениями.

У с. Чатах долина вновь расширяется, что обусловлено наличием конуса выноса р. Лок-чай. Здесь отчетливо выражены три левобережные и две (верхние) правобережные террасы. На третьей террасе расположены школа и пионерлагерь.

Начиная от смыкания ущелья простирание туфобрекчий резко меняется на север-северо-восток. Углы падения достигают 45—60°, появляются зоны смятия и дробления пород. В рельефе на правом берегу отчетливо выделяется скалистый массив кварц-порфирового интрузива, на котором стоят руины крепости Кер-Оглы и который прорывает туфогенные породы байоса.

Глубина ущелья в 2 км. выше Чатахи составляет около 250 м. Наибышее положение террасы над дном долины 35—40 м (считая от бровки уступа).

Соотношение высот эрозионных уровней, характер речной долины, в совокупности с геологической структурой дает основание объяснить происхождение узкого ущелья р. Пирпинджан как antecedентной долины. Образование ее протекало следующим образом: на фоне общего поднятия всей области происходили более интенсивные и быстрые вздымания вдоль осей складок и по зонам дизъюнктивных нарушений. Очевидно, что внедрение кварцевых порфиров в туфогенную толщу байоса происходило вдоль ослабленной разрывами зоны, на что указывает широкая полоса смятия и дробления в краевых частях кварц-порфирового интрузива. По этим древним швам и происходили подвижки в геологически более позднее время.

Воздымание Локского хребта возобновилось в постплиоцене и обусловило временное повышение местного базиса эрозии, в связи с чем река начала отлагать аллювий и расширять свое русло на отдельных участках. Морфологическим свидетелем этого и является обширная котловина замкнутая ниже с. Чатах ущельем. Поднятие хребта по оси внедрения кварц-порфировых интрузий происходило настолько медленно, что река успевала проиллюстрировать запруды. Терраса под действием поднятия изгибалась. Изгиб достигает своего максимума в центральной части ущелья. После прорыва тектонической подпруды река Пирпинджан стала врезаться в аллювиальные отложения конуса выноса р. Лок-чай, в связи с чем произошло формирование трех эрозионных уровней, хорошо выраженных на левобережье у северо-восточного края с. Чатах.

Возраст прорыва, судя по высоте верхней террасы и свежести обломочного материала, вне всякого сомнения четвертичный. Амплитуда поднятия—около 50 м.

Таким образом на примере Пирпинджанского ущелья мы с уверенностью можем констатировать наличие совсем недавних дифференциальных тектонических поднятий, происходивших вдоль древних интрузивных стержней.

Прилагаемая таблица является попыткой наглядно изложить произведенный геоморфологический анализ с упором на показ гетерохронности рельефа и значения колебательных движений. Такая таблица может быть названа геоморфологической колонкой, в сжатом виде резюмируя геоморфологическую историю изученной области. В ней дано краткая характеристика каждого типа рельефа, благодаря чему она является как бы расширенной экспликацией к геоморфологической карте.

### Заключение

На основе исследований, произведенных нами летом 1954 года и анализа имеющихся литературных материалов, мы приходим к следующим выводам:

1. Основным положением, помогающим понять историю рельефа южной части Нижней Карталинии, является гетерохронность морфогенеза. В пределах исследованной территории мы находим реликты мезозойского, олигоценового и плиоценового рельефа.

СХЕМА АНТИЦЕДЕНТНОГО ПРОРЫВА  
Р. ПИРПИДЖАН



Геологическо-морфологическая схема  
устевой части р. Пирпиджан

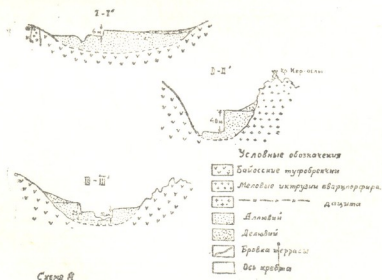


Схема 8

Схема 8

2. Первичная структура и литология выделены нами как пассивные геоморфологические факторы. Активными же факторами являются дифференциальные тектонические движения, вулканизм и агенты деструкции (эрозия, аккумуляция и денудация). Разделение этих факторов, сделанное Ю. К. Ефремовым [14] применено нами при анализе развития рельефа южной части Нижней Карталинии. Это разделение помогает

осмыслить историю формирования как рельефа в целом, так и отдельных его типов.

3. Основными формами рельефа, маркирующими этапы развития рельефа района являются:

а) поверхности, выравнивания, встречающиеся на северных склонах Сомхитского хребта и в пределах Средне-Храмской горной группы (Лок-Джандарский, Джараерский и Амамло-Сафарлойский пенеплены, выравненные поверхности на Болнисском и Локском хребтах, денудационные уровни Шиндлярского горного узла и на Шоршолетского хребта).

б) лавовые потоки верхнеплиоценовой эффузивной фазы перекрывающие древние эрозионные уровни (террасы) и заливающие обширные зрелые речные долины среднеплиоценового времени;

в) реликты покинутых долин и высокие террасы в поперечных современных долинах Гюльмагомет-чай, Пирпинджан, Дамблут, Шулавер-чай и др. свидетельствующие об иной более зрелой фазе развития речных систем в плиоцене. Геоморфологическими наблюдениями подтверждается наличие унаследованных зон поднятий. Положительный знак движения сохраняется для всего неогена в области Лок-Джандарского массива и Сомхитского хребта, в тоже самое время в течение кайнозой происходило перемещение оси поднятия в основном с севера на юг.

Тектонические движения четвертичного времени имели дифференциальный характер на фоне общего поднятия южной части Нижней Карталинии. Благодаря им происходила окончательная перестройка гидрографической сети и оформление речных долин и водоразделов. Тектоническими движениями недавнего времени (очевидно верхне-четвертичными) обусловлен antecedentный прорыв р. Пирпинджан около с. Чатах.

4. Марнеульская аккумулятивная равнина, образовавшаяся в области тектонического прогиба является наиболее молодым геоморфологическим образованием. Формирование наиболее развитой второй террасы относится к позднему голоцену.

5. Молодые дифференциальные поднятия в районе Локского хребта происходили вдоль древних дизъюнктивных швов, спаянных меловыми интрузиями кварц-порфиров. Амплитуда поднятия Локского хребта между вершинами Пирпинджан и Тиль-даг не превышает 50 м., но достаточно четко фиксируется antecedentным участком р. Пирпинджан.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абиx Г. В., Геология Армянского нагорья (Восточная часть), Зап. Кавк. отд. РГО, кн. 13, 1902.
2. Абиx Г. В., Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом.
3. Акимцев В. В., Почвенно-географический очерк Акулахского района.
4. Асланян А. Т., О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа, АН СССР, 1949, № 6, стр. 189—191.
5. Астахов Н. Е., О древнем оледенении и молодом вулканизме в Джавахетии. «Сообщения АН ГССР» 1951, № 9.
6. Астахов Н. Е., История развития рельефа Гомаретской нагорной котловины. «Сообщения АН ГССР», 1951, № 8.
7. Белянкин Д. С., Петров В. П., Петрография Грузии. АН СССР, М.—Л., 1945.
8. Бурчак-Абрамович Н. О., Материалы к изучению фауны палеолита Закавказья (Зуртокетская стоянка), «Изв. АН АзССР», 1951, № 9.
9. Варданияц Л. А., Плиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, «Изв. АН АрмССР», Ереван, 1948.
10. Дорбрыни Б. Ф., Закавказье. Опыт физико-географической характеристики, ч. 1. Геоморфология, М., 1940.
11. Дзоценидзе Г. С., Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии, АН ГССР, Тбилиси, 1948.

12. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, Москва, 1947.
13. Думитрашко Н. В., О генезисе поверхностей выравнивания, Вопросы географии, 1954.
14. Ефремов Ю. К., Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования, Вопросы географии, М., 1954.
15. Заварицкий А. Н., Некоторые черты новейшего вулканизма Армении, «Известия АН СССР», сер. геол. 1945, № 1.
16. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Груз. ССР Аджаро-Имеретинский хребет), Доклады АН СССР, т. 1, 1948, № 1.
17. Кавришвили В. И., Физико-географическое описание бассейна р. Кция-Храми. Водн. кадастр Закавказья, т. 1, вып. II, Тифлис, 1931.
18. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, АН СССР, Тбилиси, 1947.
19. Кузнецов С. С., Аджаро-Триалетская складчатая система, АН СССР, М.—Л., 1937.
20. Кузнецов С. С., Вопросы геоморфологии Закавказья, Геология СССР, т. X, 1941.
21. Личков Б. А., О поднятии горных систем, Вопросы географии, «Геоморфология», М., 1954.
22. Маруашвили Л. И., Современные «ледники» Мокрых гор, «Природа», 1951, № 1.
23. Маруашвили Л. И., Обсидиановый аллювий Кладзского ущелья (Южная Грузия) как палеографический памятник, Труды института географии, 1955.
24. Маруашвили Л. И., Зуртаетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение, «Природа», 1946, № 12.
25. Маруашвили Л. И., Основные вопросы позднекайнозойской истории ландшафтов Кавказского перешейка, Географический сборник, 1951, № 1.
26. Маруашвили Л. И., Труды Кут. Гос. пед. института им. Цулукидзе, т. VI, 1946.
27. Николаев Н. И., Новейшая тектоника СССР, Труды ком. по изучению четвертичного периода, т. VIII, М.—Л., 1949.
28. Освальд Ф. Ф., К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. РГО, кн. XXIX, 1884.
29. Паффенгольд К. Н., Четверичные эффузивы Азербайджана и Вост. Армении, Геология СССР, т. X, 1941.
30. Паффенгольд К. Н., Геологический очерк Армянской ССР, труды междунар. XVII геол. конгр., 1937.
31. Паффенгольд К. Н., Геологический очерк правобережья р. Куры и Алгети до Инча-чай, Матер. к общ. сх. исп. вод. рес. Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, 1937.
32. Симонович С. Н., К геологии Тифлисской губернии (очерк геологических явлений в долинах средних и нижних течений рек Храма, Алгети и Машавери), Мат. для Геол. Кавк., сер. III, кн. 4, 1902.
33. Схиртадзе Н. И., Некоторые новые данные о литологии гондердаской свиты. Доклады АН СССР, т. XXI, 1950, № 4.
34. Тахтаджан А. А., Габриелян А. А., Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа, Доклады АН Арм. ССР, т. VIII, 1948, № 5.



Географическая карта южной части Восточной Карелии

сравнительная характеристика формирования типов рельефа

№ п/п Географическо-геологический район	Высота рельефа	Активная геоморфологическая фактура		Пассивная геоморфологическая фактура		Географические координаты																								
		виды денудации и формы рельефа	Тектоническая роль воды	Структура	Литология																									
							Геологическая порода и м.	Общий характер рельефа	Характер и глубина расчленения	Географические распространения																				
I	Местный	Денудация (эрозийный овраг, эрозийный овраг)	Аккумуляция	Кристаллический ядро (карельский гранит)	Палеозойские сланцы, кварциты, известняки и др. гранитоиды. Доломитовые известняки, доломиты, графитовые и др. сланцы, филаиты, руды, гнейсы гранулолитового массива	Палеозойские овраги (эрозийные) на юго-западе Сортавальского края	600-1000	Острые овраги с волнистыми межовальными склонами	Водяной и частый овраги мелкого глубины расчленения долины с глубинной шириной 150-200 м.	Средности в р. Кивийоки, Ала-Дюккяла, в Паричаляк																				
											II	Денудация (эрозийный овраг и эрозийный)	Аккумуляция	Ослабление палеозойского ядра (слабая денудация в Сортавальском, геологическом поясе)	Среднезональные турфосланцы, турфосланцы, известняки, известняки, известняки, известняки и др. с метаморфическими известняками, известняки и кварциты и др. фации	Глубокая область Сортавальского края	1000-2000	Круглый и пологий и пологий и пологий Сортавальского края	Средний с известняками расчленения борозды и овраги с глубинной шириной до 50 м.	Глубокая Сортавальского края южная часть Сортава и южная Восточная часть										
																					III	Денудация (эрозийный овраг)	Аккумуляция	Усиление палеозойского ядра (усиленная денудация в Сортавальском геологическом поясе)	Среднезональные турфосланцы-карбонатные сланцы, Мелкие турфосланцы сланцы с метаморфическими известняками, известняки и кварциты и др. фации	Средние овраги Сортавальского края	1000-1500	Углубленные или расчлененные волнистыми склонами и волнистыми оврагами	Волнистые борозды, овраги известняков, известняки и известняки, известняки с глубинной шириной до 150 м.	Средности в Дюккяла, Саркиса, Кивийоки, в южной части Шортанлы, в Южн. и др.
V	Полосная	Денудация	Ослабление	Полосные порфиритовые сланцы на западе (эрозийный фронт)	Амфиболиты сланцы, гнейсы, известняки, известняки, известняки, известняки и др. фации (эрозийный фронт)	Равнина	500-600	Полосы слабообналиченные равнины	Мелкие овраги, овраги, овраги с глубинной шириной до 50 м.	Средности в Ларва, Таика, Мелкие, Южная, Восточная, Южная и др.																				
											VI	Денудация	Полосная	Полосные сланцы, известняки, известняки, известняки, известняки и др. фации (эрозийный фронт)	Крупные порфиритовые сланцы (эрозийный фронт), известняки, известняки, известняки, известняки и др. фации (эрозийный фронт)	Средности Сортавальского края южная часть южной части	1000-1500	Средности рельеф с оврагами и известными оврагами	Глубокие расчлененные овраги с глубинной шириной 400-500 м.	Волнистые в Мелкие, Дюккяла, Южная, Южная, Южная, Южная и др.										
																					VII	Денудация	Ослабление	Полосные сланцы, известняки, известняки, известняки и др. фации (эрозийный фронт)	Доломиты, базальты и известняки (эрозийный фронт)	Мелкие овраги	1000-1500	Равнины овраги, овраги, овраги	Мелкие овраги с оврагами известняков и известняков, известняки, известняки с глубинной шириной 20-50 м.	Средности в р. Кивийоки и Архиповский ССР (Ларва)
VIII	Восточная полосная	Денудация	Полосная	Полосные порфиритовые сланцы (эрозийный фронт)	Доломиты, базальты и известняки (эрозийный фронт)	Низкие овраги	50-700	Слабо овраги равнины	Овраги с известными с глубинной шириной до 20 м и известными овраги до 50 м.	Волнистые в Южная и Мелкие, известняки Дюккяла (Табля)																				
											IX	Денудация	Полосная	Полосные порфиритовые сланцы на западе (эрозийный фронт)	Амфиболиты сланцы, гнейсы, известняки, известняки, известняки и др. фации (эрозийный фронт)	Турфосланцы	100-700	Полосы овраги слабо овраги равнины	Равнины овраги и овраги с глубинной шириной до 50 м.	Средности в Ала-Дюккяла, Южная, Восточная										
X	Восточная полосная	Денудация	Полосная	Полосные порфиритовые сланцы (эрозийный фронт)	Руды и известняковые сланцы, известняки и известняки (эрозийный фронт)	Низкие овраги	10-700	Полосы слабо овраги равнины	Крупные овраги до 200 м.	Дюккяла и Мелкие овраги равнины																				
											XI	Денудация	Полосная	Полосные порфиритовые сланцы (эрозийный фронт)	Амфиболиты сланцы и известняки	Крупные овраги	500	Полосы слабо овраги равнины	Мелкие овраги равнины	Дюккяла в Паричаляк, южная часть Чортанлы										
XII	Восточная полосная	Денудация	Полосная	Полосные порфиритовые сланцы (эрозийный фронт)	Амфиболиты сланцы и известняковые сланцы	Низкие овраги	50-700	Полосы слабо овраги равнины	Равнины и известняковые овраги-известняки	Мелкие овраги равнины																				

**დ. წამბეთი**

**ქვემო ქართლის ბარის რელიეფი და მეოთხეული ნალექები**

ვახუშტის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტის 1954 წ. თემატიკური გეგმის შესაბამისად ჩატარებულ იქნა ქვემო ქართლის კომპლექსური გეოგრაფიული შესწავლა. წინამდებარე შრომა წარმოადგენს დასახელებული რაიონის ბარის ნაწილის მეოთხეული ნალექებისა და რელიეფის შესწავლის ცდას.

მიუხედავად იმისა, რომ საველე მუშაობის პერიოდი შედარებით მცირე დროს მოიცავდა, ინსტიტუტის ავტორტრანსპორტის გამოყენების საშუალებით შესაძლებელი გახდა შესასწავლი რაიონის საკმაოდ ხშირი მარშრუტების ქსელით დაფარვა. შესწავლილია მეოთხეული ნალექების მრავალი ბუნებრივი და აგრეთვე ბურღილი კრილები. სათანადო კრილებიდან აღებულ იქნა მრავალი ნიმუში და შეგროვილ იქნა მეოთხეული ნალექებიდან ზოგიერთი საინტერესო პალეონტოლოგიური მასალა. დაზუსტებულ იქნა ზოგიერთი გეოლოგიური საკითხი (პლიოცენური ლავების არსებობა მტკვრის მარჯვენა ნაპირის მახლობლად სოფ. ილმაზლოსთან, რაც ცნობილი არ იყო). მეოთხეული ნალექების და რაიონის გეომორფოლოგიური შესწავლის საფუძველზე შესაძლებელი გახდა დაგვეზუსტებინა ამ მხარის რელიეფის განვითარების ზოგიერთი საკითხი, გვიანმესამეული დროიდან მეოთხეულის ბოლომდე.

**ქვემო ქართლის ბარის მდებარეობა და მორფოგრაფიული დახასიათება**

საკვლევი რაიონის ტერიტორიის საზღვრების მოხაზვისას ერთგვარ პირობითობას აქვს ადგილი, რადგან იგი წარმოადგენს ქვემო ქართლის მხოლოდ ერთ შემადგენელ ნაწილს. აღმოსავლეთი საზღვარი იწყება მდ. ხრამის შესართავიდან, გაყვება მდ. ხრამის მარცხენა ნაპირს სოფ. თამარისამდე, გადაჰყვითს მარნეულის ვაკეს და მიაწყდება ს. ყიზილ-აჯილოს.

აღმოსავლეთით საკვლევ რაიონს აკრავს უდაბნოს ქედი, რომელიც ჩრდილო-დასავლეთით გადაებმის არხაშენის ქედს, აქედან გაყვება ჩრდილოეთით ვაზიან-სართიქალის ვაკეთა გამყოფ სერს და მიადგება იაღნოს ქედის სამხრეთ კალთებს ს. მარტყოფის მიდამოებში.

ჩრდილო საზღვრად აღებულია თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ დაბლობის — ე. წ. თელეთის ქედის ძირი. მტკვრის მარცხენა მხარეზე საზღვარი პირობითია და ნავთლულიდან ვაზიანამდე მოიცავს ვაკე ტერასებს და გორაკ-ბორცვიან სიერცეს იაღნოს სამხრეთ კალთამდე.

ქვემო ქართლის ვაკეთა მხარე გარშემორტყმულია დაბალი ქედებით და სერებით. ჩრდილო-აღმოსავლეთ მხრიდან გარდაბნის ვაკეს ესაზღვრება არხა-



შენის ქედი, რომლის აბსოლუტური სიმაღლე 650 მ არ აღემატება. ჩრდილოეთით არხაშენის დენუდაციანცილილი, მოსწორებული და გორაკებიანი ზედაპირის მქონე ქედი უშუალოდ გადადის შეს-თავა (599 მ) და არმურტის მთების (120 მ) სერებზე. თავის მხრივ ეს „მთები“ აღმოსავლეთის მხრიდან კუდავენ ჯივრანის ველის ტაფობს. არხაშენის ქედი აღმოსავლეთით გადაეხედის უდაბნოს ქედს, რომლის უმაღლესი წერტილი, დიდი უდაბნო აღწევს 899 მ, ხოლო პატარა უდაბნო — 871 მ. უდაბნოს ქედის სამხრეთი კალთები შემდგარი სარმატული თიხების და ქვიშაქვებისაგან, კარნიზების სახით ეშვება და ეროზიული ღარტაფით გამოიყოფა ყარა-თავასა და ყარა-ბიხის სერებიდან.

სამხრეთის მხრიდან, ხრამის მარჯვენა ნაპირზე უშუალოდ ეშვება ბაბა-ყიარის სერის (701 მ) კალთები. დასავლეთით იგი გადაეხედის სომხეთის ქედის ჩრდილო კალთებს. ეს უქანასკნელი დანაწევრებულია მოზრდილი მდინარეების (დებედა, დებეტა, სახზაგანის წყლის, ტლაჩაის, ბოლნისის წყლისა და სხვათა) ხეობებით, რომლებიც ვაკეზე გამოსვლისას მდ. ხრამის მარჯვენა ნაპირზე წარმოქმნიან საკმაოდ ვრცელ აკუმულაციურ ვაკეებს. 2500 მეტრი სიმაღლის მქონე სომხეთის ქედი შესდგება იურული, ცარტული და ეოცენური ფიქალების, გაკვარციტებული ქვიშაქვების, გამარბარილოებული კირქვების, ცარცისა და ეოცენის ვულკანიგენური წყებისგან, რომლებიც ვაკეეთილი დიაბაზების, პორფირიტების ძარღვებით, ისინი წარმოქმნიან რელიეფის საკმაოდ მკვეთრ ფორმებს, კლდოვანი შვერილებით და შვეული კალთებით. რელიეფის სიმკვეთრეს ჩრდილო ფერდობზე არბილებს მცენარეთა საფარი. დასავლეთის მხრიდან ქვემო ქართლის ვაკეთა მხარეს ესაზღვრება შუა ხრამის მთათა ჯგუფი, რომელიც მას გამოყოფს დმანისის, გომარეთისა და წალკის ვულკანურ პლატოებისაგან.

მორფოგრაფიულად მკვეთრად გამოისახება ქვემო ქართლის ვაკის ჩრდილოეთით მდებარე თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოება. თრიალეთის ქედის ნაწილი ამ მონაკვეთზე მწ. მწ. ორბეთიდან (1267 მ) და საყარაულოდან (1476. მ) მიემართება აღმოსავლეთით კოჯრისა და თელეთის ქედების სახელწოდებით და წყდება მტკვრის ხეობასთან.

ქვემო ქართლის ვაკის მთლიანობას არღვევს კუმისის ტაფობსა და მდ. ალგეთის ქვემო დინებას შორის აზიდული იალლუჯას სერი, რომელიც საკმაოდ გადაარცხილია დენუდაციური პროცესების შედეგად. ქედის საშუალო სიმაღლე აღწევს 620 მ. ხოლო ცალკეული მწვერვალები 700 მ აღემატება (მწ. გელიუჯას სიმაღლე აღწევს 765,6 მეტრს, ხოლო მის აღმოსავლეთით სიმაღლეები ეთანასწორებიან 759,6, 766,8 და 731 მეტრს). იალლუჯას ქედი ფართო დადაბლებით გაყოფილია ორ ნაწილად. სამხრეთი ნაწილი თავის სიმაღლით ოდნავ ჩამოუვარდება ჩრდილოეთით გადაწვდილ ქედს. დასავლეთ ნაწილში გამოირჩევა მოსწორებული ზედაპირის მქონე მწვერვალი ახბურული (632,9 მ) და მწ. ფარჯა-თაფა (538,9 მ). ცენტრალურ ნაწილში ქედი მალღდება და მწ. იალლუჯას აჩენს (762,7 მ). ჩრდილო იალლუჯის ჩრდილო კალთები ციცაბოდ ეშვებიან სიღანლულის ვაკისკენ. სამხრეთი კალთები თანდათანობით და ნაზი დაქანებით გადადის ვრცელ ვაკე ტაფობში, რომელიც გამოყენებულია საზამთრო საძოვრებისათვის. ანალოგიურ სურათს ვხვდებით სამხრეთ იალლუჯის ქედის მოხაზულობაში — ჩრდილოეთით ნაზად დახრილი კალთების საწინააღმდეგო მკვეთრი დაქანება სამხრეთით, მარნეულის ვაკისკენ.

ქვემო ქართლის მორფოგრაფიაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს რელიეფის ვაკე ფორმები.

მტკვრის მარცხენა მხარეზე ვიწრო ზოლად გაჭიმულია გარდაბნის ვაკე-ველი. გენეტიურად ეს ვაკე დაკავშირებულია მტკვრის ალუვიურ ტერასებთან. ნავთლუდიდან რუსთავის მისადგომამდე წარმოდგენილი ქვედა ვაკე დაკავშირებულია მტკვრის პირველ ქალისზედა ტერასათან. რუსთავის დასავლეთით წყალსაქაჩთან მდ. მტკვარი აწყდება მარცხენა მხარეს და ტერასი გარეცხილია. ვაკე განვითარებას პოულობს იმავე ქალისზედა პირველ ტერასაზე რუსთავიდან აღმოსავლეთით და ჯანდარის მერიდიანზე მისი სიგანე 15 კმ აღწევს. ვაკე, რომელიც ცნობილია გარდაბნის (ანუ ყარაიას) ველის სახელწოდებით, აღმოსავლეთით თანდათან ვიწროვდება, აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე ფიილოს მახლობლად მისი სიგანე 5 კმ არ აღემატება. გარდაბნის ვაკის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში მოთავსებულია ჯანდარის ტაფობი, რომლის დიდი ნაწილი ახლაც დაფარულია წყლით. ტბის ტაფობის სიგრძე 3—4 კმ აღწევს, ხოლო სიგანე 2 კმ არ აღემატება.

რუსთავ-გარდაბნის ვაკის დასავლეთი ნაწილი 40—60 მეტრიანი საფეხურისებური ბექობით გამოყოფილია ჯეირანის ველიდან. მისი სამხრეთი ნაწილი საკმაოდ გარეცხილი და დანაწევრებულია ხრამებით და მშრალი ხეევებით.

არხაშენ-არმატულის ქედების დასავლეთ კალთებსა და ლოჟინის ხევის შორის მოთავსებული ჯეირანის ველი წარმოადგენს საკმაოდ ვრცელ ტაფობს. იგი ვაზიანიდან შეუმჩნეველი დახრილობით ეშვება სამხრეთით. სიმაღლეთა სხვაობა ვაზიანსა და რუსთავის ბექობს შორის (წყალსაქაჩთან), 12—15 კმ მანძილზე, 200 მ აღწევს. ჯეირანის ველის ვაკე-ტაფობის გაგრძელებას აღმოსავლეთით, ლოჟინის ხევის მარჯვენა ნაპირზე, წარმოადგენს ნავთლულის ვაკე. ეს უკანასკნელი საკმაოდ დანაწევრებულია ხეევებით, გადარეცხილია და ხასიათდება ტალღობრივი ზედაპირით. ჩრდილოეთისკენ ნავთლულის ვაკე თანდათანობით გადადის ბორცვიან-გორაკებთან რელიეფში, ხოლო სამხრეთით 30—40 ბექობით გამოიყოფა მტკვრის ქალის ზედა ტერასიდან.

მტკვრის მარჯვენა მხარეზე საკმაოდ ვრცელი ვაკე წარმოდგენილია თელეთისა და იაღლუჯას სერებს შორის მოქცეულ ალუვიურ ტერასებზე. იგი იწყება სოღანლულიდან და აწყდება იაღლუჯას ჩრდილო დაბოლოებას რუსთავის ხიდთან. ვაკე 15—20 მ საფეხურით გამოიყოფა საყდრის გორის მაღალი ტერასისაგან, რომლის შემდეგ იწყება ჩრდილო აღმოსავლეთისკენ ოდნავ დახრილი წალასყურის ვაკე.

წალასყურის სერსა და ს. კოდას შორის მოთავსებულია კუმისის ტბის ტაფობი.

წალასყურის ვაკის გაგრძელებას დასავლეთით წარმოადგენს კოდა-მარაბდის ვაკე, რომელიც კუმისის ტბის დებრესიის გაჩენის შედეგად იქნა დანაწევრებული და იგი ს. კოდიდან საკმაოდ იდეალურად მოსწორებული ვაკის სახით გრძელდება დასავლეთის მიმართულებით და გამოყოფილია მდ. ალგეთის ხეობიდან ნატბეურის სერის ამიღლებით. იაღლუჯას და ნატბეურის სერს შორის არსებული ვიწრო ვაკე ღარტაფით კოდა-მარაბდის ვაკე გადაებმის მარნეულის ვაკეს.

კოდა-მარაბდის ვაკე დახრილია ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით. მარნეულის ვაკეზე კოდა-მარაბდის გადაბმის წერ-

ტილი მდებარეობს 420 მ სიმაღლეზე, ხოლო ს. მუხათთან ვაკის სიმაღლე აღწევს 620 მეტრს და შემდეგ იგი სუსტად დახრილი ვაკის სახით გრძელდება ს. ვაშლოვანამდე 780 მ სიმაღლემდე. ამით აიხსნება, რომ ზედაპირული ჩამონადენი, მიმართულია აქ მარნეულის ვაკისაკენ და არა კუმისის ტბის ტაფობისაკენ.

ყველაზე ვრცელ ვაკეს ქვემო ქართლის ტერიტორიაზე წარმოადგენს მარნეულის ვაკე, სამხრეთის მხრიდან იგი შემოიხაზოვრება სომხეთის ქედის ჩრდილო კალთებით, ხოლო ჩრდილოეთიდან მას ეკვრის იაღლუჯის ქედი და ქვემო ქართლის ლავური ზეგანი. სინკლინურ ნაოჭის ზოლში განვითარებული ვაკე ამოვსებულია ხრამ-ალგეთის ალუვიური და პროლუვიურ ნალექებით.

მარნეულის ვაკეს აქვს სამკუთხედის მოყვანილობა; მისი ფუძე გაჭიმულია მტკვრის ხეობის გასწვრივ მთა იაღლუჯას და ს. შიხლის შორის. დასავლეთისკენ იგი თანდათან ვიწროვდება და სს. არუხლო-ემირ-ასანის მერიდიანიდან გავრძელებას პოულობს მაშავერას ხეობაში ვიწრო, ალუვიური ტერასების სახით (ჯაფარლო-ბოლნისის მიდამოებში). ვაკე სუსტი დახრილობით ეშვება აღმოსავლეთით და გრძელდება 40—45 კმ მანძილზე. ამ მანძილზე უკიდურეს წერტილების აბსოლუტურ სიმაღლეთა სხვაობა მტკვრის მარჯვენა ნაპირსა და ბოლნისის შორის აღწევს 200—240 მ.

ვაკის ჩრდილო და სამხრეთი პერიფერიული ნაწილები თანდათან განიცდის ამაღლებას იაღლუჯას კალთებიდან ჩამოტანილი დელუვიური ნალექებისა და სომხეთის ქედიდან ჩამონადენ მდინარეთა გამოზიდვის კონუსების დაგროვების შედეგად.

მორფოგრაფიულად მკვეთრად გამოიყოფა მდ. ალგეთს და მაშავერას შორის მოთავსებული ქვემო ქართლის ვულკანური პლატო. პლატოს საშუალო აბსოლუტური სიმაღლე აღწევს 650—700 მ. იგი დახრილია აღმოსავლეთით და მარნეულის მახლობლად მკვეთრი, ბეჭობისებური, 30—40 მ საფეხურით ეშვება ალგეთის ხეობისაკენ. მარნეულთან პლატოს სიმაღლე აღწევს 500—520 მ, ხოლო სამშვილდის დასავლეთით იგი გრძელდება 800—840 მ სიმაღლემდე. საკმაოდ ვრცელი პლატო მთლიანად დაფარულია ლავებით და მხოლოდ მის პერიფერიულ ნაწილში, ბოლნისის მიდამოებში (სამხრეთი ფრთა) და ალგეთის მარჯვენა ნაპირზე გაშიშვლებულია უფრო ადრინდელი (ცარცის და პალოგენის) ფორმაციები. მდ. ხრამი პლატოს ჰყოფს ორ ნაწილად. სამხრეთით ხრამს და მაშავერას შორის მოქცეულია საკმაოდ ბრტყელი თაფანის (დასავლეთის) პლატო. პლატოს აღმოსავლეთი ნაწილი დახრამულია. ს. არუხლოსთან (ნახიდური ვახუშტის მიხედვით) იგი 40—50 მ სიმაღლის ქარაფებიანი კედლით ეშვება სოფლისკენ. წინწყაროს ზეგანი გაჭიმულია მარნეულის და დაგეთ-ხაჩინს შორის. ზედაპირი ხასიათდება ტალღებრივი ან დაბალ ბორცოვანი რელიეფით, ფართო ღარტაფებით და მათ შორის არსებული დაბალივე სერებით. პლატოს კვეთს (კარანლიხ-დერეს) მშრალი ხევი.

### გეოლოგიური აგებულება

გეოლოგიურ ფორმაციებს შორის, რომლებიც გავრცელებულია საკვლევ რაიონში, ყველაზე ძველია შუა და ზედა ეოცენის ნალექები.

მტკვრის მარჯვენა მხარეზე აღნიშნული ნალექები წარმოდგენილია ტუფოგენური ქვიშაქვებით და ტუფობრეკიებით. ნავთლუღის მიდამოებში მათ მოსდევს ქვიშაქვები და თიხები (ნავთლუღის წყება), რომლებიც ვრცელდება.

მტკვრის მარცხენა ნაპირზე აღმოსავლეთით ლოკინოს ხევამდე. ეოცენური ნალექები მტკვრის სანაპირო ზოლში დაფარულია ალუვიური კონგლომერატებით და რიყნარით. შუა და ზედა ეოცენის ტუფოგენური ქვიშაქვები, თიხაფიქლები მონაწილეობას ღებულობენ თაბორის (სეიდაბადის) და თელეთის ქედების აგებულებაში. ამასთანავე აღსანიშნავია, რომ თელეთის ქედზე გაშიშვლებულია ბაზალტური ლავები, რომლებიც, როგორც გ. ძოწენიძის უკანასკნელ ხანებში ჩატარებულმა გამოკვლევებმა გვიჩვენეს, არ შეიძლება ჩაითვალოს ახალგაზრდა ვულკანური მოვლენების პროდუქტად, არამედ წარმოადგენს ადრე მესამეულის შიდა ლავურ განფენებს.

საკვლევი ტერიტორიის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში ი. კაჭარავას მიხედვით [20] წარმოდგენილია ქვედა ეოცენის თიხები, ქვიშაქვები და ტუფოგენური ქვიშაქვები. აღნიშნული ქანები გაშიშვლებულია თელეთის ანტიკლინის ღერძის გასწვრივ, რომელსაც გაუყვება ქოროლის ხევი. იგივე ავტორი აღნიშნავს, რომ ტუფოგენური ქანები ხევის ორივე ნაპირზე კარნიზების სახით არიან წარმოდგენილნი. ქვედა ეოცენის მუქმონაცრისფერო ფიქლებრივი თიხების დაფიქლებულ ქვიშაქვებსა და ზოგჯერ მკვრივი კიროვანი ქვიშაქვების ლინზეების მორიგობა დადგენილია მის მიერ ს. ლუბნისა და ასურეთის მიდამოებში.

იმავე ავტორის მიხედვით შუა ეოცენის ტუფოგენური წყება მონაწილეობას ღებულობს სეიდაბადის და თელეთის ქედის აგებულებაში. ტუფობრეჭიები, რომლებიც უფრო მკვეთრად გამოიყოფიან რელიეფში თელეთის სამხრეთ ფრთაზე, დასავლეთისკენ თანდათან წყდებიან. ბრეჭიებს ქვეშ მოსდევს მუქი ნაცრისფერი ფიქლები და ტუფოგენური ქვიშაქვები, რომლებიც თელეთის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილში, ზედა ტუფობრეჭიებს ქვეშ არიან განლაგებული. ს. კუმისის დასავლეთით ქვედა ტუფობრეჭიები, როგორც ჩანს აღარ ვრცელდება.

აკად. ა. ჯანელიძის [24] მიხედვით თელეთის ქედის გაგრძელებაზე ს. ვაშლოვანამდე ანტიკლინის თალის შუა ეოცენური ნალექები გადარეცხილია და გაშიშვლებულია ქვედა ეოცენის თიხნარი ქანები, რის გამოც ანტიკლინის ღერძის გასწვრივ გამომუშავებულია დებრესია.

რაც შეეხება ზედა ეოცენის ნალექებს, მათ ი. კაჭარავა პირობითად აკუთვნებს კუმისის მიდამოებში არსებულ ფიქლებრივ თიხებს და სქელ შრეებიან, კონკრეციების შემცველ ქვიშაქვებს, რომლებსაც ქვეშ შუა ეოცენური ნალექები უდევს, და რომლებიც ზემოთ გადადიან მაიკოპის ტიპის თიხებში.

პალეოგენის უფრო ახალგაზრდა ნალექები, რომლებიც წარმოდგენილია კუმისის მიდამოებში მუქი ნაცრისფერი თიხებით, მდიდარია თაბაშირის ძარღვებით და პროფ. ი. კაჭარავას აზრით უნდა ეკუთვნოდეს ოლიგოცენს. იგი უანგისფერ თიხებში აღნიშნავს მაიკოპის წყებისათვის დამახასიათებელ კონგრეციებს და იაროზიტებს თევზის (*Clupea*-ს) ქერცლებით. ჩვენი აზრით, მაიკოპის წყებას უნდა ეკუთვნოდეს თხელშრეებრივი მოყვითალო ან შოკოლადისფერი თიხები, მდიდარი თაბაშირით და იაროზიტით, რომლებიც გაშიშვლებულია თელეთის ქედის სამხრეთ კალთიდან ჩამომავალ ხრამში, საყდრის გორის მიდამოებში მეცხოველეობის ფერმის მახლობლად. შრეები დაქანებულია SO 105—110°, 20—25° კუთხით. თაბაშირის მარილებით მდიდარი მოყვითალო ფერის იაროზიტის თხელფურცლოვანი რბილი თიხები გაშიშვლებულია მტკვრის პირად, სოდანლუდის ტერასის ბეჭობის ძირას, ს. სოდანლუდის აღმო-

სავლეთით, იქ, სადაც სოღანლულის მეანდრისებურ ქალისზედა ტერასის რკალა მიაწყდება მტკვარს. რელიეფის რბილი ფორმები, რომლებიც წარმოდგენილია დახრილი ვაკით და სუსტად ტალღებრივი ზედაპირით და მოთავსებულია იაღლუჯას და თელეთის ქედებს შორის, დაკავშირებულია ზედაოლიგოცენური და მაიკოპური ნალექების განვითარების არესთან.

ოლიგოცენური და მაიკოპური ნალექების გამოსავლებს ნ. ბ. ვასოვიჩი [4] აღნიშნავს ნავთლულის მიდამოებში და მის ჩრდილო-აღმოსავლეთით ნორიო-ხაშმის ანტიკლინური ნაოპის ზოლში. საცხენისის დასავლეთით ქვედა მაიკოპური ნალექები წარმოდგენილია ქვიშიან-თიხიანი ქანებით, ხოლო ახალსოფლის მიდამოებში გამოიშვლებულია ზედა მაიკოპის იისფერი თიხები, იარო-შიკით და მცენარეთა ნაშთებით. ზედა მაიკოპის ნალექები ხშირად შეიცავენ კონკრეტებს. ანალოგიური თიხები გამოიშვლებულია ნორიოს და ბალაშევის ხევებში და იძლევიან რბილი რელიეფის ფორმებს.

საკვლევ ტერიტორიაზე მეტი გავრცელებით სარგებლობს მხო-პლიოცენური ნალექები. მათი ლითოლოგიური ხასიათი და სტრუქტურა მკვეთრად არის გამოსახული რელიეფში.

გ. ქელიძის მიერ [25] ქვემო ქართლის აღმოსავლეთ ნაწილში ჩატარებული გეოლოგიური გამოკვლევების მიხედვით, მიოცენური ნალექების შედარებით სრული კრილი წარმოდგენილია იაღლუჯას ქედის ჩრდილო კალთაზე. მაიკოპის შემდგომი ნალექები, დასახელებული ავტორის აზრით, — აქ წარმოდგენილია თარხანული, ჩოკრაკული, კარაგანული და კონკური სართულებით, რომლებიც შეიცავენ დამახასიათებელი ფაუნის ნაშთებს. ზედა მიოცენური ნალექები წარმოდგენილია მოწითალო და მომწვანო თიხებით, ქვიშაქვებით და შეცემენტებული კონგლომერატებით, რომლებსაც აკუთვნებენ სარმატულ საართულს ან დაუნაწილებლად გამოყოფენ მხო-პლიოცენური ნალექების სახელწოდებით. აღნიშნული ნალექები, რომლებიც მონაწილეობას ღებულობენ იაღლუჯას სინკლინური ქედის აგებულებაში, ადვილად ემორჩილებიან დენუდაციურ პროცესებს, რის შედეგადაც ქედი დანაწევრებულია ფართო ლარტაფებით და ხრამებით. მხო-პლიოცენური ნალექები მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს აგრეთვე მტკვრის მარცხენა მხარეზე, ყარა-ბიხ-უდაბნოს ქედიდან იაღნოს ქედამდე.

ქვედა და შუა სარმატული ნალექები გამოიშვლებულია უდაბნოს ქედის სამხრეთ ფერდობზე — ფშატის ხევს, თბილელის ხევს, თეთრ უდაბნოს, ნათლის-მცემლის სერს და ყარა-თაფას შორის მოქცეულ ლარტაფში და ჯანგირის ხევის მარცხენა შენაკადთა ხევებში. თბილელის ხევის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში არსებულ გამოიშვლებაში მონაცრისფერო თიხებს, რომელშიც გამოერევა პხელშრებრივი ფხვიერი ქვიშაქვები, მოსდევს მოწითალო თიხები და ქვიშიანი თიხების წყება. ჩრდილოეთით მას მოსდევს მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები კენჭნარების ჩანართებით. ქვიშაქვების წყებაში შიდაშრებების სახით მორიგეობს კონგლომერატები და ფხვიერი ქვიშიანი თიხები. როგორც ქვიშიანი თიხები, ისე ქვიშაქვები შეიცავენ ქვედა სარმატის დამახასიათებელ მაკტრებს. ამასთანავე მონასტრის გამოქვაბულების დასავლეთით, ჩვენს მიერ იმავე ქვიშაქვებიდან შეგროვებულ იქნა სარმატული განამარხებული ფლორის ნაშთები.

ქვიშაქვების დასტას ჯანგირის ხევის აღმოსავლეთით და ნათლისმცემლის მონასტრის ჩრდილოეთით მოსდევს ისევ მოწითალო თიხები და თიხიანი ქვიშა-

ქვები, რომელშიც გამომუშავებულია ღარტაფები, ხოლო უდაბნოს მწვერვალის სამხრეთ ქარაფში გამომწვლულია ისევ მოყვითალო ფხვიერი და მკვრივი მონაცრისფრო ქვიშაქვები, რომლებიც შეიცავენ შუა სარმატის დამახასიათებელ ფაუნას (*Macra podolica* *roul* და სხვა). უდაბნოს ჩრდილო ფრთაზე მას მოსდევს ზედა სარმატული ფერადი წყება, რომელიც უშუალოდ გადადის შირაქის წყებაში. ვ. ედილაშვილის გეოლოგიურ რუკაზე უდაბნოს ქედის თხემურ ნაწილში (მწ. უდაბნო) აღნიშნული აქიაგილური ნალექები ჩვენ მიერ არ ყოფილა შემჩნეული.

მწ. უდაბნოს მიდამოებში და უდაბნოს მონოკლინური ქედის თხემის გასწვრივ არსებობს მოსწორების ზედაპირი, რომელიც უშუალოდ კვეთავს NO-თ დაქანებულ შუა სარმატულ ქვიშაქვებს და არსად აქიაგილური ნალექები შერჩენილი არ არის. აქიაგილური კონგლომერატები გამომწვლულია დიადოს ქედის ჩრდილო კალთაზე და უდაბნოს სინკლინურ დებრესიის ტაფოზში იძირებიან მეოთხეულის ნალექებს ქვეშ (უდაბნოს საბჰოთა მეურნეობის მიდამოებში).

ჯანგირის ხეობის მარცხენა ნაპირზე, გვერდით ხევში კარგად მოჩანს ასიმეტრიული ანტიკლინური ნაოქის აგებულება. ჩრდილო ფრთაში (საერთო დაქანება NO 35—40°). ნაოქის გულში დაქანების კუთხე 60° აღწევს; შრეები განიცდის გადაღუნვას და შემდეგ დაქანების კუთხე 20—25° — არ აღემატება. სამხრეთ ფრთაზე NW 260° დაქანების კუთხე 80° აღწევს. ქვიშაქვები, რომელიც თავზე ადევს ნაოქის სამხრეთ ფრთაში მოწითალო თიხებს, მდიდარია მცენარეთა ნაშთებით და განახშირებული მცენარის ღეროებით.

უფრო ახალგაზრდა პლიოცენური ნალექები გავრცელებას პოულობენ ყარა-თაფის, ბეიუკ-ქიასიკის და ს. გარდაბნის მიდამოებში. აქიაგილ-აფშერონის კონტინენტური ნალექები, წარმოდგენილი თიხებით, ქვიშაქვებით და კონგლომერატებით მონაწილეობას ღებულობენ ყარა-თაფას ანტიკლინის აგებულებაში, ჯანდარის ტბის ჩრდილოეთით. ყარა-თაფის სერის სამხრეთ კალთაზე არსებულ გამომწვლებებში, თიხების და კონგლომერატებს შორის არსებობს ვულკანური ფერფლის შიდა შრე. აქიაგილ-აფშერონის ნალექების კონტინენტური წყება გავრცელებას პოულობს დასავლეთით არხაშენის ქედის სამხრეთ კალთაზე, სამგორის ველზე და მონაწილეობას ღებულობს იალნო-ქეძვის სამხრეთი კალთების აგებულებაში. აღნიშნული ნალექები ა. ჯანელიძის მიერ გამოყოფილ იქნა ცივის წყების-სახელწოდებით. ანალოგიური ნალექებისაგან (კონგლომერატები, თიხები და ქვიშაქვები) შედგება ჯანდარის სამხრეთით მდებარე დაბალი ანტიკლინური ბეიუკ-ქიასიკის სერი. დასავლეთის სერი დენუდაციაქმნილია და გარეცხილი. იგი გრძელდება ს. ჯანდარის ხაზზე და მის გავრცელებას უნდა წარმოადგენდეს ს. გარდაბნის მიდამოებში დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით გაწვდილი დაბალი სერი, შემდგარი იმავე აქიაგილ-აფშერონის ფხვიერი კონგლომერატების და თიხებისაგან (ქრილი 1).

აქიაგილ-აფშერონული კონტინენტური ნალექები დაძირვას განიცდის რუსთავ-გარდაბნის ვაკეზე, სადაც უკანასკნელ დროს გაკეთებული ჰაბურღილების მიხედვით<sup>1</sup>, კონგლომერატების და თიხების მორიგეობა დადგენილ იქნა

<sup>1</sup> 1954 წ. ბურღვას აწარმოებდა საქიდროწყალმურნეობათა პროექტის სამმართველო

მეოთხეული ნალექების ქვეშ 186 მ სიღრმემდე და, როგორც ჩანს, გრძელდება უფრო ღრმადაც.



ქაბურღილი 1. კრილი წარმოდგენას იძლევა ზედაპლიოცენური ნალექების განლაგების და მორიგეობის შესახებ (ზევიდან ქვეით).

1. ნიადაგის ფენა;
2. მძიმე უსტრუქტურო მოყავისფრო ან წაბლა თიხები;
3. ალუვიური ნალექები შეუცემენტებული რიყნარით;
4. რიყნარი, მსხვილი ქვიშის შემავსებელი მასით; შეუცემენტებული, რიყნარი შედგება კირქვების, მერგლებისა და ქვიშაქვებისაგან;
5. თიხები მოყვითალო ან მოყავისფრო თეთრი წინწყლების ჩანართებით, ცხიმიანი, გადაღის ქვიშიანი თიხებში;
6. რიყნარი თიხის შუაშრით;
7. თიხები მოყვითალო, ან მონაცრისფრო თიხების შიდაშრით;
8. ქვიშიანი თიხები, რომელიც გადაღის ქვიშებში;
9. თიხები თეთრი კონკრეციებით (კოშტებით);
10. რიყნარი სუსტად შეცემენტებული, მოყვითალო თიხის შიდაშრით;
11. თიხების და ქვიშნარების მორიგეობა;
12. კონგლომერატი;
13. თიხები ქვიშის შიდაშრით;
14. მსხვილ მარცვლოვანი ქვიშები კენჭნარით და რიყის ქვების ჩანართებით;
15. მოყვითალო თიხები;
16. თიხები მონაცრისფრო მცენარეთა ნაშთებით;
17. თიხები რიყის ქვების ჩანართებით (ქვემოთ გადაღის მოყვითალო თიხებში);
18. რიყნარი თიხის ლინზებით.

უფრო აღმოსავლეთით ს. ვოეიკოვოს გზაზე ქაბურღილი 2 კრილში 165 მ სიღრმემდე მეორდება ანალოგიური სურათი. თანამედროვე ქვიშიანი თიხნარებს ქვეშ მოსდევს 60—64 მ რიყნარი, მსხვილმარცვლოვანი ქვიშის შემავსებელი, შეუცემენტებული, რომლის ქვეშ მორიგეობს სხვადასხვა სიმძლავრის თიხების და რიყნარების ფენები. აღსანიშნავია, რომ 147, 5 მეტრიდან 151 მეტრამდე რიყნარს შორის არსებობს მოთეთრო თიხების მსგავსი მასალა (ყერნის აღწერის მიხედვით), რომელიც ვულკანურ ფერფლს უნდა წარმოადგენდეს.

ამრიგად, აღნიშნული კრილების შესწავლის საფუძველზე შეიძლება აღინიშნოს, რომ აქ არსებული ნალექები თავისი ხასიათის მიხედვით ანალოგიური არიან სამხრეთ კახეთში და გარდაბნის ვაკის ჩრდილო პერიფერიულ ნაწილში არსებული აქჩაილურ-აფშერონული ნალექებისა, აქედან გამომდინარე, შესაძ-

ლებელია აღნიშნულ იქნეს, რომ რიგი მკვლევარების მოსაზრებანი (ვ. პახომოვი, ვ. ჭელიძე) იმის შესახებ, რომ გარდაბნის ვაკეზე მეოთხეული ნალექები განიცდის მნიშვნელოვან დაძირვას და მათი სისქე ათეული მეტრობით განისაზღვრება — არ დასტურდება, რადგან ჩატარებული ბურღვების მასალა მათ დიდ სიმძლავრეზე არ მიუთითებს. მართალია, მეოთხეული ნალექები აქ საკმაოდ ფართო გავრცელებით სარგებლობს, მაგრამ მეტწილად დელუვიური და ღვარნალექების სახით არის წარმოდგენილი და ალუვიური ნალექების სისქე გარდაბნის ველზე, რუსთავის აღმოსავლეთით საქართველოს ფარგლებში არ უნდა აღემატებოდეს ორიოდ ათეულ მეტრს. ამის შესახებ უფრო დაწვრილებითა ცნობები ქვემოთ იქნება მოცემული.

### მეოთხეული ნალექები

ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილის გეომორფოლოგიური შესწავლისათვის არსებითი მნიშვნელობა აქვს აქ გავრცელებული მეოთხეული ნალექების და მეოთხეულის ტექტონიკურ მოძრაობათა შესწავლას. გარდა პრაქტიკული მნიშვნელობისა, მეოთხეული ნალექების შესწავლა ქვემო ქართლის ვაკეზე ყურადღებას იქცევს იმ მხრივაც, რომ დღემდე გეოლოგთა შორის არსებობს აზრთა სხვადასხვაობა მარნეულისა და გარდაბნის ვაკეთა ფარგლებში არსებული ზღვიური და კონტინენტური ფხვიერი ნალექების ასაკის შესახებ, რომელსაც მეოთხეულ წარმონაქმებად თვლიან.

**ქვედა მეოთხეული.** უნდა აღინიშნოს, რომ ადრინდელი მეოთხეული ნალექების გამოყოფა პლიოცენური კონტინენტური ნალექებისგან საერთოდ გაძნელებულია.

ქვედა მეოთხეული ალუვიური ნალექების შესახებ შეიძლება ვიქონიოთ მსჯელობა იმ კრიტერიუმების მიხედვით, რომლებიც ზემოთ იყო აღწერილი გარდაბნის ჭაბურღილების კერების შესწავლის საფუძველზე. როგორც აღნიშნული იყო, ვაკის აგებულებაში, მტკვრის მარცხენა ჭალის ზედა 1 ტერასაზე (რუსთავის ტერასი) 186—190 მ სიღრმემდე მონაწილეობას ღებულობს კონგლომერატების სუსტად შეცემენტებული რიყნარების, თიხების და ქვიშების მორიგეობა, რომელიც არაფრით განსხვავდება აქჩაილიურ-აფშერონული (დაუნაწილებლად) კონტინენტური წყებისაგან და ამიტომაც, იგი, შესაძლებელია, მიჩნეულ იქნეს აღნიშნული დროის ნალექებად.

რაც შეეხება ადრინდელი ანუ ქვედა მეოთხეულის ნალექებს (ბაქოურიდან ხვალისსკურამდე)<sup>1</sup>, მათი გამოყოფა ალუვიურ ნალექებში თითქმის შეუძლებელი ხდება; ისინი შესაძლებელია გარჩეულ იქნეს მხოლოდ მორფოლოგიური მეთოდის გამოყენებით. ამ შემთხვევაში მხედველობაში უნდა მივიღოთ, რომ მკვლევარების მეტი წილი [2, 3, 13, 16], აღნიშნავენ ალუვიური ნალექების დაძირვის ტენდენციას რუსთავ-გარდაბანის ველზე მეოთხეული დროის მანძილზე. თუ ამ მოსაზრებას დავეყრდნობით, ბუნებრივია, მდ. მტკვრის ალუ-

<sup>1</sup> შეხედულება, თითქმის ბაქოური სართული მეოთხეული სისტემის ქვედა ნაწილს წარმოადგენდეს, სადაოდ არის გამხდარი. მეოთხეული სტრატეგრაფიის უდიდესი თანამედროვე სპეციალისტები, როგორც საზღვარგარეთელი (ჯ. მილიორინი, პ. მოვიუსი, ე. ჰოპფლი, კ. არამბურნი და სხ.), ისევე საბჭოელიც (ა. მოსკვიტინი, ბ. ჟიჟნეკო, ვ. გრომოვი) მეოთხეულის ქვედა ზღვარს ზედა პლიოცენის ქვემოთ ავლენენ. რედ.



ვიონი<sup>1</sup> რუსთავ-გარდაბნის ტერასაზე საკმაოდ დიდი სიმძლავრის უნდა იყოს და დამირული თანამედროვე მტკვარის კალაპოტის ქვეშ.

ქ. რუსთავის ტერიტორიაზე არსებული ხელოვნური კრილები გვიჩვენებს, რომ მტკვრის ალუვიური ნალექების სისქე აქ 10—15 მ არ აღემატება. ალუვიური ნალექები გაშიშვლებულია ბოსტან ქალაქის (რუსთავის) ციხის ძირშიც, სადაც იგი წარმოდგენილია წვრილი დამუშავებული რიყნარით<sup>1</sup>. ასეთივე რიყნარი ქვარგვლების სახით (რომელთა დიამეტრის სიდიდე 5—6 სმ არ აღემატება) გავრცელებულია რუსთავ-გარდაბნის ტერასაზე. მასალა კარგად გადაშუშავებულია და გაბრტყელებული (ელიფსოიდური), რაც შორი მანძილიდან გამოტანაზე მიუთითებს. ს. ქესალოს ჰაბურღლის კრილში ანალოგიურ მასალას ვხვდებით ისევე 15—18 მ სიღრმეზე, რის შემდეგ მასალის ხასიათი დამუშავების და პეტროგრაფიული შემადგენლობის მიხედვით იცვლება, მასში, როგორც აღნიშნული იყო, გვხვდება კირქვები, მერგელები, ქვიშაქვები და საერთოდ ისეთი ქანები, რომლებიც უმთავრეს მონაწილეობას ღებულობენ აქჩადილ-აფშერონულ კონგლომერატების შემადგენლობაში. ქვარგვალი უფრო უხეშია და ზოგჯერ მათი დიამეტრი აღწევს 20—30 სმ-ს.

ზემოაღწერილი კრილების შესწავლის საფუძველზე შესაძლებელია გამოტანილ იქნეს ის დასკვნა, რომ პლიოცენურ კონტინენტურ ნალექებზე უშუალოდ განლაგებულია მტკვრის ალუვიური ნალექები, რომლებიც სიმძლავრის მიხედვით არ შეიძლება მიჩნეულ იქნეს ისეთ ნალექებად, რომელიც დამირვის შემთხვევაში დაგროვებას განიცდიდა ქვედა მეოთხეულიდან დღემდე. სინამდვილესთან უფრო ახლოს იქნება თუ დაუშვებთ, რომ ქალისზედა პირველი ტერასის ნალექების დაგროვება წარმოებდა მხოლოდ ზედა მეოთხეულის (ხვალისანსკურ) მანძილზე და მის შემდგომ დროში.

ქვედა მეოთხეული (ბაქოური) ალუვიური ნალექები მტკვრის ხეობაში დაკავშირებული არიან მალაღ ტერასებთან.

თბილისის მიდამოებში მალაღ 230—240 მ და 170 მ სიმაღლის მახათალოტკინის ტერასებს, როგორც ცნობილია, ა. რეინჰარდი აკუთვნებს ბაქოურ საუკუნეს (მინდელურს), ამავე აზრს იზიარებს ლ. ვარდანიანციც. მართლდაც, ყველაზე მალაღი ტერასები, რომელზედაც შემორჩენილია მდინარეული ნალექები, ბუნებრივია, უნდა მიეკუთვნებოდეს ქვედა მეოთხეულ დროს და უნდა ჩამოყალიბებულიყვნენ ბაქოურის წინა აზეგების შემდეგ. ამიტომაც ალუვიურ ნალექებით დაფარული აღნიშნული ტერასების ასაკი, მკვლევრების მეტი წილის მიერ მიღებულია ქვედა მეოთხეულად (იხ. კრილი 2).

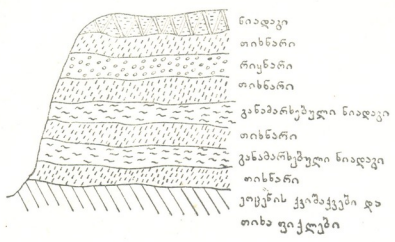
მალაღი ტერასები აღმოსავლეთით მკვეთრად აღარ არის გამოსახული და უშუალოდ გადადის ჭეირანის ველის ვაკეში. ტერასების რამდენიმე საფეხური გამოსახულია მდ. ლოჭინის შესართავსა და რუსთავს შორის.

იქ, სადაც ქ. რუსთავის დასავლეთით გზატკეცილი გადაკვეთს უღელტეხილს მუსულმანურ სასაფლაოსთან, გამოიშუშავებულია ორი მალაღი ტერასული საფეხური 415—420 მ და 460—470 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე. აქჩადილ-

<sup>1</sup> ქ. რუსთავის მიდამოები მდებარეობენ იაღლეჯის ახევებული ზოლის გაგრძელებაზე და ამიტომ მათი გეოლოგიური აგებულება არ შეიძლება ტიპობრივად ჩაითვალოს ქვემო ქართლის დამირვის პროცესში მყოფი ნაწილებისათვის. ავტორის მონაცემები მეოთხეულის სიმძლავრის შესახებ არ შეიძლება გავრცელებულ იქნეს ქვემო ქართლის მთელ ტერიტორიაზე რად.

აფშერონის კონგლომერატების დისლოცირებულ წყებაზე განლაგებულია ალუვიონი (იხ. ქრილი 3).

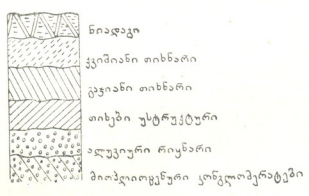
სვეპატური ქრილი დაჭრილების სერის ხეკვი  
N<sup>2</sup>ა



რუსთავის ჩრდილოეთით და ჩათმის სამხრეთით 470 მ სიმაღლეზე არის საკმაოდ ვრცელი ტერასული საფეხური, რომელზედაც ალუვიონი გადარეცხილია და თიხნარი ფენა უშუალოდ ადევს აქჩაილურ კონგლომერატებს. აღნიშ-

ქრილი რუსთავის ვაზზე გადასაკადონ

N<sup>3</sup>



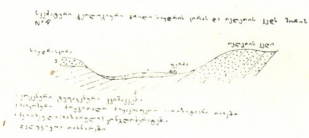
ნული საფეხური თანდათანობით განიცდის დახრას და ჯანდარის ხევის მიმართულებით რელიეფში აღარ არის გამოსახული. ტერასული მოსწორების ზედაპირი წარმოდგენილია ბეიუკ-ქიასიკის სერზე, ჯანდარის ტბის სამხრეთით — 100—120 მ სიმაღლიდან მდ. მტკვრის თანამედროვე დონიდან. ბეიუკ-ქიასიკის ქედზე გაშიშვლებულია აქჩაილ-აფშერონული კონგლომერატები და გადაკვეთილ ანტიკლინის თხემზე ალუვიონი არ შემონახულა.

ამრიგად, ქვედა მეოთხეული დროის მტკვრის ალუვიურ ნალექებად შესაძლებელია მიღებულ იქნეს თბილისის და მის აღმოსავლეთით მაღალ ტერა-

სებზე შემორჩენილი მდინარეული ნალექები. ხოლო ვ. პახომოვის [13] მიერ გამოთქმული მოსაზრება ყარათაფას და ტახტა-თაფის სერებზე ტერასების არსებობის შესახებ (250—300 მ სიმაღლეზე მტკვრის დონიდან), არ დასტურდება. ყარა-თაფას ანტიკონური სერის თხემი წარმოადგენს ტალღობრივ ან მოსწორებულ ზედაპირს, სადაც გვხვდება ნატეხური დაქობებული ადგილები. თხემურ ნაწილში და მშრალი ღარტაფებით დანაწევრებულ კალთებზე გაშიშვლებულია აქჩაილ-აფშერონული კონგლომერატების წყება და ალუვიური ნალექები არ არის შემონახული.

მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე ქვედა მეოთხეულის (ბაქოური) ალუვიური ნალექები შერჩენილია მაღალ ტერასებზე, თელეთის ქედიდან იაღლუჯას კალთებამდე. მათი დადგენა ამ ნაწილში აღარ წარმოადგენს სიძნელეს, რადგან ამ ნალექებში აღარ ერევა პლიოცენის კონგლომერატის მეორად განლაგებაში მყოფი მასალა.

თელეთის ქედის დაბოლოებაზე, ტრიანგულიაციურ წერტილის მიდამოებში, მდ. მტკვრის ზედაპირიდან 100—120 მ სიმაღლეზე (480—520 აბსოლ. სიმაღლე) ვულკანოგენური ქანები დაფარულია 3—5 მეტრის სისქის ალუვიური ნალექებით. რიყნარის ქვარგვლების დიამეტრი აღწევს 5—10 სმ. უფრო აღმოსავლეთით, მეცხოველეობის ფერმის მახლობლად, საყდრის გორაზე არსებობს მდ. მტკვრის IV ტერასი, რომელიც ა. ჯანელიძის მიერ აღნიშნული მარიამის ტაძრის ნანგრევების გორაკის III ტერასას შეესატყვისება. წიდავის და თიხნარების მცირე სიმძლავრის ფენის ქვეშ, მაიკოპურ თიხებზე თარაზულად არის განლაგებული მტკიცედ შეცემენტებული ალუვიური კონგლომერატები (იხ. კრილი 4).



აღნიშნული ტერასი დასავლეთით მცირედ დაქანებული გადადის წალასყურ-კუმისის ვაკეში. ისიც ალუვიური და ღვარი ნალექებითაა დაფარული და შემდეგ გრძელდება კოდის ვაკეზე. აქ ძველი მეოთხეულის ღვარი და ალუვიური ნალექები კარგად არის გაშიშვლებული კუმისის ტაფობისკენ დაშვებულ ბეჭობში, ს. კუმისის აღმოსავლეთით. იმის გამო, რომ მტკვრის ალუვიური ნალექები თელეთ-საყდრის გორის ტერასებზე და კუმის-წალასყურ-კოდის ღვარ-ნალექები გადაებმიან ერთიმეორეს, ისინი ერთდროულს უნდა წარმოადგენდნენ და მათი დალექვა წარმოებდა ქვედა მეოთხეულში. საყდრის გორის აღმოსავლეთით მისი შესატყვისი ტერასები ძალზე გარეცხილია და იაღლუჯას ქედის ჩრდილო კალთების ძირად, მახარამის სახელობის არხის სამხრეთით რელიეფში ფრაგმენტების სახით არის შემორჩენილი. სამწუხაროდ, ქვედა მეოთხეულის ალუვიური ნალექების გამოყოფის დროს იძულებული ვხდებით დავკმა-

ყოფილდეთ მხოლოდ მორფოლოგიური მონაცემებით, სხვა მასალები ჯერჯერობით ამ რაიონისათვის არ მოგვეპოვება.

მეოთხეული დროის ნალექებიდან ყურადღებას იქცევს იაღლუჯის სამხრეთ აღმოსავლეთით მდინარეების ალგეთისა და ხრამის ქვემო დინებაზე არსებული თიხიანი (ზოგჯერ ზოლიანი), თიხიანი ქვიშებისა და ქვიშების სქელი წყება. აღნიშნული ნალექები კარგად არის გაშიშვლებული აღნიშნულ მდინარეთა ხეობებსა და მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე არსებულ ფლატეებში. ანალოგიური ნალექები გავრცელებულია მტკვრის დაღმა დინებაზე ფოილოს მიდამოებში [5]. ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე არსებული თიხებისა და ქვიშაქვების წყების გეოლოგიური ბუნება შესწავლილ იქნა გ. ჭელიძის მიერ, რომელიც მას თვლის ქვედა მეოთხეულად. ქესალოს სამხრეთ-აღმოსავლეთით, ყაზახის გზაზე, დასახელებული ავტორი აგვიწერს შრებრივ-კარბონატული ღია მიხაკისფერი თიხებისა და ქვიშების მორიგეობას, რომლებშიც მის მიერ ნახულ იქნა მტკნარი წყლის ფაუნის წარმომადგენლები (*Unio sp.*, *Corbicula fluminalis* Müll და ზოგიერთი გასტრიბოდი). მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე მდ. ხრამის შესართავის მახლობლად აღწერილ ნალექებს ქვეშ უდევს 30—40 მ სისქის უსტრუქტურო თიხები და ქვიშები. თიხები ხასიათდება სვეტისებური განწვევრებით და მასში გამოერევა 0,5—1 მ კირქვების ბრეჩიული შრე, მცენარეთა დეტრესებით და ცუდად დაცულ ხერხემლიანთა ნაშთებით. აღნიშნული ნალექების ანალოგად გ. ჭელიძე თვლის ს. მულანლოს მიდამოებში არსებულ თიხებს, რომელშიაც გამოერევა ნაგორები ხვინჭა და ქვეით გადადის მიკროკონგლომერატებში, ხოლო ზემოთ მას ადევს 20—25 მ სისქის დელუვიურ-ალუვიური ნალექები.

აქვე, უფრო დასავლეთით, ალგეთის ხეობაში ამავე წყებაში აღნიშნავს 1 მ სისქის თხელფურცელა თიხებს მაიკოპისებური იაროზიტებით და მოშაოფერის ქვიშებს. პირველი მათგანი შეიცავს *Unio sp.* და *Corbicula fluminalis* Müll-ის ნაშთებს. მეოთხეულის ზღვიური თიხების არსებობას დასახელებული ავტორი აღნიშნავს ჯანდარის ტბის ჩრდილო-აღმოსავლეთით ატანილს 350 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე. ამავე ნალექებიდან, გარდა მტკნარი წყლის *Unionidae*-ებისა ავტორი აღნიშნავს *Bathalia beccar* Linne ოსტრაკოდებიდან *Limnicithere liculenta* Schn.

საყურადღებოა, რომ ანალოგიური ნალექები ფოილოს მიდამოებში ე. ვახანიას [5] მიაჩნია ქვედა მეოთხეულის წარმონაქმებად იმ მოტივით, რომ ისინი უთანხმოდ არიან განლაგებული დისლოცირებულ აფშერონულ წყებაზე. ალგეთ-ხრამის ქვემო დინებაზე კორბუკულებიანი ნალექები თარაზულად არიან განლაგებული და დისლოცირება არ ემჩნევათ.

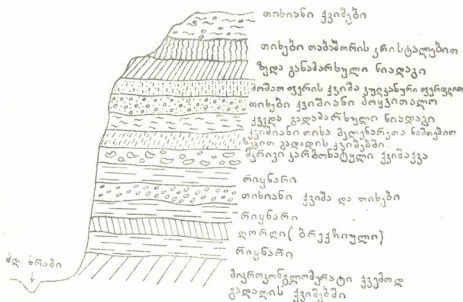
ჩვენს მიერ ჩატარებული მეოთხეული ნალექების რიგი ჭრილების დეტალური შესწავლის საფუძველზე შეგროვილ იქნა დამატებით მასალები, რომლებიც საშუალებას იძლევიან დაახლოებით იქნეს განსაზღვრული ქვემო ქართლის ვაკე ნაწილში გავრცელებული ზღვიური და კონტინენტური ნალექების ასაკის საკითხი.

ამის დამადასტურებლად შესაძლებელია მოყვანილ იქნეს რამოდენიმე ჭრილის აღწერა.

მდ. ხრამის მარცხენა ნაპირზე, მისი მტკვართან შეერთების მახლობლად გა-  
შიშვლებულია 50 მ სისქის ნალექები, სადაც შემდეგ მორიგეობას ვხვდებით  
(ქვეიდან ზევით). ჭრილი 5.

1. შეცემენტებული მიკროკონგლომერატებიანი ქვიშები, რომელიც ქვე-  
მოთ გადადის ქვიშაქვებში;
2. რიყნარი სუსტად შეცემენტებული, ქვიშის ლინზებით;
3. სუსტად დამუშავებული ღორღიანი მასალა;
4. რიყნარი;
5. თიხიანი ქვიშა და თიხები;
6. რიყნარი სუსტად შეცემენტებული;
7. მკვრივი კარბონატული ქვიშაქვები, სუსტად დაცული ფაუნით;
8. თიხები კონკრეციებით;
9. ქვედა განამარხებული ნიადაგი;
10. თიხები ქვიშიანი მოყვითალო-მოწითალო ფერის;
11. მოშაო ფერის ვულკანური ფერფლი;
12. ზედა განამარხებული ნიადაგი;
13. თიხები თაბაშირის (კრისტალები) სქელი ფენით;
14. ზოლებრივი თიხიანი ქვიშები, რომელშიდაც გვხვდება ცხენის კბილე-  
ბის ნაშთები.

სკვატური ჭრილი მდ. ხრამის მარცხენა ნაპირზე შესართავიდან  
300-500 მ. დაშორებით  
N 25



დასავლეთით, იქ, სადაც გზატკეცილი ეშვება ხრამის ხიდისკენ სერბანტი-  
ნებით, გამოიშვლებულია მოწითალო ფერის თიხნარები თეთრი წინწყლების ჩა-  
ნართებით.

ნალექები თარაზულად არის განლაგებულე და დისლოცირება არ ემჩნე-  
ვათ.

მდ. ალგეთის შესართავთან, მტკვრის პირად გაშიშვლებულია 15—20 მ სისქის თიხები და თიხიანი ქვიშები, დასავლეთით — 200—300 მ დაშორებით აღნიშნულ თიხიან ქვიშებს თავზე ადევს.

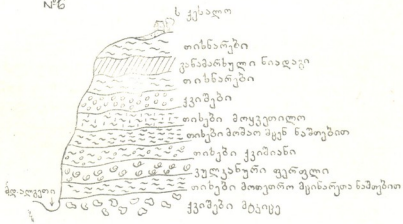
1. ქვიშის ხლართული ლინზა;
2. კენჭნარი;
3. ქვიშა ხლართული;
4. მოყვითალო თიხები მკვრივი ქვიშიანი;
5. თიხიანი ქვიშები;
6. ნიადაგ-საფარი.

მდ. ალგეთის აღმა, მარცხენა ნაპირზე, III ტერასის ჭრილში კარგად არის გაშიშვლებული თიხების და ქვიშების მორიგეობა, რომელშიაც ვხვდებით მცენარეთა ნაშთებს და ვულკანური ფერფლის შუაშრეს. ჭრილში ნალექები შემდეგი თანამიმდევრობით წარმოგვიდგება (ქვემოდან ზევით). ჭრილი 6.

1. ქვიშაქვები თიხიანი, მოყვითალო;
2. თიხები მოთეთრო-ნაცრისფერი, სუსტად დაცული მცენარეთა ნაშთებით;
3. ვულკანური ფერფლი (მოშაო ფერის), ქვიშის სახით;
4. თიხიანი ქვიშები;
5. თიხები მუქი ნაცრისფერი (სველი, მრშაო), ცუდად დაცული მცენარეთა ნაშთებით;

6. თიხები მოყვითალო;
7. ქვიშები;
8. თიხნარი;
9. განამარხებული ნიადაგი;
10. თიხნარები დელუვიური.

ჰლიო-ჰლეისტოცენური ნალექების სკემატური გეოლოგიური ჭრილი მდ ალგეთის მარცხენა ნაპირზე ს.კესალისთან  
N6



ალგეთის მარცხენა ნაპირზე, სოფელ იღმაზლოს მიდამოებში თარაზულად განლაგებული თიხები და ქვიშები, რომელშიაც გამოერევა ვულკანური ფერფლის შუა შრე განლაგებული არის დოლერიტულ ლავებზე, მასზე თავის მხრივ განლაგებულია ალგეთის ალუვიური მასალა (ჭრილი 8). აღნიშნული ჭრი-

ლი ყურადღებას იქცევს იმ მხრივ, რომ ლავური ნაკადების გავრცელება მტკვრის სანაპირომდე ალგეთისა და ხრამის ხეობების გასწვრივ, დღემდე გეოლოგების მიერ არ ყოფილა აღნიშნული, მათი არსებობა ს. ილმაზლოს მიდამოებში საინტერესოა იმ მხრივ, რომ შეიძლება საკითხი იქნეს დასმული დოლერიტული ლავების ასაკის და მათი დამოკიდებულების შესახებ ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე არსებულ ზღვიურ-კონტინენტურ ნალექების მიმართ.

რაც შეეხება კორბიკულებიან ფაუნის არსებობას, ალგეთ-ხრამის ქვემო დინებაზე არსებულ ნალექებში, იგი არ შეიძლება ჩაითვალოს მეოთხეულის ზღვიური ნალექების სახელმძღვანელო ფაუნად. როგორც ცნობილია, *Corbicula fluminalis* Müll-ის სახე მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს *Apscheronia propinqua* Eichw-თან ერთად ზედა აფშერონულ ნალექებში, ამ დროის ზღვიური კორბიკულებიანი ნალექები, გარდა აზერბაიჯანის ტერიტორიისა, მტკვრის ხეობაში ვრცელდება დასავლეთით და აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში ცნობილია შირაქში, კალაღარასის ქედის მიდამოები (ზ. მაიმინი, ნ. კუდრიავეცი), ლეკის წყლის მიდამოებში (დ. წერეთელი)<sup>1</sup>. აღსანიშნავია, რომ კორბიკულებიან ფაუნასთან ერთად აღნიშნულ ადგილებში ცნობილია მტკნარი წყლის ფაუნის სხვა წარმომადგენლებიდან *unio* და აგრეთვე *himnacea*.

აფშერონული ნალექებიდან კორბიკულებიანი ფაუნა გადადის ბაქოურ ნალექებში. კასპისპირა შუა ბაქოურ ნალექებიდან გოლუბიატიკოვი იხსენიებს *Didacna rudis* Nal., *Dreissensia polymorpha* Andr., *Dr. rostriformis* Desch., *Neritina*, *himnacea* და *Corbicula* sp. რაც შეეხება ხაზარული და ხვალისკური ზღვიური ნალექების ფაუნის შემადგენლობას, დღემდე აღწერილ ქრილებში ძირითადად გავრცელებას პოულობენ დიდაკნების და დრეისენსიების წარმომადგენლები და კორბიკულები მოხსენებული არ არის: ამას უნდა დაუმატოთ ისიც, რომ ხაზარული ზღვიური ნალექების გავრცელება მტკვრის ხეობაში ისევე შეზღუდულია, როგორც ხვალისკურის და იგი ყარაჯას მთის დასავლეთით ცნობილი არ არის. შესაძლებელია ვიწრო უბის სახით იგი აღწევდა იორ-ალაზნის შესართავამდე, სამუხის ვაკის მიდამოებამდე.

ამრიგად, ჰიფსომეტრიულ-მორფოლოგიური და ფაუნისტური მონაცემების საფუძველზე დაყრდნობით შესაძლებელია ვიფიქროთ, რომ მდ. ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე გავრცელებული კორბიკულებიანი ნალექები უნდა ეკუთვნოდეს ზედა აფშერონულ დროს და შესაძლებელია ნაწილობრივ ბაქოურ ნალექებსაც მოიცავდეს. შეიძლება ამგვარი მოსაზრების სასარგებლოდ მიუთითებდეს კორბიკულებთან ერთად ცხენის *Equus caballus*-ის კბილების ნაშთების არსებობა, რასაც გ. კელიძე აღნიშნავს ამ ნალექებში<sup>2</sup>.

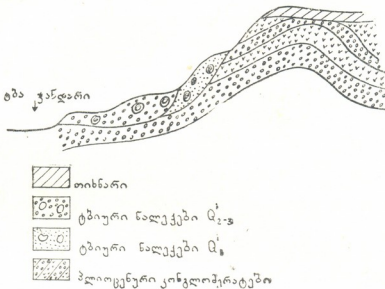
საყურადღებოა ხრამის მარცხენა ნაპირზე თიხებსა და ქვიშაქვებს შორის (შესართავიდან 100—150 მ დაშორებით) არსებული კარბონატული ქვიშაქვების საკმაოდ შემტკიცებული ქანის არსებობა ცუდად დაცული ფაუნით, რომელიც ძალზე მოგვაგონებს ლეკის-წყლისა და სხვა ადგილებში ცნობილ აფშერონულ ქვიშაქვებს (ქრილი 5).

<sup>1</sup> ფაუნა განსაზღვრულ იქნა დოც. გ. კელიძის მიერ.

<sup>2</sup> ეს საკითხი მოითხოვს დაზუსტებას, რადგანაც მარჯვენა ნაპირას 3—4 მ სიღრმეზე ხშირად გვხვდება ცხენის კბილები, რომლებიც ისტორიულ დროს მიეკუთვნება.

ასევე ზედა აფშერონულს და ნაწილობრივ ბაქოურს უნდა ეკუთვნოდეს მ. ჰელიძის მიერ აღწერილი ჯანდარის ტბის NO არსებული კორბიკულებიანი შრეები, ატანილი 353 მ სიმაღლეზე, რომელიც აქაილიური კონგლომერატების წყებაზეა განლაგებული. როგორც ჩანს, აღნიშნული ნალექები აღარ აღწევენ ს. გარდაბნის დასავლეთით და მათ ცვლის კონტინენტური წარმონაქმნები რიყნარების, თიხებისა და ქვიშების მორიგეობით, რომლებიც აფშერონული და ბაქოური დროის ზღვის უბეში მტკვარს და მის შენაკადებს შექონდათ. ასევე ს. მულანლოს მიდამოებში თიხნარების ქვეშ არსებული წვრილკენჭნარიანი კონგლომერატებიც უნდა წარმოადგენდნენ ზღვის უბის შესართავის ადგილზე დაღეჭილ მასალას, რაზედაც ქვემოთ შევჩერდებით.

სეკატური კრილი ჯანდარის ტბის დასავლეთ ნაწილში.  
N7.



ამრიგად, თუ ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე არსებულ ნალექებს ჩვენ მივიჩნევთ ზედა პლიოცენურ და ნაწილობრივ ქვედა მეოთხეულად, მაშინ ს. ილმაზლოსთან არსებული დოლერიტული ლავების გამოსავლების ასაკის საკითხიც შეიძლება გარკვეულად იქნეს ჩათვლილი.

როგორც ცნობილია, ბაზალტური ლავების გავრცელება მდ. მაშავერას ხეობაში დადგენილად ითვლება დაბა ბოლნისამდე, ხოლო მდ. ხრამის ლავები ს. არუხლოდან სტოვებს თანამედროვე მდინარის მარცხენა ნაპირს და მიემართება აღმოსავლეთით და წყდება ს. მარნეულთან, მდ. ალგეთის მარჯვენა ნაპირთან (ლ. მარუაშვილი, ნ. სხირტლაძე, ნ. კანდელაკი). უფრო აღმოსავლეთით მდ. მდ. ხრამის და ალგეთის ხეობებში მდ. მტკვრამდე ამ უკანასკნელ დრომდე იგი ცნობილი არ იყო. 1944 წ. მარნეულის მიდამოებში წარმოებულ ბურღვის დროს, მდ. მდ. ალგეთს და ხრამის შორის არსებული ვაკეზე 40 მ სიღრმეზე გადაკვეთილ იქნა ბაზალტური ლავები, ხოლო ამჟამად, ამავე მიდამოებში წარმოებულ ბურღვის დროს 136 მ სისქის ალუვიურ ნალექებს ქვეშ ბურღვი შეიჭრა ბაზალტურ ლავებში.





როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, დოლერიტული ლავების გამოსავლები დადასტურებულია ს. ილმაზლოსთან მტკვრიდან 1 კმ დაცილებით. ბორცვზე



სადაც ხელოვნურად არის გამოიშვლებული დოლერიტული ლავების კარიერები, გადაფარულია 2—3 მ სისქის პალეო-ალგეთის ალუვიური ნალექებით. უფრო აღმოსავლეთით, სოფლისკენ, ალუვიური გადარეცხილია და ლავური ნაკადი იძირება თიხებისგან და ქვიშებისგან შემდგარი ზედა პლიოცენური და ბაქოური ნალექების ქვეშ, რომლითაც დაფარულია ხრამ-ალგეთ შორისი ვაკე სივრცე. როგორც ჩანს ზღვიურ და კონტინენტურ ნალექებს ქვეშ დაძირული ლავური ნაკადი ერთ უწყვეტ ზოლად ვრცელდება მარნეულიდან მტკვრის მარჯვენა ნაპირამდე. არ არის გამოჩენილი ვიფიქროთ, რომ იგი ვრცელდება ს. თამარისის მიმართულებით ს. ბოლნისამდე დაძირული ალუვიურ ნალექების ქვეშ და გადაებმის მაშავერას ლავებს ბოლნისთან.

სქემატური კრილი ს. ილმაზლოს მაზალეტების  
გამოსავლების აღვივზე  
N 3.



-  თიხნარი
-  ალუვიური რიყნარი
-  ზღვიური თიხები კვიშები (წყ. + G<sub>1</sub>)
-  მაზალტური (დოლერატული) ლავები

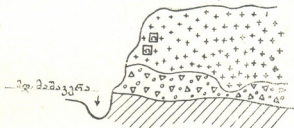
ამრიგად, ს. ილმაზლოსთან დოლერიტული ლავების არსებობა ადასტურებს, რომ ხრამ-მაშავერას ლავები გავრცელებას პოულობენ გაცილებით დიდ მანძილზე და მოიცავენ ხრამ-ალგეთის ქვემო წელსაც მდ. მტკვრამდე, რის გამოც იგი შეიძლება ჩაითვალოს ყველაზე უგრძეს ვულკანური ლავების ნაკადათ ჩვენში. მეორე მხრივ, მარნეულისა და მაშავერას დოლერიტული ლავების ასაკს დღემდე გეოლოგების მეტი წილი აკუთვნებს ზედამეთხეულ დროს — „ვურმულ“ ეპოქას.





ს. ილმაზლოსთან არსებული დოლერიტული ლავების გამოსავლების არსებობა დამარხული ზედა პლიოცენურ და ნაწილობრივ ქვედა მეოთხეულ დროის ზღვიურ ნალექებს ქვეშ, გამოჩენილ ლავების მეოთხეული და მით უფრო ზედა მეოთხეული დროის ასაკის საკითხს. ლავური ნაკადის გავრცელების დრო ს. ილმაზლომდე, ბუნებრივია, გადატანილ უნდა იქნეს და დაკავშირებული აფშრონულის წინა მოძრაობასთან, რომლებმაც გამოიწვია ვულკანური აქტივობა ჯავახეთის ქედის ახევეების ზოლში და საერთოდ ამ მხარის ვულკანური მოქმედების არეში. იგი ასაკობრივად უფრო უახლოვდება ბედენის ლავებს, რომელშიაც ტბიურ ნალექებს შორის გ. ზარბის მიერ ნახულ იქნა ბრტყელმუხლიანი

სპილოს, ხოლო შემდეგში ამ სტრუქტურების ავტორის და ნ. ბურჩაქ-აბრამოვიჩის მიერ სტენონის ცხენის კბილები, რაც მიუთითებს ნალექების პლიოცენურ ასაკზე.

მდ. მაშავერას და ყარაბულახის ხეობებში არსებული ლაგების ნაკადების განლაგების და გამოქვაბულების შესწავლას მიეყვებოდა იმ დასკვნამდე, რომ მხოლოდ მათი ზედა ნაწილი შეიძლება მიკუთვნებულ იქნეს მეოთხეული დროის ვულკანური მოქმედების წარმონაქმნებისადმი. ლაგების ნაკადის ქვედა პორიზონტები, რომლებიც შორს იჭრებიან მდ. მდ. მაშავერას, ყარაბულახისა და ხრამის ხეობებში, სადაც არსებობს მრავალრიცხოვანი ბუნებრივი გამოქვაბულები, რომლებშიაც გვხვდება პირველყოფილი ადამიანის მიერ სუსტად დამუშავებული ობსიდიანის იარაღები და ზოგჯერ ფაუნაც. უნდა ეკუთვნოდეს ქვედა პალეოლითს.

სქემატური ჭრილი მდ. მაშავერას მარჯვენა ნაპირზე  
კანიონში ს. ყაზრჯის ქვემოთ  
N° 9



-  ბაზალტური ლავები
-  რიყნარი და ღორღი
-  გამოქვაბული
-  თიხები ღამწვარი

ასეთი იარაღები შეგროვილ იქნა მდ. მაშავერას მარჯვენა ნაპირზე არსებულ გამოქვაბულებში ს. ბაღის მიდამოებში, მდინარის დონიდან 50—60 მ სიმაღლეზე.

ამავე სიმაღლეზე, მხოლოდ უფრო მეტი ობსიდიანის (ადრეული პალეოლითის) იარაღები იქნა მოგროვილი ყარაბულახის ხეობაში ციხეკვების გამოქვაბულებში. აღსანიშნავია, რომ ლაგები, რომელშიაც გვხვდება გამოქვაბულები პალეოლითის ნაშთებით, სტრატეგრაფიულად ქვეშ უდევს ზურთაყეთის პალეოლითის შემცველ ლავურ ნაკადებს შორის მოქცეულ დელუვიურ ნალექებს (რომელიც თავის დროზე ლ. მარუაშვილის მიერ იყო აღწერილი) და, ბუნებრივია, მათზე ადრინდელია. საყურადღებოა, რომ ზურთაყეთის პალეოლითურ სადგომზე განლაგებულ 10—15 მ სისქის ლაგების ქვეშ მკვეთრად გამო-

ირჩევა ლავური ნაკადის ორი საფარი გამოყოფილი ერთი მეორისაგან ტბიური და ალუვიური ნალექებით. ციხე-ქვაბის გამოქვაბულები გამომუშავებულია ლავური ნაკადის ქვედა ჰორიზონტში.

აღნიშნულის გამო შეიძლება მივიდეთ იმ დასკვნამდე, რომ ხრამის, ყარაბულახისა და მაშავერას ხეობებში ქვედა ლავური ნაკადები გაცილებით ძველია და ამ ნაკადების წამოსვლა ხრამ-ალგეთის ხეობაში მტკვრის სანაპირომდე უნდა მომხდარიყო ქვედა და შუა პლიოცენურ დროში. რაც შეეხება მარნეულის დოლერიტულ ლავებს იგი განლაგებულია ილმაზლოს ლავურ ნაკადის თავზე და, ბუნებრივია, გაცილებით ახალგაზრდაა და შეიძლება მივაკუთვნოთ მეოთხეულის დროის წარმონაქმნებს.

დასასრულ, შეიძლება ითქვას, რომ ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე არსებული ნალექების და ლავური ნაკადის გამოსავლების ურთიერთ დამოკიდებულება გვაძლევს იმის საშუალებას, რომ ზღვიური კორბუქულებიანი ნალექები მივაკუთვნოთ ზედა პლიოცენურ დროს, ხოლო ლავური ნაკადი — ქვედა ან შუა პლიოცენს, რომლის დროსაც მოხდა ყველაზე უგრძესი ლავის ნაკადის ჩამოდენა ხრამ-ალგეთის ხეობებში.

შემდგომი დამატებითი მასალების მოპოვება კიდევ უფრო მეტად დააზუსტებს აღნიშნული რაიონის ზედამესამეულის და მეოთხეულის ნალექების სტრატეგრაფიის საკითხებს, რაც თავის მხრივ საშუალებას მოგვცემს ნათლად წარმოვიდგინოთ ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილის რელიეფის განვითარების გზები.

### შუა და ზედა მეოთხეულის ნალექები და მათი გენეტიკური ტიპები

ქვედა მეოთხეულის ნალექებთან შედარებით, ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილში ფართო გავრცელებით სარგებლობს შუა და ზედა მეოთხეულის კონტინენტური ნალექები. ამ ნალექების სტრატეგრაფიული დანაწევრება და ერთი მეორისგან გამოყოფა, როგორც ეს აღნიშნული გვექნა კახეთისათვის, მეტად გაძნელებულია, სათანადო სახელმძღვანელო განამარხებული ფაუნის სიღარიბის გამო. ამასთანავე ძნელი ზდება ნალექების გენეტიკური ტიპების გამოყოფა მათი ლოკალური გავრცელების გამო. ამ უკანასკნელთ კი უთუოდ დიდი მნიშვნელობა აქვთ იმ გეომორფოლოგიური პროცესების შესწავლის გასათვალისწინებლად, რომლებიც აქ მიმდინარეობდნენ მეოთხეულის დროის მანძილზე.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილში შუა და ზედა მეოთხეულის ზღვიური ნალექების არსებობა არ დასტურდება და, როგორც ჩანს, ხაზარული და ხეალისკური ზღვა მტკვრის ხეობით საქართველოს სსრ ტერიტორიის ფარგლებს ვეღარ აღწევდა. შუა და ზედა მეოთხეულის ნალექები ქვემო ქართლის ტერიტორიაზე წარმოდგენილია ალუვიურ, პროლუვიურ (ღვარნალექებით) დელუვიურ, ელუვიური და ნაწილობრივ ტბიური ნალექებით. ვაკის დასავლეთ ნაწილში ხრამ-მაშავერას ხეობების გასწვრივ მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობს აგრეთვე მეოთხეულის ლავური ნაკადები, რომლებიც ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის მომიჯნე რაიონს წარმოადგენს.

**ალუვიური ნალექები.** შუა მეოთხეულის — ხაზარულის დროის შესატყვისი ალუვიური ნალექები, ნაწილობრივ გადარეცხას გადარჩენილია მტკვრის ხეობის გასწვრივ არსებულ მაღალ ტერასებზე და აგრეთვე ამავე დროს უნდა ეკუთვნოდეს მაღალი ტერასების რიყნარები ხრამის და ალგეთის ხეობებში.

ალუვიური ტერასები მორფოლოგიურად მკვეთრად არის გამოსახული თბილისის მიდამოებში, რომელიც არა ერთი მკვლევრის შესწავლის ობიექტი გამხდარა [3, 6, 19, 16]. მკვლევრების მეტი წილი მახათის ალუვიურ ტერასას აკუთვნებს ბაქოურ საუკუნეს (ძველი ტერმინოლოგიით მინდელურ ეპოქას). ლ. ვარდანიანი [3] მახათის და მის მომდევნო დაბალ ლოტკინის ტერასას, რომელიც თავის დროზე პირველად ა. ჯანელიძის მიერ იყო აღწერილი ბაქოურ დროის ტერასებად თვლის, ხოლო უფრო დაბალი 60—70 და 120 მ ტერასებს— ხაზარულად. აღნიშნული ტერასების შესატყვისად ლ. ვარდანიანს მიაჩნია მ. ყარაჯას მიდამოებში არსებული 112 და 60—65 მ სიმაღლის ტერასები, სადაც ქვედა ტერასა დათარიღებულია როგორც ხაზარული და შეიცავს *Didacna surachanica* Andr და *Didacna praeatrigonoides* Nalivk-ის წარმომადგენლებს.

აღნიშნული ტერასების ფაუნისტურ მასალებით დაკავშირება შესაძლებელი არ ხდება, რადგან თბილისის მიდამოების კონტინენტური ნალექების ტერასებში ამდგვარი არაფერი გვხვდება. სამაგიეროდ ამ ტერასების მორფოლოგიური შესწავლა ლაპარაკობს ლ. ვარდანიანის [3] გამოთქმული აზრის სასარგებლოდ.

მახათს და ლოტკინის ტერასების შემდეგ უფრო დაბალი ტერასები კარგად არის გამოსახული კუკიის სასაფლაოს, არსენალის გორას და ნავთლუდის მიდამოებში დამპალა — ს. ნოვო-ალექსეევკას ხაზზე, სადაც იგი გადადის ვრცელ ვაკეში. აღნიშნული ტერასა დაფარულია ნარიყალით. იგი მდებარეობს 490—510 მ აბსოლუტურ სიმაღლემდე (90—130 მ შეფარდებით სიმაღლე მტკვრის დონიდან).

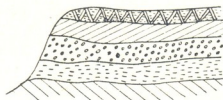
მდ. ორხევის ხევიში, ფორაქანთ ხევის და თეთრა ხეხების შეერთების მახლობლად, გამოშვლებულია 3—4 მ სისქის მტკიცედ შედუღაბებული ალუვიური კონგლომერატები, რომლებიც უშუალოდ არიან განლაგებული ეოცენურ ფლიშის ეროზიულ ზედაპირზე.





ეოცენურ თიხიან ფიქლებს და ქვიშაქვებს და ალუვიურ კონგლომერატებს შორის არსებობს თხელი ფხვიერი დელუვიური წარმოშობის თიხიან-ლორდიანი შუა შრე. ეს უქანასკნელი საყურადღებოა იმ მხრივ, რომ მასში ჯერ კიდევ ამ ორიოდ წლის წინათ და შემდეგ 1954 წლის ზაფხულზე ჩვენ მიერ შეგროვებულ იქნა ობსიდიანის პრიმიტიულად დამუშავებული იარაღების და ცხოველთა ძვლების ნაშთები. კულტურულ ფენაში ბლომად გვხვდება გაბნეული ხის ნახშირი, ნაცარი და დამწვარი ნიადაგის ნაშთები.

ასეთი ნახშირის შემცველი ფენები ხშირად გვხვდება აღმოსავლეთ საქართველოს ზედა მეოთხეულის ნალექებში, კერძოდ დელუვიურ ან ალუვიურ წარმოშობის თიხნარებში სხვადასხვა სიღრმეზე. ასეთივე შემთხვევები გვაქვს ალგეთის მარცხენა ნაპირზე და იაღლუჯის სამხრეთ ფრთაზე ჩამონადენ ხრამში, რომელზედაც ქვემოთ შევჩერდებით. ორხევის პრილი ამ მხრივ საყურადღებოა იმით, რომ აქ კულტურული ფენა მოთავსებულია ალუვიურ წარმოშობის მტკიცე კონგლომერატებს ქვეშ და ობსიდიანის იარაღის ნაშთები მიუთითებს მათ ადრე პალეოლითურ ხნოვანებისადმი. ან უკეთ რომ ვთქვათ, იმ დროზე, როდესაც იარაღის რეტუში ჯერ კიდევ არ იყო პირველყოფილი ადამიანის მიერ ათვისებული. ამდენად იგი შეიძლება მესტიერულზე ადრეული იყოს. აქ არსებული პირველყოფილ ადამიანის მატერიალური კულტურის ნაშთების პოვნის ფაქტი საყურადღებოა იმ მხრივაც, რომ აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე დღემდე ღია სადგომების არსებობა ცნობილი არ არის და მეორე

მხრივ, ამ ნალექების დათარიღებას მიეყვართ იმ დასკვნამდე, რომ დამპალა-  
 ნოვო-ალექსეევკას ტერასებზე ალუვიური ნალექების დაგროვება მომხდარა გა-  
 ცილებით გვიან ვიდრე განამარხებული პალეოლითური ნაშთები და შესაძლე-  
 ბელია მიეკუთვნოს ხაზარული პერიოდის დასაწყისს. დამპალა — ნოვო-ალექ-

სქემატური ჭრილი ორსკვის სკვაი  
 N° 10



-  თიხნარი
-  ალუვიური კონგლომერატი 3-35 მ
-  კულტურული უენიო ნახშირით, ობსიდიანის ჩარღვით  
და ძვლების ნაშთებით
-  კოცენური თიხები და კვამაკვები

სეევკას ტერასის გაგრძელებას ნავთლულის აღმოსავლეთით უნდა წარმოად-  
 გენდეს ქ. რუსთავის დასავლეთით, მაჰმადიანურ სასაფლაოს გორაზე საქაოდ-  
 გადარეცხილი ალუვიური ნალექები, მდ. მტკვრიდან 65—75 მ სიმაღლეზე. უფ-  
 რო მაღალი ტერასები (IV—V) დენუდირებულია და ჩათმის მიდამოებში გადა-  
 ებმიან სამგორის სამხრეთ პერიფერიულ ნაწილს. აღნიშნული ტერასული გო-  
 რიდან მკვეთრად გამოიყოფა ქ. რუსთავის ტერასული ვაკე, რომელიც ერთი-  
 მხრივ, შორს იჭრება ჩრდილოეთით და მეორე მხრივ, გრძელდება გარდაბან-  
 ფოილოს მიმართულებით. დენუდირებული III ტერასის შესატყვისად შეიძლე-  
 ბა ჩაითვალოს ს. გარდაბნის ტერასა, რომელზედაც გაშენებულია თვით სო-  
 ფელი.

აღსანიშნავია, რომ გარდაბნის ტერასა გადარჩენილია გადარეცხვას შვე-  
 რილი სერის სახით. მისი ზედაპირი მოსწორებულ სუსტად ტალღებრივ ხასი-  
 ათს ატარებს, რომელიც თანდათანობით იძირება აღმოსავლეთით. ტერასის  
 ქრილიში გაშიშვლებულია:

1. ნიადაგის ფენა;
2. რიყნარი, რომელშიაც გამოერევა მტკვრის რიყნარების დამახასიათე-  
 ბელი მასალა;

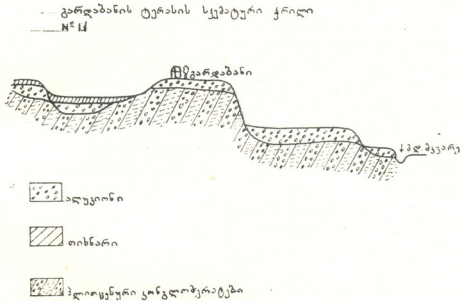
3. კონგლომერატი სუსტად შეცემენტებული — პლიოცენური.

გარდაბანს და ს. ჯანდარას შორის არსებობს ვრცელი ალუვიური ვაკე,  
 რომელიც წარმოადგენს რუსთავის ვაკე ტერასის გაგრძელებას და დაბლა მდე-  
 ბარეობს ს. გარდაბნის ტერასიდან 5—10 მ. ვაკის NO-თ, ს. ჯანდართან ამავე  
 სიმაღლით აზიდულია სოგორი, რომელზედაც გაშენებულია ს. ჯანდარი. არხის

წყალსაშვებთან არსებულ წისქვილთან ხელოვნურ გაშიშვლებაში კრილი შემდეგნაირ სურათს იძლევა:

1. ნიადაგის ფენა;
2. თიხნარი;
3. რიყნარი ალუვიური.

მასზე მიღებული თიხნარების სქელი ფენა და რუსთავის ტერასის ალუვიური ნალექები ატარებს დაგროვებითი ტერასის ხასიათს.



ს. ჯანდარის ტერასის (რიგით III ტერასი მტკვრის ზედაპირიდან) მორფოლოგიური ხასიათი მიუთითებს მასზე, რომ იგი უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენდა გარდაბნის ტერასის, რომლის გარეცხვაც მოხდა უფრო გვიანდელ პერიოდში.

მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე, ორთაქალიდან სოღანლულის ხიდამდე ტერასები მორფოლოგიურად ცუდად არის გამოსახული და გადარეცხილია. დანაწევრებული ტერასების ფრაგმენტები, ალუვიური ნალექების რიყნარი დაფარული დელუვიური თიხნარების სქელი „შლიეფებით“ გვხვდება თელეთის ქედის ჩრდილო კალთაზე, იქ სადაც ტყის ახალი ნარგავებია ჩაყრილი. მდინარის დონიდან 70—80 მ სიმაღლეზე. სოღანლულის რ/გზის სადგურის თავზე მტკვრიდან III ტერასის ნალექებში გაშიშვლებულია 2—3 მ სისქის რიყნარი. აღნიშნულ ტერასას ა. ჯანელიძე თვლის II ტერასად, მარიამის საყდრის გორის ძირად და სოღანლულის ტერასას თვლის პირველ ქალის ზედა ტერასად. ჩვენი აზრით, სოღანლულის ტერასი წარმოადგენს (მხედველობაში გვაქვს ძველი სოფელი) II ქალის ზედა ტერასას, ხოლო პირველი ქალის ზედა ტერასი გამომუშავებულია მდ. მტკვრის მარცხენა ნაპირზე, იქ სადაც ბორანთან საბჭოთა მეურნეობის ბინებია გაშენებული. მის გაგრძელებას სოღანლულის მხარეზე წარმოადგენს ძველ მეანდრული ქალისზედა პირველი ტერასი, სოფლის აღმოსავლეთით.

აღმოსავლეთით III ტერასის გაგრძელებას ვხვდებით მახარაძის სახელობის მეურნეობის ბინების თავზე იმავე 70—80 მ სიმაღლეზე მტკვრის დონიდან.

იაღლუჯას მიმართულებით III ტერასი თანდათანობით კარგავს თავის გამოსახულებას. წარმოდგენილია დაბალი მოგლუვებული ბორცვების სახით ან გადაფარული ფვარალექებით, ხოლო რუსთავის პირდაპირ მტკვარი აწყდება მარჯვენა ნაპირს, აჩენს ფლატეებს და ტერასებიც სავსებით გარეცხილია.

საყურადღებოა, რომ იაღლუჯას აღმოსავლეთით მდ. ხრამის ხილამდე, თბილისის, რუსთავისა და სოლანლულის მიდამოებში არსებული ტერასების რიგი და მათი შეფარდებითი სიმაღლეთა სხვაობანი სავსებით დარღვეულია და მტკვრის მარჯვენა მხარეზე სულ სხვა მორფოლოგიური სურათი ვითარდება. საერთოდ, აღიარებულია, რომ მდინარეების ხრამისა და ალგეთის ქვემო დინებაზე მეოთხეულ მანძილზე ადგილი ჰქონდა ტერასების დაძირვას, რითაც აიხსნება აღმოსავლეთით მათი სიმაღლის თანდათანობითი დაკარგვა [3, 12, 16]. ამასთანავე მკვლევრების თითქმის უმეტესობა ხრამსა და ალგეთის ქვემო დინებაზე აღნიშნავენ მტკვრის სამი ტერასის არსებობას. ასეთი ტერასული საფეხურები მტკვრის მარჯვენა მხარეზე იაღლუჯას და ხრამს შორის საერთოდ სუსტად არის გამოსახული. მტკვარი რეცხავს ზედა პლიოცენურ ზღვიურ ფხვიერ ნალექებს. მტკვრისკენ მეტწილად განვითარებულია ფლატეები.

მტკვრის მარჯვენა მხარეზე ალგეთის შესართავის სამხრეთით 3—4 კმ დაშორებით არსებობს ლოკალური ქალის ზედა ტერასი სიმაღლით 3—4 მ. ტერასი ვრცელდება 1,5—2 კმ მანძილზე 300—450 მ სიფართით და ისოლება აქვე მდინარის დონიდან 10—12 მ სიმაღლეზე. გამოიყოფა სუსტად გამოსახული საფეხური, რომლის თავზე აღმართულია 15—20 მ სიმაღლის ფლატე ხრამ-ალგეთის წყალგამყოფი ვაკისა. ამრიგად, მტკვრის ტერასების სამი საფეხური, რომელსაც აღნიშნავდა ა. რეინჰარდი და სხვა მკვლევარებიც მდ. ხრამის ქვემო დინებაზე, იაღლუჯას და ხრამს შორის არსად არის მკვეთრად გამოსახული. როგორც ჩანს, აღნიშნული ქალისზედა დაბალი ტერასული საფეხურები მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე გამოუმუშავებულია ხვალისკუთრი საუკუნის შემდგომ დროში (ჰოლოცენში). მანამდე მტკვარი მიემართებოდა ხეობის ჩრდილო ნაწილის გასწვრივ, სადაც მორფოლოგურად უკეთ არის გამოსახული ტერასული საფეხურები.

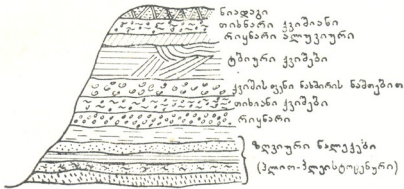
ტერასული საფეხურები განვითარებულია თვით ალგეთის და ხრამის ხეობებშიც. ქვემო წელში ასეთი ტერასების სამი საფეხური ჩაჭრილია ზედაპლიოცენურ ზღვიურ თიხებსა და ქვიშაქვებში.

მდ. ალგეთის ქვემო წელში, შესართავიდან 2—3 კმ მანძილზე, ხეობის ორთავ მხარეზე კარგად გამოიყოფა ტერასების სამი საფეხური. I 4 მ, II 10—12 მ და III 25—30 მ სიმაღლეზე. ეს უკანასკნელი შედგება პლიოცენური და ბაქოური თიხების და ქვიშებისაგან. იგი ზემოდან გადაფარულია თიხნარების 5—6 მ სისქის ფენით, რომელშიაც მოთავსებულია განამარხებული ნიადაგის ფენა. ალგეთის მარცხენა მხარეზე — III ტერასაზე — გაშენებულია ს. ქესალო. მარჯვენა ნაპირზე იმავე ტერასაზე, სასაფლაოსთან კრილში შიშვლდება მოყვითალო ფერის საშუალო მარცვლოვანი ტბიური ქვიშები. კარიერის ხელოვნურ გამიშვლებაში 6—7 მ სიღრმეზე კრილში ზევიდან ქვეით წარმოდგენილია: (კრილი 12).

1. ნიადაგის ფენა;
2. ქვიშიანი თიხნარები;
3. წვრილი ნაგორები ქვები (კენჭნარი და რიყნარი);
4. ტბიური ქვიშები, ზოგჯერ ხლართულ-შრეებრივი.

3—4 მეტრის სიღრმეზე ტბიურ ნალექებს შორის არსებობს 10—20 სმ სისქის ფენა, რომელიც შეიცავს ხის დამწვარ ნახშირს. ტბიური ნალექები, რომელზედაც განლაგებულია ალუვიური კენჭნარი, თავის მხრივ თავზე ადევს აფშერონულ და ბაქოურ ზღვიურ ნალექებს. ანალოგიურ სურათს ვხვდებით ს. ოფრეთის მიდამოებში, სადაც ტბიური ნალექები, ხრამ-ალგეთის შესატყვის

ტბიური ნალექების სქემატური კრილი ალგეთის პარკვენა ნაპირზე (მუსულმანურ სასაფლაოსთან)  
**№12**



ტერასაზე აღწერილი იყო ნ. კანდელაკის მიერ. აღმოსავლეთით აღნიშნული ტერასი ვრცელდება მდ. ხრამის მარცხენა ნაპირამდე და წარმოადგენს მდინარეთა წყალგამყოფს.

მდ. ხრამის მარჯვენა ნაპირზე, ხიდის სიახლოვეს, შესართავისაკენ კარგად არის გამოსახული II ტერასული საფეხური, მარცხენაზე II ტერასი წყდება მექრთამეობის ფერმასთან და შესართავთან მხოლოდ ქალის ტერასა და შემდეგ III ტერასი ფლატის სახით ეშვება.

საყურადღებოა, რომ ზღვიურ თიხებს და ქვიშაქვებს თავზე ადევს ალუვიური რიყნარი, რომელსაც ზემოთ მოსდევს 15 მ სისქე ქვიშიანი თიხნარები გაყოფილი ორი განამარხებული ნიადაგის ფენით. ბუნებრივია ვიფიქროთ, რომ აფშერონულ-ბაქოური ზღვის რეგრესის შემდეგ, რომელსაც ხრამი ერთოდა, დაილევა ჯერ ალუვიუმი, შემდეგ ალბათ მოხდა მისი გადანაცვლება და ქალაზე განვითარდა ნიადაგსაფარი, ხოლო შემდგომში ისევ განმეორდა ასეთივე პროცესი.

თუ ზღვიურ ნალექებს ჩავთვლით აფშერონულ და ბაქოურად (დაუნაწილებლად, რადგან ნალექები თანხმობით გადადის ერთი მეორეში), ბუნებრივია დაუშვით, რომ ხრამ-ალგეთის III ტერასი და საერთოდ წყალგამყოფ ტერასულ ვაკეზე არსებული კონტინენტური ნალექები და რელიეფი ეკუთვნის ხაზარულ საუკუნეს.

ალგეთის დასავლეთით, ს. ილმაზლოს და ქესალოს შორის არსებობს ძველი ხეობის ნაშთი, რომლის წარმოშობაზე ქვემოთ შევჩერდებით. საყურადღებოა, რომ ამ ძველ ხეობაში კარგადაა გამოსახული ორი ტერასული საფეხური 8—10 და 25—30 მ სიმაღლეზე, ამ უკანასკნელზე ერთი მხრივ გაშენებულია ს. ქესალო და მეორე მხრივ, ხეობის ჩრდილოეთ ნაპირზე, ს. ილმაზლი. როგორც აღვნიშნეთ, ამ სოფელთან არსებული დოლერიტული ლავების გამოსავ-



ლები დაფარულია 2—3 მ სისქის ალუვიუვიონით. ალუვიონში გვხვდება ანდეზიტი, ბაზალტების, კირქვების და გრანიტების ქვარგვალეები. ალუვიონის პეტროგრაფიული შემადგენლობა აშკარად მიუთითებს, რომ იგი ალგეთის მიერ არის მოტანილი. ს. ქესალოდან მტკვრამდე ალუვიონი გადარეცილი უნდა იყოს და უკანასკნელი დროის წარმოშობის თიხნარების და განამარხებულ ნიადაგის ქვეშ უშუალოდ გამოდიან ზღვიური ნალექები. ალუვიონის აქ დალექვა, ბუნებრივია, წარმოებდა ხანგრძლივ დროის მანძილზე, ზღვის უბიდან განთავისუფლების შემდეგ და ასაკობრივად უნდა ეკუთვნოდეს ხაზრულ საუკუნეს.

ტერასები უკეთ არის გამოკვეთილი მდ. ხრამის აღმა და მათი შეფარდებითი სიმაღლეც მატულობს.

ვ. ჩიკოტიე ხრამზე და ალგეთზე აღნიშნავს ტერასების 5 საფეხურს.

ს. სანდართან დასახელებული ავტორის მიერ ტერასები აღნიშნულია 2—5, 10—12, 30—50, 58—80 და 180—200 მ. პირველ სამ ტერასს იგი აღნიშნავს მარნეულის ვაკის ფარგლებში. IV და V ტერასა მის აზრით აღნიშნება იაღლუჯას სამხრეთ კალთაზე და შედგება მტკიცე კონგლომერატებისაგან, ამავე აზრს იზიარებს პ. გამყრელიძე და ვ. ედილაშვილი. ორი უკანასკნელი ტერასული საფეხურის არსებობა უთუოდ ეჭვს იწვევს და მოითხოვს დამატებით შემოწმებას. კონგლომერატები, რომელიც იაღლუჯის სამხრეთ კალთაზე შიშვლდება, ზოგიერთ მოსწორებულ დენუდირებულ საფეხურებს ქვეშ, ალუვიური წარმოშობისა არ არის.

რაც შეეხება ქვედა საფეხურს, იგი მართლაც გამოსახულია მარნეულის აღმოსავლეთით და დასავლეთითაც ერთი მხრივ ხრამის და მეორეს მხრივ ალგეთის ხეობაში.

მდ. ხრამზე ასეთი საფეხურები არსებობს ს. მულანლოს და ს. ლაჩდას შორის. ს. მულანლოსთან, ხრამის მარცხენა ნაპირზე, ჭალის ტერასის შემდეგ სხვა საფეხურები გარეცხილია და 40—50 მ ქარაფში გაშიშვლებულია (ზევიდან ქვეით):

1. ქვიშიანი თიხები მცენარეთა დეტრუსებით,
2. განამარხებული ნიადაგი,
3. ქვიშიანი ფენობრივი თიხა,
4. განამარხებული ნიადაგი,
5. ქვიშიანი თიხები,

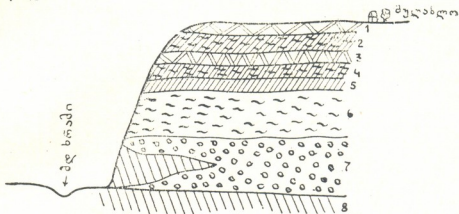
6. განამარხებული ნიადაგი გოროხოვანი სტრუქტურით, მცენარეულობის და ხის ნახშირის ნაშთებით.

ქვემოთ მას მოსდევს ფურცელა ქვიშიანი თიხები და მიკროკონგლომერატი, რომლის ხილული სისქე დაფარულია დელუვიური „შლიფით“ (იხ. კრილი 13).

თუ ჩვენ აღნიშნულ კრილს შევადარებთ ხრამის შესართავის მარცხენა ნაპირის კრილს, რომელიც ზღვიურ ნალექებს ადევს თავზე განამარხებული ნიადაგების ჰორიზონტებით, მაშინ მათი მსგავსება აშკარა ხდება. რაც შეეხება მულანლოს მიდამოებში არსებულ განამარხებულ ნიადაგის ქვედა, მესამე ჰორიზონტს, მისი ასაკი შედარებით უფრო ადრინდელი უნდა იყოს ვიდრე ზედა განამარხებული ნიადაგების ჰორიზონტებისა (ხრამის შესართავს და მულანლოსთან) იმდენი დროით, რამდენიც საჭირო იყო ხრამის ქვემო დინებაზე ზღვისგან ხმელეთის საბოლოოდ განთავისუფლებისათვის.

ხრამ-ალგეთის გამყოფ ვაკეზე, რომელიც ზემოთ მოყვანილ მოსაზრებათა გამო შეიძლება მიჩნეული იქნეს ხაზარულ დროისად, ალუვიური ნალექები გადარეცხვას გადაარჩენილია ს. ბოდორა-მირზოევკას გზაზე, 350—360 მეტრის

სკეპატური ქრილი ს. მულანლოსთან  
№ 18



აბსოლუტურ სიმაღლეზე (ანეროიდით). გზის პირად ხელოვნურ გამიშვლებაში მოჩანს 1—1,5 მ სისქის რიყნარი, გადაფარული 0,5—0,6 მ სისქის ქვიშებით და ქვიშნარებით.

ს. მარნეულიდან — ს. არუხლომდე ხრამის მარცხენა ნაპირზე განვითარებულია ვრცელი ალუვიური ქალის ზედა I ტერასი. უფრო მაღალი ტერასები ამ მონაკვეთზე წარმოდგენილი არ არის. მაღალი ტერასების ფრაგმენტებს ვხვდებით მხოლოდ ს. არუხლოს მიდამოებში ვიდრე მდ. ხრამი შევიწროებული ბაზალტური ლავებით, გამოვა არუხლოს გაშლილ ვაკეზე. ს. არუხლოს ხიდის ზემოთ მდ. ხრამი გაედინება კანიონის მაგვარ ხეობაში, სადაც ბაზალტების სისქე 100—150 მ აღემატება. ტერასები ფრაგმენტალურად არის წარმოდგენილი მდინარის ორთავ ნაპირზე. I ტერასი — 3—5 მ, II 15—20 მ და II 30—35 სიმაღლეზე მდ. მარცხენა ნაპირზე ძველი ეკლესიის ნანგრევებთან. ალუვიური ნალექების სისქე 2—3 მ არ აღემატება.

ხიდის მახლობლად, გზატკეცილის გასწვრივ ქრილში კარგად არის გამოშვებული ქვივიდან ზევით:

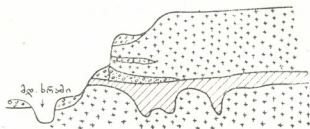
1. ლავური ნაკადი,
2. ლავებისგან დამწვარი მოწითალო ალუვიურ-დელუვიური თიხები, განლაგებული ეროზიულ ზედაპირის მქონე ლავებზე,
3. ლავური ნაკადი,
4. რიყნარი,
5. ლავური ნაკადი.





ლავების ქვეშ მოთავსებული მდინარეული რიყნარი მდებარეობს 15—20 მ სიმაღლეზე მდინარის დონიდან.

საფიქრებელია, რომ სამი ტერასული საფეხური, გამომუშავებული ლავურ ნაკადებში ს. არუხლოს გამოსავალში, შედარებით ახალგაზრდა წარმოშობისა არიან, მათი ჩაჭრა წარმოებდა ლავური ნაკადებისაგან ძველი, პალეო ხრამის ხეობის ამოვსების შემდეგ და, ამდენად, ისინი ზედამეოთხეულ დროს შეიძლება მიეკუთვნონ.

ხაზარული დროის შესატყვის ალუვიურ ნალექებს შესაძლებელია ეკუთვნოდეს ლავურ ნაკადებს შორის არსებული ალუვიური რიყნარი, ხოლო ბაქოურს კი დამწვარი დელუვიური თიხების ჰორიზონტი, მოქცეული ლავურ ნაკადებს შორის. ამრიგად, ის ლავური ნაკადები, რომლებიც დაძირულია ან დაფარულია

ტექნატური ქრილი სარუხლისთან  
 №14



-  ალუვიონი ( $Al_3$ )
-  ლავებს ქვეშ დაბრახული ალუვიონი ( $Al_2$ )
-  თიხები-დამწვარი ( $Al_1$ )
-  ბაზალტური ლავა

ხრამის ეხლანდელი ხეობის I ტერასის ალუვიონის ქვეშ და გაგრძელებას პოულობს არუხლოს და მაშავერას ხეობას შორის ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე. იღმაზლომდე, გაცილებით ადრეულ, ყოველშემთხვევაში, ქვედა პლიოცენურ დროის წარმონაქმნებს წარმოადგენს. ზედა პლიოცენური და ბაქოური დროის ლავური ნაკადების მიერ გადაფარულ იქნა ადრეული ლავებზე განვითარებული დელუვიური თიხები, ხოლო მომდევნო ნაკადმა დაფარა მათზე განლაგებული ალუვიური რიყნარები. ამ მიზეზით შეიძლება აიხსნას, რომ ხრამის და მაშავერას ხეობებში — მის შუა და ზემო დინებაზე — ტერასების რიგი და სიმაღლე ხშირად არ შეესაბამება ქვემო დინებაზე არსებულ ტერასებს. თუ ქვემო დინებაზე ტერასები განიცდის დაძირვას, მაშინ ზემო წელში ტერასების შეფარდებით სიმაღლე უნდა მატულობდეს. მდინარეების ხრამის, ყარა-ბულახის (შურთაკეთის) და მაშავერას ხეობების და მათ შენაკადების ზემო წელში ხვალისკურზე ადრეული ტერასები და ალუვიურ-ტბიური ნალექები მოქცეულია ზედა მეოთხეულის ლავურ ნაკადების ქვეშ და ძველი ხეობები მეტწილად ამოვსებულია ხვალისკური ვულკანური ამონთხევეების ლავებით, რომელშიაც ხელახლა მოხდა ხეობების გაღრმავება და ჩაჭრა.

**ზედა მეოთხეულის** — ხვალისკური დროის შესატყვისი ნალექების გენეტიური ტიპების შესწავლა და მათი გავრცელების არეების დადგენა შედარებით უკეთ არის მოსახერხებელი.

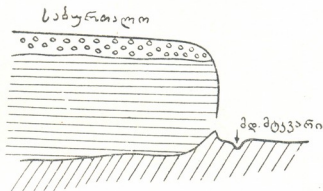
ამ დროის ალუვიური ნალექები კარგად არის შემონახული მტკვრის, ალგეთის და ხრამის ტერასებზე.

თბილისის მიდამოებში, მახათის, ლოტკინის და არსენალის გორის შემდეგ, ამორფოლოგიურად ყველაზე უკეთ გამოსახულია საბურთალო-ვაკის და ავლაზ-

რის ტერასები. საბურთალოს ტერასის სიმაღლე მტკვრის დონიდან 50—60 მ აღწევს. ასეთივე სიმაღლეს აღწევს ავლაბრის ტერასი.

საბურთალოს ტერასის გეოლოგიური ქრილი კარგად არის შესწავლილი და ცნობილია, რომ აქ ეოცენურ ქანებზე უშუალოდ განლაგებულია ათეული მეტრის სისქის ტბიური ზოლიანი თიხები, ზემოთ ტბიური თიხები მთავრდება მტკვრის ალუვიური რიყნარით, რომელიც ზოგჯერ მტკიცედ არის შეცემენტებული და წარმოქმნიან კონგლომერატებს. კონგლომერატების სისქე ანაგის ქუჩის ჩრდილოეთით 5—7 მ აღწევს. ტბიური ზოლიანი თიხები ღარიბია ფაუნის ნაშთებით, მასში დ. მშვენიერაძის მიერ ნახული თევზის *Teleostei*-ს ნაშთები არ იძლევა ნალექების დათარიღების საშუალებას. საბურთალოს ალუვიურ ნალექებიდან ცნობილია სპილოს ბარძაყის ძვლის ნაწილი<sup>1</sup>, რომელიც დღემდე აღწერილი არ არის. ყოველ შემთხვევაში, იგი მიუთითებს იმაზე, რომ საბურთალო-ვაკის ალუვიური ნალექები უკანასკნელი გაყინვარების ეპოქას უნდა ეკუთვნოდეს.

### ტბიური ნალექების სქემატური კრილი საბურთალოზე № 15



მტკვრის მარცხენა ნაპირზე ამ დროის შესატყვისი ალუვიური ნალექები წარმოდგენილია ღრმა-ღელეს და ავჭალას შორის, — ავჭალის გზატკეცილის ჩრდილო-აღმოსავლეთით განლაგებულ გორაკებზე.

საბურთალო-ვაკის შესატყვისი ალუვიური ტერასი მტკვრის მარცხენა ნაპირზე შესატყვისება ავლაბრის ტერასის ალუვიურ ნალექებს. აღმოსავლეთით ავლაბრის ტერასის გაგრძელება განიცდის თანდათანობით დადაბლებას — ალუვიური და დელუვიური ნალექებით დაფარული მამუკაანთ სოფლის უბანი და სოღანლუღის მეურნეობის (მტკვრის მარცხენა ნაპირზე) დასახლებული პუნქტის თავზე არსებულ ვრცელ II ტერასაზე (ორხევის მარცხენა ნაპირზე). ტერასაზე არსებულ ხელოვნურ შურფებში (დასახლებული პუნქტის თავზე) მოჩანს: 1. თიხნარი თაბაშირიანი — 1,5—2 მ, 2. ქვიშა — 0,5 მ; 3. თიხნარი — 4—5 მ; 4. ალუვიური რიყნარი — 1,0 მ, 5. ქვიშა — 0,5 მ.

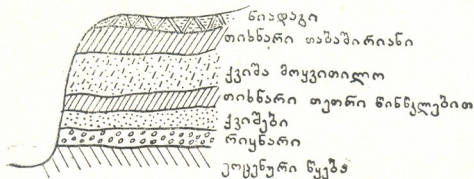
ამავე ტერასაზე (ბაქოსკენ მიმავალ რ/გზის ხიდის ქვემოთ), ორხევის ნაპირებზე, ხევის მარჯვენა მხარეზე გაშიშვლებულია: 1. თიხნარი თაბაშირიანი,

<sup>1</sup> იხილება საქართველოს სახ. მუზეუმის გეოლოგიურ განყოფილებაში.

2. მოყვითალო ქვიშა, 3. თიხნარი თეთრი წინწყლებით და ხის ნახშირის ნაშთებით, 4. ქვიშები, 5. რიყნარი.

რიყნარის თავზე განლაგებული თიხნარების და ქვიშის ფენების სისქე 4—5 მ აღწევს. ჩრდილოეთით ქვიშების სისქე მატულობს. ორხევის გასწვრივ აღნიშნული ტერასის ნალექებში ხშირად გვხვდება ხარის კბილები და კილური

საქართველოში ტრასის რუსთავის რაიონის გზის ჩრდილოეთით  
N16



ძვლების ფრაგმენტები. ადგილ ველს და ს. ახტალას შორის II ტერასი თანდათან ისოლება, წარმოდგენილია ვიწრო დანაწევრებული მწკრივის სახით და ისევ იწყებს გაშლას რუსთავ-გარდაბნის მიდამოებში ვრცელი ტერასის სახით, სადაც ალუვიური ნალექების სისქე უკვე ათეულ მეტრს აღემატება. ალუვიური ნალექების სისქე რუსთავიდან თანდათანობით მატულობს ს. ვოვიკოვის მიმართულებით და, როგორც ზემოთ გეჟონდა აღნიშნული, 40 მ აღემატება. საფიქრებელია, რომ აქ ხანგრძლივი დროის განმავლობაში, ხაზარულ საუკუნის შემდგომ წარმოებდა აკუმულაციის პროცესები მტკერის ხეობის აღმოსავლეთ ნაწილს თანდათანობით გაღუნვასთან ერთად.

აღმოსავლეთით რუსთავ-გარდაბნის ვრცელი ტერასი უშუალოდ გადაემის ფოილო-აქსტაფის ტერასებით ყარაჯის ტერასებს. ლ. ვარდანიანის აზრით, მინგეჩაურს და თბილისს შორის არსებული 35—40 მ და 25—30 მ სიმაღლის ტერასები ვერმულ (ხვალისკურ) დროს უნდა ეკუთვნოდნენ. ამის საბუთად შეიძლება მიჩნეულ იქნეს ის, რომ ყარაჯის მთის მიდამოებში (მინგეჩაურის დასავლეთით) ქვიშებისგან აგებულ 30—35 მ ტერასაზე ს. ლუკაშვიჩის მიერ [10] აღნიშნული იყო ხვალისკური ფაუნა:

*Didacna praetrigonoides* Nalivk. et Anis. D. *trigonoides* Pall., D. cf. *pyramidata* Grimm, *Monodaena* cf. *Caspia* Eichw., *Dreisensia polymorpha* Pall., Dr., *polymorpha* var. *fluviatilis* And. და სხვა.

ამრიგად, ხვალისკურ საუკუნეში ზღვის არსებობა ყარაჯის მთის დასავლეთითაც [27], ოორ-ალაზნის შესართავამდე ერთი მხრივ და მტკერის ხეობაში ამავე სიმაღლემდე მეორე მხრივ, შეიძლება ექვს აღარ იწვევდეს. მდ. ხრამზე და ალგეთზე ხვალისკურის ალუვიურ ტერასებს შესაძლებელია ეკუთვნოდეს 10—12 მ სიმაღლეზე არსებული ტერასები შემდგარი თიხიანი ქვიშების, მოყვითალო მკვრივი ქვიშების, ხლართული ქვიშების და ხენიჭნარის შუაშრისაგან. ალგეთის მარცხენა ნაპირზე ალუვიურ თიხიან ქვიშნარებში (8—10 მ სილ-

არმეზე) გვხვდება ხარის ძვლების ფრაგმენტალური ნაშთები, რომელიც საკმაოდ არჩაულ სახეს ატარებს.

მდ. ხრამის მარჯვენა შენაკად დებედას ზემო წელში, მდ. პამბაკის 40 მ სიმაღლის ტერასაზე ს. ნალბანდიანთან კ. პაფენპოლცის [11] მიერ აღნიშნული *Elephas primigenius* ეკუთვნის ხვალისკურ (ვურმულ) საუკუნეს. მდ. დებედას დინების დაღმა, ხრამის მიახლოებისას აღნიშნული ტერასი განიცდის თანდათანობით დადაბლებას და გადებმის მის II ტერასას.

საერთოდ შესამჩნევია, რომ ხვალისკური დროის შესატყვისი ტერასები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ და მასში ალუვიური ნალექებიც მძლავრად არიან წარმოდგენილი. ტერასების დიდი სივრცე და ალუვიონის სიმძლავრე მიუთითებს იმაზე, რომ ამ დროში მდინარეთა წლის მასა ვაცილებით მეტო იყო და მტკვარი ხანგრძლივი დროის მანძილზე განიცდიდა ხეტიალს, რის გამოც გამომუშავებულ იქნა ვრცელი ვაკე ტერასები.

რაც შეეხება უკანასკნელი გაყინვარების შემდგომ ანუ ხვალისკურის შემდგომ ალუვიურ ნალექებს, ის საყოველთაო გავრცელებას პოულობს მტკვრის ხეობაში ქალის და ქალის ზედა დაბალ ტერასებზე, რომლებიც მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ.

ასეთ ალუვიურ ტერასებს მიეკუთვნება დიდმის ვაკის და ს. ავჭალის ტერასები, დიდუბე-პლენხანოვის გამზირის ტერასა. აღნიშნული ტერასი მტკვრის მარცხენა მხარეზე წყდება მეტეხის ციხესთან და მარჯვენა მხარეზე ფრაგმენტალურად არის წარმოდგენილი ბალნეოლოგიური კურორტიდან ავტო-საკონტროლო პუნქტამდე, რომლის შემდეგ ალუვიური ნალექები გადაფარულია დელუვიური შლეიფებით სოღანლულის ხიდამდე. მტკვრის მარცხენა მხარეზე ტერასი ისევ იწყებს განვითარებას სოღანლულის ხიდის პირდაპირ არსებულ ძველ ეკლესიასთან, სოღანლულის მეურნეობის დასახლებულ პუნქტთან და ვრცელდება ს. ახ-თაქლისკენ. მარჯვენა მხარეზე შესატყვის ტერასების ალუვიური ნალექები მძლავრად არიან წარმოდგენილი ს. სოღანლულის მიდამოებში. რუსთავის მიდამოებში მას უნდა უთანაბრდებოდეს რუსთავის ციხის გორის სიმაღლის შესატყვისი, ქალაქის სამხრეთ პერიფერიული ნაწილი. ს. ტატინაოვკის მიდამოებში თელის კორამებიანი ტერასი, რომელიც 4—5 მეტრით არის გამოყოფილი თვით სოფლის ტერასიდან. პოლოცენური დროის ტერასები მტკვრის აღმა გვხვდება 8—10 მ სიმაღლეზე და ზოგჯერ მეტიც. თბილისიდან აღმოსავლეთით ისინი თანდათან განიცდიან დადაბლებას და ჩამოდიან 4—8 მეტრის სიმაღლემდე. უფრო დაბალი ქალის ტერასზე ჩვენ აქ აღარ შევჩერდებით. აღვნიშნავთ მხოლოდ რომ უკანასკნელი გაყინვარების დროის შემდგომ ტერასებზე — საყოველთაოდ გვხვდება არქეოლოგიური ნაშთები ადრე ბრინჯაოს ხანიდან მოყოლებული (პირველ ათასეული წლიდან ჩვენ წ. ა.) საშუალო საუკუნის ნაშთების ჩათვლით.

ტერასების მორფოლოგია და ალუვიონის (3—4 მ და ზოგჯერ მეტიც) სისქე, ზოგჯერ გადაფარული საკმაოდ სქელივე თიხნარებით, მიუთითებს, რომ უკანასკნელი გაყინვარების ან ხვალისკური საუკუნის შემდგომ მნიშვნელოვან კლიმატურ და მორფოლოგიურ ცვლილებებს უნდა ჰქონოდა ადგილი, რათა მომხდარიყო გამომუშავება ისეთი ვრცელი ტერასებისა, როგორც არის დიდმის ვაკე და სხვა მისი შესატყვისი ვაკეები.

**დელუვიური და დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები:** მეოთხეული დროის დელუვიურ და დელუვიურ-პროლუვიური (დვარანალექები) ნალე-

ქების გენეტური ტიპების გამოყოფა მათი ლითოლოგიური გრანულომეტრიული შემადგენლობის მიხედვით, შედარებით სირთულეს წარმოადგენს. მეტწილად დელუვიურ და დელუვიურ-პროლუვიური ნალექების განვითარება წარმოებს იმ დროიდან, როდესაც რელიეფის ფორმების პირვანდელ გაფორმებასთან ერთად იწყება მათი გამოფიტვა და დენუდაცია—ჩამორეცხვა. ამიტომაც ცალკეულ ადგილებში დელუვიური ნალექების შლეიფები შესაძლებელია ასაკობრივად (თუ ამის შესაფერი მორფოლოგიური პირობები არსებობს, ტაფობების სახით) არსებობდეს და ვითარდებოდეს ადრეული გეოლოგიური პერიოდებიდან დღემდე.

ქვემო ქართლის ვაკე ნაწილისა და მის ირგვლივ მდებარე ქედების კალთებზე დელუვიური ნალექების განვითარება, ექვეს გარეშეა, დაიწყო მას შემდეგ, რაც ზღვის წყლიდან განთავისუფლებულ და აზვევებულ იქნა იალღუჯას, თელეთის და უდაბნო-ყარათას ქედები.

განამარხებული ფაუნის ნაშთები, რომლებიც მეოთხეული დროის დელუვიური ნალექების გამოყოფისა და დათარიღების საშუალებას მოგვცემდნენ, სამწუხაროდ, იშვიათად გვხვდება. ეს გარემოება კი აძნელებს ნალექების ასაკისა და რელიეფის განვითარების ისტორიული გზების დადგენას.

მტკვრის მარცხენა მხარეზე დელუვიური და დელუვიურ-პროლუვიური წარმონაქმნები მნიშვნელოვან განვითარებას პოულობს უდაბნოს, ყარა-თაფასა და ახაშენის ქედების სამხრეთ და ხევების კალთებზე. დელუვიური ნალექების წარმოშობა ძირითადად დაკავშირებულია მიოპლიოცენური კლასტიური ქანების დამლასთან შედარებით მშრალი ჰაეის პირობებში.

უდაბნოს ქედის სამხრეთ კალთაზე გაშიშვლებულია ქვედა და შუა სარმატული ქვიშაქვები, მომწვანო ან მოწითალო ფერისა და ქვიშიანი თიხები, რომლებიც ადვილად ემორჩილებიან გამოფიტვის პროცესებს, რის გამოც ქედის კალთების ქვემო ნაწილში განვითარებულია დელუვიური შლეიფები. მათი სისქე ზოგჯერ 10—15 მ აღემატება. საყურადღებოა, რომ ასეთ დელუვიურ „შლეიფებში“, რომლებიც ბლომად შეიცავენ თაბაშირის მარილებს, ადგილი აქვს სუფოზურ მოვლენებს. მარილების ჩარეცხვის შედეგად მათში წარმოებს თიხის-ქარსტების განვითარება. უდაბნოს ქედის სამხრეთ კალთაზე დელუვიოზონი შედგება თიხების, ქვიშიანი თიხების და ქვიშაქვების ღორღისაგან. ასეთივე ხასიათის მხოლოდ უფრო მცირე სიმძლავრის დელუვიური ნალექების, გავრცელებას აქვს ადგილი ახაშენის ქედის სამხრეთ კალთაზე. ყარა-თაფის და სამგორის ველის სამხრეთით სერების კალთებზე დელუვიური ნალექები მეტწილად წარმოდგენილია დაშლილი რიყნარებით, რომელშიაც გამოერევა თიხის ლინზები. ნალექები განვითარებულია მიოპლიოცენური კონგლომერატების დაშლის და მეორად გადაადგილების ხარჯზე.

ქვემო ქართლის აღმოსავლეთ ნაწილში, გავრცელების მხრივ, განსაკუთრებით ყურადღებას იქცევს დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები წარმოდგენილი ქედების, სერების, ტერასების კალთებზე და მშრალ ხევებში. მართალია ასეთი ნალექები არ წარმოგვიდგება ერთი მთლიანი საფარის სახით, მაგრამ მათი სისქე ზოგჯერ ორიოდე ათეულ მეტრს აღემატება. თბილელის ხევის ნაპირზე გაშიშვლებულია 20 მ სისქის დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები (ხევიდან ქვეით):

1. თიხები, მოწითალო, მძიმე გორბოვანი,
2. ქვიშიანი თიხები,

3. რიყნარის, ზოგჯერ წვრილი კენჭნარის ლინზა;
4. ქვიშიანი თიხები;

5. თხელფურცელა თიხები ქვიშის შუამრეებით ცულად<sup>1</sup> დაცული ფაუნით. თეთრი უდაბნოს მიმართულებით დელუვიური და ღვარნალექების სისქე 10—12 მ აღწევს და წარმოდგენილია თიხებით, ღორღით და რიყნარების მორიგეობით. ამგვარი ნალექების სქელი წყება გასდევს მდ. ჯანგირის ხეცს და მაქსიმალურ განვითარებას პოულობს მის ზემო წელში, აგრეთვე ჯეირანველის ტაფობში, თათრების სერის სამხრეთ კალთაზე, სადაც ნორიოსკენ თბილისიდან მიმავალი გზა გადაკვეთავს პატარა უღელტეხილს.

დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები განსაკუთრებით კარგად არის წარმოდგენილი თბილისის მიდამოებში. ჩვენ აქ აღარ შევეხებით ქ. თბილისის ფარგლებში გავრცელებულ ნალექებს, რომელთა სისქე ზოგჯერ ათეულ მეტრებით განიზომება (ვაკის სასაფლაოს, სტუდენტთა ქალაქის დასავლეთით, მამადავითის აღმოსავლეთ კალთებზე, ვაკის ძველი აგურ-ქარხნიდან მოყოლებული სოლოლაკის ხევამდე და მტკვრის მარცხენა ნაპირზე კუკიის სასაფლაოს მიდამოებში, სამასი არაგველთა ქუჩის და არსენალის გორის მიდამოებში). აღნიშნავთ მხოლოდ, რომ მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე, დელუვიურ-პროლუვიური ნალექების სქელი წყება შერჩენილია თელეთის ქედის კალთების აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე, სოღანლუღის შორა გზის სერპენტინამდე, სადაც დელუვიურ-პროლუვიური ნალექების სისქე 10—15 მ აღწევს. ნალექები მეტწილად წარმოდგენილია თიხნარების, ლიოსისებური თიხების და ღორღის სახით. სოღანლუღის ბაზალტების გამოსავლების მახლობლად, კარნიზების ძირად განვითარებულია ქვის ნაწვავები.

დელუვიური და ღვარნალექების სქელი „შლიეფი“ ეკვრის თელეთის და კოჯრის ქედების სამხრეთ კალთებს, ს. ქვემო თელეთსა და პატარა ენაგეთს შორის. 3—5 მ სისქის დელუვიური და ღვარნალექები განვითარებულია სს. ქ. თელეთის, ახალსოფლის, წალასყურის, ზ. თელეთის, კუმისის, ვაშლოვანის, ბორბალოს, მუხათის და სხვათა მიდამოებში. დელუვიური და ღვარნალექები მეტწილად წარმოდგენილია ღორღით და თიხნარებით, რომელშიც გამოიყვება ქვარგვალეიტ. ეს ნალექები კოდა-წალასყურის ვაკეებზე გადაფენილია უფრო ადრინდელ ალუვიურ და ღვარნალექებზე და ამიტომაც უფრო ახალგაზრდა ხნოვანებისა უნდა იყოს.

დელუვიურისა და ღვარნალექების მიერ ძველი ალუვიურ-პროლუვიური ნალექების დაფარვის ტიპიურ სურათს ვხვდებით ს. წალასყურის მიდამოებში. აღსანიშნავია, რომ აღნიშნულ ნალექებთან ერთად კოდის, წალასყურის ვაკეებზე და კუმისის ტაფობში გვხვდება გამოზიდვის კონუსების მძლავრი ნალექებიც. თელეთის ქედის სამხრეთ ფრთაზე სოფლების მეტი წილი გაშენებულია დელუვიურ პროლუვიურ ნალექებზე და გამოზიდვის კონუსებზე.

დელუვიური ნალექების სქელი წყება, ს. კუმისის ჩრდილოეთით მიღეჭილია ეოცენურ ტუფოგენურ ქვიშაქვებზე, რომელიც სამხრეთით კუმისის ტბის ტაფობში თანდათან გადადის ღვარნალექებში. როგორც ჩანს, ღვარნალექების სისქე აქ რამოდენიმე ათეულ მეტრს აღემატება და კუმისის ტბამდე ვრცელდება. კუმისის ხევი, კოდის გზის ხიდის ქვემოთ, ნალექების ხილული სისქე 20—30 მ აღწევს. ნალექები წარმოდგენილია თიხნარებით, ქვიშით და ღორღით, რომელთა შორის არსებობს განამარბებული ნიადაგების 2—3 შუა შრე.

8. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. VIII



ხევის მარცხენა ნაპირზე, ჩრდილოეთით ჰარბოზს ღორღი მასალა, სამხრეთით თიხნარები და ქვიშიანი თიხები.

ხილიდან 100 მ<sup>2</sup> დაშორებით 10—12 მ სიმაღლის კრილიში ზემოდან ქვემოთ გაშიშვლებულია:

1. ნიადაგის ფენა სუსტად ჰუმუსიანი;
2. თიხნარი თაბაშირიანი ღორღით;
3. განამარხებული ნიადაგი;
4. ღორღ-თიხა;
5. განამარხებული ნიადაგი ქვემოთ გადაღის თიხნარში, მასში გვხვდება ხარის ძვლის ფრაგმენტები;
6. თიხნარი ზოგჯერ ქვიშიანი;
7. განამარხებული ნიადაგი მოყავისფრო-მოშავო;
8. თიხნარი;
9. თიხა ღორღის დაკუთხული მასალის ჩანართებით;
10. განამარხებული ნიადაგი;
11. თიხნარი.

უფრო სამხრეთით ხილიდან სამასიოდ მეტრის დაშორებით ხევი ჩაჭრილია 15—20 მ სიღრმეზე და ხევის მარცხენა ნაპირზე მეორდება ზემოთ მოყვანილი კრილის სურათით. მარჯვენა ნაპირზე კრილი კიდევ მეტი სირთულით ხასიათდება და ამავე დროს შეიცავს როგორც განამარხებულ ცხოველთა ნაშთებს, ისე ხის დამწვარ ნახშირს და დამწვარ თიხებს, ძველ ნაცეცხლურ ადგილებში. ხევის ქარაფში კარგად მოჩანს ნალექების განლაგების შემდეგი მორიგეობა:

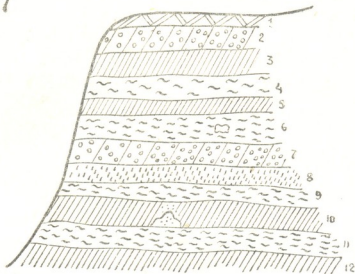
1. ნიადაგსაფარი;
2. თიხნარში არეული ღორღი და ქვარგვალი;
3. თიხნარი;
4. განამარხებული ნიადაგი;
5. თიხნარი;
6. განამარხებული ნიადაგი — ცხოველის კბილების ნაშთებით;
7. ღორღი დაკუთხული მასალით თიხნარებში;
8. თიხნარები ქვიშიანი;
9. განამარხებული ნიადაგი;
10. თიხნარი ქვიშიანი ცეცხლის კერებით;
11. განამარხებული ნიადაგი (*Equus Sp.* კბილის ნაშთებით);
12. თიხნარები.

კუნძის ტაფობის დელუვიური და დელუვიურ დვარნალექები საყურადღებოა იმ მხრივ, რომ იგი აქ ყველაზე მეტი სიმძლავრით წარმოგვიდგება და, როგორც ჩანს, მათი აკუმულაცია მიმდინარეობდა მთელი შუა და ზედა მეოთხეულის დროის მანძილზე. ამასთანავე, ეს ნალექები საყურადღებოა იმ მხრივაც, რომ მასში აქა-იქ გვხვდება განამარხებული ცხოველთა ნაშთები, ნახშირი და ცეცხლის კერები, რაც საშუალებას იძლევა მიახლოებით მაინც ვიმსჯელოთ მისი ასაკის შესახებ. ამ მხრივ ყურადღებას იქცევს ცხენის ქვედა ყბის საძირის წინა კბილი, რომელიც საკმაოდ არქაული ნაოჭებით ხასიათდება და წინასწარი განსაზღვრით შეიძლება მიეკუთვნოს *Equus d. Caballus*-ს.

არა ნაკლებ საყურადღებოა ხარის კბილები. ზომით იგი გაცილებით ჩამოუვარდება *Bos primigenius*-ის კბილებს, რომლებიც ცნობილია ბინაგაღის სამარხებში და გვარჯილას კლდის გამოქვაბულებში. სამაგიეროდ ნაოჭების

მხრივ ატარებს თითქმის იმავე ხასიათს და უფრო მოსალოდნელია ეკუთვნოდეს აღმოსავლეთ საქართველოში იმ დროს არსებულ პატარა ტანის (ჯუჯა) ხარის წარმომადგენლებს. ასეთი პატარა ზომის ადრეული ხარის კბილები ამ სტრუქტურაში

სვეპატური კრილი კუმისის ხევის მარჯვენა ნაპირზე  
№17



ნების ავტორის მიერ ნახულ იქნა ს. შამკიეთის (საგურამოს) მიდამოებში, ბაქოური ნალექების თავზე განლაგებულ განამარხებულ ნიადაგებში.

ფაუნის ნაშთები და განამარხებული ცეცხლის კერები ხის ნახშირთან ერთად 15—20 მ სიღრმეზე იძლევა საბუთს, დაუშვათ, რომ კუმისის ტბის ნალექების დაგროვება წარმოებდა ხაზარულ-ხვალისსკური დროიდან მოყოლებული დღემდე. აქ ინტერესს მოკლებული არ არის განამარხებული ნიადაგების სამი პორიზონტის არსებობა, რომლის მსგავს მოვლენებს ჩვენ ვხვდებით ხრამ-ალღეთის ქვემო დინებაზე ალუვიურ ნალექთა შორის.

განამარხებული ნიადაგების არსებობა უთუოდ მიუთითებს იმ ხარვეზებზე, რომლებიც აქ არსებობდა ნალექების დაგროვებათა შორის. უნდა ვიფიქროთ, რომ მომავალში ნიადაგების მცენარეული მტკერის შესწავლა უთუოდ მოგვცემს საშუალებას დაზუსტებულ იქნეს როგორც ამ ნალექების ასაკი, ისე მხარის პალეოგეოგრაფიული სურათიც.

დელუვიური და განსაკუთრებით დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები გავრცელებას პოულობენ სს. ბორბალო-მუხათის მიდამოებში. დელუვიური „შლიეფები“ გადადიან ღვარ ნალექებში, რომელიც აქ წარმოდგენილია ვრცელი გამოზიდვის კონუსის სახით. ს. კოდის ვაკეზე დელუვიური-პროლუვიური ნალექები გადაფარებულია ადრინდელ პროლუვიურ-ალუვიურ ნალექებზე, რომლებიც თავის მხრივ უთანხმოდ არიან განლაგებული პალეოგენურ ნალექებზე. ნალექების ასეთი განლაგება გამომწვევებულია ს. კოდის ბეჭობის ქრილში, რომელიც ეწვეება კუმისის ტაფობისკენ.

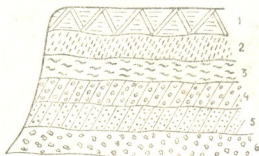
საკუთრივ კოდას ვაკეზე, ბორბალოს ხევის წყლის და თელეთის ქედის სამხრეთ კალთებიდან ღვარნალექების მიერ აკუმულირებულია ქმნილი მასალის სისქე 10—15 მ აღემატება.

ს. კოდის დასავლეთით ბაშ-არხის ხრამის ქრილში ნალექები შემდეგთან-  
 მიმდევრობით არიან წარმოდგენილი (ზევიდან ქვევით):

1. ნიადაგი ქვიშიანი კენკნარით;
2. ქვიშიანი თიხნარი;
3. განამარხებული ნიადაგი მოშაო ფერის;
4. თიხნარი თეთრი წინწყლებით;  
 კენკნარით და ლორღით;
5. თიხნარი ქვიშიანი;
6. კენკნარი.

დეღუეიური მასალის დაგროვების ადგილს წარმოადგენს ქოროლის მთის  
 სამხრეთ კალთა, ასურეთის ხევის ზემო წელში, სადაც ასეული მეტრის სიმაღ-  
 ლის ქარაფებიდან ჩამოდის ბაზალტების და ეოცენური ქვიშაქვების დაშლილი

სკემატური კოდი, ს კოდის დასავლეთით ხრამში  
 № 13



მასალა და გროვდება მწვერვალის ძირად ნაყარის სახით. ასურეთის ჩრდილოე-  
 თით ეოცენური ნალექების გამოსავლის ადგილებში კალთები დაფარულია დე-  
 ლუეიური თიხებით და ლორღით.

მდ. ალგეთის ნაპირებზე მარაბდას და ს. ჩხიკვთას შორის მნიშვნელოვანი  
 გავრცელებით სარგებლობს როგორც საკეთილი დელუეიური, ისე მეწყრული  
 წარმონაქმნები. ამ უკანასკნელს აქ აღარ შეეხებოდა, რადგანაც ეს მონაკვეთი  
 უშუალოდ ჩვენი საკვლევი რაიონის ფარგლების საზღვრის გარეთ მდებარეობს.  
 აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ ს. ფარცხისის ხევის პალეოგენის ნალექებზე განლა-  
 გებული დელუეიური და ალუეიური ნალექები აღწევენ რამდენიმე ათეული  
 მეტრის სისქეს.

ხევის მარჯვენა ნაპირზე ქრილში გაშიშვლებულია:

1. თიხნარები;
2. ქვიშა და ქვიშიანი თიხა;
3. თიხა;
4. რიყნარი ზოგჯერ ლოდებით (13 მ) ქვიშის ხლართული ლინზებით;
5. მესამეულის მონაცრისფერო თიხები, დისლოცირებული.

როგორც ქრილიდან ჩანს, ფარცხისის ხევის და ალგეთის III ტერასის  
 ალუეიურ ნალექებზე გადაფარულია დელუეიონის სქელი წყება თიხნარებით  
 და თიხიანი ქვიშებით წარმოდგენილი.

ქვემო ქართლის აღმოსავლეთ ნაწილში დელუეიური წარმომობის ნალე-  
 ქები ფართო გავრცელებას პოულობს იალუჯას ქედის კალთებზე. სხვადასხვა-

უკვარი კლასტიური ქანები (თიხები, ქვიშაქვები, კონგლომერატები), რომლებიც მონაწილეობას ღებულობენ იაღლუჯას ქედის შემადგენლობაში ადვილად განიცდიან გამოფიტვას, რის გამოც ქედის კალთები დაფარულია დელუვიონის სქელი საფარით. დელუვიონი უმთავრესად შედგება მოყვითალო ან მოყავისფრო თიხნარებისაგან, ქვიშიანი თიხებისაგან, რომელშიაც გამოერევა ღორღა და ქვარგვალეები.

დელუვიური და დელუვიურ-პროლუვიური საფარი მაქსიმალურ სისქეს აღწევს კალთების ძირად და გადადის იაღლუჯას სერებს შორის მოთავსებულ ტაფობებსა და ლარტაფებში. ზოგჯერ დელუვიურ-ღვარანალექებს შორის გამოერევა განამარხებული ნიადაგების შუაშრეები.

ლარტაფებსა და ხრამებში დელუვიონის ცვლის ღვარანალექები, რომელთა სისქე ზოგჯერ 10—15 და 20 მ აღწევს. ასეთი ნალექები კარგად არის წარმოდგენილი იაღლუჯას სამხრეთ-აღმოსავლეთ მშრალი ხევის გასწვრივ. ხევი ღრმად არის ჩაჭრილი იაღლუჯას მესამეულ ნალექებში. გამომუშავებულია ტერასების ორი საფეხური 5—6 და 10—12 მ სიმაღლეზე.

ხევის ქრილში გაშიშვლებულია (ზევიდან ქვევით) მოყვითალო ან მოყავისფრო გორხოვანი თიხნარები, რომელშიაც გამოერევა როჰკნარიც. 4—5 მ სიღრმეზე იგი გადადის ქვიშიან თიხებში, რომელშიაც გვხვდება ხის დამწვარი ნახშირი და ძვლების ფრაგმენტები, ქვემოთ თიხიან ქვიშებს ქვეშ ისევ არსებობს ნახშირიანი ფენის მეორე ლინზა.

უფრო ტიპური დელუვიურ-ღვარანალექები განვითარებულია ამავე ხევის ქვემო ნაწილში — გიაურ-არხის მეურნეობის პირდაპირ. 10—15 მ სიმაღლის ქარაფში გაშიშვლებულია (ზევიდან ქვევით):

1. თიხები გორხოვანი;
2. ქვიშა თიხიანი;
3. თიხები;
4. განამარხებული ნიადაგი;
5. თიხები;
6. ქვიშა თიხიანი;
7. თიხა;
8. კონგლომერატები (მესამეულის);
9. დელუვიური თიხნარი.

ხევის დაღმა, მტკვრისკენ დელუვიურ-პროლუვიური ნალექების სქელი ფენა გადაფარულია პლიო-პოსტპლიოცენურ ზღვიურ ნალექებზე.

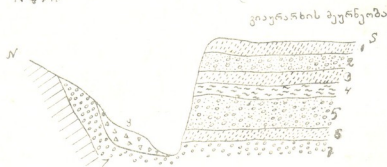
თიხნარებთ წარმოდგენილი დელუვიონის სქელი ფენა განვითარებას პოულობს მდ. ალგეთის ტერასების კალთებზე ს. ქესალისთან, რომელშიაც გვხვდება ცხოველთა (ხარის ძვალი, OS sacrum) ძვლების ნაშთები და ცეცხლის კერები.

სამუხხაროდ, ხერხემლიანთა ცხოველების ნაშთები უმეტესად გვხვდება დელუვიონის ზედა ფენებში. ისინი უმეტესად პოლოცენურ ანუ თანამედროვე მეოთხეულის ნალექებშია და ზოგჯერ ისტორიულ პერიოდსაც მიეკუთვნებიან. ამ მხრივ უფრო-საყურადღებოა დელუვიურ-პროლუვიური ნალექები, როგორც ზემოთ გვქონდა აღწერილი, კუმისის ტაფობისათვის, სადაც ნახული ფაუნის ნიშნები ყოველ შემთხვევაში მიუთითებს შუამეოთხეულის შემდგომი ნალექების ასაკზე.

ღვარნაღეჟთა შორის ყურადღების ღირსია გამოზიდვის კონუსების ნალექები, რომლებიც გავრცელებას პოულბენ ვიწრო ხევებიდან ვაკეზე გამოსვლისას და ურთიერთშეერთების შემთხვევაში წარმოქმნიან ერთ მთლიან საფარს.

ჩვენ აქ აღარ შევჩერდებით თელეთის ქედიდან სამხრეთით ჩამომდინარე ხევებიდან (წალასყურის, კუმისის ან გეორგეთის, კოჭრის, ბორბალოს და სხვ.)

სკვაბური კნალი ვიურანის მასლობლად  
N<sup>o</sup> 131



- 1 მიოპლიოცენური კონგლომერატები
- 2 რიყნარი
- 3 თიხნარი
- 4 ქვიშიანი თიხები
- 5 კანაპარსული ნიადაგი
- 6 თიხნარი
- 7 ქვიშიანი თიხები
- 8 თიხნარი
- 9 დელუვიური თიხნარი

გამოზიდვის კონუსების ნალექებზე, რომელიც გაშლილია კოდა, კუმის-წალასყურის ვაკეებსა და ტაფობში. ეს ნალექები აღსანიშნავია მით, რომ მათა დგროვება, როგორც ჩანს, მიმდინარეობდა მთელი მეოთხეულის დროის მანძილზე.

გამოზიდვის კონუსების ტიპური ნალექები გავრცელებას პოულბოს ვარდაბანის და რუსთავის ველის ჩრდილო პერიფერიულ ნაწილში. ამ მხრივ საყურადღებოა ჯანგირის ხევის მიერ გამოტანილი მასალა, რომელიც ვრცელი კონუსის სახით გაშლილია ჯანდარის ტბის აღმოსავლეთით და ფარავს ადრეულ ალუვიურ ნალექებს.

პროლუვიური წარმოშობის გამოზიდვის კონუსები—შემდგარი ძირითადად მიოპლიოცენური კონგლომერატების დაშლის შედეგად გადაადგილებული რიყნარებისაგან, მნიშვნელოვან როლს თამაშობს რელიეფის განვითარებაში ყარა-თაფის ანტიკლინის სამხრეთ კალთებიდან ჩამომავალ ხევებში (ჯანდარის ტბის ჩრდილოეთით) და აგრეთვე იმ ხევების გამოსავლებში, რომლებიც ვარდაბან-რუსთავის ვაკეს ეკვრიან ჩრდილოეთის მხრიდან. გამოზიდვის კონუსების სისქე ზოგჯერ 10—12 მ აღწევს. საყურადღებოა, რომ კონუსებზე (სტებების ზონაში) მეტწილად გავრცელებულია ძეძვის ჯანგარები და რელიეფში მკვეთრად გამოირჩევიან. განვითარების მხრივ ასეთი კონუსები ისეთივე ძველია, როგორც თვით აქ არსებული ქედები და სერები, რომელთა ჩაქრა და დენუდაცია დაიწყო მათი აზევებისთანავე. თვით ნალექების თანამიმდევრობა და ასაკი პრილეზში შეიძლება სხვადასხვანაირად წარმოვიდგავს. იქ სადაც გამოზიდვის კონუსის

ნალექებში ჩაჭრილია ხევები, ახალი მასალა წინ მიიწევეს ვაკისკენ და უფრო ახალგაზრდა ნალექები გვხვდება კონუსის დისტალურ ნაწილში. იქ სადაც ღარ-ტაფებში ხევები ცუდად არის გამომუშავებული და ღვარნალექების გამოტანის დროს არ ხდება მათი სათანადო წყალსაშვები ხრამის საშუალებით შორს გადატანა. კონუსის დისტალური მხარე უფრო ადრინდელ ნალექებს შეიცავს, ხოლო მის პროქსიმალურ მხარეზე ანუ, სამკუთხის წვეროზე ყოველი მომდევნო ღვარის მოქმედების შემთხვევაში გროვდება ახალგაზრდა ნალექები.

ამრიგად, თუკი ჩვენ პალეონტოლოგიური მასალები არ მოგვეპოვება (რაც ყოველთვის შეიძლება საიმედო არც იყოს იმის გამო, რომ მეორედ განლაგებაში მოხვდეს გადაადგილების შედეგად) ასეთი გეომორფოლოგიური მიდგომა გვაძლევს საშუალებას ვიმძაქლოთ ნალექების შედარებით ხნოვანების შესახებ.

**ელუვიური ნალექები.** მეოთხეული დროის ნალექების ამ გენეტურ ტიპის აღწერაზე აქ დიდხანს აღარ შევჩერდებით. იგი ყურადღებას იქცევს იმ მხრივ, რომ ფართო გავრცელებით სარგებლობს უდაბნოს ქედის, ყარა-თათის, ჭყირან-ველის, სამგორის დასავლეთ ნაწილის ბორცოვანი ზოლის და იაღლუჯახ ქედის მოსწორებულ თხემებს და ზედაპირზე. ზოგჯერ ელუვიონის სისქე 2—3 მ განიზომება და თანდათანობით გადადის დელუვიურ ნალექებში. მისი ასეთი სიმძლავრე უნდა მიეწეროს აქ გავრცელებულ მესამეულის დროის ქანების გამოფიტვისადმი ადვილად დამორჩილებას, მათი არსებობა მოსწორებულ დენუდირებულ ზედაპირებზე საინტერესოა იმდენად, რამდენადაც მასზე ვითარდება ნიადაგის საკმაოდ სქელი ფენა და ხელშემწყობი ზდება მცენარეთა საფარის განვითარებისათვის. უდაბნოს და ყარა-თათის კალთები მეტ წილად გაშიშვლებულია და მოკლებული მცენარეთა საფარს იმ დროს, როდესაც თხემურ ნაწილში საკმაოდ მოსწორებულ ზედაპირის ელუვიონზე განვითარებულია მდელოები.

**ტბიური ნალექები.** ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში მეოთხეული დროის ტბიური ნალექები გავრცელებას პოულობს როგორც თანამედროვე ტბების მიერ დაკავებულ ტაფობებში, ისე ისეთ ადგილებში, სადაც ამჟამად რელიეფის ხასიათი წყლის მასის დაგუბებისათვის უკვე აღარ არის ხელსაყრელი; ყოფილი ტბების ნალექები საკმაოდ მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ.

აღარ შევჩერდებით თბილისის მიდამოებში არსებული ტბიური ტაფობების ირგვლივ და საკუთრივ თბილისის ტერიტორიაზე (საბურთალო, ვაკე) ძველი ტბიური ნალექების ხასიათის აღწერაზე. ეს ყველაფერი საკმაოდ კარგად არის შესწავლილი და ცნობილი ლიტერატურაშიც (ა. ჯანელიძე, ი. კახაძე და ვ. რევია, პ. კვარცხავა, გ. ჯაფარიძე და სხვები). აღვნიშნავთ მხოლოდ, რომ ტბიური ნალექების სისქე თბილისის მიდამოებში რამოდენიმე ათეულ მეტრს აღემატება.

ქვემო ქართლის ვაკის ფარგლებში თანამედროვე და ძველი ტბიური ნალექებიდან ყურადღებას იქცევს ორი აუზი — ჯანდარის და კუმისის ტაფობები. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ დასახელებული ტბები მოქცეულია სხვადასხვა მორფოლოგიურ პირობებში და გენეზისითაც განსხვავდებიან.

მათ შორის უკეთ არის შესწავლილი კუმისის ტბის გენეზისი (ა. ჯანელიძე, ი. კაჭარავა). აღსანიშნავია, რომ ა. ჯანელიძის მიერ ამ ბოლო დროს ჩატარებული კვლევის შედეგად [24] საბოლოოდ გადაჭრილ იქნა ის რთული საკითხი, რომელიც ამ ტბის ტაფობის გეოლოგიური აგებულებისა და წარმოშობის საკითხს ეხებოდა. აღსანიშნავია, რომ თვით ტბიური ნალექების შესწავლის და

ასაკის საკითხი ჯერ კიდევ მოითხოვს დაზუსტებას. ერთი რამ აშკარაა, რომ თანამედროვე კუმისის ტბას, რომლის სიგრძე (ა. ჯანელიძის მიხედვით) 4,25 კმ და სიგანე 2,7 კმ აღწევს, წინათ მეტი ფართობი უნდა ჰქონოდა დაკავებული. თანამედროვე ტბიური ნალექები მის ირგვლივ ვრცელდება 400—450 მ. ზაფხულობით ტბიურ ნალექებში ხდება მარილების გამოფენა, რაც მიუთითებს მათი გავრცელების საზღვრებზე.

არ არის გამორიცხული, რომ გვიან, მეოთხეულის ნალექები და შეიძლება უფრო ძველიც (შუა მეოთხეულის) დამალულია თანამედროვე ღვარნალექებით. რომლებიც ფარავენ კუმისის ტაფობის თითქმის უდიდეს ნაწილს. ამის დამადასტურებლად შეიძლება იხიცი ჩაითვალოს, რომ კუმისის ანუ ბუღამის ხევის ქვემო წელში ღვარნალექების ქვედა ფენებში მარილიანობის მომატება წარმოებს ტბიური ნალექებიდან კაბილარების საშუალებით მარილის ამოსვლის შედეგად. რამდენადაც ბურღვითი მუშაობა ჯერ არ ყოფილა ჩატარებული, ტბიური ნალექების სისქე ჯერჯერობით უცნობია. მიუხედავად ამისა შეიძლება ვიფიქროთ, რომ იგი რამდენიმე ათეულ მეტრს აღემატება, ვინაიდან ღვარნალექების სისქე ორ-სამ ათეულ მეტრს აჭარბებს. უნდა ვივარაუდოთ, რომ კუმისის ტაფობში ტბიური ნალექების დაგროვება მიმდინარეობს აქ დებრესის წარმოშობის დროიდან. დებრესია კი ა. ჯანელიძის აზრით უფრო ახალგაზრდაა, ვიდრე წალასყურის ტერასი, რომელშიც ტაფობია ჩაჭრილი. იმის გამო, რომ დასახელებული ტერასი წარმოშობილია ღვარნალექების მოქმედების შედეგად და—უშუალოდ გადადის მარიამის ტაძრის მესამე ტერასაში (მტკვრის ტერასაში დ. წ.), ავტორი მიიღებს იმ დასკვნამდე, რომ იგი გაცილებით ახალგაზრდაა, ვიდრე ლოტკინის გორის მეოთხე ტერასი და თვით მარიამის ტაძრის მესამე ტერასა.

ზემოთ, ალუვიური ნალექების განხილვის დროს, შესაძლებლად მივიჩნიეთ, რომ მტკვრის მარჯვენა მხარეზე სოღანლულის რ/გ სადგურის ზემოთ. საყდრის გორა (მარიამის ტაძრის ტერასი ა. ჯანელიძით) ასაკობრივად ეკუთვნის ქვედა მეოთხეულს.

აქედან გამომდინარე, შეიძლება დაუშვათ, რომ კუმისის ტაფობის დებრესია წარმოშობილი უნდა იყოს ხაზარული საუკუნის ან მის შემდგომ პერიოდში. ამ მოსაზრების დამადასტურებელი შეიძლება იყოს ბუღამის ხევის კირილებში ნახული ცხენის და ხარის განამარხებული ძვლების ნაშთები. ყოველ შემთხვევაში გეოლოგიური, მორფოლოგიური და ფუნქციური მონაცემები ლაპარაკობს იმის სასარკებლოდ, რომ კუმისის ტაფობი არსებობს შუამეოთხეული დროიდან და ამდენად ადრინდელი ტბიური ნალექებიც ამავე ასაკისანი არიან.

თანამედროვე და ძველი მეოთხეული ტბიური ნალექები განვითარებულია ჯანდარის ტბის ტაფობის ფარგლებში. თანამედროვე ტბის წყლის სარკის სიგრძე აღწევს 4—5 კმ და სიგანე 2 კმ. ტბის დონე მდებარეობს ზღვის დონიდან 288,5 მ სიმაღლეზე.

იმის გამო, რომ ტბაში ჩაედინება გარდაბნის არხის წყალი, ტბის დონე ვანიტის ცვალებადობას ზამთარ-ზაფხულის სეზონების განმავლობაში. ზაფხულობით, როდესაც წყალი არხიდან ნაწილდება სარწყავად, ტბის დონე მინიმუმს აღწევს, ხოლო ზამთარში არხის წყალი თითქმის მთლიანად ჩაედინება ტბაში და დონეც მაქსიმუმამდე ადის. ამასთან დაკავშირებით ტბის სანაპირო ზოლში 100—150 მ სიგრძეზე ზაფხულობით ვხვდებით ტბიურ ახალგაზრდა ნალექებს.

აღრე მეოთხეულის ტბიური ნალექები ჯანდარის ტბის მიდამოებში სამხრეთ-დასავლეთით თითქმის ს. ყაფანახამდე ვრცელდება. უფრო გვიანდელი, ზედა მეოთხეულის ტბიური ნალექები თანამედროვე ტბიდან ამავე მიმართულებით იკავებს ტბობიან სივრცეს და ს. ჯანდარის სათიბ მინდვრებს. აღმოსავლეთით ძველი ტბიური ქვიშები აღწევენ ბეიუჯ-ქესიაკის სერის კალთებს, ჩრდილოეთით ყარათაფის კალთების ძირს, ხოლო დასავლეთით, როგორც ჩანს, ვრცელდებოდა გაცილებით შორს — ჯანდარის ხეობისაკენ, ორი სამი კილომეტრის მოშორებით თანამედროვე ტბის სანაპიროდან.

აღრე მეოთხეული ტბიური ნალექების გამოყოფა თანამედროვესგან განელებულია. როგორც ძველ. ისე თანამედროვე ტბიურ ნალექებში განამარხებულ ფაუნიდან გვხვდებით *Corbicula fluminalis* Mull. სამხრეთ-აღმოსავლეთით და აღმოსავლეთით ტბიური ნალექები, რომლებშიაც გვხვდება კორბიკულები, წარმოდგენილია ქვიშებით. სს. ქაფანახის და ჯანდარის სახანავეებში კორბიკულებიანი ნალექები გვხვდება ტბის თანამედროვე დონიდან 10—15 მ სიმაღლეზე.

დასავლეთის მიმართულებით აღრე მეოთხეულის ტბიური ნალექები დაიბრუნება ალუვიურ-პროლუვიურ ნალექებს ქვეშ.

საინტერესოა, რომ კორბიკულების წარმომადგენლები თანამედროვე ტბიურ აუზებსა და თვით მდინარეებს — ხრამს, ალაგოსა და მტკვარ-ალაზანშიც ამჟამად აღარ გვხვდება ან იშვიათ შემთხვევას წარმოადგენს. როგორც მეოთხეული ნალექების აღწერის დროს იყო აღნიშნული, კორბიკულებიანი ნალექები ხრამ-ალაგეთის ქვემო დინებაზე უნდა ეკუთვნოდეს არა ზედა მეოთხეულს — ხვალისკურ ტრანსგრესიას, არამედ უფრო ადრინდელს, პლიოცენურ დროის და შესაძლებელია ნაწილობრივ ქვედა ბაქურს. უფრო გვიანდელ შუა მეოთხეულის (ხაზარული) და ზედა მეოთხეულის (ხვალისკურ) ნალექებში იგი ნაკლებად არის ცნობილი. ისმება საკითხი, რომელ დროს ეკუთვნიან ან რომელი დროიდან არიან შემორჩენილი *Corbicula fluminalis* Müll ჯანდარის ტბაში. ამ საკითხის გადაჭრა უთუოდ საინტერესო იქნებოდა იმ მხრივ, რომ იგი საშუალებას მოგვცემდა გავეყრკვია ჯანდარის ტბის ადრინდელი მეოთხეული ნალექების ასაკი და თვით ტბის გენეზის საკითხიც.

კორბიკულებიანი განმარლიანებული ზღვიური ნალექები გვხვდება, როგორც ხრამ-ალაგეთის ხეობაში, მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე, ისე ჯანდარის ტბის მიდამოებში. იგი ატანილია თანამედროვე ტბიური ტაფობის ზედაპირიდან (288—353 მ სიმაღლემდე). ამრიგად, მათ შორის სიმაღლეთა სხვაობა 75 მ აღწევს. ამასთან დგება საკითხი — ასეთი სიმაღლეთა სხვაობა კორბიკულებიან ზღვიურ ნალექებს და ჯანდარის თანამედროვე ტბის ტაფობს შორის გამოწვეულია ტექტონიკური, თუ ეროზიული მოვლენებით...

როგორც ცნობილია, ფ. სავარენსკის [17] მიერ პირველად იქნა გამოთქმული აზრი იმის შესახებ, რომ ჯანდარის ტბა წარმოშობილია სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულების ძველ ხეობაში, რომელიც შემდეგში გადაღობილ იქნა გამოზიდვის კონსტრუქციისგან. ეს შეხედულება ძირითადად გაზიარებულ იქნა შემდეგში ე. პასხოვის, ი. კახაძის, გ. ჭელიძის და სხვათა მიერ. ტაფობის მორფოლოგიის და გეოლოგიური აგებულების შესწავლა არ იძლევა აღნიშნული შეხედულების დამადასტურებელ საბუთებს ტბის გენეზისის შესახებ.

ტბის ტაფობი სამი მხრიდან შემოსაზღვრულია ამაღლებული სერებით. ჩრდილოეთით აკრავს ყარათაფის ქედის კალთები, სამხრეთ-აღმოსავლეთით



ბიუჯექსიის სერი, რომელიც გრძელდება სამხრეთის მხრივ სს. ყაფანახნი-  
ჯანდარის სოფლებისკენ დაბალი წყალგამყოფი სოგორის სახით. აღმოსავლეთით  
ბიუჯექსიის სერი, ჭვირან-ჩოლის გადასავლით გადაებმის ყარა-თაფას ქე-  
დის სამხრეთ კალთებს. ირგვლივ მდებარე სერები მეტწილად ტაფობიდან ამღ-  
ლებულია 70—350 მ, ხოლო დასავლეთით გაშლილი ჭანდარის ტბის ტაფობი,  
არხზე გზის გადაკვეთამდე, მაღლებია 15—20 მეტრამდე.

შესაძლებელია, რომ ხეობის ასეთმა თავისებურმა მორფოლოგიურმა ხასი-  
ათმა ფ. სავარენსკი მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ ჭანდარის ტბა წარმოიშვა  
ძველი ხეობის დასავლეთით გაშლილი ნაწილის ღვარჯული ნალექებისგან გადა-  
კეტვის შედეგად, რომლის დაგროვებაც ძირითადად უნდა მიეწეროს ჭანდარის  
ხევის მოქმედებას. შესაძლოა, ამგვარ მოვლენას მართლაც ჰქონდა ადგილი, რომ  
ჭანდარის ტბის არეში არსებობდეს მორფოლოგიურად გამოსახული ძველი ხე-  
ობის ნიშნები. თუ ასეთი ხეობა არსებობდა მის გავრძელებას უნდა ვხედავდეთ  
ტაფობის ჩრდილო-აღმოსავლეთით, ყარა-თაფის კალთების ან ჭვირან-ჩოლის  
(ჟალის) გადასავლისაკენ. ამგვარი ძველი ხეობის ნაშთი, სადაც ადრეულ ხანაში  
გაედინებოდა მდინარე, რომელსაც შეეძლო ხეობის გამოქმუნება, აქ არ  
გვხვდება. ჭანდარის ტბის აღმოსავლეთით არსებობს მხოლოდ ფართო ღარტა-  
ფი, რომელიც შედარებით გვიანდელი წარმოშობილი უნდა იყოს, ისე რომ  
ხრამებიც კი ნაკლებად არის განვითარებული. ასეთ ღარტაფებში მხოლოდ  
დროებითი ღვარჯები მოედინება.

ამრიგად, მორფოლოგიური დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ეხლანდელ  
ჭანდარის ტბის ტაფობში ძველი ეროზიული ხეობის არსებობა გამოირიცხებულია.  
ღვარჯნალექების არსებობა მძლავრი გამოზიდვის კონუსების სახით ჭანდარის  
ტაფობის დასავლეთ ნაწილში აღწევს გარდაბან-რუსთავის ვაკის ჩრდილო ნა-  
წილს. მაგრამ აღნიშნული ნალექების დაგროვება, როგორც ჩანს, აქ გადამწყვე-  
ტი არ უნდა იყოს ტბის წარმოშობის საკითხში.

რაკი ტაფობი ყოფილ ეროზიულ ხეობას არ წარმოადგენს, მაშინ მისი წარ-  
მოშობა დაკავშირებული უნდა იყოს ან ტექტონიკურ მოვლენებთან და ან  
ისეთსავე მოვლენებთან, როგორსაც ადგილი ჰქონდა თბილისის მლაშე ტბების  
ტაფობების წარმოშობაში (კუკის, ავლაბრის), ე .ი. გამოქტუტვის პროცესებს.

როგორც აღნიშნული იყო, ჭანდარის ტბის ადრე მეოთხეულ და თანამედ-  
როვე ნალექებში გვხვდება *Corbicula fluminalis* Mull ნაშთების დიდი რაოდე-  
ნობა. როგორც ცნობილია, ამჟამად ეს ფორმა თანამედროვე წყლის აუზ-  
ში აღარ ცხოვრობს და გადაშენებულია. ა. სადოვსკის გადმოცემით, კორბი-  
კულები ჭანდარის ტბაში ცხოვრობდნენ 1927 წლამდე, ვიდრე ტბის წყალი არ  
იქნა გადაშენებული სარწყავ ველებზე. ტბის დაშრობასთან ერთად მოხდა მათი  
გადაშენებაც. შემდგომ ტბის ხელახალი შეგუების შემდეგ, რომელშიაც  
მტკვრის წყალი ჩადის რუსთავის არხის საშუალებით, კორბიკულების განახლე-  
ბა აღარ მომხდარა და არც შეიძლება მომხდარიყო.

საქმე იმაშია, რომ კორბიკულებიანი ფაუნა მდ. მტკვრის ხეობაში, და სა-  
ერთოდ აღმოსავლეთ საქართველოს ტბებში ამჟამად აღარსად არ გვხვდება.  
ა. სადოვსკის აზრით ისინი უნდა ბინადრობდნენ აღმოსავლეთ აზერბაიჯანის  
ზოგიერთ ტბებში. ბუნებრივად მივდივართ იმ დასკვნამდე, რომ ჭანდარის ტბა-  
ში ამ უკანასკნელ ორ ათეულ წლამდე არსებული კორბიკულები, რომლებიც  
გვხვდებიან თვით ტბიურ ნალექებში ადრე მეოთხეულიდან დღემდე, წარმოად-  
გენდნენ რელიქტურ ფორმებს.

იმის გამო, რომ კორბიკულები აღარ გვხვდება არა თუ აღმოსავლეთ საქართველოს თანამედროვე წყლის აუზებში, არამედ შუა და ზედა მეოთხეულის ნალექებშიც, მიუთითებს მასზე, რომ ისინი გაცილებით აღრინდელი დროიდან უნდა იყვნენ შემორჩენილნი. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, კორბიკულები გავრცელებას პოულობდენ აფშერონულ და ნაწილობრივ ბაქოურ საუკუნეში და ცნობილია ამ დროის ზღვიურ ნალექებში მტკვრის ხეობის გასწვრივ, მინგიჩაურის მიდამოებიდან (მთა ყარაჯა) ალგეთ-ხრამის ქვემო დინებაზე და თვით ჯანდარის მიდამოებში. აქედან შესაძლებელია დაეასკვნათ, რომ ჯანდარის მიდამოებში კორბიკულები შემორჩენილ იქნა აფშერონული დროიდან. ბაქოურის წინა მოძრაობის შედეგად ადგილი ჰქონდა აფშერონული ნალექების დისლოცირებას. ამ დროში უნდა მომხდარიყო ბეიუქ-ქესისა და ანტიკლინური სერის ჩასახვა, ყარა-თათის ანტიკლინის ახევება, ხოლო მათ შორის ჯანდარის ტბის სინკლინური დებრესის განვითარება. ქვედა ბაქოურ დროში აღნიშნულ დებრესიაში უბის სახით იჭრებოდა ქვედა ბაქოური ზღვა, რომელშიაც ჯერ კიდევ არსებობდენ კორბიკულები.

ასეთ მოსაზრებას ადასტურებს ტბიური ნალექების სისქე, რომელშიაც ბლომად გვხვდება დასახელებული ფაუნის განამარხებული ნაშთები. შემდგომი ხაზარული და ზვალისკური წინა მოძრაობების დროს ნაწილობრივ ატანილ იქნა ძველი ტბიური ნალექები 75 მ მაღლა თანამედროვე ტბის დონიდან.

ზოგიერთ მკვლევარების აზრით, ჯანდარის მიდამოებში ტბის განვითარება მოხდა მას შემდეგ, რაც XIX ს. მეორე ნახევარში მასში მარინსკის (ეხლანდელი ვარდაბანის ანუ რუსთავის) არხით მოხდა წყლის ჩაშვება. ეს მოსაზრება მოკლებულია საფუძველს, რადგანაც ამაზე აღრე აქ არხი არსებობდა (ერეკლე II-ხანაში) და უფრო ადრეც, ისტორიულ ხანაში. აკად. ი. ჯავახიშვილის მიერ ისტორიულ რუკაზე აღნიშნულია ვახტანგ მეფის არხი, რომელიც ჩადიოდა ჯანდარის ტბაში. ამრიგად, გარდა ტბიური ნალექებისა ისტორიულ ხანაში აქ ტბის არსებობას ადასტურებს ისტორიული საბუთებიც.

ამრიგად, ჯანდარის დებრესის მიდამოებში არსებული ტბიური ნალექების ასაკობრივი დაწინაურება მოუხერხებელი ხდება, ერთი რამ ცხადია, რომ მათი დაგროვება აქ წარმოებდა მთელი მეოთხეულის დროის მანძილზე. ამასთანავე ტბის ფართობი გაცილებით დიდი იყო და მისი ამოვსება წარმოებდა ამავე პერიოდის განმავლობაში ალუვიური და ლვარანალექების მიერ. მათი სისქე აქ ტბის ტაფობის დასავლეთ ნაწილში, რამოდენიმე ათეული მეტრით განიზომება. ჯანდარის ტბის დასავლეთით არხის და ხრამების კრილებში გაშიშვლებული ნალექების სისქე 10—12 მ აღწევს. კრილში ზევდან ქვემოთ მორიგეობენ:

1. თიხნარი მოყავისფრო ან მოყვითალო უსტრუქტურო;
2. ქვიშა მოყვითალო ფერის;
3. თიხნარი;
4. რიყნარი ალუვიური;
5. ქვიშა ხერხემლიანთა ძვლების ნაშთებით;
6. თიხები;
7. ქვიშა.

საყურადღებოა, რომ ხარის კბილები, რომელიც აქ გვხვდება 6—7 მ სიღრმეზე ატარებს საკმაოდ არქაულ პაბიტუს. მასალის შედარებამ ზოგიერთ პალეოლითურ და კერძოდ გვარჯილას კლდის გამოქვაბულის მასალასთან გვიჩვენა, რომ იგი ძალზე უახლოვდება იქ მოპოვებულ ხარის კბილებს. კერძოდ პა-

ტარა ტანის ხარების ჯგუფს, რომელიც ზედაბალეოლითურ დროს მიეკუთვნება. ამ თვალსაზრისით, ჩანდარის დასავლეთით გავრცელებული ალუვიურ-პროლუვიური თიხნარების და ქვიშების სქელი წყების ზედა ნაწილი, შესატყვისი უნდა იყოს ხვალისკური დროის კონტინენტური წარმონაქმნების.

ვიმედოვნებთ შემდგომში ამ მიმართულებით წარმოებული დეტალური გამოკვლევები მეტ მასალებს მოგვცემს ჩანდარის ტბის ტაფობში არსებული მეოთხეულის დროის ტბური ნალექების ასაკის დადგენის საქმეში.

### კალიფორნიის ტიხვაი ქვემო ქართლის ვაკე ნაწილში

გეოლოგიური მასალების შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ქვემო ქართლის მსხვილი მორფოლოგიური ერთეულები შექმნილია სხვადასხვა დროის ოროგენული მოძრაობებით. რის დროსაც ხდებოდა ძირითადი ანტიკლინური და სინკლინური ნაოქების განვითარება და მასთან დაკავშირებით რელიეფის პირველადი სტრუქტურული ფორმების ჩასახვა.

ასეთ მოძრაობათა შორის, რომლის დროსაც ხდება ქვემო ქართლის ზღვის წყლისგან განთავისუფლება და ხმელეთის ამომზეურება ნაოქების სახით, შესაძლებელია მიჩნეულ იქნეს; სავეური დანაოქება, რომლის შემდეგაც ხდებოდა, თრიალეთის ქედის და მისი აღმოსავლეთი ტოტების ფორმირება (თელეთის, სეიდბადის ანტიკლინური ქედები). როდანულ დანაოქებასთან დაკავშირებით იაღლუჯას ქედის ამომზეურება და ბაქოურის წინა ანუ ვალახური, რომლის დროსაც ადგილი აქვს აქმაგილ-აფშერონული ნალექების დისლოცირებას და აზევებას მტკვრის ორთავ მხარეზე.

სხვადასხვა დროის და სიმძლავრის ოროგენეტურ მოძრაობათა შედეგად წარმოებს ძირითადი ანტიკლინური ქედების და სინკლინური დებრესიების წარმოშობა, რითაც იქმნება თანამედროვე გეომორფოლოგიური აღნაგობის ძირითადი ერთეულები.

აღსანიშნავია, რომ ქვემო ქართლის ვაკის ფარგლებში ანტიკლინური და სინკლინური ნაოქები, რომლებითაც შეპირობებულია ქედები და ტაფობები (გარდა იაღლუჯას ქედისა), მტკვრის მარჯვენა მხარეზე იმეორებენ თრიალეთის სისტემის მიმართულებას. მტკვრის მარცხენა მხარეზე ანტიკლინური ნაოქები ხასიათდებიან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით.

ასეთ ნაოქებს შორის, რომლებიც იჭრებიან ქვემო ქართლის ვაკის ფართობში, აღინიშნება უდაბნოს ქედის ანტიკლინი, ყარა-თაფის ანტიკლინური სერი, ჩანდარის ტბის სინკლინური დებრესია და ბეიუქ-ქიასიკის ანტიკლინური სერი, რომელიც მტკვრის ხეობის დებრესიას გამოყოფს ჩანდარის სინკლინური დებრესიიდან. უდაბნოს ქედს და ყარა-თაფის შორის სინკლინური ნაოქები არ ჩანს. ეს ახსნილი უნდა იქნეს იმით, რომ უდაბნოს ქედი შემოიცოცხებულია ყარა-თაფის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაზე და გაშიშვლებულია უდაბნოს ქედის მხოლოდ ჩრდილო-აღმოსავლეთით დახრილი ქანები, რაც წარმოქმნის მონოკლინურ სტრუქტურას.

მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე მკვეთრად გამოიყოფა ტექტონიკური სტრუქტურები. თელეთის ანტიკლინური ქედის სამხრეთი კალთები თანდათანობით გადადის კუმისის სინკლინურ ნაოქში. მის სამხრეთულ ფრთაზე აღმართულია იაღლუჯას ქედი. რომელიც წარმოადგენს ჰიფსომეტრიულად მაღლა აზიდულ სინკლინურ ნაოქს და ამდენად რელიეფში იგი აღარ შეესატყვისება ტექტონიკურ პროცესებით შეპირობებულ პირველად რელიეფის ფორმებს. იაღლუჯას

სამხრეთით მდებარეობს ხრამ-ალგეთის (მარნეულის) ვაკე, რომელიც აგრეთვე სინკლინურ ბუნებას ატარებს. ამასთანავე ნალექების ხასიათი და მორფოლოგია მიუთითებს რომ ამ ნაწილში ადგილი უნდა ჰქონდეს დაძირვის ტენდენციას.

მარნეულის ვაკის აღმოსავლეთი ნაწილი მდინარეთა ეროზიული მოქმედების შედეგად უნდა იყოს წარმოშობილი, (გვიანდელი მესამეული დროის მანძილზე მოქმედებდნენ პალეო ხრამი და ალგეთი); აქვე ადგილი უნდა ჰქონოდა ტექტონიკურ რღვევებს — იაღლუჯას ქედის სამხრეთ კალთის გასწვრივ უნდა არსებობდეს რღვევის ხაზი, წარმოშობილი აქჩაგილის წინა ფაზისის გამოვლინების შედეგად, რომლის შემდეგ წარმოებდა იაღლუჯას ქედის და მარნეულის ვაკის სხვადასხვა ნიშნით მოძრაობა.

ქვემო ქართლის ბარის ფარგლებში შესაძლებელია გამოყოფილ იქნეს რელიეფის რამდენიმე ტიპი, მასში შემავალი რელიეფის ცალკეული ფორმებით.

**სტრუქტურულ-დენუდაციური ჩელიეფის ფორმები**

1. რელიეფის დენუდაციური ფორმები, მოსწორებული თხემებით და მოსკლინური სტრუქტურით, განვითარებული მიოცენური კლასტური ნალექების სუბსტრატზე.

რელიეფის ეს ტიპი ქვემო ქართლის ვაკის მხოლოდ ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილშია წარმოდგენილი, უდაბნოს ქედის სამხრეთ კალთების სახით.

ქედის საშუალო სიმაღლე 800 მ არ აღემატება, ხოლო უმაღლესი წერტილები დიდ და პატარა უდაბნოს მწვერვალების სახით აღწევს 871 და 898 მეტრამდე. ქედის აგებულებაში, როგორც ეს ზემოთ იყო აღნიშნული, მონაწილეობას ღებულობენ ქვედა და შუა სარმატული ქვიშაქვები, კონგლომერატები და ფერადი (მოწითალო ან მომწვანო), თიხები. უდაბნოს ანტიკლინი შემოცოცებულია სამხრეთით, რის გამოც მისი სამხრეთი ფრთა ისოლუგაყარა-თავას ჩრდილო ფრთაზე, ჩრდილო ფრთაზე შრები დაქანებულია < 20—30°, სამხრეთ ფრთაზე თიხები და ქვიშები გარეცხილია, რის გამოც ვაჩენილა რამდენიმე ათეული და ზოგჯერ ასეული მეტრის ქარაფები. მონოკლინური სტრუქტურის მქონე სერები განსაკუთრებით კარგად არის წარმოდგენილი ნათლისმცემლის და თეთრი უდაბნოს მიდამოებში და ვრცელდება დასავლეთით ჯანგიის ხეობის მარჯვენა მხარეზე. ქედის თხემურ ნაწილში — ბერთა სამარხის და დიდი უდაბნოს მწვერვალის მიდამოებში, არსებობს ჩრდილოეთისაკენ სუსტად დახრილი საკმაოდ მოსწორებული ზედაპირები. აღნიშნული მოსწორებული ადგილები წარმოადგენენ დენუდაციურ ზედაპირებს, რომლებიც განვითარებულია აქ ხანგრძლივი დენუდაციური პროცესების შედეგად, მას შემდეგ, რაც უდაბნოს ქედის ჩასახვა მოხდა. ჯანგიის ხეობასთან მიახლოვებისას მონოკლინური სერები სხვადასხვა ფორმებით ხასიათდებიან. ქვიშაქვებისაგან ან კონგლომერატებისაგან შემდგარი სერები ხასიათდება ბასრი თხემებით, ხოლო თიხებისაგან შემდგარი ოვალური მოყვანილობის არიან, მორგავალებული თხემებით და სუსტად დახრილი, თიხისვე დელუვიონით დაფარული კალთებით. სერების კალთები დახრამულია დროებითი წყლების მოქმედების შედეგად, ვიწრო და ღრმა ხევ-ხრამები განვითარებას პოულობენ ქვიშაქვებს და კონგლომერატებში. თიხიანი დელუვიონით დაფარულ კალთებზე და ღარტაფებში მნიშვნელოვანი განვითარებით სარგებლობენ ფსევდოკარსტული ფორმები ძაბრების, ჩაქეული ქების და გვირაბების სახით, სადაც წვიმების დროს გაედინება წყალი. აღსანიშნა-

ვია, რომ ქვიშაქვებისაგან შემდგარი მონოკლინური სამხრეთი კალთები მეტწილად გაშიშვლებულია და აქა-იქ თუ იკიდებს ფეხს ქსეროფიტული მცენარეულობა, კერძოდ ღლერძა (*Astagalus brachicarpus* MB). ჩრდილო კალთები შედარებით სუსტად დახრილია და მასზე ხშირად დასახლებულია ეკალბუჩქები (ძეძვი *Paliurus spina christi* და სხვა).

2. რელიეფი — განვითარებული თელეთის ქედის ეოცენური ტუფოგენური ქვიშაქვებისა და ფიქლებისგან შემდგარ სუბსტრატზე, მოსწორებული თხემით და ეროზიის მიერ დანაწევრებული კალთებით

თელეთის ქედი წარმოადგენს თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებას. ტაბახმელასთან მისი სიმაღლე 1050 მ აღწევს, ხოლო ს. ქვემო-თელეთის თავზე 123 მეტრამდე ჩამოდის. ქედი შესდგება ქვიშაქვების, ფიქლებისა და დუფოგენურ ქვიშაქვებისაგან. სოლანლულის და შავნაბადას მიდამოებში გავრცელებას პოულობენ ბაზალტებიც.

თელეთის ქედის ანტიკლინური სტრუქტურა საკმაოდ შეცვლილია დენუდაციურ-ეროზიული პროცესების შედეგად. ქედის სამხრეთი კალთები საკმაოდ გადარეცილია და დანაწევრებული მშრალი და მცირეწყლიანი ხევებით. ხეები საკმაოდ ვიწროა და ღრმად ჩაჭრილი ტუფოგენურ ქვიშაქვებში (წალასყური, ბუღამის, კოჯრის ხევები). კალთები თანდათანობით დახრილობით გადადის წალასყურის ვაკეში და კუმისის ტაფოზში.

აღმოსავლეთით თელეთის ქედის დაბოლოება გარეცილია მდ. მტკვრის მოქმედებით და მკვეთრი ქარაფებით ეშვება ხეობისაკენ. რელიეფის ფორმებიდან საინტერესოა ქედის თანემურ ნაწილში არსებული მოსწორებული დენუდაციური ზედაპირები. ასეთი მოსწორებული ზედაპირი თემს გასდევს თითქმის მთელ სიგრძეზე და განსაკუთრებულ განვითარებას პოულობს მის დასავლეთ ნაწილში; აქ იგი უშუალოდ გადადის ტაბახმელის ვაკე ზეგანში, რომელიც ტიპურ მოსწორების ზედაპირს წარმოადგენს. ტაბახმელის, მთაწმინდისა, წყნეთისა და სხვა მათი შესატყვისი ვრცელი მოსწორებული ზედაპირების განვითარებისათვის უთუოდ საჭირო იყო ხანგრძლივი პერიოდი. დასავლეთით თელეთის ქედის გაგრძელებაზე მდებარეობს კოჯრის ქედი. ეს ქედი, შესდგება რა ეოცენურ ქვიშაქვების, ტუფოგენურ ქვიშაქვების, ტუფობრეჩიების და ფიქლებისგან, აღწევს 1150—1250 მ. სამხრეთი კალთები დანაწევრებულია მრავალრიცხოვანი ხევებით და წარმოქმნიან საკმაოდ რთულ ეროზიული რელიეფის ფორმებს. ზოგჯერ, ეოცენურ ქანებს თავზე ადევს ბაზალტური გამფენები. ეს უკანასკნელი ქოროლის მიდამოებში ჩასათედება მკვეთრი, რელიეფის ფორმებით, აზიდული კოშკის მაგვარად, ქოროლის მთის სამხრეთ კალთაზე წარმოგვიდგება ასეული მეტრის სიმაღლე ვერტიკალური კედელი, რომლის ძირთანაც განვითარებულია ქვაყრილები. ბაზალტური გამფენები ნაკლებად მორჩილებიან გამოფიტვის პროცესებს და კოჯრის და თელეთის ქედების დახუდურებულ თხემებზე წარმოქმნიან კოშკის მაგვარ ან გუმბათისებურ ახევებულ ამალღებულ ფორმებს. ამ მხრივ თელეთ კოჯორის ქედების ფარგლებში არსებული რელიეფის ცალკეული ფორმები მათი ლითოლოგიური ბუნებასთან დაკავშირებით იჩენენ განსხვავებას სხვა რელიეფის დენუდაციურ ეროზიული ტიპების გავრცელების ფარგლებში არსებული ფორმებიდან.

3. რელიეფის დენუდირებული ფორმები, განვითარებული მიოპლიოცენური ქვიშაქვების, თხემებისა და კონგლომერატებისაგან შემდგარ სუბსტრატზე, მოსწორებული თხემებით და სუსტად დახრილი დანაწევრებული კალთებით შესაძლებელია გამოყოფილ იქნეს ორი ქვეტიპი:

ა) რელიეფის პირველი ქვეტიპი განვითარებას პოულობს ჯანდარ-გარდაბანის ვაკის ჩრდილო ნაწილში წარმოდგენილ დაბალ სერებსა და ქედებზე. ჯანდარის ტაფობს ჩრდილოეთიდან ეკვრის ყარა-თაფას ანტიკლინი, რომელიც დასავლეთით გადაებმის ყარაბაიხის სერს. ანტიკლინურ სერს აქვს სამხ. აღმოსავლეთური მიმართულება. სერის უმაღლესი წერტილი (ყარა-თაფა) აღწევს 729 მ აბსოლუტურ სიმაღლეს. შედარებითი სიმაღლე ჯანდარის ტაფობს და ქედის თხემურ ნაწილს შორის აღწევს 350—400 მ.

ქედის თხემური ნაწილი ხასიათდება საკმაოდ ვრცელი მოსწორებული, ზოგჯერ ტალღებრივი და ზოგან სრულიად ვაკე ზედაპირით. თხემურ ნაწილში მოვაკებულ ტაფობში არსებობს დაქაობიანებული ადგილები და ძველი ნატბეური უბნები, სადაც გაზაფხულის წვიმების დროს ეხლაც ხდება წყლის დაგუბება.

აღმოსავლეთით ყარა-თაფას მოსწორებული ზედაპირები გადაებმის კიდევ უფრო უკეთესად გამოსახულ ყარაბაიხის ქედის თხემზე არსებულ მოსწორების ზედაპირებს (აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე). ჩრდილო ნაწილში ყარა-თაფას და უდაბნოს ქედს შორის არსებობს ფართო ლარტაფები, რომლებიც აღმოსავლეთით სრულიად ვაკე ზედაპირს წარმოქმნიან და შვეული კალთებით ეშვებიან დრმა ხევში. დასავლეთით ფართო ლარტაფები ეშვებიან თბილელის ხევამდე და გამოყოფილი არიან ასევე მოგლუვებული ლარტაფთა შორის ხეობით. ყარა-თაფის თხემის მოსწორებული ზედაპირები და ლარტაფები დაფარულია სტეპური ტიპის მდელოებით. ყარა-თაფის სამხრეთის კალთები შედარებით მეტად დანაწევრებულია მშრალი ხეებით, ჩაჭრილი აქჩაგლის და აფშერონის კონგლომერატების წყებაში. ხეები და ლარტაფები თანდათან ფართოვდება ჯანდარის ტაფობში გამოსვლისას. კონგლომერატები ადვილად იშლება. კალთები და ლარტაფები მოფენილია დაშლილი კონგლომერატების ქვარგვალებით. დროებითი ძლიერი ღვარების მიერ დაშლილი კონგლომერატების მასალა დიდი რაოდენობით გადაიტანება და ხეების და ლარტაფების გამოსავლებაში წარმოიშობა მძლავრი გამოზიდვის კონუსები, რომელთა სისქე ათეულ მეტრს უდრის. გამოზიდვის კონუსები ზოგიერთ ადგილებში უახლოვდებიან ერთი მეორეს და ჯანდარის ჩრდილო პერიფერიულ ნაწილში წარმოიშობა ერთი მთლიანი ღვარნალექების შლეიფები. ასეთი ნალექები ხელს უწყობენ დახრილი ვაკე რელიეფის განვითარებას.

ჩრდილო-დასავლეთით ყარა-თაფის დენუდირებული ანტიკლინური სერი ზორცოვან-გორაკებიანი რელიეფის სახით გადადის გარდაბნის (ყარაბაის) ვაკე-ველში მდ. ჯანგარის ხეობის მარჯვენა ნაპირზე. ველს ჩრდილოეთიდან ეკვრის არჩაშენის ქედი. მისი საშუალო სიმაღლე შესთაფას გორასთან ერთად 600 მ არ აღემატება და აზიდულია გარდაბან-რუსთავის ვაკიდან 200—300 მ. ქედის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს მიოპლიოცენური ქვიშაქვები თიხაფიქლები და კონგლომერატები. ქედი ძალზე დენუდირებულია, გადაარეცხილია და თხემური ნაწილი ხასიათდება მოსწორებული ზედაპირების უბნებით, გორაკ-ბორცოვანი რელიეფის ფორმებით მათ შორის არსებული ფართო ლარტაფებით. არჩაშენის აღმოსავლეთ ნაწილში და შესთაფას ჩრდილოეთით გორაკ-ბორცოვანი და ტალღებრივი მოგლუვებული რელიეფის ფორმები გაბატონებულ მდგომარეობაში იმყოფებიან. დასავლეთით, ჭეირანის ველის მიმართულებით ქედი გადადის ვაკე ტალღებრივ ზედაპირში.

საყურადღებოა, რომ გარდაბან-ვაზიანის გზაზე, რომელიც გადაკეთეს ახაშენის დასავლეთ მდებარე ვაკე ტალობრივ ზედაპირს, რელიეფი უფრო რთულად წარმოგვიდგება ვიდრე ეს ერთი შეხედვით გვეჩვენება.

აქ ხშირად ერთი მეორეს ცვლის საკმაოდ ფართო ღარტაფები და ტაფობები. ამჟამად ამ ღარტაფებსა და ტაფობებში მუდმივი ნაკადულების გადინას არ აქვს ადგილი. ამავე დროს, აქ გვხვდება ეროზიულად ჩაქრილი ვიწრო ხეხვიები და ფართო ალუვიური ტაფობები, რაც მიუთითებს იმაზე, რომ წარსულში აქ მოედინებოდა საკმაოდ მრავალწყლიანი მდინარე. ისე, როგორც ყარათაფის სამხრეთ კალთებზე, აქაც მშრალი ხეხვიებისგან დანაწევრებულია ახაშენის სამხრეთი კალთები, სადაც გვხვდება მძლავრი გამოზიდვის კონუსები. მეცხვარეთა საზამთრო ბენები მეტწილად გაშენებულია ასეთი ხეხვიების გამოსვლის ადგილზე არსებულ გამოზიდვის კონუსებზე. ეს შესაძლებელია იმით იქნეს ახსნილი, რომ გამოზიდვის კონუსებში ადვილად წარმოებს წყლის ფილტრაცია და მიწის ქვეშა ზედაპირული წყაროების გამოსავლები, რაც აუცილებელია მეზამთრეებისათვის.

ბ) დენუდაციის და ეროზიით გარდაქმნილ პირველად სინკლიურ ნაოკის ინვერსიულ რელიეფს წარმოადგენს იაღლუჯას ქედი.

დასახელებული ქედი გაწვდილია ორიოდ ათეული კილომეტრის მანძილზე დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. მისი სიგანე მცირედად ჩამოუვარდება სიგრძეს. ქედი შედგება სხვადასხვა ასაკის ნალექებიდან, სადაც თანამოდევრობით მორიგეობენ ოლიგოცენური დროის თიხებიდან მოყოლებული სარმატული ქვიშაქვებით, თიხებით და კონგლომერატებით წარმოდგენილი ქანები. ტექტონიკურად იაღლუჯის ქედი, ა. ჯანელიძის და გ. ჰელიძის მიხედვით, წარმოადგენს სინკლინის სამხრეთ ფრთას. ნ. კანდელაკი თელეთის ქედის სამხრეთით უფრო მეტ ნაოკების სირთულეს აღნიშნავს და თვით იაღლუჯის ქედის ჩრდილო ნაწილში ავლებს სინკლიურ ნაოკის ხაზს, ხოლო სამხრეთ ფრთაში ანტიკლინის ნაოკს აღნიშნავს, რომლის სამხრეთით ისევ მოსდევს ყიზილ-აჯილო-მარნეულის სინკლიური ნაოკი. იაღლუჯის ქედის აგებულებაზე ასეთი სხვადასხვა აზრის არსებობა, ბუნებრივია, ართულვის საეთიხის გარკვევას მის მორფოლოგიაში ტექტონიკური ბუნების გავლენის შესახებ. ერთი ცხადია, რომ ქედის უდიდეს ნაწილში გამოვლინებულია ნაოკის სინკლიური ბუნება, გართულებული შემდეგი მოძრაობების შედეგად. ამრიგად, იაღლუჯას ქედი აზიდულია მტკვრის ხეობასთან შედარებით თითქმის 400 მ მაღლა, მოთავსებულია ორ ვაკე დეპრესიას (კუმისის და ხრამ-ალგეთის) შორის და მორფოლოგიურად წარმოადგენს ინვერსიულ ქედს. მორფოგრაფიულად საკუთრივ ქედი გაიყოფება ორ ნაწილად. ქედის ჩრდილო ნაწილი სამხრეთიდან ეკვრის კუმის-წალასურის დადაბლებას. ცენტრალურ ნაწილში განვითარებულია ვაკე ტაფობი (საზამთრო ფარეხები და საძოვრები), რომელსაც კვეთავს საკმაოდ ღრმად ჩაქრილი ხრამი. სამხრეთით ალგეთის ვაკეს გასდევს სამხრეთი ქედი, რომელიც თავის სიმაღლით თანატოლია ჩრდილო ქედისა. ამრიგად, იაღლუჯას ქედი საკმაოდ დანაწევრებულია ფართო სერთა შუა ღარტაფებით და ღრმა ხრამებით. გარდა ვრცელი ტაფობის (ქედის ცენტრალურ ნაწილში), რომელიც ეროზიული წარმოშობისაა, ქედისების თხემური ნაწილებიც ხასიათდება საკმაოდ მოწორებული ან ტალღებრივი ზედაპირებით. ჩრდილო და სამხრეთი კალთები დანაწევრებულია მრავალრიცხოვანი მშრალი და მოკლე ხეხვიებით. ყურადღებას იქცევს ის, რომ, ქედის ჩრდილო კალთაზე არსებულ დელუვიურ ნალექებსა და თვით

ოლიგოცენურ თიხებში ადგილი აქვს დამეწყვრას და საკმაოდ დიდი მასა განიცდის დაცოცებას კუმისის ტაფობისაქენ. მეწყრული მოვლენების აქტივობა იწყება გაზაფხულის წვიმების დროს და ჩერდება ზაფხულში, როდესაც ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა მინიმუმამდე ჩამოდის.

აპრივად, მორფოგენეზისური და ცალკე ფორმების თვალსაზრისით იაღლუჯას ქედი საკმაოდ რთულ მორფოლოგიურ ერთეულს წარმოადგენს, სადაც ჩვენ ვხვდებით რელიეფის ინვერსიულ ფორმებს და ქარბი დენუდაციური პროცესების შედეგად განვითარებულ მოსწორებულ და ეროზიულ ფორმებს. ამ მხრივ აქ ჩვენ საქმე გვაქვს ეპზოგენური ფაქტორების კომპლექსთან, რომლებმაც დალი დასვეს და თითქმის მთლიანად შეცვალეს იაღლუჯას პირვანდელ ტექტონიკურ ბუნებასთან შეპირებებული რელიეფის სახე.

## II. ვაკე აუზშუღლიაციური კალივზი

4. ვაკე მდინარეულ აუზშუღლიაციურ რელიეფის ტერასული ფორმები, განვითარებული მტკვრის, ალგეთის და ხრამის ხეობებში, მდინარეთა მოქმედების შედეგად.

ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში რელიეფის მნიშვნელოვანი ნაწილი წარმოადგენილია ალუვიური ვაკეებით. მტკვრის ხეობაში გარდაბანიდან თბილისამდე ვაკეები განვითარებულია, როგორც გამომუშავებულ, ისე დაძირულ ტერასებზე. თბილისიდან — რუსთავამდე ყველაზე მეტი გავრცელებით სარგებლობს ნავთულ-ნოვო-ალექსეევკას III ტერასი, სადაც ეოცენის დანაოქებულ ფლიშურ წყებაზე განლაგებულია 3—4 მ სისქის ალუვიური კონგლომერატები. ნავთულის აღმოსავლეთით ვაკე ტერასი ვრცელდება ლოჭინოს ხევამდე 10 — 12 კმ მანძილზე და გადაებმის ლოჭინოს ხევის მარცხენა მხარეზე. მის გაგრძელებას წარმოადგენს ჯივრან-ველის ვაკე, რომელიც ლოჭინოს წყლის და სხვა ხეების მოქმედების შედეგად უნდა იყოს განვითარებული. ვაკე-ტერასი სუსტად არის დახრილი მტკვრისკენ და დანაწევრებულია მრავალი ხეებით (ორხევი, თეთრა ხევი, თათრის ხევი და სხვა მრავალი მშრალი ხრამები). ფართო ლარტაფებით და ხრამებით დანაწევრებულ ზედაპირს დაკარგული აქვს ერთი მთლიანი სუსტად დახრილი ბრტყელი ტერასული ვაკის პირვანდელი სახე და წარმოგვიდგება ტალღისებური და ბორცოვან-გორაკებიანი ზედაპირის სახით. ჩრდილო ფრთაზე ზედაპირის უსწორმასწორობას ხელს უწყობს აგრეთვე გაჯიანი თიხნარების არსებობა, სადაც გაჯის ინტენსიურ ამოღებასთან ერთად განვითარებულია ხელოვნური ზვინულების და ორმო-ტაფობების ტექნოგენური ლანდშაფტი. III ტერასული ვაკე სამხრეთით თანდათანობით გადადის ავღაბის II ტერასის გაგრძელებაზე. აღნიშნული ტერასი მდებარეობს 400—420 მ სიმაღლეზე, მტკვრის დონიდან ამაღლებულია 40 — 50 მ. უკანასკნელი, საკმაოდ ვრცელი ტალღებრივი ვაკის სახით დაფარულია 2—3 მ სისქის ალუვიონით. იგი ვრცელდება ლოჭინოს ხევამდე და შემდეგ იწყებს შევიწროვებას ლოჭინოს ხევის მარცხენა ნაპირზე, რუსთავის მახლობლად გორაზე არსებულ მაჰმადიანურ სასაფლაომდე. აქ ვაკე დანაწევრებულია, გარეცხილია და განვითარებას პოულობს გორაკ-ბორცვებიანი რელიეფის ფორმები.

ვრცელი აუზშუღლიაციური ვაკე წარმოშობილია ალუვიური და დვარანლექების დაგროვების შედეგად. იგი განვითარებას პოულობს რუსთავ-გარდაბანის ველზე.



სოლანლუდის რ/გზის აღმოსავლეთით, მტკვრის მარცხენა მხარეზე, ისევ იწყებს განვითარებას ჭალის ზედა პირველი ტერასი (ს. სოლანლუდის პირდაპირ) და ვრცელდება, ვიდრე მდ. მტკვარი არ მოაწყდება რუსთავის მისადგომთან არსებულ გორაკს. ს. ყარა-ტაგლას მერიდიანზე მისი სიგანე 2 კმ აღწევს. ვაკე ტერასის ჩრდილო კიდე მდებარეობს 360 მ (აბსოლ. სიმაღლე). მტკვრის დონე ამავე ხაზზე 340 მ აღწევს. ასე, რომ ტერასი წარმოადგენს შეუქმნევლად დახრილ იდეალურ ვაკეს. მისი შესატყვისი ვაკე ტერასი მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე გამოქმუშავებულია ს. სოლანლუდის აღმოსავლეთით, ვრცელი მტკვრის ყოფილი მეანდრის ადგილზე და სოფლიდან 8—9 კმ შემდეგ გამოიყოფა II ტერასული ვაკიდან მკვეთრად გამოსახული ბექობით. საყურადღებოა, რომ ალუვიონის სისქე, როგორც ჭალის ზედა პირველ, ისე მეორე ტერასების კრილში, აღწევს მხოლოდ 4—5 და 8—10 მ სისქეს და უშუალოდ განლაგებულია იალუუტას ჩრდილო ფრთის მაიკოპურ თხელფურცლოვან იარაღიტულ თიხებზე.

რუსთავ-გარდაბნის ვაკე ვრცელდება ათეული კილომეტრის მანძილზე და აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე გადაებმის ფილოს ვაკეს. ვაკე თანდათან დაეკმას განიციდის აღმოსავლეთის მიმართულებით და საქართველოს სსრ ტერიტორიის ფარგლებში — ქ. რუსთავს და ს. რუისბოლოს შორის სიმაღლეთა სხვაობა 65—70 მ არ აღემატება. უდიდეს სიფართეს ვაკე აღწევს ს. გარდაბნის მერიდიანზე (18—20 კმ). არხაშენის ქედის სამხრეთ კალთების ძირიდან მდ. მტკვრამდე რუსთავ-გარდაბნის ველი წარმოადგენს დახრილ ვაკეს. დახრილობა შესამჩნევია გარდაბნის არხის (მთავარი არხი) და არხაშენის კალთების სამხრეთ დბოლოვებას შორის. სიმაღლეთა შორის სხვაობა 10—12 კმ აღწევს 150 მეტრამდე (320 მ არხის ხაზზე და 480 ჯანდარის ფარეხებთან). მთავარ არხს და ს. ქვემო კაპანახჩ-გოეიკოვს შორის მდებარეობს იდეალურად მოსწორებული ვაკე ტერასი. ეს უქანასენელი 3—4 მ სიმაღლის ბექობით გამოიყოფა მტკვრის ჭალის პირველი ტერასიდან. აღნიშნული ტერასი მტკვრის სანაპირო ზოლში დაფარულია ჭალის ტყით, სადაც გვხვდება ასწლოვანი მუხის, თელის, ვერხვის ხეები და სხვა მცენარეულობა.

ამრიგად, ერთი მთლიანი ვაკე რუსთავიდან დაწყებული ს. რუისბოლომდე (აზერბაიჯანის საზღვარზე) და მის აღმოსავლეთით წარმოდგენილია ძირითადად ორი საფეხურის სახით. პირველი საფეხური 5—6 მ მტკვრის დონიდან, რომელიც ზოგიერთ ადგილებში (რუსთავის დასასვენებელი პარკი და ვოეიკოვის მიდამოები) ჩამოდის ხოლმე 3—4 მ სიმაღლეზე, კარგად არის გამოსახული ს. ტატიანოვკას მიდამოებში, სადაც გაშენებულია ვენახები. ვაკე ნაკლებად დახრამულ-დანაწევრებულია ბუნებრივი ხეებით და დასერილია მრავალრიცხოვანი პარალელური ხელოვნური არხებით. ხელოვნურ გაშიშვლებებში რუსთავის, ტატიანოვკის მიდამოებში და აგრეთვე ჭაბურღილების კრილში, როგორც აღნიშნული გვექონდა, ალუვიური ნალექების სისქე სამ-ოთხ ათეულ მეტრს აღემატება. თვით ტერასები გამოქმუშავებულია ძველ ალუვიურ ნალექებში.

სად. მთავარი არხის ჩრდილოეთით ძველი ალუვიური ვაკე ტერასი დამარხულია ღვარწალექებს ქვეშ. გარეცხილი ტერასის ნაშთი შემორჩენილია ს. ს. გარდაბანი-ჯანდარის ამაღლებული სერის სახით. როგორც ჩანს, რუსთავის ვაკის ჩამოყალიბების დროს მდ. მტკვრის მეანდრი შორს შეიქცა ჩრდილოეთით და გამორეცხა უფრო ადრინდელი ტერასა, რომლის ფრაგმენტები შემორჩენილ

იქნა მხოლოდ სს. გარდაბანთან და ჯანდართან. გარდაბანის ტერასული სერი გამოიყოფა ს. ჯანდარის სერიდან ფართო ვაკე ღარტაფით, რომელზედაც გადის რ/გ ხაზი რუსთავსა და ძმობის სადგურებს შორის.

ამრიგად, რუსთავ-გარდაბნის ეელი წარმოადგენს სუსტად დანაწევრებულ ტიპურ ალუვიურ ვაკეს, რომლის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობენ მდინარეული რიყნარები, ღვარანალექები და ლიოსისმაგვარი თიხნარების სქელი წყება. ვაკის განვითარებაში ალუვიური ნალექების დაგროვებასთან ერთად, უთუოდ მნიშვნელოვანი როლი ითამაშა მტკვრის ხეობის ამ ნაწილში გამოქვავებულმა დაძირვის ტენდენციამაც. შეიძლება აღინიშნოს, რომ ქვემო ქართლის ვაკის ეს ნაწილი მორფოგენეზისის თვალსაზრისით წარმოადგენს აზერბაიჯანის ბელტის ტექტონიკურ ბუნებასთან შეპირობებულ განუყოფელ ნაწილს.

ა) კოდა-წალასყურის ალუვიურ-პროლუვიური ვაკე, განვითარებული იაღლუჯის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში.

ვაკე ჩრდილო მხრიდან შემოსაზღვრულია თელეთ-კოჯორის ქედების სამხრეთი კალთებით, სამხრეთიდან კი — იაღლუჯას ქედით. დასავლეთის მხრიდან იგი გამოიყოფა ალგეთის ხეობიდან ნატბეურის სერით, ხოლო აღმოსავლეთით, სოღანლუდის მიდამოებში უშუალოდ გადადის მტკვრის ტერასებში. ოდესღაც მთლიანი კოდა-წალასყურის ვაკე ამჟამად გაყოფილია კუმისის ტაფობით.

კოდას ვაკის საშუალო სიმაღლე აღწევს 520—530 მ. კუმისის ტაფობისკენ ვაკე 70—100 მ სიმაღლის ციკაბო კალთით ეშვება. იგი დაქანებულია SSO მიმართულებით და ვიწრო „დერეფნისებური“ გასავლით იაღლუჯას და ნატბეურის სერს შორის უერთდება მარნეულის ვაკეს. უკიდურეს წერტილთა შორის სიმაღლეთა სხვაობა (მუხათს და კოდის ვაკის მარნეულის ვაკესთან გადაბმის წერტილებს შორის) 210—220 მ აღწევს. ამიტომაც, კოდის ვაკიდან წყლის დრენაჟი წარმოებს მარნეულის ვაკის მიმართულებით ბაშ-მარხის საშუალებით, რომელშიაც გაედინება ბორბლოს ანუ მუხათის ხევის წყალი. ვაკე ხასიათდება ზედაპირის ლამბაქისებური მოყვანილობით, რომლის ცენტრული ნაწილი მოსწორებულ სიბრტყეს წარმოადგენს, ხოლო პერიფერიულ ნაწილებსკენ თანდათანობით მაღლდება. ვაკე სუსტადაა დანაწევრებული ხევებით და ხრამებით, გვხვდება ფართო ღარტაფები. იაღლუჯას და ნატბეურის სერის კალთებზე, არხის გასასვლელი გასწვრივ ემჩნევა ტერასული ორი საფეხური, დაფარული ალუვიური ნალექებით. თვით ვაკის აგებულებაში ალუვიური ღვარანალექები მნიშვნელოვან როლს თამაშობენ და ორ ათეულ მეტრს აღემატება. ვაკის მორფოლოგია და ალუვიური ღვარანალექები მიუთითებს, რომ პლიოცენის დასასრულს და მეოთხეულის დასაწყისში დროებითი ღვარების და მდინარეთა წყლების გადინება ხდებოდა აღმოსავლეთით წალასყურის ვაკეზე, როგორც ჩანს, იაღლუჯას სამხრეთ-დასავლეთ კალთაზე ჩასახულმა ხრამებმა პლუვიალურ პერიოდში მალე შესძლო მესამეულის თიხების და კონგლომერატების ჩაჭრა და ეხლანდელი ბაშ-მარხის ხევის საშუალებით შეიჭრა კოდას ვაკეზე და შეცვალა აქ ჩამონადენი წყლების დენის მიმართულება, აღმოსავლეთურიდან სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულებით.

წალასყურის დახრილი ვაკე გაშლილია იაღლუჯას და თელეთის ქედებს შორის. იგი ვრცელდება წალასყურ-კუმისის წყალგამყოფ სერიდან საყდრის გორამდე. ამ მონაკვეთზე ს. წალასყურის დასავლეთით ვაკის აბსოლუტური სი-

მაღლე 655—660 მ აღწევს, საყდრის გორასთან. სადაც წალასყურის ვაკე გადებმის მტკვრის III ტერასას მისი სიმაღლე ჩამოდის 446—450 მ სიმაღლემდე. ამრიგად, თითქმის 10 კმ მანძილზე, ვაკის დახრილობა 100—200 მ არ აღემატება.

ვაკე ეროზიულ-აკუმულაციური წარმოშობის არის. იაღლუჯას სინკლინის ჩრდილო ფრთაში გარეცხილია ოლიგოცენის და მაიკოპური თიხები, რომელზედაც გადაფარულია 3—4 მ და ზოგჯერ მეტი სისქის ღვარანაღებების რიყნარები და დელუვიურ-პროლუვიური თიხები. დროებითი ღვარების მიერ შეცვლილია ვაკის პირვანდელი სახე, ისინი დღესაც ადვილად აწარმოებენ თიხნარების და რიყნარების გარეცხვას, რის შედეგადაც წალასყურის ვაკის დასავლეთით განვითარებულია ფართო ლარტაფები. ამ უკანასკნელი ფორმების განვითარება ვაკის ზედაპირს აძლევს უსწორ-მასწორო ტალღებრივი ზედაპირის გამოსახულებას. საყდრის გორის აღმოსავლეთით იქ, სადაც წალასყურის ვაკე გადადის მტკვრის მაღალ ტერასაში (მარამის ტაძრის გორის III ტერასა ა. ჯანელიძის მიხედვით). დროებითი გამდინარე წყლების ეროზიული მოქმედება ძლიერდება და წარმოიშვება ფართო ხრამები და ლარტაფები (საქონლის ფერამის, მახარაძის სახელობის მეურნეობის მიდამოებში და მის აღმოსავლეთით). საყდრის გორის აღმოსავლეთით ფაქტიურად წყდება წალასყურის ვაკე და იწყება მტკვრის ხეობის გასწვრივი ხეობისაკენ საკმაოდ დახრილი და ხრამებით დანაწევრებული ტერასული საფეხურები. ამ მხრივ, ყურადღებას იქცევს სოლანულის ქალის ზედა II ტერასი, რომელიც დასახლებული სოფლიდან ვრცელდება აღმოსავლეთით და მიაწყდება რუსთავის პირდაპირ გაშენებულ ხელოვნურ პარკს.

ბ) თავისებური გზით მიმდინარეობდა აკუმულაციური ვაკის განვითარება ალგეთ-ხრამის ქვემო დინებაზე.

ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში ყველაზე ვრცელი აკუმულაციური ვაკე განვითარებულია ხრამ-ალგეთის დინებაზე ე. წ. მარნეულის ვაკის სახელწოდებით. დასახლებული ვაკე იწყება მტკვრის მარჯვენა ნაპირზე და ვრცელდება დასავლეთით მდ. მაშავერას ხეობაში ს. ქვეშამღე, თითქმის 100 კმ მანძილზე. სამხრეთის მხრიდან მარნეულის ვაკეს ესაზღვრება სომხეთის ქედის ჩრდილო კალთები. ჩრდილო მხრიდან ალუვიურ ვაკეს მკვეთრი საფეხურით ემიჯნება ჯერ ქვემო ქართლის ლავური პლატო, ხოლო ს. მარნეულიდან კი — იაღლუჯას სამხრეთი კალთები.

უდიდეს სიგანეს მარნეულის ვაკე აღწევს გაურარხ-ქურლარის მერიდიანზე, სადაც ხრამი მარჯვენა მხრიდან იერთებს მდ. დებედას. აღმოსავლეთით ვაკე ოდნავ შევიწროვებას განიცდის იაღლუჯას და წითელ ხიდს (მდ. ხრამზე) შორის. დასავლეთით მარნეულის ვაკე სწრაფად ვიწროვდება მაშავერ-ტალავრისწყლის ურთიერთ შეერთების შემდეგ და ს. ქაჩულოდან მოქცეულია მაშავერას ვიწრო ხეობაში. ვაკე ს. ჯაფარლოს მიდამოებში მდებარეობს 452 მ სიმაღლეზე, ხოლო ს. ქესალოსთან (მდ. ალგეთის შესართავის მახლობლად) ვაკის აბსოლუტური სიმაღლე ეცემა 260 მ სიმაღლემდე. ამრიგად, 60—70 კმ მანძილზე სიმაღლეთა შერის სხვაობა 270 მ აღწევს.

ალუვიური ნალექების სისქე ს. მარნეულთან ჰაბურღილის მიხედვით 13მ მ აღწევს, მათ ქვეშ მდებარეობს დოლერიტული ლავის ღვარი. ხრამისა და ალგეთის ქვემო წელში, ს. მულანლოს ქვემოთ ზღვიური ზედაპლიოცენური ნალექ

ქები დაფარულია ალუვიური და ტბიური ნალექებით. ალუვიური რიყნარებით ზლიოცენური და ქვედა მეოთხეული ზღვიური ნალექების დაფარვა კარგად ჩანს ს. ილმაზლოს მახლობლად. ვაკე შედარებით ნაკლებად არის დანაწევრებული ბუნებრივი ხრამებით, გარდა მისი პერიფერიული ნაწილებისა. ვაკე დასერილია სარწყავი არხებით, რომლებიც ანაწევრებენ ზედაპირს. მიუხედავად იმისა რომ ვაკეზე, განსაკუთრებით ხრამის ხეობის ჩრდილოეთით, გარდა ხრამის და ალგეთის მთავარი არტერიებისა და იაღლუჯას გასწვრივ მიმდინარე ბაშარხისა სხვა ბუნებრივი მდინარეები არ სერავს. ვაკის ზედაპირზე მაინც გვხვდება ძველი ეროზიული ლარტაფები და ხეობები, რომლებიც წარმოშობილი უნდა იყოს წარსულში აქ მდინარეთა ხეტიალის შედეგად. ასეთი ძველი ნამდინარევი ხეობები, რომლებიც დენუდაციის განცდის შედეგად უფრო ლარტაფებს მოგვაგონებენ, გვხვდება ს. შირზოევკას მიდამოებში. ძველი ტერასის ზედაპირი ჩაქრილი და გარეცხილია ზოგან 2—3 მ სიღრმეზე და გადარეცხილ ტერასულ სერებს შორის განვითარებულია ფართო ლარტაფები. ასეთ ლარტაფებში ხშირად გვხვდება არხებიდან გადაშვებული წყლების დაგუბების შედეგად დაქაობიანებული ადგილები.

ხრამის მარცხენა ნაპირზე ს. კუტლიარის და მულანლოს შორის განვითარებას პოულობს საკმაოდ ღრმა ხრამების ქსელი, ჩაქრილია ალუვიონსა და თისნარებში.

მდ. ალგეთს და ბაშარხის ხრამს შორის არსებობს ვრცელი ლარტაფი კოვუთაფას ხრამის სახელწოდებით. იგი იწყება ს. თაზაკენტის მახლობლად და აღწევს მტკვრის ხეობას. მორფოლოგიურად კოვუთაფას ხევი წარმოადგენს ძველი ხეობის ნაშთს. მისთვის დამახასიათებელია ფართე ფსკერი და დატერასებული კალთები. ს. ილმაზლოს და ქეხალის მიდამოებში დენუდაციას გადარჩენილია ტერასების რბი საფეხური. ხეობის სიფართო 300—500 მ აღწევს. ალუვიური ტერასები მიუთითებს, რომ აღნიშნული ხევი წარმოადგენს ძველი ალგეთის ხეობას. როგორც ჩანს, მდინარე ალგეთი ს. გაიურარხის ქვემოთ გავდინებოდა კოვუთაფას ეხლანდელი ხევით და შემდეგში იცვალა დინების გზა სამხ. აღმოსავლეთის მიმართულებით. ამიტომაც, კოვუთაფას ხევის ანუ ნალგეთარი ხეობის მორფოლოგიური შესწავლა ინტერესს მოკლებული არ არის, მარნეულის ვაკეზე ჰიდროგრაფიული ქსელის გადაადგილების და რელიეფის განვითარების ისტორიის შესწავლის თვალსაზრისით.

5. აკუმულიაციური დეპრესიები, განვითარებული თანამედროვე და ძველი ტბიური ნალექების გავრცელების არეებში.

გარდაბნის ველის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს ჯანდარის ტბა, გარშემორტყმული ყარა-თაფის და ბეიუკ-ქაისიკის სერებით. ტბის დონე მდებარეობს 288 მ სიმაღლეზე და, ამრიგად, 8—8,5 მ დაბლა მდებარეობს საკუთრივ მტკვრის დონიდან. ჯანდარის ტბის დონეს ირგვლივ მდებარე სიმაღლეები აღემატებიან 70—350 მ. ტბის დეპრესია მხოლოდ აღმოსავლეთისკენ არის გაშლილი, მაგრამ აქაც იგი განიცდის ამღლებას 20—30 მ და ჩამონადენი წყლის დრენაჟი წარმოებს დეპრესიისკენ. როგორც აღნიშნული იყო, თანამედროვე ტბის ფართობი 12 კმ<sup>2</sup> აღწევს. თუ გავითვალისწინებთ ძველი ტბიური ნალექებით დაფარულ სივრცეს, მაშინ ტბიური ნალექებით ამოვსებული დეპრესიის ფართობი გაიზარდება ორჯერ.

ჯანდარის ტბის დებრესიის რელიეფი ნაკლებად დანაწევრებულია. ყარათის სამხრეთ კალთების გასწვრივ არსებობს დანაწევრებული ბორცვიანი რელიეფი, მოსწორებული ზედაპირით, რომელსაც ზოგიერთი მკვლევარი ტერასის ნაშთად თვლის. ბორცვიან მწკრივს და ტბის პლაჟს შორის არსებობს დახრილი ვაკე, სუსტად დანაწევრებული და დაფარული ღვარნალექებით. დებრესიის სამხრეთ ნაწილში განვითარებულია სრულიად მოსწორებული, კიობის მცენარეებით დაფარული ტბისპირა ვაკე, რომელიც თანდათანობით გადადის ს. ჯანდარის სერის სუსტად დახრილ ვაკეში. აღმოსავლეთის მხრიდან დებრესიას ჰკვეთს გარდაბნის არხის ხრამი. საყურადღებოა, რომ არხის გასწვრივ არსებობს საკმაოდ ღრმა ხრამები, რომლებიც უერთდებიან არხს მარჯვენა და მარცხენა მხრიდან. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ თანამედროვე ჯანდარის ტბაში ირგვლივ მდებარე სერებიდან სიბრტყივი და ხაზობრივი ჩამორეცხვის შედეგად დიდძალი მასალა ჩადის. ასევე ეხლანდელ ტბაში გარდაბნის არხის საშუალებით ჩადის ატივანრებული მასალის დიდი რაოდენობა, ლიოსისმავგარე თიხნარების გარეცხვის ხარჯზე. ტბის საბოლოოდ ამოვსება არ ხდება მხოლოდ იმი სგამო, რომ ზამთრობით მასში ჩაედინება გარდაბნის არხის წყალი.

ტბიურ-აკუმულაციურ ვაკეს წარმოადგენს კუმისის ტბის ტაფობი. თანამედროვე ტბას უკავია სიგრძით 2,5 და სიგანით 1,7 კმ. ტბისგან დაჭაობებულ და დამარილიანებულ ტერიტორიას. ტბისგან დაკავებული ფართობის ჩათვლით, უკავია 4 კმ სიგრძე და 3,5 კმ სიგანე.

ტბის დონე ამჟამად მდებარეობს 475 მ აბსოლ. სიმაღლეზე. მორფოლოგიურად ტაფობი წარმოადგენს სრულიად დახურულ აუზს. აღმოსავლეთით მას ეკვრის წალასყურის ვაკე, რომელიც 50—60 მ კედლით ეშვება ტაფობისკენ. ხოლო დასავლეთით იგი ასეთივე სიმაღლის ბექობით გამოიყოფა კოდას ვაკისგან. სამხრეთის მხრით კუმისის ვაკე ტაფობი მიაწყდება იალლუჯას კალთებს, ხოლო ჩრდილოეთით, ს. კუმისთან ისაზღვრება თელეთის ქედის კალთების დაბოლოებით.

შედარებით იდიალურად მოსწორებული ვაკე რელიეფით ხასიათდება ტბის ირგვლივ მდებარე დაჭაობებული და დამუშავებული ტერიტორია. პერიფერიული ნაწილი, სადაც ტბიურ ნალექებზე გადაფარულია დელუვიური და ღვარნალექები, ჩამოტანილი იალლუჯას ქედიდან, კოდას და წალასყურის ვაკეების ფლატეებიდან წარმოქმნის სუსტად დახრილ ვაკის ზედაპირს. ტბის ტაფობი თანდათანობით მალდება ს. კოდას მიმართულებითაც. საიდანაც ვაკეზე შედის ღვარნალექების დიდძალი მასალა.

რაც შეეხება თვით კუმისის აკუმულიაციურ ტაფობის გენეზისს, ეს საკითხი ამჟამად უკვე გარკვეულად უნდა ჩაითვალოს. როგორც ცნობილია, ზოგიერთი მკვლევარი მას თვლიდა პატარა გრანენად. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ მიუთითებდა თვით ტაფობის მორფოლოგიური ხასიათი (კოდის და წალასყურის მხარეზე მკვეთრად ჩამოწყვეტილი კალთები). გასულ წლებში კუმისის ტბის ტაფობის გეოლოგია შესწავლილ იქნა ა. ჯანელიძის მიერ [24]. იგი მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ ტბის ტაფობი წარმოშობილია ოლიგოცენის და მაიკოპურ ნალექებში არსებული დიდძალი მარილების გამოტუტვის და გატანის შედეგად, მიწისქვეშა წყლების მოქმედებით. მოცემული ავამოანგარიშება გარეცხილი და გატანილი მარილების რაოდენობის და ამის შესატყვისად, მიწისქვეშა სიცარიელის განვითარების შესახებ. მიწის-ქვეშა სიცარიელის გაჩენას-

თან დაკავშირებით, ავტორის აზრით, ადგილი ჰქონდა ქანების დასხლეტვას ჩრდილოეთიდან სამხრეთისკენ და წარმოიშვა ტაფობი<sup>1</sup>.

რომ ტბის ტაფობის ფსკერის დაწვევა ეხლაც მიმდინარეობს, ამაზე მიუთითებს აქ არსებული ტბიური და ღვარანალექების სისქე. კუმისის ტბის აკუმულაციური ტაფობის განვითარება, როგორც ამაზე მიუთითებს გეომორფოლოგიური და გეოლოგიური მასალები, მიმდინარეობს შუა და ზედა მეოთხეულის დროის მანძილზე და ამდენად ამ ნალექების უფრო ქვედა ფენების შესწავლა უთუოდ წარმოადგენს ინტერესს. ეს უკანასკნელი შესაძლებელია მიღებულ იქნეს მხოლოდ ჭაბურღილების საშუალებით.

ტბიურ აკუმულაციურ ვაკეს უნდა წარმოადგენდეს ოფრეთის ვაკე, სადაც გეოლ. ნ. კანდელაკი აღწერს 10—12 მ სისქის ზოლებრივ ქვიშებს (უკეთ თიხებს დ. წ.). ტბიური ნალექების განვითარებას ამ ადგილზე დასახელებული ავტორი ხსნის მეწყრული მოვლენებით, რომელმაც გადაღობა ფოლადურის (შულავერის) წყალი. ჩვენ აქ აღარ შეეჩერდებით ამ ვაკის მორფოლოგიურ აღწერაზე, რადგანაც იგი ჩვენი საკვლევი რაიონის საზღვრის გარეთ მდებარეობს<sup>2</sup>, მხოლოდ შეიძლება აღვნიშნოთ, რომ გაკვრითი დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ოფრეთის მიდამოებში ტბიური ნალექების სისქე გაცილებით მეტი უნდა იყოს.

ტბიური აკუმულაციური ნალექები — დაფარული შემდგომში ალუვიური ნალექებით და გადარეცხილი დენუდაციური პროცესების შედეგად, გვხვდება ს. ქესალოს II მიდამოებში, მდ. ალგეთის მარჯვენა ნაპირზე. ტბიური ქვიშები, რომლებსაც ზოგჯერ ხლართული შრეობრივობა ახასიათებთ, გადაფარულია ზემოდან კენჭნარით და ლიოსისმაგვარი თიხიანი ქვიშებით.

ხრამ-ალგეთის გამოყოფი III ტერასი, რომელზედაც გვხვდება ტბიური ნალექები, საკმაოდ დენუდირებულია და დახრილია მტკვრის ხეობისაკენ. მტკვრის ნაპირად, იქ, სადაც მას ერთვის მდ. ხრამი, არსებობს ამაღლებული ბორცვი, სენგარის სახელწოდებით, შექრლი ორ მდინარეთა შორის კონცხის სახით. მისი აბსოლუტური სიმაღლე (რუკის მიხედვით) აღწევს 322 მ (აქვეა ტაბო ნიშანი და ძველი ციხის ნანგრევები). ტბიური ნალექები, რომელიც ს. ქესალოს მიდამოებში შიშვლდება მდებარეობს 280—300 მ სიმაღლეზე. ამრიგად, ჰიფსომეტრიულად იგი უფრო დაბლა მდებარეობს მტკვრის პირა სენგარის ბორცვთან შედარებით, მიუხედავად იმისა, რომ ვაკის დახრილობა მტკვრისკენ არის მიქცეული. ეს გამოწვეულია გარეცხვის შედეგად ვრცელი ღარტაფის განვითარებით.

ტბიური აკუმულაციური ნალექები ალგეთ-ხრამის მესამე ტერასაზე უთუოდ განვითარებულია პლიოცენური ზღვის უბის უკან დახევის შედეგად და შესაძლებელია იგი წარმოადგენდა მის მოწყვეტილ ნაშთს. ასეთი უბიდან გამოყოფილი ტბა შედარებით მალე იქნა ამოვსებული მდინარეთა მიერ და დალეკა მასზე ალუვიონი და ამრიგად, ტბის პირვანდელი მორფოლოგიური ბუნება წაშლილ იქნა.

<sup>1</sup> საყურადღებოა, რომ რეფერატულ ჟურნალში (1954, № 6 სერია გეოლოგია-გეოგრაფია, სტატია № 6844) რეფერირებულია ი. ვებერის და დ. სტანსბერის შრომა „ჩაქცევები ერის ტბის კუნძულებზე“ სადაც ტაფობების წარმოშობა ახსნილია მარილების გამოტუტვის შედეგად.

<sup>2</sup> ამ რაიონის გეომორფოლოგიურ შესწავლას გეოგრაფიის ინსტიტუტის ხაზით აწარმოებდა ნ. ასტახოვი.

### III. ძველი ქართლის ვაკე ნაწილის პალეოგეოგრაფია და ჩელივის განვითარების ისტორია

ამ მხარის გეოლოგიური და გეომორფოლოგიური შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ქვემო ქართლის აღმოსავლეთ ნაწილის პალეოგეოგრაფიული სურათის აღდგენა და მასთან დაკავშირებით თვით რელიეფის განვითარების ისტორიის დადგენა საკმაოდ რთულ საკითხს წარმოადგენს. ეს მით უფრო რთული ხდება, რომ ისე ახლო მომიჯნე რაიონები, როგორც არის გარდაბნის ველი, მისი მოსაზღვრე გარე კახეთის სამხრეთ პერიფერიული ნაწილი და ბოლნისის ვაკე-იალლუქას ქედის ჩათვლით, როგორც ჩანს, სხვადასხვა დროს განთავისუფლდნენ ზღვის წყლიდან და ამომზეურდნენ ხმელეთის სახით.

ამ მხარის პალეოგეოგრაფიული სურათის დადგენა ჩვენთვის საინტერესოა მხოლოდ იმ დროიდან, როდესაც ხდება ცალკეული ქედების აწევა.

როგორც გეოლოგიური მასალები გვიჩვენებს, ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში ყველაზე ადრე თავისუფლდება ზღვის წყლიდან თელეთის ქედი. აქ რიგი გეოლოგების და განსაკუთრებით ი. კაჭარავას [2] გამოკვლევების შედეგად დადასტურებულია, რომ მის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობს შუა და ზედა ეოცენის ნალექები, ოლიგოცენური და მაიკოპური თიხები თაბაშირით და იარაზიტით; რომელშიაც ზოგჯერ მოიპოვება *Clupca* და მცენარეთა განახშირებული ნაშთები, რომელსაც ავტორი აღნიშნავს კუმისის მიდამოებში. ანალოგიური ნალექები ვაშიშვლებულია მახარაძის სახელობის მეურნეობის მესაქონლეობის ფერმასთან და სოღანლუღის აღმოსავლეთით მტკვრის პირად II ტერასის ძირში. ამრიგად, თელეთის ქედზე ზედა ეოცენზე ადრინდელი ნალექები აღარ გვხვდება. თბილისის ჩრდილო-დასავლეთით, ხეცმძრის ხევიში შუა მიოცენურ ნალექებს ქვეშ ი. კაჭარავა აღნიშნავს მაიკოპურ ნალექებზე უთანხმოდ განლაგებულ მოწითალო მომწვანო თიხებს. მსხვილ მარცხოვან ქვიშაქვებს და კონგლომერატების მორიგეობას *Deda* sp. და *Dentalium*-ის ნაშთებით, რომელშიაც გამოერევა ჩოკრაკული ფაუნა. მტკვრის მარჯვენა მხარეზე თელეთის ქედს და ლისის ანტიკლინის შორის ზედა ეოცენზე ადრინდელი ნალექები აღნიშნული არ არის. არ არის გამოპირებული ვიფიქროთ, რომ თელეთ-სეიდაბადის ანტიკლინური ქედები უკვე არსებობდნენ აწევებული ჩოკრაკულის ტრანსგრესიის წინ ანტიკლინური ნაოქების სახით. ამ აწევების შედეგად უნდა მომხდარიყო იალლუქას ადგილზე ვრცელი სინკლინის განვითარება, რომელშიაც ჩადიოდა თრიალეთის ქედის და კერძოდ თელეთის ანტიკლინიდან გადარეცხილი მასალა ზედა ოლიგოცენის და მაიკოპურ აუზში. ამ მხრივ თრიალეთის სისტემის ზოლში და მის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე გეოანტიკლინების ჩასახვა უნდა მომხდარიყო გაცილებით ადრე, ვიდრე კახეთის სამხრეთ ზოლში. მტკვრის მარცხენა ნაპირზე.

იალლუქას ქედის აგებულებაში მონაწილეობას ღებულობენ, როგორც მაიკოპური ისე მისი მომდევნო მიოცენური ნალექები. გ. ქელიძის მიერ სინკლინის ჩრდილო-ფრთაში აღნიშნული თარხნული, ჩოკრაკული, კარაგანული და კონკური სართულები და უნდა ვიგულისხმობთ, რომ გ. ქელიძე აგრეთვე გულისხმობს ქვედა პლიოცენურ ნალექებსაც, რადგან მთელ ამ წყებას აერთიანებს მიოპლიოცენის სახელწოდების ქვეშ.

დაახლოებით ანალოგიური კრილი აქვს მოცემული გეოლ. ნ. კანდელაკს — ოლიგოცენიდან დაწყებული მიოპლიოცენური კონგლომერატების და თაბაშირიანი თიხების ჩათვლით. მტკვრის მარჯვენა მხარეზე ეოცენური ნალექები

გადადიან ჯერ ოლიგოცენურ და შემდეგ მაიკოპურ თიხებში ძმრისხევიდან დაწყებული მარტყოფის ხევამდე და აღმოსავლეთით ლოჭინოს ხევამდე.

ჯანდარის ტბის ჩრდილოეთით უდაბნოს ქედის და იოანე ნათლისმცემლის მონასტრის მიდამოებში გამოშვლებულია ქვედა სარმატული მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები ფაუნის მცენარეთა ნაშთებით (იოანე ნათლისმცემლის მონასტერთან) და შუა სარმატის ქვიშაქვები ფაუნით (*Macra podolica* Toul და სხვა), რომელიც ჩრდილოეთით იცვლება ფერადი წყების თიხების, ქვიშაქვების და კონგლომერატების მორიგეობით. როგორც სხვა დროსაც გვქონდა აღნიშნული [25, 27], გარეჯის უდაბნოს მიდამოებში ფერადი წყება თანხმობით გადადის ჯერ ზედა სარმატის და მეოტურ საუკუნის ფერად წყებაში. რომელშიაც მოიპოვება უდაბნოს ცნობილი მიპარიონული ფაუნის ნაშთები, შემდეგ კი ეს უქანასკნელი რამე მკვეთრი უთანხმოების გარეშე, რომელსაც აღნიშნავენ ხოლმე ზედა სარმატის დასასრულს, გადადის ქვედა-ზლიოცენურ (შირაქის წყება) მასივურ ქვიშაქვებსა და შემდეგ აქჩალილურ კონგლომერატებში. უდაბნოს ანტიკონის სამხრეთით, ყარათაფის და ყარაბახის ანტიკლინებზე და თვით გარდაბნის დებრესიაში განვიფარებავს პოულობს აქჩალილ-აფშერონული კონტინენტური ნალექები, კონგლომერატების მძლავრი წყების სახით. აქჩალილური ნალექები აღარ გვხვდება უდაბნოს ქედზე, სადაც წარმოდგენილია საკმაოდ მოსწორებული დენუდაციური ზედაპირების ფრაგმენტები. ასევე საყურადღებოდ შეიძლება ჩაითვალოს ის, რომ აქჩალილური ნალექების გამოსავლები არ გვხვდება იაღლუჯას ქედის ამაღლებულ ნაწილში და მის ჩრდილო ფრთაზე წალასყურის ვაკეზე.

სტრატეგრაფიულ ლითოლოგიურ პრილების და რელიეფის გეომორფოლოგიური შესწავლის საფუძველზე შესაძლებელი ხდება გამოტანილ იქნეს ზოგიერთი დასკვნა ამ მხარის პალეოგეოგრაფიის შესახებ.

იაღლუჯას ქედის სტრატეგრაფიული პრილების შესწავლის საფუძველზე გ. ჭელიძე მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ ჩოკრატული დროიდან იაღლუჯას მიდამოებში არსებობდა მტენარი ზღვის პატარა უბე, ხოლო გარეჯის უდაბნოს ზოლში კი ღრმა ზღვა.

ასეთი მოსაზრება დამყარებულია ქვედა მიოცენის ნალექების ფაციესების შესწავლის საფუძველზე. იგი სინამდვილესთან ახლოს დგას და ამართლებს ჩვენს მიერ ზემოთ გამოთქმულ მოსაზრებას იმის შესახებ, რომ პალეოგენის დასასრულიდან მომხდარ ოროგენეტურ მოძრაობების შედეგად ადგილი უნდა ქონოდა თელეთ და სეიდაბადის ანტიკლინების და კრწანის-იაღლუჯას სინკლინური ნაოქების ჩასახვას. ჩოკრატული ზღვა და მისი წინამორბედი ზღვის უბეები (მაიკოპურის ჩათვლით) იაღლუჯას სინკლინური დებრესიით იჭრებიან დასავლეთით, ესლანდელ ხრამ-ალგეთის ხეობის ქვემო დინებაზე. სარმატის დასაწყისიდან ადგილი აქვს ზღვის უქან დახევას და იგივე ავტორი იაღლუჯას კონგლომერატებს თვლის სარმატულის დროის კონტინენტურ წარმონაქმნებად.

ამრიგად, იაღლუჯას სინკლინური ნაოქის ზოლში სარმატული დროიდან თანდათან მყარდება კონტინენტური რეჟიმი. რეგრესია დაკავშირებული უნდა ყოფილიყო სარმატის წინა მოძრაობასთან, რომელმაც გამოიწვია იაღლუჯას სინკლინის შიდა დანაოჭება. გარდაბნის ველზე და მის ჩრდილოეთით ჯერ კიდევ ბატონობს ზღვიური რეჟიმი, რომელსაც ცვლის ქვ. სარმატის კონტინენტური რეჟიმი და ილექება ქვედა ფერადი წყება. ქვედა სარმატის დასასრულსა და შუა სარმატში ზღვა ისევ იწყებს შემოსევას (ზღვიური ფაუნა მაქტრებით მდიდარი).



მეოტურის წინა, ატიკური ფაზისის გამოვლინების შედეგად ხდება უდაბნოს ქედის ამოშეთება და უდაბნოს ჩრდილოეთით საკმაოდ ვრცელი ხმელეთის განვითარება, სადაც დასახლება იწყო ჰიპარიონული ფაუნის წარმომადგენლებმა [26], რომლის ნაშთებსაც ჩვენ ვხვდებით მეოტური დროის ფერადი წყების ნალექებში. მეოტურის წინა მოძრაობების შედეგად საბოლოოდ ყალიბდება იალლუჯას პირვანდელი, უნდა ვიგულისხმოთ სინკლინურ ნაოჭში განვითარებული მოსწორებული რელიეფი, რომელმაც განიცადა დისლოცირება შრეთა სინკლინის შიდა გალუნვების სახით.

ასეთი დასკვნის გამოტანის შემდეგ ბუნებრივია, დაეუშვათ, რომ იალლუჯას მიდამოებში არსებული ხმელეთის დენუდაცია და ეროზია მიმდინარეობდა ზედა სარმატულის დროიდან სხვადასხვა ინტენსივობით და ხდებოდა მისი დანაწევრება. მასზე მოქმედებას აწარმოებდნენ ამ დროისათვის უკვე საკმაოდ ახევებული სამხრეთ საქართველოს მთიანეთიდან ჩამონადენი მდინარეები პალეოალგეთის, ხრამის და მათი შენაკადების სახით. მდინარეთა მოქმედების შედეგად პირველ ხანებში ილექებოდა კონგლომერატების წყება (რომელშიაც გვხვდება სამხრეთ მთიანეთის ქანები) და მეოტურის დასასრულიდან ზღვის კიდევ აღმოსავლეთით დახვეის და ეროზიის ბაზისის დაქვეშებით დაკავშირებით იწყებენ ფართო ხეობების განვითარებას ეხლანდელ ხრამ-ალგეთის ხეობებში.

როგორც ცნობილია, აქჩაილის დროის წინა მოძრაობის (როდნული ფაზის) გამოვლინება აღმოსავლეთ საქართველოს და აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე გამოიწვია ხელახალი ცვლობები ახევებების და დაძირვების სახით. მტკვრის ხეობაში აქჩაილური ზღვის ტრანსგრესიული (ინგრესია) ნალექები ცნობილია მხოლოდ სართიქალამდე. სამხრეთით უდაბნოს მეურნეობის მიდამოებში, ყარათაფის, ყარაბახის ქედებსა და გარდაბნის ველზე აქჩაილური ნალექები წარმოდგენილია კონტინენტური ფაციესით. როგორც ჩანს, კონტინენტური რეჟიმი ამ ადგილებში არსებობდა მთელი ქვედა პლიოცენის მანძილზე (მირაქის წყების ნალექები), სადაც მასალა ჩამოდიოდა გათხელებულ აუზებში, როგორც კავკასიონის, ისე თრიალეთის სისტემის ქედებიდან.

აქჩაილურ დროიდან დაძირვას განიცდის ჩრდილო ზოლი, რომელიც იფარება ზღვიური და კონტინენტური ნალექების სქელი წყებით. ასევე დაძირვას განიცდის უდაბნოს ქედის სამხრეთით მდებარე გარდაბნის ვაკის ზონა. როგორც ჩანს, ამ დროში უდაბნოს ქედი უკვე აღარ იფარება წყლით, რჩება კუნძულის სახით და განიცდის დენუდაციას.

იალლუჯას ზოლში სარმატიდან მოყოლებული ადგილი აქვს ეროზიულ-დენუდაციურ პროცესებს, ვითარდება ფართო და ღრმა ეროზიული ხეობა თანამედროვე ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე. აქჩაილურ დროში აღნიშნული ხეობით დიდძალი მასალა შემოდის თხელი ზღვის უბეში, რომელიც ვიწრო ზოლის სახით ამ დროს უნდა არსებულიყო მტკვრის ხეობაში შიდა ქართლის დეპრესიამდე.

ამავე დროს საყურადღებოა ისიც, რომ პლიოცენური დრო სამხრეთ საქართველოში ხასიათდება ვულკანური აქტივობით. ბაზალტური ლავების ნაკადები ავსებენ ხრამის ზემო დინების ხეობებს (წალკა-ბედენი, ყარაბულახი). ბედენის მიდამოებში ამ რამდენიმე წლის წინათ ნახულია *Elephas planifrons* Falk<sup>1</sup> და ცხენის — *Equus stenoni*-ის კბილები. ბაზალტთა შორის ტბიური

<sup>1</sup> პლიოცენური სპილოს კბილების ნაშთები ცნობილია აგრეთვე გომარეთის პლატოდან.



ნალექები უნდა მიეკუთვნოს აფშერონულ ნალექებს, ხოლო ბაზალტები, რომელზედაც განლაგებულია ტბიური ნალექები, უთუოდ ადრეული ასაკის არიან და შეიძლება ეკუთვნოდნენ აქჩალიურ დროს, ეს საკითხი ჩვენთვის საინტერესოა იმდენად, რამდენადაც ალგეთის ქვემო დინებაზე არსებობს დოლერიტული ლავების გამოსავლები, ს. ილმაზლოსთან, გადაფარული ზედა პლიოცენური ზღვიური და მეოთხეულის ალუვიური ნალექებით. მტკვრის მარჯვენა ნაპირიდან ლავური ნაკადი ვრცელდება ხრამ-ალგეთის ხეობის მთელ სიგრძეზე და მარნეულის მიდამოებში იგი დაძირულია მეოთხეული ნალექების ქვეშ 136 მ სიღრმეზე.

ეს გარემოება აშკარად მიუთითებს იმაზე, რომ ლავური ნაკადის წამოსვლის დროს ხრამ-ალგეთის ეხლანდელი ხეობა ჩამოყალიბებული იყო იაღლუჯას სამხრეთ ფრთაში. ყოველ შემთხვევაში, ეროზიული ხეობის გამოქმუშავება გაცილებით ადრე მომხდარა, ვიდრე ლავური ნაკადების წამოსვლა და კორბიკულებიანი ზღვის ინგრესია.

რაცე ლავურ ნაკადებზე განლაგებულია კორბიკულებიანი ნალექები, რომელიც აფშერონულად შეიძლება იქნეს მიღებული, ამიტომ შესაძლებელია ვიფიქროთ, რომ ღვარების აქ ჩამოსვლა მომხდარია აქჩალიურ საუკუნეში. აქჩალიურის წინა (როდანული) ფაზისთან დაკავშირებული მძლავრი ვულკანური ამონთხევების შედეგად, ჯავახეთის ქედიდან წამოსული ლავური ზეწრები და ღვარები არა თუ ფარავენ ძველ დენუდირებულ ზედაპირებს ხრამ მაშვერას ზემო დინებაზე, არამედ ავსებენ მესამეულის დროის მანძილზე გამოქმუშავებულ მდინარეთა ხეობების კალაოტს და აღწევენ მტკვრის ხეობამდე.

აფშერონულის წინა მოძრაობის შედეგად ლავური ღვარებით ნაწილობრივ ამოვსებული ხრამ-ალგეთის ეროზიული ხეობა განიცდის დაღმავალ მოძრაობას. აფშერონული ზღვის ტრანსგრესია ცნობილია მხოლოდ გარე კახეთის აღმოსავლეთ ნაწილში დათარიღებული ფაუნისტურად. მტკვრის ხეობაში იგი ინგრესიულია და, როგორც ჩანს, იჭრებოდა ვიწრო უბის სახით გარდაბნამდე, ხოლო ხრამ-ალგეთის ხეობაში — ს. მულანლოს მერიდიანამდე. ამ დროიდან მიმდინარებდა დოლერიტული ლავების თანდათანობით დაფარვა კორბიკულებიანი ნალექებით. ამავე პერიოდში წარმოებს ინტენსიური დენუდაციური და აკუმულაციური პროცესები ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში. ერთი მხრივ მიმდინარეობს უდაბნოს ქედის, თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოვების და იაღლუჯას მაღლობის დენუდაცია, რომლიდანაც გადარეცხილი მასალა მტკვრის მიერ მოტანილ ალუვიურ ნალექებთან ერთად გროვდება გარდაბნის მიდამოებში.

აფშერონული ხანა ცნობილია საკმაოდ ტენიანი ჰავის პირობებით, რაზედაც მიუთითებს ამ დროის ნალექებში ნაპოვნი განამარბებული ფლორის ნაშთები [28]. საკმაოდ ტენიანი პირობები ხელს უწყობენ უხვეწყლიანი მდინარეების განვითარებას.

ამგვარ მდინარეთა მოქმედებით პლიოცენის დასასრულიდან შუა მეოთხეულის დრომდე იაღლუჯას და თელეთის ქედებს შორის ვითარდება ვრცელი ეროზიული ხეობა დაფარული ალუვიური და ღვარნალექების რიყნარებით, ნაკადების შემციობების შემდეგ რჩება ერთი მთლიანი კოდა-წალასყურის დახრილი ვაკე.

შუა მეოთხეულიდან იწყება კუმისის ტაფობის განვითარება და წალასყურის და კოდას ვაკეების გათიშვა. ამაზე მიუთითებს კუმისის ტაფობის ღვარ-

ნალექებში ნაპოვნი პირველყოფილი ხარის და ცხენის კბილები. წალასყურის ვაკე მორფოლოგიურად უფრო მაღლა მდებარეობს და მამასადაამე უფრო ადრინდელია, ვიდრე მტკვრის III ტერასი, რომელიც ხაზართული დროის შესატყვისად შეიძლება იქნეს ჩათვლილი.

ამრიგად, იალლუქას სინკლინური ნაოქის ჩრდილო და სამხრეთ ფრთებში პლიოცენის განმავლობაში მიმდინარეობს ეროზიული ხეობების განვითარება და შემდეგ მათი ამოვსება ზღვიური და კონტინენტური ნალექებით, ხოლო მის ცენტრალურ ნაწილში წარმოიშვა ინვერსიული რელიეფი ქედის სახით.

მეოთხეულის დასაწყისიდან საბოლოოდ წარმოებს ქვემო ქართლის ბარის ნაწილის რელიეფის ფორმების ჩამოყალიბება.

ბაქოურის წინა მოძრაობების შედეგად, ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში და სამხრეთ კახეთის ზოლში მთლიანად იცვლება აქჩალილ-აფშერონული დროის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტები. ამ დროის ნალექები დისლოცირებულ და ატანილ იქნა რამდენიმე ასეული და ზოგ ნაწილში ათასი მეტრის სიმაღლეზე. ვარე კახეთის ზეგნიდან დაწყებული საგურამო-სხალტბა, ქვერნაყების ქედების ჩათვლით. ამასთანავე ვითარდება დებრესიული უბნების ალაზნის, შირაქის, ტარბაღანის, წიწმბატის ველის და მუხრან-ტირითონის ტფობების სახით. ქვემო ქართლის ბარის ნაწილში წარმოიშობა ყარა-თაფა-ყარა-ბახის ანტიკლინური სერები. შეიძლება ამავე დროში დაიწყოს ბეიუქ-ქესიაკის სერის ჩასახვა და ჯანდარის ტბის არეში დებრესიის განვითარება. როგორც ნალექების დაგროვების ხასიათი გვიჩვენებს, მტკვრის ხეობა რუსთავის აღმოსავლეთით განიცდის თანდათანობით დაძირვას ხრამ-ალგეთის შესართავებთან ერთად და წარმოადგენს აკუმულაციის არეს. დაძირვის შედეგად უნდა იყოს გამოწვეული ის გარემოება, რომ ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე და ჯანდარის მიდამოებში ქვედა ბაქოურ დროში ჯერ კიდევ არსებობდა მტკნარი წყლის უბე (ან ლაგუნა) სადაც ილექებოდა კორბიკულიებიანი (გალარბებულნი) თიხიანი ქვიშები.

ბაქოურის წინა მოძრაობის შედეგად მნიშვნელოვან აზევებას განიცდის, როგორც კავკასიონის ქედის ზოლი, ისე სამხრეთ მთიანეთი. ამავე დროს სამხ. მთიანეთის ზოლში ახლდება ვულკანური აქტივობა. საერთო ტექტონიკურ და კლიმატური პირობების შეცვლასთან დაკავშირებით, კავკასიონის ქედზე იწყება ყინვარული საფარის განვითარება, ხოლო მის სამხრეთით და სამხრეთ მთიანეთში ჰავის გატენიანებასთან ერთად იწყება წვიმიანობის (პლუვიალური) პერიოდი.

ასეთ პირობებში მნიშვნელოვნად იზრდებოდა არსებულ მდინარეთა ხარჯი და ისახებოდა ახალი მდინარეთა ნაკადები. ამ დროის პლუვიალურ პერიოდზე მიუთითებს, როგორც მდინარეულ ღვარნალექების სიმძლავრე, ისე ვრცელი ტვრასების განვითარება, როგორც საქართველოს, ისე აზერბაიჯანის და სომხეთის ტერიტორიაზე.

აზევებასთან დაკავშირებული დენუდაციური და ეროზიული პროცესების გაძლიერება ხელშემწყობი გახდა მთიანი ნაწილის დანაწევრების საქმეში. ბარის ნაწილში, დაძირვის არეებში გროვდება მდინარეთა მიერ გამოზიდული მასალა.

ხრამის და ალგეთის ქვემო დინებაზე ხდება ალუვიური და ღვარნალექების აკუმულაცია და მათ მიერ პლიოცენური ზღვიური ნალექების გადაფარვა. კოდა-წალასყურის ვაკეზე ბაქოურ დროში გაედინებიან საკმაოდ უხე-

წყლიანი დროებითი მდინარეები და აწარმოებენ ალუვიური ნალექების დაგროვებას.

ამ დროსთვის მდინარე მტკვარი თბილისის მიდამოებში, როგორც ჩანს, გაედინება კოდა-წალასყურის ვაკის შესატყვის სიმაღლეზე. ხაზარულის წინამძრობის შედეგად, რომელმაც გამოიწვია ბაქოური ნალექების დისლოცირება აზერბაიჯანის დასავლეთ ნაწილში, ცნობილია აჯიანურის და ყარაჯას მთის მიდამოებში. ამავე დროის მოძრაობის შედეგად ადგილი აქვს ახალ აზვევბას საქართველოს ტერიტორიაზე. ა. ჯანელიძის მიერ [23] დადგენილ იქნა გლდანის მახლობლად, ადგილ მისალოცავთან, დისლოცირებული ალუვიონი — წარმოდგენილი ფლექსურის სახით. ავტორი დაასკვნის, რომ დისლოცაცია გამოწვეულია ჩრდილო ფრთის გადმოწოლასთან დაკავშირებით, რომელსაც გაუწყვეტია რიყიანი ტერასი და ამდენად ამ მოძრაობას თვლის მასზე ახალგაზრდად, მეოთხეულის დროისად.

ამრიგად, ქვედა მეოთხეულის და ხაზარული საუკუნის საზღვარზე არსებული მიწის ქერქის მოძრაობა იმდენად ძლიერია, რომ იწვევს არა თუ აზვევბას, არამედ ქანების ჰორიზონტულ გადანაცვლებას და წყვეტებსაც კი.

ახალი აზვევბანი იწვევს ეროზიული ციკლის გაძლიერებას და ტერასების ჩამოყალიბებას მტკვრის ხეობაში. ამ დროს უნდა ეკუთვნოდეს ნავთლუღის ჩრდილო ფრთაზე არსებული ტერასები, რომლებიც გადაებმთან არსენალ-კუკის სასაფლაოს ტერასებს. ხაზარულ პერიოდში არსებულ გაყინვარების დროს მტკვრის და ხრამ-ალგეთის ხეობებში, ისე როგორც კავკასიის სხვა ხეობებში, მიმდინარეობს ალუვიური ნალექების ინტენსიური აკუმულაცია.

ინტენსიური აკუმულაციის პროცესები მტკვრის ხეობის დაძირვის ზოლში ერთ ხანს კიდევ გრძელდება გაყინვარებათაშორისო ეპოქის დასაწყისში. ყინვარების და თოვლის საფარის გადნობასთან დაკავშირებით ადიდებულ მდინარეებს უნარი შესწევთ მთიანი მხარეებიდან დიდძალი მასალის გადაადგილების, რომელიც ილექებოდა დაძირვის ადგილებში მდ. მტკვრის შუა და ქვემო დინებაზე. ამავე დროს კასპიის აუზში იწყება ხაზარული ზღვის ტრანსგრესია, რომლის დონეც, ამ დროის ზღვიური ნალექების გავრცელების მიხედვით, უნდა ვიფიქროთ, მდებარეობდა 70—80 მ სიმაღლეზე თანამედროვე კასპიის დონიდან და ვრცელდებოდა იორ ალაზნის შესართავის მიდამოებამდე. ხაზარული ზღვის დონის აწევამ გამოიწვია ეროზიის ბაზისის ცვალებადობა და მტკვრის ხეობაში ალუვიური ნალექების დაგროვება. ამაზე მიუთითებს ალუვიური ნალექების რამდენიმე ათეული მეტრის სისქე, განლაგებული აფშერონულ რიყნარებზე.

ასევე აკუმულაციას განიცდის ხრამ ალგეთის ხეობების ქვემო წელი, მარნეულის ვაკის ფარგლებში.

ამ დროს უნდა ეკუთვნებოდეს ხრამ-ალგეთის ქვემო დინებაზე III ტერასაზე დალექილი ვულკანური ფერფლიანი მოშავო ქვიშები, რომლის გადარეცხვა ვულკანურ მხარეში დაკავშირებული უნდა იყოს ალუვიურ პერიოდთან.

ხვალისკურის წინა მოძრაობის შედეგად რომელიც ლ. ვარდანიანის [3] აზრით მნიშვნელოვან ცვლილებებს იწვევს კავკასიაში და, რომლის დამდასტურებელი მასალებიც საკმაოდ მოიპოვება (განსაკუთრებით გაყინვარების ზოლში არსებულ ხეობების და მორენების მორფოლოგიის შესწავლის საფუძველზე). ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილში ხდება რელიეფის ახალი ფორმების ჩამოყალიბება. ცნობილია, რომ ხვალისკურ საუკუნეში კავკასიის მთიანმა მხარეებმა განიცადეს მნიშვნელოვანი გაყინვარება, რომელიც თავის სიმძლავრით

ზოგიერთ ადგილებში შესაძლებელია აღმატებოდა კიდევ წინამორბედ ყინვარული ეპოქების ყინვარსაფარებს. ტექტონიკური მოძრაობა და გაყინვარება გავლენას ახდენენ საერთო ფიზიკურ გეოგრაფიულ პირობებზე.

ახალი აზვევებანი იწყვეს ეროზიული პროცესების გაძლიერებას. ეროზიული ტერასები ვითარდება მტკვრის ხეობაში ნავთლულ-თბილისის მიდამოებში და მის დასავლეთით და აგრეთვე მტკვრის შენაკადებზე. მტკვრის აღმოსავლეთით, რუსთავ-ფოილოს ხაზზე ისევ წარმოებს ნალექების აკუმულაცია. ამ ზონაში აკუმულაციის პროცესები გრძელდება უკანასკნელი გაყინვარების ეპოქის ყინვარული საფარის ხელახალი დნობის დაწყებამდე. ამ პერიოდის უხეწყლიანი მდინარეები ისევ იწყებენ მყარი მასალის ადვილად გადატანას და ნალექებს მტკვრის ქვემო დინებაზე. ხვალისკური საუკუნეში ზღვის დონე, შესაძლებელია, ისევ აღწევდა ალაზან მტკვრის შესართავამდე ან იქნებ უფრო დასავლეთით და ამრიგად მდინარეა ეროზიული ბაზისი ამალღებული იყო თანამედროვესთან შედარებით 70—75 მ. ეს უკანასკნელი ხელს უწყობდა გარდაბან—ფოილოს დებრესიულ ზოლში ნალექების დიდი რაოდენობით დაგროვებას.

ხვალისკური საუკუნის მანძილზე მნიშვნელოვან ტექტონიკურ მოძრაობებთან დაკავშირებული უნდა იყოს ზოგიერთი საინტერესო მოვლენები თბილისის მიდამოებში არსებული ტბური დებრესიის სახით. რამდენიმე ათეული მეტრის სისქის ტბური ნალექები ცნობილია თბილისის მიდამოებში, საბურთალო-ვაკის და ლენინის ქუჩის მიდამოებში არსებულ ტერასებზე, რომლებიც გადაფარულია ხოლმე ალუვიური ნალექებით. გეოლოგები მათ წარმოშობას ხსნიან სხვადასხვა მიზეზებით. ა. ახნელიძის აზრით ტბური აუზი აქ წარმოიშვა მამადავითის ჩრდილო ფრთაზე შრეთა დაცოცებით (მეწყურული) და მდ. ვერეს ხეობის გადაღუბებით. ამ ბოლო დროს გეოლ. გ. ჯაფარიძის მიერ ჩატარებული ბურღვითი სამუშაოების შედეგად, გამოირკვა, რომ ტბიური ნალექები მდებარეობენ მტკვრის კალაპოტზე ქვემოთ და მისი აზრით ტბიური აუზები წარმოშობილ იქნა ტექტონიკური ჩაქეცებით. ყოველ შემთხვევაში, საბურთალო-ვაკის მიდამოებში ტბური დებრესიების განვითარება, რა მიზეზითაც არ უნდა იყოს იგი გამოწვეული, დაკავშირებულა ხვალისკურ წინამოძრაობასთან, რადგან თვით ტერასები თარიღდება ამავე ასაკით.

როგორც ჩანს, მტკვარი ამ დროსთვის გაედინებოდა საბურთალოს ჩრდილოეთით ავლაბრის ტერასის სიმაღლეზე და შემდეგში, გვერდითი გადანაცვლების გამო, დაიწყო ტბიური აუზის ამოვსება და გადაფარვა ალუვიონით. რუსთავ-გარდაბნის მიდამოებში მტკვრის ამ დროინდელ დინების გზას მიუთითებს ს. გარდაბნის და ს. ჯანდარის ტერასული ფრაგმენტები.

ხრამის ხეობაში რელიეფის განვითარება კიდევ უფრო რთული გზით მიმდინარეობს. ზედამეოთხეულის მანძილზე ახალ აზვევებთან ერთად ძლიერდება ვულკანური პროცესები. ამოღობილი ლავური ნაკადები ავსებენ ქვედა და შუა მეოთხეულში გამომუშავებულ ხეობებს ხრამის, ყარაბულანის და მამავერას ხეობებში.

ხრამის ქვედა დინებაზე ჩაქრა შედარებით უმნიშვნელოა და რამდენიმე მეტრს აღწევს. ეს გამოწვეული უნდა ყოფილიყო ამ ნაწილის შედარებით დაძირვის ტენდენციით.

უკანასკნელი გაყინვარების დასასრულისათვის თოვლყინვარული საფარის დნობა ხელს უწყობს ახალი მძლავრი მდინარეული ნაკადების განვითარებას,

და მათი ეროზიული მოქმედების გაძლიერებას. ხეობათა ჩაჭრის შედეგად მდ. მტკვრის და მის შენაკადებზე ყალიბდება ახალი ტერასები 35—40 მ სიმაღლეზე.

რუსთავის აღმოსავლეთით ისევ ქარბობს აკუმულაციის პროცესები. ასევე დალექვის არც წარმოადგენს მარნეულის ვაკე. რაც შეეხება ხრამის და მაშავერას ზემო წელს აქ გაძლიერებულ ეროზიას უნდა ჰქონოდა ადგილი.

ვულკანურ ზონაში საინტერესოა ზურთაკეტის ანუ გომარეთის პლატო.

აქ ყურადღებას იქცევს ის გარემოება, რომ მთელი სივრცე ამოვსებულია რამდენიმე (ყოველ შემთხვევაში არა ნაკლებ სამისა) ერთი მეორეზე განლაგებულ ლავური ნაკადებით. ზურთაკეტის მიდამოებში ზედა ლავურ ნაკადებს ქვეშე ლ. მარტუშვილის მიერ აღმოჩენილ იქნა პირველყოფილი ადამიანის სადგომი. ფაუნის ნაშთებთან ერთად. თუ ამ მდგომარეობას გავითვალისწინებთ, მაშინ ლავური ნაკადები, რომელიც სადგომზეა გადაფარებული, ზედამეოთხეულის (ხვალისკურ) საუკუნეზე ადრინდელი არ შეიძლება იყოს.

ყარაბულახის ლავური ნაკადი თავზე ადევს გომარეთის პლატოს ლავურ ნაკადს და გამოყოფილია მისგან ტბიური ნალექებით და ალუვიური რიყნარით. მუხიანის წყლის აღმოსავლეთით ყარაბულახის ზედა ნაკადი აღარ ვრცელდება და გომარეთის ლავურ პლატოზე განერთარებას პოულობს, ზოგჯერ 2—3 მ სისქის ალუვიური რიყნარები. ხეობა გომარეთის პლატოში ჩაჭრილია 150—200 მ სიღრმეზე, ხოლო ბაზალტურ ლავებში არსებული ბუნებრივი გამოქვაბულები ციხე-ქვაბის მიდამოებში შეიცავენ ადრე პალეოლითის ნაშთებს (ობსიდიანის იარაღს). სოფელ ყარაბულახთან ხეობის ჩაჭრა 15—20 მ არ აღემატება. აღნიშნული გარემოება გვაძლევს საშუალებას ვიფიქროთ, რომ გომარეთის ვაკეზე არსებული ალუვიონი უნდა ეკუთვნოდეს ხვალისკურის წინა და, შესაძლებელია, ადრე მეოთხეულის დროს, რომლის დატოვების შემდეგ მოხდა 150 მ სიღრმის ხეობა-კანიონის განვითარება და ბუნებრივ გამოქვაბულებში ადრეული პალეოლითის ადამიანის დასახლება. ზედა მეოთხეულის ლავების ამოღვრის დროს ამოვსებულ იქნა ადრე გამოქვაბულებში ხეობა ყარაბულახის მიდამოებში და მისი ჩაჭრა მას შემდეგ მოხდა მხოლოდ 15—20 მ რაოდენობით.

იმის გამო, რომ მდ. ხრამის და მაშავერას ქვემო დინებაზე, მარნეულ-ბოლნისის ვაკეზე ადგილობრივი ეროზიის ბაზისი იმ დროისათვისაც დაბალი იყო, ამ ზოლის თანდათანობითი დაძირვის გამო და ვულკანური ლავური პლატო აღმოჩნდა მასზე ამალეებული თითქმის 800—900 შ. მეტად ხელსაყრელი პირობები შეიქმნა ეროზიული მოქმედებისათვის.

ამგვარი მიდგომით შეიძლება აიხსნას მხოლოდ ყარაბულახიდან არულმოდე 100 მ სიღრმეზე ჩაჭრილი კანიონების არსებობა, რომლის ჩამოყალიბება დაწყებულიყო ხაზარული დროიდან.

ამრიგად, სამხრეთ მთიანეთის ნაწილის ინტენსიური აზვევებით და ძველი ხეობების ლავური ნაკადებით ამოვსებით ერთი მხრივ და მარნეულის ვაკის ზონის დაძირვით მეორეს მხრივ, უნდა აიხსნას ის სხვაობა ხეობების სიღრმითა ჩაჭრის, რომელსაც ჩვენ აქ ვხვდებით.

მეოთხეულის ნალექების შესწავლა და რაიონის მორფოლოგიური ხასიათი გვიჩვენებს, რომ ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილში მნიშვნელოვან ფიზიკურ გეოგრაფიულ ცვლილებებს აქვს ადგილი ხვალისკურის შემდგომ დროშიაც.

დელუვიური, ღვარანალექები და ალუვიონის სქელი წყება, რომლებშიაც ვგვხვდება მატერიალური კულტურის და ცხოველთა ნაშთები, აშკარად მიუთი-

თებენ ხვალისკური დროის შემდგომ არსებულ საერთო ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების შესახებ, რომელიც დამყარდა ქვემო ქარელის და საერთოდ აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე.

ათეული მეტრის სისქე დელუვიურ პროლუვიური ნალექები კუმისის ტაფობში, მაშარხის ხევში იალლუჯას სამხრეთ აღმოსავლეთით და აგრეთვე თბილისის მიდამოებში (ბავები, ვაკე, მთაწმინდის კალთები)—არსენას ქუჩა, სამასი არაგველთა ქუჩაზე და ნავთლულის ხევში, თბილელის ხევში და სხვაგან აშკარად მოწმობენ, რომ ხვალისკური საუკუნის შემდეგ დროში აკუმულიაციის და ეროზიის პროცესები მიმდინარეობს არა ნაკლები ინტენსივობით, ვიდრე წინამორბედ ხანაში. ტერასების მორფოლოგია გვიჩვენებს, რომ ხვალისკურის შემდეგაც გრძელდება აზევებანი და ხეობების ჩაჭრა.

მცენარეთა და ცხოველთა ნაშთების მიხედვით (სუროს ფოთლები, ირმის განამარხებული ნაშთები) საშუალება გვეძლევა დავუშვათ, რომ პოლოცენის დასაწყისში ამიერკავკასიის ტერიტორიაზეც მყარდება შედარებით თბილი და ტენიანი ჰავის პირობები, ან, უკეთ რომ ვთქვათ, ევროპისათვის ცნობილი გაყინვარების შემდგომი ატლანტიკური ჰავის რეჟიმი. ჰავის საერთო გატენიანება იწვევს მდინარეთა ქსელის გაფართოებას და ხარჯის გაზრდას, ამ დროისათვის ხდება ჩამოყალიბება ვრცელი აკუმულიაციური ტერასებისა, როგორც არის რუსთავ-ვოიკოვის ვაკე ტერასა და თბილისის აღმოსავლეთით პუხნაოვის გამზირის შესატყვისი დიღმის ტერასა. უხვეწყლიანი მტკვარი აწარმოებს ადრინდელი ტერასის გარდნებს (გარდაბნის, ჯანდარის) და მდინარის წყლის გაშლას ხდება დიდ სივრცეზე, სადაც აგროვებს რიყნარებს და ლამს.

ახალგაზრდა ტერასების განვითარება და ჩაჭრა გვიან პოლოცენში და ისტორიულ ხანაში შეიძლება დაკავშირებული იქნეს აგრეთვე კასპიის ზღვის დონის ცვალებადობასთან, როგორც ცნობილია, პ. პროვოსლავლევი ისტორიული ხანის დასაწყისიდან აღნიშნავს კასპიის დონის ცვალებადობის სამ ეტაპს: კემრედულს, ჯორჯანულს და სარინსკულს. მიუხედავად იმისა, რომ აღნიშნული ტრანსგრესიები თავის ვაგრცელებით უმნიშვნელო იყო და დონის აწევა ორიოდ ათეულ მეტრს აღწევდა, მათ მაინც გავლენა მოახდინეს საერთო ბაზისის ცვალებადობაზე და რეგრესიულ დროში მტკვრის ხეობაში ყალიბდება შესატყვისი დაბალი ქალის ზედა ტერასები 3—4, 5—6, 8—10 მ სიმაღლეზე. ასეთი ტერასები კარგად არის შერჩენილი რუსთავის აღმოსავლეთით ს. ტატიანოვკასთან და ს. ვოეიკოვის დასავლეთით.

გაყინვარების შემდგომ დროში აღმოსავლეთ საქართველოს მთავარი მდინარეების ხეობებში ტერასები იფარება გაუვალი ქალის (ტუჯაის) ტიპის ტყეებით. როგორც ჩანს, შემდეგში ჰავის პირობები ისევ იცვლება უფრო მშრალი არიდული და სემიარიდული ჰავის პირობებით, რაც იწვევს სტეპური და ნახევრად უდაბნოს ლანდშაფტების განვითარებას. მშრალი ჰავის პირობებში მიმდინარეობს ალუვიურ-დელუვიური და ლვარნალექების განიადგება-გალიოების პროცესები. ასეთ პირობებში უნდა იყოს განვითარებული მტკვრის ხეობაში არსებული ლიოსისმაგვარი თიხნარები II და III ტერასებზე, რომლის დათარიღება ზოგჯერ შესაძლებელი ხდება მატერიალური კულტურების და განამარხებული ნაშთების საშუალებით.

ამრიგად, ქვემო ქართლის ბარის მეოთხეული ნალექების შესწავლის და მორფოლოგიური განხილვის საფუძველზე შესაძლებელი ხდება დასახულ იქნეს რელიეფის განვითარების ისტორიის ზოგიერთი კანონზომიერება და ამის მიხედ-

ვით დადგენილ იქნეს თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესების მიმართულება და ტემპიც. დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ქვემო ქართლის ვაკე ნაწილში დღესაც აქტიური გზით მიმდინარეობს როგორც დენუდაციური, ისე აკუმულაციური პროცესები. პირველის შედეგად ადგილი აქვს ქანების ინტენსიურ გამოფიტვას და დენუდაციას. ეს უკანასკნელი იწვევს არსებული ქედების დადაბლებას და მძლავრი დელუვიური შლეიფების განვითარებას ქედების კალთებზე. მეორეს მხრივ, დროებითი ღვარების მოქმედების შედეგად დიდძალი მასალა ჩადის დეპრესიულ და ვაკე ადგილებში (რუსთავის, მარნეულის ვაკეები, კუმისის, ჯანდარის და თბილისის მიდამოების ტბური ტაფობები), რაც იწვევს მათ ამოვსებას. დროებითი ღვარები განსაკუთრებით საყურადღებოა იმ მხრივ, რომ ისინი იწვევენ მეოთხეული ნალექების ადგილად გარეცხვას და რელიეფის დახრამვას (წალასყურის ვაკე, იაღლუჯას სამხრეთ აღმოსავლეთი და სამხრეთი ფრთა, გარდაბნის ველი). ზოგიერთ ადგილებში, მაგალ. გარდაბნის ველზე, ჯანდარის ტბის გზაზე არხების ზრდა სწრაფი ტემპით მიმდინარეობს და ისინი ლებულობენ დენდრიტულ ფორმას. ეს გარემოება საყურადღებოა იმ მხრივ, რომ სავარჯული ფართობის დაკარგვის გარდა, გარდაბნის ვაკის ჩრდილო ფრთის დანაწევრება თანდათანობით გაართულებს მექანიზირებულა სასოფლო-სამეურნეო იარაღების გამოყენებას. ამიტომაც დროულად უნდა მიექცეს ყურადღება ხრამების განვითარების წინააღმდეგ ბრძოლას.



Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
НИЖНЕЙ КАРТЛИ

## Резюме

Во вводной части труда «Рельеф и четвертичные отложения Нижней Картли» дано краткое описание морфологии и гидрографии низинной части района (до сел. Марнеули), общая физико-географическая характеристика (климат, почвы и флора) и история геологического и геоморфологического исследования района.

Во второй части работы дается краткое описание геологического строения района на основе существующих литературных материалов и собственных наблюдений автора.

В труде особое внимание уделяется описанию верхнеплиоценовых и четвертичных отложений низинной долины рр. Храми и Алгети, а также долины р. Куры, к востоку от Тбилиси.

Несмотря на то, что вопросами изучения верхнеплиоценовых и частично четвертичных отложений занимался ряд исследователей (С. Симонорич, В. В. Богачев, А. И. Джанелидзе, И. В. Качарава, К. Н. Паффенгольц, В. Е. Пахомов, Н. А. Канделаки, Г. Ф. Челидзе и другие), многие вопросы стратиграфии и палеогеографии верхнетретичных и четвертичных отложений остаются еще спорными и требуют дополнительных исследований. Исходя из этого, автором настоящей работы, уделяется внимание описанию морских отложений (глины, песчаные глины и пески) по нижнему течению рр. Храми и Алгети, а также Гардабанской равнины.

В результате изучения ранее описанных, а также многих новых разрезов по обнажениям морских отложений, и палеонтологических материалов, в частности *Corbicula fluminalis* Müll. (описанных Г. Ф. Челидзе), автор данной работы приходит к выводу, их можно отнести верхам плиоцена или ниже четвертичного времени нужно отметить, что четвертичные морские отложения бакинского, хазарского и хвалынского времени до сих пор известны только в западной части Азербайджана, фаунистически они охарактеризованы в районе Мингечаури (г. Караджа) и в Аджинаури. Уровень хазарских и хвалынских морей не превышал 75–80 м абсолютной высоты и трансгрессия этих морей по долинам рр. Куры и Алазани не проникала выше этих отметок. Автор подчеркивает, что в фаунистическом комплексе (Дидакны, Монодакны, Дрейсенны) морских отложений Аджинаури, г. Кададжа и других районов, относящихся к верхнебакинскому, хазарскому и хвалынскому времени, отсутствуют представители *Corbicula fluminalis* Müll. Как известно *Corbicula fluminalis* Müll. вместе с *Apscheronia propinqua* Eichw., пользуется значительным распространением в верхнеапшеронских отложениях Азербайджана, восточной части Ширакской степи—хр. Каладараси (З. Маймин, Н. Кудрявцев) и в истоках Лекисцали-Зилча (Д. Церетели).

В. Д. Голубятников отмечает присутствие *Corbicula* sp. вместе с характерной для этих отложений фауной *Didacna rudis* Nat., *Dreissenia polymorpha* Andr., *Dr. rostriformis* Desch., *Neritina*, *Lymnacia* и др. в среднебакинских отложениях Каспийского побережья.

Исходя из этих соображений, автор приходит к заключению, что морские отложения содержащие *Corbicula fluminalis* Müll. по низо-

вьям рр. Храми и Алгети, а также в окрестностях оз. Джандар, могут быть отнесены к верхнему плиоцену—апшеронскому ярусу и, возможно, охватывают нижнюю часть бакинского века.

Вместе с тем автором впервые дается описание выходов базальтовых лав у с. Илмазло, недалеко от р. Куры. Как известно, максимальное распространение лавовых потоков по ущелью р. Машавера, относимых большинством геологов и геоморфологов к четвертичному периоду, было констатировано до с. Болниси, а по р. Храми—до с. Марнеули. Годом позже в начале 1955 г., при проведении работ по бурению скважин, лавовые потоки были обнаружены под четвертичными отложениями между Храми и Алгети, неподалеку от с. Марнеули, на глубине 136 м. Выходы базальтовых лав у с. Илмазло указывают на максимальное распространение лавовых потоков по долинам про-Храми и про-Алгети и являются несомненно более древними, дочетвертичными образованиями.

В виду того, что выходы базальтов у с. Илмазло перекрываются морскими апшеронскими отложениями и частично аллювиальными галечниками четвертичного периода, автор предполагает, что базальтовые лавовые потоки с. Измало и погребенные лавы междуречья Алгети и Храми, по возрасту должны быть связаны с усилением вулканической активности до апшеронского поднятия, по уже оформленной эрозионной долине междуречья Храми и Алгети.

Нижнечетвертичные аллювиальные отложения, по мнению автора, сохранились отдельными фрагментами на высоких террасах (230—170 м относительной высоты) в окрестностях Тбилиси, Авчала и к северу от Навтлуги (Дачрилебис-сери). Автор считает убедительными мнения А. И. Джанелидзе, А. Рейнгарда и Л. А. Варданяца о том, что эти террасы, а тем самым и аллювиальные отложения, должны быть отнесены к нижнечетвертичному (бакинскому) времени.

Нижнечетвертичные аллювиальные галечники и конгломераты, с прослойками суглинков, встречаются фрагментарно к востоку от Тбилиси на Папребис и Дачрилебис-сери, а также на западном склоне г. Чатма. Аллювиальные галечники налегают непосредственно на палеогеновые отложения или на дислоцированные миоценовые конгломераты (г. Чатма). К нижнечетвертичным отложениям автор относит обожженные деллювиальные глины под лавовыми потоками у с. Арухло.

В труде приводится описание многих разрезов относящихся, по мнению автора, к средним и верхнечетвертичным отложениям отдельных генетических типов.

К средние четвертичным аллювиальным отложениям автор относит галечники террас относительной высоты 100—120 м, понижающихся на востоке до 70—80 м, морфологически хорошо выраженных между Авчала и Арсеналис гора, а также к востоку от Навтлуги, ниже сел. Ново-Алексеевка, Гардабанские и Джандарские террасы.

На правом берегу р. Куры к этому же времени можно отнести аллювиальные конгломераты, выше Соганлугской ж/д. станции, а также аллювиально-пролювиальные отложения III-ей террасы водораздела между Храми и Алгети аллювиальные галечники у с. Илмазло над базальтовыми лавами. На основе изучения морфологии террас, характера погребенных почв, остатков флоры, а также некоторых остатков фауны и обсидиановых орудий палеолитического человека, под аллювиальными конгломератами (овраг Орхеви и Поракканти-хёви), автор разделяет мнение Л. Варданяца о возможности синхронизации этих отложений с отложениями 112 и 60—65 м террас г. Караджа, содержащих хазарские формы ископаемой фауны. К хазарскому веку отнесены озерные

Формирование крупных форм рельефа данного района происходило одновременно.

В виду того, что на восточном окончании Телет-Сейдабадских хребтов, отложения моложе олигоцена (которые имеют распространение на левобережье) отсутствуют, есть основание предполагать, что после предмиоценовой (саарской) орофазы происходило антиклинальное вздымание и закладывание морфологического фундамента названных хребтов. На юго-востоке море продолжает существовать в Куринской депрессии.

Проявление предтеотической фазы (атической) в восточном Закавказье вызывает регрессию сарматского моря на востоке.

На значительном пространстве Куринской депрессии, на территории Грузии, устанавливаются континентальный режим. Ископаемая наземная фауна позвоночных и флора указывают на усыхание климата и на образование ландшафтов полустепного и саванного типа.

Предагчагильские движения вызывают поднятие хр. Ялгуджа и погружение междуречья Куры и Алазани. Возможно, что к этому времени относится формирование хребтов Удабно-ялгуджа и Чобан-дага в виде низких гирлянд. Предагчагильские движения вызывают бурную вулканическую деятельность на южном нагорье Кавказа и Грузии, в частности. Лавовые потоки спускаются с уже высоко поднятого Джавахетского хребта.

Ачкагильское море проникает на западе до меридиана Сартичала. Предапшеронские движения усиливают вздымание ранее существовавших положительных морфологических форм рельефа с одной стороны и проникновение апшеронского моря по погружающейся части Восточной Грузии (восточной части Ширази), а также низовий рр. Храми и Алгети, до сел. Мугаило. Вместе с этим, с увлажнением климата апшеронского века, происходит денудация, снос материалов высоко поднятых южных склонов Кавказиони и южного нагорья и накопление галечников на депрессионных участках. Бурные временные и постоянные потоки пльвиального периода апшеронского века способствуют расширению и формированию Кода--Цаласкурской равнины.

Предбакинские и предхазарские тектонические движения обуславливают формирование современных положительных форм рельефа, и изменение и перестройку гидрографической сети. К нижнечетвертичному периоду автор относит формирование Ширакского плоскогорья, Алазанской долины, морской долины к востоку от Сартичала, Каратапинского Кабихского и Бейюк-Кесякских хребтов, а также Джандарской депрессии. По мнению автора, бакинская трансгрессия (ингрессия) проникла в виде узких заливов в район оз. Джандар и низовий Храми.

Предхазарские движения производят образование Кумисской котловины.

Далее приводятся фактические материалы об усилении денудационных, аккумулятивных и эрозионных процессов в течение четвертичного периода, игравших решающую роль в формировании современного облика рельефа. Нижней Карталинии.

В заключение даются краткие сведения о ходе и направлении современных геоморфологических процессов.

## ლიტერატურა—ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев В. В., Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности, Азерб. нефт. хоз., 1930, № 2.
2. Богачев В. В., Материалы к истории тектонического развития Закавказской низменности, Азерб. нефт. хоз., 1927, № 11.
3. Варданянц Л. А., Постпалеоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, 1948.
4. Вассоевич Н. Б., Нефтепроявления в окрестностях селений Уджарма, Мухрвани, Сацхენиси, Марткоби и Норю, 1932.
5. Вахания Е. К., Пойдинская геолого-разведочная партия (Юго-западная половина планшетов XXIX—37). Тр. Груз. фил. Азиефтеразведки, 1936, № 1, (Годовой отчет за 1935 г.).
6. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Груз. ССР. Типы рельефа и районы их распространения, 1918.
7. Захаров С. А., О лессовидных отложениях Закавказья. «Почвоведение» 1910, № 1.
8. Ковалевский С. А., Континентальные толщи Аджинаура, Баку, 1936.
9. Лукашевич С. И., Геологические и гидрогеологические условия долины р. Куры, у сел. Мингичаური, Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Аракс. бассейна, вып. 6, Тифлис, 1932.
10. Маруашвили Л. И., Зуртаетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение, «Псырода», 1946, № 12.
11. Пафенгольд К. Н., Геологический очерк правобережья р. Куры от р. Алгет до р. Инга-чай, Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Аракс. бассейна, вып. 5, 1933.
12. Пахомов В. Е., Караязская геолого-разведочная партия (планшет XXIX-36 и XXIX-35), Тр. фил. Азиефтеразведки, 1936, № 1.
13. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзевги Далайрского участка р. Куры (Закавказья), ИГГО, т. 69, вып. 5, 1937.
14. Православцев П. А., Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области, Тр. Третьего Всесоюзного съезда геологов в 1928 г. в Ташкенте, Ташкент, 1930.
15. Приклонский В. А., Гидрогеологический очерк низменности Восточного Закавказья, Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Аракс. басс., Тифлис, вып. 6, 1932.
16. Рейнгарт А. Л., Четвертичная система, Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
17. Соваренский Ф. П., Гидрогеологический очерк бассейна средней Куры в пределах между Главным Кавказским Хребтом и Малым Кавказом, Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Аракс. басс., вып. 5, 1933.
18. Сабашвили М. Н., Почвы Грузии, 1948.
19. Хайн В. Е. и Шарданов А. Н., Геологическая история и строение Куринской впадины, 1952.
20. კაპარავა ი. ბ., თბილისის მიდამოების პალეოგენი, საქ. გეოლოგიური ინსტ. მოამბე, ტ. II, 1. 1936.
21. ჩანელიძე ა. ი., თბილისის მიდამოების ნაოჭები, „საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე“, ტ. X, 1949, № 8.
22. ჩანელიძე ა. ი., კახეთის ქედის და ალაზნის ველის გეოლოგიური სტრუქტურების შესახებ, „საქ. მეც. აკადემიის მოამბე“, ტ. XI, 1950, № 8.
23. ჩანელიძე ა. ი., ზემო აიქვალის დისლოკაცია, საქ. მეც. აკადემიის მოამბე, ტ. X, 1950 № 1.
24. ჩანელიძე ა. ი., კუმისის ტბის ტაფობის გენეზისი, საქ. სსრ მეც. აკად. გეოლ. ინსტიტუტის ფონდი, 1954.
25. ჯელოძე გ. ფ., მტკვრის ხეობის გეოლოგიური აგებულება რუსთავს და წითელ ხიდს შორის, 1950, საქ. სსრ მეც. აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. VIII (XIII), 1955.
26. წერეთელი დ. ბ., ნეოგენური მაწოვარ ფაუნის გათხრები გარეჯის უდაბნოში, „საქ. სსრ. მუზეუმის მოამბე“, ტ. XI—A, 1941.
27. წერეთელი დ. ბ., ნეოგენური მაწოვართა ძვლების განამარტვების პალეოგეოგრაფიული პირობები გარეჯის უდაბნოში, „საქ. სსრ. მუზეუმის მოამბე“, ტ. XV—A 1953.
28. წერეთელი დ. ბ., ალაზნის ველის პალეოგეოგრაფია და რელიეფის განვითარების ისტორიისათვის, „საქ. მეც. აკადემიის მოამბე“, ტ. XV, 1954, № 1.







Л. А. Владимиров

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, РЕЖИМА И ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА НА ЮЖНО-ГРУЗИНСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ НАГОРЬЕ

Реки Южно-Грузинского вулканического нагорья по условиям формирования, режиму и географическому распределению стока резко отличаются от других рек Грузии. Обобщения, полученные по стоку других горных районов Грузии, непосредственно неприменимы к рекам Южно-Грузинского вулканического нагорья. Поэтому исследование закономерностей стока в бассейнах этих рек представляет несомненный научный интерес.

Главные реки нагорья являются одними из важнейших энергетических и ирригационных объектов Грузии. Наличие благоприятных условий для сооружения крупных водохранилищ и большая естественная зарегулированность стока сильно увеличивают ценность водных ресурсов рек нагорья как источников орошения и большой энергии. Поэтому изучение закономерностей стока на вулканическом нагорье имеет, помимо научного, большое практическое значение.

В основу исследований закономерностей стока в бассейнах рек нагорья положены материалы стационарных наблюдений Тбилисского отделения Института гидроэнергопроект и Управления гидрометслужбы Грузинской ССР. Используются также материалы гидрологических экспедиций, проводившихся под руководством автора, и литературные источники.

На территории нагорья существует довольно густая сеть гидрологических станций. Сток изучается на всех наиболее значительных реках и на ряде малых рек, что позволяет с достаточной полнотой осветить режим стока большинства рек. Слабым местом в изучении стока в восточной части нагорья является недостаточно точный учет водозабора на орошение. На многих реках водозабор осуществляется в среднем течении их. В нижнем течении большинства рек восточной части нагорья наблюдения не ведутся. Поэтому и по тем рекам, на которых водозабор учитывается, фактических сведений по стоку этих рек в низовьях нет, а восстановление данных по стоку на основании установленных по нагорью закономерностей стока не всегда возможно, в связи с подземным водообменом и, как следствие, несовпадением поверхностного и подземного водоразделов.

По некоторым рекам длительность наблюдений недостаточна для получения непосредственно по ним вполне надежных характеристик среднего стока и внутригодового распределения его. В еще меньшей степени обеспечивают эти наблюдения получение надежных характеристик минимального стока. В таких случаях короткие ряды наблюдений, там где это было возможно, приводились к длительному периоду.

Гидрогеологические условия вулканического нагорья таковы, что требуют специальной сети гидрогеологических станций, где хотя бы периодически производились измерения расходов, для суждения о дебите и режиме наиболее значительных источников. Некоторые крупные источники изучаются, но ряд не менее крупных источников остается неизученным. Между тем изучение дебита и режима этих родников представляет большой интерес, так как они играют очень существенную роль в питании рек.

Основным материалом для суждения о режиме и географическом распределении стока на территории нагорья являются данные стационарных наблюдений.

Материалы гидрологических экспедиций Ин-та географии им. Вахушти содержат в себе характеристику условий питания рек нагорья, характеристику рек на участке водопостов и условий измерения на них. Последнее помогает оценить надежность получаемых по этим водопостам материалов. Кроме того в материалах гидрологических экспедиций содержатся измерения в предельно короткие сроки расходы воды. Измерения производились в нескольких створах малых рек в бездождные с устойчивым режимом стока периоды.

Экспедиционные измерения позволяют получить представление об изменении расхода по длине реки в период межени.

Измерения мощных источников позволяют судить о родниковом питании в отдельных частях исследуемой территории и помогают решать вопросы подземного водообмена.

Особенно интересны результаты гидрологической экспедиции по слабо изученным участкам рек. Такие исследования в условиях вулканического нагорья, богатого мощными источниками, могут изменить наши представления о водности той или иной части территории Южно-Грузинского вулканического нагорья.

В частности результаты экспедиций 1954 г., в связи с обнаруженными экспедицией мощными источниками, позволили внести существенные коррективы в гидрологические расчеты к проекту крупной ГЭС.

Материалы стационарных и экспедиционных наблюдений недостаточны для непосредственного определения водных ресурсов нагорья, в связи с малой продолжительностью наблюдений по одним рекам и отсутствием наблюдений по другим. Применение разработанной на материалах рек Кавказа методики установления различных характеристик стока по слабо-изученным и неизученным бассейнам [5—10, 14] с использованием материалов экспедиций и с учетом гидрологических особенностей бассейнов рек нагорья является единственным путем для решения этой задачи.

Необходимые для исследования данные о величинах площадей и средних взвешенных высотах бассейнов заимствованы из работ Г. Е. Риненберга [23], Б. Д. Зайкова [14] и из материалов по режиму рек [22]. Остальные недостающие данные были определены по крупномасштабным картам.

Первыми и, притом, капитальными работами по гидрографии и гидрологии бассейнов рек восточной части нагорья являются труды В. И. Кавришвили «Физико-географическое описание бассейна р. Кция-Храм» [17] и Г. Е. Риненберга «Гидрология бассейна р. Кция-Храм» [23].

Эта работа В. И. Кавришвили представляет собой первый в Грузии опыт подробной физико-географической характеристики крупного горного бассейна, на основании всех имевшихся к тому времени материалов, и, что особенно важно, на основании собственных материалов детальных экспедиционных исследований.



Работа Г. Е. Риненберга являлась очень ценной для своего времени т. к. автор сумел на основании весьма скудного материала создать картину изменения стока по длине реки Храми. Спустя более чем 20 лет наши представления о стоке р. Храми изменились, по сравнению с тем, что дано было Г. Е. Риненбергом, но в ряде случаев результаты исследований Г. Е. Риненберга обнаруживают хорошее совпадение с последними данными по стоку р. Храми.

Режим стока рек нагорья освещен в ряде работ, выполненных для практических целей.

Имеется также немало гидрологических исследований по территории Грузии, в которых наряду с другими речными бассейнами рассматриваются и реки нагорья. К ним относятся исследования по ландшафтно-гидрологическому районированию Грузии [19], по гидрологическому районированию Грузии [11, 12], по режиму стока рек Грузии [4], по годовому режиму главнейших рек Грузии [24], по среднему стоку и его распределению в году на территории Кавказа [14] и на территории Грузии [3], по вертикальной зональности внутригодового распределения стока в горных районах Грузии [5].

Накопившиеся за последние годы материалы стационарных наблюдений и материалы гидрологических экспедиций Ин-та географии им. Вахушти позволяют с значительно большей полнотой, по сравнению с прежними работами, осветить закономерности формирования, режима и географического распределения стока в бассейнах рек нагорья.

Главной особенностью рельефа Южно-Грузинского вулканического нагорья являются высокорасположенные равнины и глубокие каньонообразные ущелья. Наличие параллельных, расположенных меридионально хребтов также придает своеобразие рельефу нагорья.

Значительная часть нагорья сложена молодыми вулканическими формациями, из под которых местами выходят на поверхность более древние образования.

Бассейн р. Паравани сложен мощной толщей верхнетретичных и четвертичных трещиноватых лав.

Левобережная часть бассейна верхнего течения Храми до р. Агри, представляющая собой южный склон Триалетского хребта, сложена в основном вулканогенными и осадочными породами. Вулканогенные породы представлены порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. В осадочных породах преобладают песчаники и сланцы.

Правобережье бассейна верхнего течения Храми сложено мощной толщей верхнетретичных и четвертичных лав, местами сильно трещиноватых.

В междуречьи Храми и Джуджидани и ниже впадения Джуджидани вдоль Храми выходят на поверхность древние кристаллические породы.

Бассейны притоков Храми—Карабулаха и Аслани—сложены андезито-базальтами, из под которых в нижнем течении этих рек обнажаются меловые туфобрекчии и кварцевые порфиры.

В верхней части бассейна Машавери, из под слагающих ее андезитобазальтов выходят на поверхность древние кристаллические породы. Река Машавера течет в андезитобазальтах и в среднем течении не пронизывает их до конца.

Нижние части бассейнов Храми, Машавери и Дебеды представляют собой широкую аллювиальную Марнеульскую равнину<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Краткая характеристика рельефа и геологического строения дается на основании работ Л. И. Маруашвили [21] и Н. Е. Астахова [1].

Характерной гидрографической особенностью центральной части нагорья является большое количество озер, из которых самое крупное озеро Паравани. В восточной части озер значительно меньше и имеют они небольшие размеры. Крупным водоемом является здесь Храмское водохранилище.

Гидрография бассейна реки Храми с большой полнотой освещена в капитальной работе В. И. Кавришвили [17], которая и в настоящее время служит основным источником для познания гидрографии этого бассейна. Им же выполнены описания озер и рек центральной части нагорья [16, 18].

Результаты наших экспедиционных исследований по восточной части нагорья позволили внести некоторые уточнения и дополнения в гидрографию бассейна Храми, главным образом, в отношении родникового питания рек.

Климат нагорья характеризуется продолжительной, сравнительно суровой и малоснежной зимой. Количество осадков увеличивается к горным хребтам, причем в восточной части осадков выпадает больше, чем в центральной. В восточной части максимум осадков приходится на май, а в центральной на июнь [20].

Храмы и Паравани принадлежат к типу рек со смешанным питанием: дождевыми, снеговыми и подземными водами. В бассейне Паравани существенную роль играет еще озерное питание рек, т. к. большинство рек здесь берет начало из озер.

Оба бассейна отличаются обилием подземных вод, что связано с геологическим строением и рельефом бассейнов.

Обширные поверхности плато и котловин, сложенные молодыми трещиноватыми лавами, создают благоприятные условия для циркуляции подземных вод в лавовых трещинах и пустотах и выхода их в ущельях и у подошвы склонов котловин в виде мощных источников.

Истоками р. Кциа служат родники. Родниковое питание имеют притоки Кции, берущие начало на Цхра-Цкаро и Саквелос-мта, а также реки, стекающие в Кциа в районе равнины Нарини как с Триалетского хребта, так и справа [17].

Основная масса источников, образующая родниковый Храмы, выходит в западной части Цалкской котловины.

Сливаясь, Кциа и родниковый Храмы образуют р. Храмы или Кциа-Храмы.

Протекая по Цалкской равнине, Храмы принимает значительные родники, а ниже в ущельи—еще исключительно мощную группу источников.

Главнейшие притоки Храмы до впадения р. Дебеда—Карабулах и Машавера—получают очень обильное питание подземными водами.

Р. Карабулах формируется, в основном, родниковыми водами, доля которых сильно увеличивается в среднем течении.

Р. Машавера образуется слиянием родниковых рек. Родниковое питание Машаверы очень возрастает в нижнем течении реки. Воды эти поступают, повидимому, с средней части бассейна Машаверы, где река не прорезывает до конца базальты и поэтому не полностью дренирует воды с этой части бассейна.

Наряду с реками, получающими обильное родниковое питание, существуют реки, почти совершенно лишенные его, и поэтому на значительном протяжении пересыхающие.

Р. Паравани вытекает из одноименного озера и по пути, на большей части своего протяжения принимает в ряде мест мощные источники.

Обилием родникового питания характеризуются и некоторые притоки р. Паравани, как, например, р. Корхи. И здесь, как и в бассейне Храми, среди притоков р. Паравани имеются реки, почти лишенные родникового питания и отличающиеся маловодьем.

Большое различие в условиях питания подземными водами одной и той же реки на ее отдельных участках и между соседними реками обуславливает столь же большое различие в их водности.

В горных условиях обычно наблюдается вертикальная зональность среднего многолетнего стока.

В условиях лавового нагорья вертикальная зональность среднего стока сильно нарушается подземным водообменом.

В бассейнах рек с положительным подземным водообменом наблюдается сравнительно высокая относительная водность и, наоборот, в бассейнах с отрицательным подземным водообменом наблюдается низкая относительная водность<sup>1</sup>.

Рассмотрим влияние подземного водообмена на примере восточной части Южно-Грузинского вулканического нагорья.

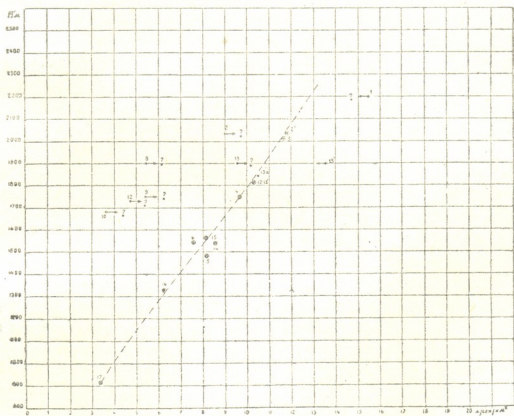


Рис. 1. График связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна

Нанесенные на график связи (рис. 1) между модулем среднего стока и средней высотой бассейна точки (Н, М), относящиеся к бассейнам рек восточной части нагорья, располагаются очень разбросанно, что указывает на отсутствие связи.

<sup>1</sup> Положительный подземный водообмен—приток подземных вод в данный бассейн из другого бассейна. Отрицательный подземный водообмен—уход подземных вод из данного бассейна в другой бассейн.



Однако если проанализировать эти данные с использованием материалов экспедиций, можно выявить конкретные случаи подземного водообмена и установить вертикальную зональность стока с учетом подземного водообмена.

Метод построения кривой связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна в условиях подземного водообмена заключается в следующем.

Из всей группы бассейнов выбираются такие, в которых не имеет места, или почти не имеет места подземный водообмен. В данном случае это бассейны, обозначенные на графике №№ 3, 4, 5, 6, 14, 15, 16, 17. По этим точкам проводим кривую связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна.

Точки №№ 2, 8, 9, 10, 12, 13, располагающиеся влево от кривой, относятся, по видимому, к бассейнам с отрицательным подземным водообменом.

Точки №№ 1 и 13 — бассейны с положительным подземным водообменом.

Попытаемся учесть подземный водообмен и получить новые значения модулей стока там, где это окажется возможным.

В отношении бассейна, замкнутого в створе № 2, известно, что формирующиеся в пределах этого бассейна подземные воды обходят створ № 2 и выклиниваются ниже в ущельи в виде мощных родников, дебит которых известен. Вводя корректив на отрицательный подземный водообмен (т. е. на дебит этих родников) получаем точку № 21, которая лежит на кривую связи.

Точки №№ 8, 9 и 10 являются составными частями бассейна № 2. Теоретический сток с этих бассейнов (т. е. при отсутствии подземного водообмена) можно получить непосредственно по кривой связи, а затем по разности теоретического и фактического стока определить величину отрицательного подземного водообмена для каждой реки.

Обратимся теперь к бассейнам №№ 12 и 13. Эти бассейны расположены рядом. Точка № 13<sup>1</sup> соответствует створу, расположенному ниже створа 13 на той же реке. Между двумя створами река принимает очень мощные источники, обнаруженные гидрологической экспедицией Института географии им. Вахушти.

Источники эти были обнаружены не случайно, а в результате сопоставления имевшихся к тому времени данных по стоку рек №№ 12 и 13 и материалов обследования бассейна № 12.

Обследование выявило исключительную маловодность бассейна № 12, в котором родниковое питание почти совершенно отсутствует.

Данные по створу № 13 соседнего бассейна не создавали представления о повышенной водности этой реки. Вместе с тем было известно, по данным только одного измерения в устье, что от створа № 13 до устья сток возрастает значительно, не пропорционально площади водосбора (в связи с уменьшением к устью средней высоты бассейна можно было ожидать приращение стока меньшее, чем пропорционально площади бассейна).

Отсюда возникло предположение, что где-то на участке от створа № 13 до устья должны иметь место выходы подземных вод.

В связи с этим было произведено обследование реки. Результаты обследования подтвердили предположение о выходах подземных вод.

При этом оказалось, что если отнести весь сток к бассейну до створа 13<sup>1</sup> (ниже впадения родников), то получается повышенный модуль стока, т. е. часть родников приходит из другого бассейна.

Учитывая сказанное выше о бассейне № 12 мы сочли возможным определить средний модуль стока бассейнов №№ 12 и 13<sup>1</sup> вместе, как частное от деления суммарного стока обеих рек на суммарную площадь их до соответствующих створов. Полученная при этом точка 12—13<sup>1</sup>, как это видно на графике, ложится на кривую связи, что является подтверждением нашего предположения о подземном водообмене между бассейнами №№ 12 и 13<sup>1</sup>. Следует отметить, что при анализе случаев подземного водообмена между бассейнами всегда, в первую очередь, учитывалась вероятность подземного водообмена по геологическим условиям.

В результате учета подземного водообмена получено в дополнение к точкам №№ 3, 4, 5, 6, 14, 15, 16, 17 еще точки № 2 и 12—13<sup>1</sup>, которые указывают на отчетливую связь между модулем среднего стока и средней взвешенной высотой бассейна. Это лишний раз подтверждает, что в первой группе бассейнов подземный водообмен отсутствует или почти отсутствует.

Остается объяснить отклонение точки № 1. Многолетние наблюдения над стоком этой реки не вызывают сомнения в отношении их достоверности. Предполагать резкое увеличение стока в этом бассейне по климатическим условиям нет никаких оснований. Следовательно повышенный сток в этом бассейне можно объяснить только положительным подземным водообменом.

Рядом с бассейном № 1 расположен бассейн бессточного озера Табис-кури. По геологическим условиям не исключена возможность подземного водообмена между речным и озерным бассейнами.

О наличии такой связи имеются высказывания В. И. Кавришвили, который отмечает также, что вода озера уходит в трещины и что одну из таких трещин он обнаружил на восточном берегу озера [15].

Приближенная величина стока в бассейне озера может быть определена по кривой связи стока с высотой. Анализ водного баланса озера указывает на то, что приходная часть водного баланса превышает расходную часть, примерно, на величину излишка стока в соседнем речном бассейне № 1. Если учесть это, то точка № 1 также ляжет на кривую связи.

Таким образом изображенная на рис. 1 кривая связи между модулем среднего стока и средней высотой бассейна отражает естественную закономерность для бассейнов без подземного водообмена и является теоретической для бассейнов с подземным водообменом.

Пользуясь этой связью можно определить непосредственно по ней средний сток для неизученных бассейнов, если геологическое строение и материалы экспедиционных обследований бассейнов позволяют предполагать отсутствие подземного водообмена. По неизученным в отношении среднего стока бассейнам с подземным водообменом прежде определяется, на основании графика связи, теоретический сток, а затем вводится по данным экспедиционных и стационарных наблюдений над подземными водами корректив на положительный или отрицательный подземный водообмен.

Аналогичные примеры подземного водообмена между речными бассейнами и подземной связи между речным и озерным бассейнами можно привести и по центральной части нагорья. Здесь, как и в бассейне р. Храми, наблюдается, в связи с подземным водообменом, большое различие в водности и естественной зарегулированности рядом расположенных бассейнов.

Обратимся теперь к географическому распределению среднего многолетнего стока на территории нагорья.

Если исключить влияние подземного водообмена, то географическое распределение стока в восточной части нагорья представляется в следующем виде.

В самих нижних зонах бассейна Храма, на Марнеульской равнине модуль среднего стока составляет, по видимому, менее 1 л/сек/км<sup>2</sup>. В предгорьях модуль стока возрастает до 3—4 л/сек, а в зоне от 1000 до 2000 м модуль стока увеличивается от 4 л/сек до 11 л/сек.

Наибольшая относительная водность наблюдается в верхних гипсометрических зонах. Здесь модуль стока от 11 л/сек в зоне 2000 м возрастает до 15 л/сек на высоте 2500 м, а выше, по видимому еще увеличивается до 20 л/сек и более.

В более высоком бассейне р. Паравани относительная водность ниже, что объясняется меньшим, по сравнению с верховьем Храма, количеством атмосферных осадков здесь. На высоте 2500 м модуль среднего стока в бассейне Паравани не превышает 12 л/сек, а на высоте 2000 м составляет не более 8 л/сек/км<sup>2</sup>.

Такое географическое распределение среднего стока, в связи с вертикальной зональностью его имело бы место при отсутствии подземного водообмена. В действительности подземный водообмен создает очень большую пестроту в географическом распределении стока. В восточной части нагорья, в связи с подземным водообменом, модуль среднего стока при средней высоте, например, 1900 м составляет, как это видно на графике, в одних бассейнах около 5 л/сек, а в других он превышает 13 л/сек. В центральной части нагорья в бассейнах с одной и той же средней высотой модуль стока колеблется в 1,5—2 раза.

Изменчивость годового стока в горных областях вообще подчинена вертикальной зональности, но в условиях трещиноватого лавового покрова исключительное значение приобретает естественная зарегулированность стока [2, 4, 13]. Поэтому реки, бассейны которых близки по высотному положению, но имеют различную естественную зарегулированность стока, сильно отличаются по изменчивости годового стока.

Коэффициент вариации годового стока на реках с большой естественной зарегулированностью стока составляет в обеих частях нагорья порядка 0,10, для слабее зарегулированных рек коэффициент вариации повышается до 0,18, а на реках почти лишенных питания подземными водами он превышает 0,40.

Если учесть подземный водообмен, то и по территории нагорья можно получить приближенную связь между коэффициентом вариации годового стока и средней высотой бассейна.

Наблюдающееся большое разнообразие в питании рек подземными водами создает сильное различие в характере внутригодового распределения стока.

Так в восточной части нагорья, на реках с большой естественной зарегулированностью стока процентное распределение годового стока по сезонам следующее:

зима—13%  
весна—44%  
лето—26%  
осень—17%

Сток за самый многоводный май месяц составляет 18—20% от годового, а за самый маловодный зимний месяц—около 4% от годового.

На реках, почти лишенных питания подземными водами, процентное распределение стока по сезонам очень неравномерное:

зима—<1%  
весна—74%  
лето—15%  
осень—10%

Сток за самый многоводный месяц превышает 40% от годового, а за самый маловодный равен нулю, т. к. реки со слабой естественной зарегулированностью стока в летние и зимние месяцы пересыхают.

В центральной части нагорья, в бассейнах с большой естественной зарегулированностью стока процентное распределение годового стока по месяцам следующее:

зима—18%  
весна—40%  
лето—25%  
осень—17%

Сток за наиболее многоводный месяц составляет 18—22%, а за самый маловодный—5—6% от годового.

В почти лишенных питания подземными водами бассейнах центральной части нагорья процентное распределение стока по сезонам значительно менее равномерное:

зима—5%  
весна—50%  
лето—35%  
осень—10%

Сток за наиболее многоводный месяц (май) составляет 35% от годового, а за самый маловодный—1,5% от годового.

Относительная величина стока за летний сезон в центральной части нагорья, в бассейнах со слабой естественной зарегулированностью стока возрастает за счет наиболее обильных в году осадков июня.

В общем бассейны центральной части нагорья характеризуются более равномерным распределением стока в году. Роль озер во внутригодовом распределении стока сводится здесь к увеличению летнего стока и к уменьшению осеннего стока, в связи с регулированием озером весеннего стока и потерями на испарение с водной поверхности во второй половине лета и осенью. Влияние озера сказывается сильно только у истока реки, а ниже главную роль во внутригодовом распределении стока играют подземные воды.

В условиях Южно-Грузинского вулканического нагорья, сложенного преимущественно трещиноватыми лавами, минимальный сток является одним из наиболее важных и интересных для исследования элементов стока.

Наступление минимального стока связано с прекращением поверхностного стока с водосбора и переходом рек на питание подземными водами. В речных бассейнах с большим процентом озерности наступление минимума связано с потерями на испарение с поверхностей водоемов.

Минимальный сток на реках бассейна Храми наблюдается как в зимний, так и в летние и осенние месяцы. И средние месячные минимальные расходы наблюдаются в холодное и теплое время года.

Время наступления минимального стока обусловлено здесь, в основном, высотным положением бассейна и подземным питанием реки. В высоких бассейнах годовые минимумы наступают обычно зимой. В сравнительно низких бассейнах и притом лишенных питания подземными водами годовой минимум чаще наступает летом.

Величина минимального среднемесячного модуля стока в бассейне Храми колеблется в очень больших пределах. В бассейнах с положительным подземным водообменом минимумы достигают  $8 \text{ л/сек/км}^2$ , а в бассейнах с отрицательным подземным водообменом среднемесячные минимальные модули стока составляют очень незначительную величину ( $0,6 - 0,4 \text{ л/сек}$ ), или же равняются нулю.

В высоких бассейнах различие между летними и зимними минимумами сильнее. В низких бассейнах оно сглаживается.

Рассмотрим на примере рек восточной части нагорья отношения между минимальными модулями стока средними месячными и по срочным наблюдениям (рис. 2).

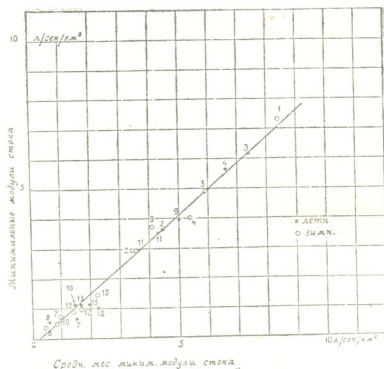


Рис. 2 График связи между модулями стока минимальным среднемесячным и минимальным по срочным наблюдениям

Большинство точек на графике, относящиеся к бассейнам с высокой естественной зарегулированностью стока, обнаруживает отчетливую связь между минимумами среднемесячными и по срочным наблюдениям как летними, так и зимними. Отклоняющиеся от прямой точки, как, например, 12 и 15, относятся к бассейнам с слабо зарегулированным стоком. Отклонение данных по этим рекам является вполне закономерным, т. к. с уменьшением питания рек подземными водами отношение между



минимальными модулями стока среднемесячными и по срочным наблюдениям является менее устойчивым.

Очень наглядную картину различной естественной зарегулированности стока рек восточной части нагорья представляет график связи между средним месячным минимальным модулем стока и средним годовым (рис. 3).

Широкая полоса точек свидетельствует об очень большом различии в естественной зарегулированности стока различных бассейнов и об отсутствии связи между указанными характеристиками стока в условиях вулканического нагорья.

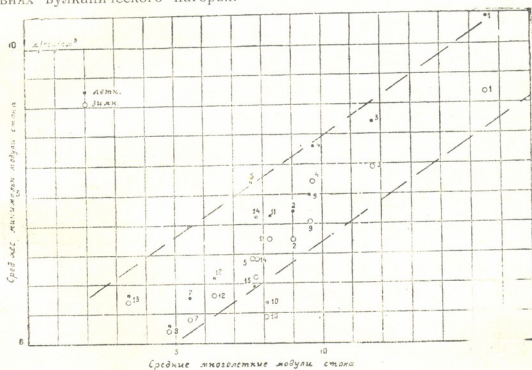


Рис 3 График связи между модулями стока средним многолетним и минимальным среднемесячным

Следует учесть, что на график (рис. 3) не нанесены точки, относящиеся к пересыхающим рекам. С учетом этих бассейнов разброс точек еще более увеличивается.

В центральной части нагорья в речных бассейнах с большим процентом озерности годовой минимум наблюдается осенью. Объясняется это тем, что озера в течение лета и начала осени теряют много влаги на испарение, зимой же, в связи с образованием ледяного покрова, испарение прекращается.

В лишенных озерного питания бассейнах центральной части нагорья годовой минимум наблюдается обычно зимой.

Малые реки центральной части нагорья, получающие очень незначительное питание подземными водами, не пересыхают, но модули минимального стока в этих бассейнах не превышают 0,5—1 л/сек/км<sup>2</sup>, в бассейнах же с положительным подземным водообменом средние месячные минимальные модули стока достигают 6,0—8,0 л/сек/км<sup>2</sup>.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н. Е., Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли, Помещена в этом сборнике.
2. Важнов А. Н., Формулы для расчета годового стока в условиях проницаемого покрова, ДАН АрмССР, т. XIII, 1951, № 2.
3. Владимиров Л. А., Средний сток и его распределение в году на территории Грузии, «Сообщ. АН ГССР», 1946, № 7.
4. Владимиров Л. А., Режим стока рек Грузии (на груз. яз.), Тр. Ин-та географии АН ГССР, т. III, р. 2, 1949.
5. Владимиров Л. А., О вертикальной зональности внутригодового распределения стока в горных районах Грузии, «Сб. мет. и гидр.», 1946, № 5.
6. Владимиров Л. А., О вертикальной зональности минимального стока, «Мет. и гидр.», 1951, № 9.
7. Владимиров Л. А., К методике определения характерных расходов по неизученным малым горным бассейнам, «Мет. и гидр.», 1953, № 7.
8. Владимиров Л. А., О некоторых закономерностях стока в горных условиях, Тез. докл. Научная сессия Ин-та географии и Ин-та геофизики АН ГССР, 1953.
9. Владимиров Л. А., Опыт исследования минимального стока горных рек, Тр. Всесоюз. Совещ. по изучению стока..., М., 1954.
10. Владимиров Л. А., К методике определения различных характеристик стока по слабо изученным горным бассейнам при проектировании ГЭС, Тез. докл. Объедин. сессии Секц. водохоз. пробл. АН СССР и Ин-та Энерг. АН ГССР, 1955.
11. Владимиров Л. А. и Шакаришвили И. Н., Гидрологическое районирование Грузии, «Сообщ. АН ГССР», 1946, № 9—10.
12. Владимиров Л. А. и Шакаришвили И. Н., Районирование Грузии по основным гидрологическим признакам (на груз.-яз.), Тр. Ин-та географии АН ГССР, т. III, р. 2, 1948.
13. Зайков Б. Д., Гидрологический очерк бассейна оз. Севан, Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна, ч. I, в. 3, А., 1933.
14. Зайков Б. Д., Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа, Тр. НИУ ГМС, сер. IV, в. 40, 1946.
15. Кавришвили В. И., Оз. Табис-кури, Бюлл. Зак. ОИИВХ, 1930, № 2.
16. Кавришвили В. И., Озера Джавахетии, Бюлл. Зак. ОИИВХ, 1931, № 8.
17. Кавришвили В. И., Физико-географическое описание бассейна р. Кцдия-Храм, Водн. кадастр Закавказья, т. I, в. IV, Тиф., 1932.
18. Кавришвили В. И., К геоморфологии и гидрографии Джавахетии, Джавахетия, Матер. по изуч. природн. ресурсе Ахакалакского нагорья, Зафил. АН СССР, Тиф., 1933.
19. Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологическое районирование Грузии, «Изв. географ. об-ва ГССР», 1946, № 2.
20. Кордакхиа М. О., Типы климатов Грузии и зоны их распространения, «Сообщ. АН ГССР», т. VII, 1946, № 8.
21. Маруашвили А. И., Геоморфология и палеогеография Нижней Картли (бассейнов рек Храми выше с. Арухло и Алгети выше с. Мариули), Помещена в этом сборнике.
22. Материалы по режиму рек СССР, вып. 5, Реки Кавказа, А—М., 1940.
23. Риненберг Г. Е., Гидрология бассейна р. Кцдия-Храм, Водн. кадастр Закавказья, т. I, в. IV, Тиф., 1932.
24. Шакаришвили И. Н., Нуцубидзе Т. И. и Кикиладзашвили Т. З., Годовой режим стока главнейших рек Грузии (на груз. яз.), Изв. географ. об-ва ГССР, Тб., 1946, № 2.

Е. В. Сохадзе

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НИЖНЕЙ КАРТЛИ

Наряду с более или менее полной общей изученностью растительности Грузии, в ботанической литературе еще недостаточно работ с описанием растительного покрова отдельных ее районов. Между тем, региональное описание растительности представляется важным как необходимый элемент физико-географической характеристики районов, а также в связи с народно-хозяйственными мероприятиями и преобразованием природы.

Институтом географии им. Вахушти Академии наук ГССР начато геоботаническое изучение отдельных районов Грузинской ССР в связи с комплексным физико- и эконом-географическим их изучением.

В 1954 году было проведено обследование т. н. Нижней Картли, которая расположена основной своей территорией в бассейнах правых притоков Куры—рр. Храми и Алгети, а на востоке переходит и на левобережье Куры, включая Гардабанскую (Караязскую) степь. Границами ее являются: на севере—Триалетский хребет, на юге—Сомхитский хребет, на западе—Мокрые горы и северная часть Самсарского хребта, на юго-востоке—государственная граница Грузии, на востоке—Иорское плоскогорье.

Ботаническая изученность района далеко не полная. Специальных ботанических опубликованных работ по Нижней Картли нет. Краткая характеристика растительности Аг-Булахского (ныне Тетри-Цкарройского) р-на дана в работе почвоведом Акимцевым В. В. [1], а всего бассейна р. Кция-Храми—в работе гидролога Кавришвили В. И. [8].

Растительность Караязского орошаемого р-на с достаточной полнотой освещена в работе Троицкого Н. А. [12]; однако, она касается лишь небольшой и своеобразной части района.

Общие сведения о растительности района могут быть почерпнуты из общих работ по растительности Кавказа и, в частности, Грузии [2, 3, 4, 5, 6, 10, 11 и др.].

Нижняя Картли состоит из двух частей, довольно резко различающихся по всему комплексу природных условий: 1. Низинной и предгорной юго-восточной части района и, 2. горной северо-западной его части.

Низинные и предгорные части Нижней Картли, приуроченные к высотам 300—800 м над ур. моря, отличаются засушливостью климата (среднегодовое количество осадков 300—550 мм), высокими летними температурами, резкими колебаниями температур. Рельеф равнино-холмистый. Равнина сложена породами деллювиально-аллювиального происхождения. Почвы в основном светлокаштановые, каштановые и темно-каштановые, часто в комплексе с солонцами и солончаками. Река Кура

и ее притоки текут в широких долинах, имеющих низкие берега, широкие поймы и ясно выраженные террасы.

С иными условиями мы встречаемся в горной части района (высоты над уровнем моря 800—2000 м). Климат здесь уже умеренно-холодный, без резких колебаний температур. Среднегодовое количество осадков — 550—800 мм. Рельеф горный и плоскогорный, образованный молодыми тектоническими поднятиями и излиянием вулканических лав. Наряду с типичным среднегорным рельефом здесь встречаются и лавовые плато. Почвы в основном коричневые лесные, местами перегнойно-карбонатные. Гидрографическая сеть развита лучше, чем на низменности, причем реки на значительном протяжении текут в глубоких ущельях и скалистых каньонах.

Как видно из изложенного, район характеризуется достаточно разнообразными условиями, несомненно оказывающими существенное влияние на растительный покров.

Наряду с этим, важным экологическим фактором здесь является и хозяйственная деятельность человека.

Значительные площади в районе распаханы и используются под с.-х. культуры, или остаются временно в виде залежей. Остальная растительность, за исключением труднодоступных мест, выпасается скотом, а лес вырубается. Наряду с этим в настоящее время проводятся и работы по сознательному преобразованию природы.

Низинные и предгорные части Нижней Картли обследовались нами в левобережной части долины Куры, а горные — в пределах Тетри-Цкаройского административного района. Обследование производилось маршрутным методом. Указанные части района были покрыты густой сетью маршрутов, пересекающих различные элементы рельефа и охватывающих различные типы почв и растительности.

Основные черты растительного покрова района могут быть охарактеризованы так.

Разнообразие физико-географических условий обусловило наличие разнообразных типов растительности, а так же пестроту растительных отношений. Характеризуя Нижне-Картлийский флористический округ, Гроссгейм А. А. и Сосновский Д. И. [6] отмечают, что «здесь встречаются и леса, и степи и полупустыни, но ни один из этих типов не получает окончательного преобладания» (стр. 44).

Основными зональными типами здесь являются: полянная полупустыня, бородачевая степь, ковыльная степь, шибляк, горные леса и горные луга. В них вкраплены растительность локальных местобитаний — водно-болотная, солончаковая, песчаная и др.

Распределяются эти основные типы следующим образом.

✓ Полянная полупустыня (с *Artemisia Meyeriana Bess.*) в левобережной части района занимает в настоящее время незначительные площади в юго-восточной части. Основные массивы ее лежат здесь южнее оз. Джандар, т. е. уже на территории Азербайджанской ССР. В правобережной же части она протягивается широкой полосой в р-не низовьев рр. Храми и Алгети. Площади, некогда занятые этим типом растительности, в настоящее время в основном распаханы и остатки ее сохранились лишь по окраинным, более повышенным частям. Высотные пределы распространения полянной полупустыни — 300—600 м над уровнем моря. Почвы — светлокаштановые, каштановые и солонцеватые.

✓ Бородачевая степь (с *Andropogon ischaemum L.*) непосредственно примыкает к полупустыне, часто образуя промежуточные полянно-бородачевые



вые группировки. В пределах района бородачевая степь представлена большим массивом как в левобережной, так и в правобережной части Куры, занимая высоты 350—800 м над ур. моря. Также сильно нарушена, Почвы—каштановые.

✓Ковыльная степь (*co Stipa pulcherrima* С. Koch и *S. Lessingiana* Trin.) представлена небольшими фрагментами в предгорной части района (абс. высота—500—700 м), занимая северные склоны холмов и часто сочетаясь с бородачевой степью и шибляком. Почвы—темнокаштановые.

Шибляк сменяет бородачевую степь в верхней части предгорий (600—900 м над ур. м.), являясь большей частью вторичным типом, сменившим аридные редколесья. Основным элементом его является держидерево (*Paliurus spina-Christi* Mill.), а также крушина Палласа, спирея и др. кустарники. Этот тип также широко распространен и в более повышенных местах, где он сменил горно-лесную растительность, нарушенную вырубкой (здесь флористический состав кустарников уже иной), а также встречается пятнами по конусам выносов, северным склонам холмов и т. д. Почвы—серокоричневые и серокаштановые.

Горные леса в настоящее время занимают высоты 600—2000 м. Местами нижняя лесная граница искусственно повышена до 1000 и более м над ур. м., а верхняя снижена до 1400—1500 м. Приурочены леса к западной, более повышенной части района и представлены в основном дубовыми, дубово-грабинниковыми, дубово-грабовыми, буково-грабовыми и буковыми лесами, часто смешанными и вторичными.

Почвы—коричневые и другие лесные.

Горнолуговая растительность [11] приурочена к высотам 1400 и более м над ур. моря, покрывая хр. Бедени и др. места лежащие выше лесной границы, часто искусственно сниженной.

Почвы—горнолуговые.

Отметим также в общих чертах приуроченность современной растительности к геоморфологическим элементам в районах нашего экспедиционного обследования.

На левобережье: В пойме—тугайные леса или их дериваты.

1-ая надпойменная терраса р. Куры, а также ее притоков, текущих в широких долинах, обычно представляют собой или культурные уголья, занятые посевами зерновых, или же залежи, покрытые сорными растениями (аспект здесь обычно создает *Euphorbia Seguietiana* Neck. и эфемеры). Местами же это крайне выбитые, засоренные участки, сменившие собой полынную полупустыню или бородачевую степь.

2-ая терраса покрыта разреженными выбитыми бородачевыми группировками с обилием эфемеров и луковичного мятлика.

3-ья и 4-ая террасы покрыты в основном бородачевой степью, местами же ковыльно-бородачевой, ковыльной и колючекустарниковой степью (главным образом по сев. склонам холмов).

Конусы выносов покрыты шибляковой растительностью.

В Тетри-Царойском районе:

1. Растительность Нижне-Картлийского лавового плато представлена в основном лесами и лесными дериватами;

2. Беденского плато—субальпийской парковой лесной растительностью и горными лугами вторичного типа.

3. Речные ущелья и водораздельные хребты покрыты в основном лесной растительностью, за исключением сухих южных склонов их с кустарниковой растительностью.

4. Растительность известнякового хребта Гомер и других мест с известняковым субстратом представлена: а) в ксерофильных условиях со скелетными почвами — травянистой и полукустарниковой растительностью, а б) более мезофильных условиях, с развитыми перегнойно-карбонатными почвами—кустарниковой и лесной растительностью (гл. образом дубовыми лесами).

5. Ирагинская котловина в настоящее время в основном покрыта культурными угодьями, а по приподнятым краям ее сохранилась естественная растительность, а именно: на северных склонах—нарушенная лесная растительность, на южных—разреженная ксерофильная травянистая растительность с отдельными кустарниками.

Охарактеризовав в общих чертах растительный покров района, как элемент ландшафта, перейдем к более подробному описанию основных типов растительности.

Полынная полупустыня и полынно-бородачевая степь. Чисто полынной полупустыни в пределах левобережной части района нами на больших площадях не отмечено. Приуроченные ранее к низинным, плакорным местам, в настоящее время они сплошь распашаны и заменены или посевами зерновых, или представляют собой заброшенные залежи покрытые сорняками. В южных же и восточных частях района распространены переходные полынно-бородачевые группировки, приуроченные к более повышенным местам (350—450 м над ур. моря).

Эти переходные группировки в значительной мере несут еще на себе печать полупустыни: не замкнуты (покрытие 50—80%), насчитывают в своем составе большое количество эфемеров и эфемерондов (60% по нашим сводным спискам), имеют характерный для полупустыни цикл развития с выраженным весенним и осенним максимумами вегетации и с замиранием ее в середине лета.

В составе таких группировок встречаются преимущественно виды, обычные для полупустыни, в том числе и единичные солянки, кохия и т. д.

Однако, наряду с ними отмечаются и степные элементы, как например: бородач, тысячелистник—*Achillea micrantha* М. В. и т. л.

Примером растительности такого типа может служить растительность северо-восточной окраины Гардабанской степи, приуроченная к светлокаштановым почвам, сочетающимся с солонцами и используемая как в качестве зимних пастбищ для овец, так и летних выгонов для крупного рогатого скота и лошадей. Травостой здесь обычно выбитый, разреженный, высота 1-го яруса не больше 40 см. Эдификаторами сообщества являются полынь Мейера и бородач, причем преобладает полынь. Из других многолетников здесь довольно в большом количестве встречается житняк, реже верблюжья колючка, кохия, солянки *Salsola dendroides* Paill и *Salsola ericoides* М. В. (на солонцах), лук—*Allium rubellum* М. В., эфемеронид-луковичный мятлик и др. В наиболее же массовом количестве здесь развиты однолетники: плевел, костер японский, дикая морковь, пырей восточный и др., а в меньшем количестве—цилиндрик *Aegilops triuncialis* L., бурачки, *Brachypodium distachyum* (L) P. B., *Filago spathulata* Presl., *Meniocus linifolius* (Steph) DC, *Mycropus erectus* L., *Medicago minima* Gruffb., *Ziziphora capitata* L. и др.

В аналогичных группировках, но с преобладанием бородача над полынью, чаще встречаются степные многолетники—тысячелистник—*Achillea micrantha* М. В., поповник—*Anthemis altissima* L., резак—*Falcaria vulgaris* Bernh., и др.



Наряду с этим здесь также массово развиты эфемеры: коротконожка — *Brachybodium distachyum* (L.) P. B., костер японский, люцерна — *Medicago minima* Grufb., эфемеронид — мятлик луковичный и др.

Используются полынно-бородачевые угодья в качестве пастбищ — зимних, весенне-осенних и летних.

Урожайность и кормовые достоинства этих угодий резко колеблются как в течение года, так и в разные годы. Наибольшую ценность они имеют ранней весной и поздней осенью — в период массового развития эфемеров, развитие же эфемеров находится в тесной зависимости от метеорологических условий года. Максимальное развитие их обычно бывает в годы, когда обильно выпадают весенние и осенние осадки, и, наоборот, отсутствие или недостаток этих осадков часто обуславливает лишь карликовое развитие эфемеров, быстро высыхающих и не дающих густого покрова. Существенное влияние на урожайность и кормовую ценность пастбищ оказывает также его состояние: степень выбитости растительности и связанная с этим густота травостоя, его высота, степень засоренности. В среднем урожайность этих пастбищ составляет 4—7 центнеров сухого сена с га, колеблясь, однако, в очень значительных пределах.

Бородачевая и ковыльно-бородачевая степь. В более повышенных местах, преимущественно на склонах и гребнях холмов 3-ей и 4-ой террас, на каштановых суглинистых, часто щебнистых почвах, встречаются бородачевые, типчаково-бородачевые, ковыльно-бородачевые и колочекустарниковые степи.

Эти группировки довольно существенно отличаются от полынно-бородачевых. Так, общее покрытие травостоя здесь достигает уже 80—90%. В составе их встречаются степные элементы, как злаки — ковыли, типчак, тонконог, мятлик (*Poa densa Troitzky*) и др., часто образующие здесь ясно выраженное задернение почвы, а также степные элементы разнотравья — шалфей, желтый тысячелистник, подмаренник и др.

Наличие каменистого субстрата обуславливает присутствие в таких местах в довольно большом количестве петрофильных растений — чебреца, зизифоры, дубровника и др.

Чисто бородачевые степи в пределах р-на очень сильно выбиты. Лучше сохранились ковыльно-бородачевые участки.

Преобладающими растениями последних являются: бородач, типчак, келерия, мятлик (*Poa densa Troitzky*); несколько менее обильны ковыль (*Stipa pulcherrima* C. Koch), подмаренник желтый, чебрец, люцерна голубая, тысячелистник желтый и др. В меньшем обилии из многолетников встречаются: *Jurinea arachnoidea*, *Brunella vulgaris*, *Filipendula hexapetala*, *Onobrychis radiata*, *Salvia nemorosa*, *Trisetum pratense*, *Plantago lanceolata*, *Astragalus Borisovae*, *Carduus hamulosus*, *Diplachne bulgarica*, *Falcaria vulgaris*, *Galium tenuissimum*, *Phleum phleoides*, *Phlomis pungens*, *P. tuberosus*, *Polygala anatolica* и др.

Однолетников здесь уже значительно меньше и развиты они не в массовом количестве составляя лишь 20—25% общего числа растений.

Участки ковыльно-бородачевой степи с ковылем *Stipa pulcherrima* C. Koch. приурочены обычно к склонам северной экспозиции и с каменистым субстратом. Ковыль же Лессинга — *Stipa Lessingiana* Trin, встречается в иных условиях — на пологих склонах южной экспозиции с развитым почвенным покровом.

В восточной части района к бородачу часто примешивается житняк, образуя бородачево-житняковые и ковыльно-житняково-бородачевые ассоциации. Иногда аспект здесь создает гареджийский шалфей (*Salvia Garedzii* Tr.) — эндем Центрального Закавказья.

Ковыльно-бородачевые группировки, а также с участием житняка, используются аналогично вышеописанным полынно-бородачевым.

В отличие от них они могут быть местами использованы и как сенокосы. Урожайность их несколько выше, составляя в среднем 5—8 центи сухого сена с га.

Основу здесь составляют уже многолетники, в связи с чем колебания урожайности в течение вегетационного периода и в разные годы здесь несколько меньше. Продолжительность весенне-летней вегетации больше, чем в полынных сообществах, в связи с чем они дольше могут быть используемы в качестве летних выгонов. Однако, такие основные компоненты этих угодий, как ковыли, а стачаи типчак и бородач, хорошо поедаются лишь в начале их вегетации, т. к. после цветения сильно грубеют. Как зимние пастбища, они менее ценны, чем полынные угодья, однако озимые и яровые эфемеры в составе их также встречаются, являясь в это время подножным кормом для скота. Практически, рассмотренные угодья имеют очень ограниченное значение как пастбища, т. к. встречаются в настоящее время на очень небольших площадях, наименее доступных выпасу.

В аналогичных условиях, на более повышенных крутых северных склонах холмов, а также на конусах выноса и других каменистых местах, в пределах района распространены кустарниковые сообщества.

Кустарники растут отдельно или группами, причем наиболее обычны здесь держи-дерево, крушина Палласа, спирея, реже кавказский астрагал, боярышник, степная вишня—*Cerasus microcarpus*, *Coloneaster* и др. Травянистый покров неравномерный, различаясь на каменистом и мелкоземистом субстратах, пологих и крутых частях склонов и т. д. На крутых каменистых местах преобладают чебрец, дубровник, зизифора, типчак, бородач и другие петрофильные растения, а на более пологих и мелкоземистых — ковыль (*Stipa pulcherrima* С. Koch), мятлик (*Poa densa* Tr.) и др. На разреженных местах образуют заросли однолетники—*Brachypodium distachyum* (L.) P.B., *Alyssum tortuosum* W. et K., *Menicocus linifolius* DC и др.

Аналогичный характер имеет растительность конусов выноса. В связи с неравномерным развитием почвенного покрова и нагромождением камней, растительный покров здесь пестрый, отличающийся как в микроусловиях (между камней, под кустами, в западинах), так и в зависимости от положения на различных частях конуса.

В большом количестве здесь обычно представлены кустарники, главным образом держи-дерево и крушина Палласа, а так же эфедра и другие. Покровы травянистого яруса обычно не превышает 60%, состав его пестрый. Так, под кустами преобладают мхи и такие растения, как подмаренник (*Galium verum* L.), спаржа—*Asparagus officinalis* L. и др. На повышенном же микрорельефе—в основном эфемеры: костер японский, плевел, бурячки и др. с единичными многолетниками—ковылем Шовица, кохией, чистецом—*Stachys atherocalyx* С. Koch, и др. Среди камней—крупные дернины бородача, тысячелистник желтый, бессмертник—*Xeranthemum squarrosum*, а в микропонижениях—свинойорой





бородач, полынь Мейера, астрагал Борисова, *Jurinea arachnoidea* и др., а так же эфемеры.

Своеобразными кустарниковыми сообществами являются т. н. трагакапники, образованные колючими трагакантовыми астрагалами. В пределах левобережья такие сообщества, образованные кавказским астрагалом (*A. caucasicus* Pall.) с участием других колючих кустарников — крушины Палласа, спиреи и др., встречаются в предгорьях, на каменистых местах. Травянистый покров здесь также пестрый. Преобладают в нем бородач, типчак, келерия, чебрец, а так же встречается довольно много представителей степного разнотравья, наряду с которыми обильно развиты и эфемеры.

Остатков аридных редколесий в пределах обследованной территории почти не сохранилось. Своеобразным отголоском их очевидно является кустарниково-степная растительность, сохранившаяся вокруг монастыря „ნათლის მცველები“ на границе Гардабанской (Караязской) степи и Удабно.

Здесь нами было отмечено 16 видов кустарников, таких как: иволистная груша, можжевельник — *Juniperus oblonga* вяз — *Ulmus scabra*, дереза — *Caragana grandiflora* и др. Травянистый ярус так же богат видами, преимущественно обычными для полынной полупустыни и бородачевой степи. Здесь же встречается эндемичный гареджийский шалфей.

В пределах рассмотренных зональных типов растительности низменности и предгорий района, на локальных, отличающихся местообитаниях, встречаются и интра- и мезозональные группировки, представленные в районе довольно широко в связи с комплексностью условий.

Наиболее часто здесь встречаются: растительность засоленных почв, песчаная, растительность чалов и др. Своеобразна растительность поливных сенокосов под системой гардабанской оросительной сети и под местными канавами. Первые подробно описаны в работе Троицкого Н. А. [12], примером же вторых могут служить поливные сенокосы в с. Агтягла, основными растениями которых являются: бескильницы *Atropis gigantea* и *A. bulbosa*, осоки, *Bolboschoenus maritimus*, свинойрой, *Glyceria aquatica* и *G. arundinacea*, ситник — *Juncus Gerardii* и др.

Такова в основных чертах растительность низинных районов и предгорий Нижней Картли.

Растительность средне-горной полосы существенно отличается от вышеописанной. Наиболее примыкающим к ней типом является кустарниковая растительность (шибляк). Этот тип растительности распространен в юго-восточной пониженной части Тетри-Цкаройского района, в частности в окрестностях сс. Самшвилде, Дагет-Хачин и Цинцкаро, где он является вероятно лесным дериватом, сменявшим нарушенный лес на его нижней границе.

Характерным для этого типа является его большая или меньшая ксерофильность, разреженность, сочетание травянистых, кустарниковых и полукустарниковых растений.

В зависимости от условий местообитания, мы встречаемся здесь с различными вариантами шибляка, различающимися в основном по степени мезофильности.

Ксерофильные кустарниковые сообщества приурочены к склонам южных румбов. Они сильно разрежены (40% покрытия). Кустарники здесь единичны или растут группами, в небольшом количестве, низкорослые. Травянистый покров также разрежен, ксерофилен. Основные ку-

старники здесь: держи-дерево, спирея, дикий жасмин, боярышник и др., а в травянистом ярусе—многолетники: бородач, различные виды шалфея (*Salvia virgata*, *S. sclarea* и др.), дубровника (*Teucrium polium*, *T. chamaedrys*, *T. parviflorum*), люцерна синяя, эспарцет (*Onobrychis radiata*), цикорий, лук (*Allium albidum*) и др., среди которых массово развиты эфемеры.

В более влажных условиях кустарниковые сообщества являются типичными лесными дериватами и отличаются от вышеописанных разнообразием своего состава, густым покрытием, мезофильностью, большей высотой. Здесь уже встречается до 20 видов кустарников, причем наряду с такими лесными породами, как клен—*Acer canpestre* L., граб, грабинник, орешник, ясень, дуб и др. присутствуют и ксерофильные кустарники—держи-дерево, жасмин, каркас и др.

Горные леса. Лесная растительность еще в недавнем прошлом покрывала большую часть района. В настоящее время лес в значительной степени вырублен и нарушен. Однако местами он сохранился неплохо, представляя собой довольно густые и высоко бонитетные насаждения (напр. в окрестностях сс. Питарети, Ахкалафа, в бассейне р. Асланки и др.). Наиболее распространенным типом в настоящее время, однако, являются леса вторичного характера, смешанные, с участием грабинника, распространенные на месте коренных дубовых и буковых лесов.

Обычная для горных районов зональность в расположении поясов лесной растительности (дубовые леса—в нижнем и ср. горных поясах, буковые—выше их) в обследуемом районе четко не выражена, в связи со смещением нижней и верхней лесной границ. Значительно нагляднее здесь влияние экспозиции и крутизны склонов, а также хозяйственного использования угодий. Буковые леса приурочены в основном к крутым склонам северных румбов, однако и на более пологих местах и с другой экспозицией бук также широко встречается в районе, произрастая здесь в разреженных насаждениях. Очевидно, условия района являются благоприятными для произрастания бука, обуславливая его присутствие в довольно разнообразных экологических условиях.

Дубовые (*c Quercus iberica* и *Q. macranthera*) и дубово-грабовые леса приурочены в основном к склонам южных румбов и к гребням холмов. Часто к ним в большом количестве примешивается грабинник, а также плодовые породы. Вообще бросается в глаза смешанность древесного полога в этих лесах, связанная с их сильной нарушенностью вырубкой и выпасом, вследствие расположения на более доступных местах.

В районе с. Ахкалафа, в среднем течении р. Алгети, в Храмском ущельи у впадения р. Клдэиси и в других местах к листовым породам примешивается сосна (*Pinus hamata*) в виде единично растущих деревьев или групп их, приуроченных к скалистым местам на южных склонах. Чисто сосновых массивов в районе почти не сохранилось, за исключением огороженных сосновых рощ в окрестностях с. Манглиси, Ивановки и др.

На верхней лесной границе, а именно на южном, Клдэисском выступе Беденского плато, произрастают субальпийские парковые березовые леса.

Наряду с горными лесами в районе встречаются и поемные леса, в поймах Храма и Алгети, ныне сохранившиеся, однако, на небольших площадях.

Перейдем к более подробному описанию лесов различного типа и в разной мере нарушенных.

**Буковые леса.** В пределах буковых лесов района могут быть выделены различные ассоциации от чисто буковых мертво-покровных до сильно разреженных, смешанных. Чисто буковые темные леса (*Fagus sylvatica*) лучше всего представлены небольшими участками в бассейне р. Асланки, в окрестностях сс. Гударехи, Ахкалафа, Беденского плато и др., где они сохранились по крутым северным, северо-восточным и северо-западным склонам, сменяясь на более пологих и сухих местах буково-грабовыми и буково-грабинниковыми лесами.

В наиболее густых сохранившихся участках буковых лесов (сомкнутость крон 0,9) деревья бука высокие (20—25 метров), прямостоячие, крона расположена высоко. Под пологом леса— разновозрастный подрост бука, а на земле— мертвый покров толщиной 6—10 см и единичные травянистые растения, большей частью коротконожка лесная и щиреця.

В несколько более разреженных лесах (сомкнутость 0,7) деревья бука ниже, к буку примешивается единичный граб. Мертвый покров здесь уже до 5 см, травянистый ярус насчитывает до 10 видов (коротконожка лесная, щиреця, герань лесная, фиалка лесная, шалфей—*Salvia glutinosa* L., купена—*Alyssonatum glaberrimum* С Koch. и др.), а на окнах заросли из большого числа видов.

В еще более разреженных вырубкой буковых лесах (сомкнутость крон 0,5) высота деревьев бука не достигает 10 метров и форма их иная: крона более раскидистая, деревья кривоствольные. В древостое появляются граб и рябина—*Cornus laccini*, а также местами, подлесок из черники *Vaccinium vitis-idaea*. Травянистый ярус покрывает уже до 60% почвы. Мертвый покров 3—5 см. Основными растениями травянистого яруса здесь обычно являются злаки— полевицы *Agrostis alba* L., *A. capillaris* L., вейник—*Calamagrostis arundinacea*, овсяница горная, райграс и др., а также папоротники—*Dryopteris filix-mas*, *Polypodium*, осока лесная и разноотравье—лесная герань, купена, ожика—*Luzula multiflora* и др. Развита так же мохово- лишайниковый покров.

По мере дальнейшего нарушения буковых лесов состав их еще более существенно изменяется. Бука почти нацело заменяется другими породами—грабинником, грушей, дубом, рябиной. Высота древостоя здесь всего 5—8 м, сомкнутость крон—0,3—0,4. Травянистый ярус еще более густой (покрытие—85%), высота 30—50 см.

Основные растения здесь—овсяница горная, ежа сборная, тимофеевка луговая, осока лесная, трясунка, клевер луговой, первоцвет—*Primula maculosa* и др.

Как видно из приведенных описаний, нарушение буковых лесов вырубкой приводит к резкому изменению всех компонентов. Древесный полог разреживается, меняется его состав, ухудшается биотит. Травянистый ярус, наоборот, по мере разреживания леса становится все гуще и богаче по составу.

**Дубовые леса.** Довольно широко распространены в районе и приурочены к склонам южных румбов, к гребням невысоких холмов, к более или менее пологим и плакорным местам. Однако, в связи с сильной нарушенностью этих лесов, в большинстве случаев они имеют

вторичный характер и большей частью являются лесами смешанными. В отличие от темных буковых лесов они светлее, имеют развитый подлесок, число лесобразующих пород в них больше. Травянистый ярус так же значительно гуще и разнообразнее по флористическому составу.

Основные виды дуба, образующие эти леса—*Quercus ibérica* Stev и *Q. macranthera* F. et M. Из других пород наиболее обычны: граб—*Carpinus caucasica* Grossb., грабинник—*Carpinus orientalis* Mill., различные плодовые деревья: яблоня—*Malus orientalis* Ugl., груша—*Pyrus caucasica* An. Fed. и др., а также ясень—*Fraxinus excelsior* L.

Основные растения подлеска—боярышник, кизил, мушмула, дикая ялыча, осина, козья ива, шиповник, ежевика и другие.

На состав дубовых лесов такое же существенное влияние оказывает их использование и степень нарушенности. В частности, резкая разница наблюдается в травянистом покрове леса, используемого в качестве пастбища и как сенокосные угодья. Сравнение постоянного огороженного сенокосного участка дубово-грабового леса (по дороге между Тетри-Цкаро и с. Ивановкой) с непосредственно прилегающим выпасаемым, показало их весьма резкое различие. Так, огороженный участок здесь представляет собой типичное сенокосное угодье, с высоким (до 120 см) и густым (покрытие 95%) травостоем богатого флористического состава (50 видов) и состоящего преимущественно из растений верхового облиствения—клевера лугового, полвицы белой, трясунки, тимофеевки луговой, мятлика лугового, буквицы лекарственной, цикория и др. Урожайность—11 центн. сухого сена с га.

Непосредственно же прилегающий выпасаемый лес имеет типичный пастбищный характер растительного покрова. Травостой здесь низкорослый (до 15 см), разреженный (покрытие 85%). Растения прижаты к земле, преобладают виды с низким облиствением и сорного типа, как, например, клевер ползучий, подорожник ланцетный, типчак, плевел, дикая морковь и др. В большом количестве здесь мхи и лишайники. Урожайность—4 центн. с га. Коэффициент общности видов между сенокосным и пастбищным участками всего 22%. Состав древостоя обоих участков почти не различается. Возобновление же леса затруднено в обоих случаях. Меньше всходов на огороженном участке, т. к. здесь они страдают как от заглушения травами, так и от систематического скашивания. В открытом лесу всходов больше, но взрослого подроста почти нет, что является результатом нарушения его скотом.

В сильно разреженных дубовых лесах (0,3) высота древостоя обычно бывает 10—12 м. Травянистый ярус 30—60 см, покрытие до 90%. Древостой смешанный. Развит подлесок.

Некоторым своеобразием отличаются дубовые леса, растущие на т. н. литографских известняках (напр. в среднем течении р. Алгети в окрестностях с. Чала). Здесь к дубу и его обычным компонентам примешивается сосна, растущая единично или группами, а в подлеске, особенно на открытых местах, встречаются скумпия и можжевельник, а в травянистом ярусе—осока Буша и другие растения известняков. В целом растущие здесь леса носят более ксерофильный характер.

К дубовым лесам непосредственно примыкают леса с обилием плодовых деревьев, растущих обычно на более или менее пологих и освещенных местах. Примером их может служить лес по дороге к Ивановке.

Главными породами 1-го яруса (высота 8—10 м) являются: дуб, граб, грабинник, вяз, клен, ясень и, изредка, бук. Плодовые породы ра-



стут во втором ярусе (высота их 4—7 м) и представлены следующими основными видами (в разных местах различающимися количественно): груша, яблоня, кизил.

В подлеске встречаются: дикая алыча, боярышник, ежевика, мушмула, кизильник, бирючина и редко орешник и айва. Местами в таких лесах получает резкое преобладание груша и такие участки могут быть даже названы грушевыми лесами.

**Грабовые леса.** Грабовые леса могут быть отнесены ко вторичному типу и самостоятельно в районе встречаются редко. Обычно граб сопутствует буку в более разреженных буковых лесах, а также на более пологих и обогреваемых склонах. Наряду с этим, граб является почти постоянным спутником дуба, получая, однако, здесь преобладание, наоборот, в местах более затененных и холодных. Наиболее типичные грабовые леса встречаются в окрестностях сс. Гударехи, Питарети, Навтиани, Ахкалафа, на сев. макросклоне хребта Гомер, в бассейне р. Асланки и др.

Сопутствующими породами в буково-грабовых лесах обычно являются: вяз—*Ulmus scabra*, клены—*Acer campestre* и *A. laetum*, ясень, грабинник, реже кавказская липа. В подлеске—черешня, кизил, бересклет, жимолость, жостер и др.

В травянистом ярусе темных лесов чаще других встречаются: герань-лесная, фиалка лесная, мятлик лесной, папоротники, шалфей железистый, глухая крапива, а травянистый покров на окнах богат видами и густой.

В дубово-грабовых лесах обычно встречаются ясень, грабинник, груша, яблоня, а в подлеске—кизил, боярышник, козья ива, жостер, мушмула, дикая алыча, шиповник и др. Травянистый ярус дубово-грабовых лесов богат и разнообразен видами и часто образует почти сплошной покров.

Своеобразным типом горного леса являются субальпийские парковые леса, приуроченные к южному, Кладзисскому выступу Беденского плато, образующие здесь значительно сниженную верхнюю границу леса. Плато имеет слабый уклон к югу.

Леса эти очень декоративны, представляя собой как бы большую лесную поляну, на которой одиночно или группами разбросаны деревья. Главными породами здесь являются береза (*Betula verrucosa*) и дуб (*Quercus macranthera*), а в меньшем количестве представлены: клен Траутветтера, груша кавказская, ясень, козья ива, граб и вяз (*Ulmus fo-liaceus*). В подлеске—шиповник. Травяной покров богат видами (около 50) и представляет собой густую и высокую луговую растительность с преобладанием злаков и разнотравья.

В верхней, более повышенной северной части плато деревья уже отсутствуют, а травостой становится ниже, реже и принимает пастбищный характер. Соответственно меняется и его флористический состав, обильно появляются эфемеры. Еще дальше на север поверхность плато становится сильно каменистой и кочковатой. Растительность здесь еще более низкорослая и разреженная и представляет собой осочково-манжетковые ковры (с *Carex Buschiorum* и *Alchimilla* sp.) с участием ползучего клевера, чебреца и др. пастбищных растений. Присутствие осоки Буша, являющейся индикатором на известковый субстрат, обусловлено здесь, очевидно, наличием карбонатов в продуктах выветривания.

базальта. Сильная выбитость этих пастбищ способствует образованию кочек, на которых разрастаются чебрец, подмаренник и некоторые другие непредаемые виды.

Восточный край плато покрыт красочными лугами, аспект которых создает цветущая крупными голубыми цветами *Scabiosa caucasica*. Беспречаются здесь так же крупные васильки—*Centaurea macrocephala* С. Fischeri и другие представители разнотравья. Обильны также бобовые и злаки. На пониженных, замыкающих местах, встречающихся и виде западин на протяжении всего плато, растительность более мезофильная, а именно: осоки, ситники, мезофильные злаки—молиния, щучка и др.

Такова в основных чертах растительность Беденского плато, могущая быть отнесена к горно-луговой растительности [11], и являющаяся большей частью вторичным образованием на местах сниженной верхней границы леса.

Из мезозональных типов в горных частях района встречаются:

1. Водно-болотная растительность (озеро Надарбазевн, берега р. Храми и т. д.), представленная обычными видами—камышом, рдестами, роголистниками, осоками, ежеголовниками, мезофильными злаками и т. д. Имеет ограниченное распространение.

2. Поёмные леса, местами сохранившиеся по р. Храми и меньше по р. Алгети. Образованы они в основном белой ивой и тополями к которым ближе к коренным берегам примешиваются обычные лесные породы—вяз, орешник, кизильник, жостер и др.

3. Растительность, приуроченная к известняковому субстрату. Наиболее типично она представлена на горе Гомер, по дороге к с. Гударехи, в окрестностях сс. Чала, Тбиси и дальше по дороге между Тетрицкаро и Манглиси. На более сухих и каменистых местах растительность разреженная, низкорослая. Наиболее характерное растение здесь—осока Буша, являющаяся индикатором известкового субстрата. Наряду с ней обильны представители семейств губоцветных и бобовых: дубровник, зизифора, шалфей полевой, чистец—*Stachys lanata*, виды люцерны—*Medicago falcata*, *M. polychroa*, *M. hemycicla*, лядвенец, клевер *Trifolium canescens* и др.

В меньшем количестве, но постоянно встречаются здесь: ежа, резеда, эспарцет закавказский, подорожник—*Plantago altissima*, истод закавказский и др., а также вьюнок *Convolvulus canthabrica*, *Helianthemum italicum* и кентрантус, нигде на других субстратах нами не встреченные. В более мезофильных условиях с развитым почвенным покровом появляются в большом количестве кустарники и в частности, отмеченные только здесь можжевельник *Juniperus* sp. и раkitник—*Cytisus caucasicus* и обычные виды: барбарис, грабинник, дуб грузинский, кизил, груша и др.

На литографских известняках—дубовые леса, своеобразие которых подчеркивалось выше.

4. Растительность сухих каменистых склонов с известняковым субстратом: Она имеет много общего с предыдущим типом—также разрежена ксерофильна, обильны представители губоцветных и т. д. Однако флористический состав здесь иной: отсутствуют все специфичные для извест-

няков виды и обильны степные элементы—типчак, бородач и др., а также эфемеры.

Таковы в общих чертах основные типы растительности обследованной нами части Нижней Картли.

Как видно из изложенного, на характер и распределение естественной растительности существенное влияние оказывает, наряду с условиями местообитания, также и хозяйственное использование ее. Так, нерациональный выпас привел местами к сильному нарушению травостоев поlynных и бородачевых пастбищ, снизив их урожайность и кормовые качества. В лесу бессистемная вырубка и выпас скота придали некоторым участкам вторичный, низкобонитетный характер и нарушили естественное возобновление леса, а в крайних условиях привели к полному обезлесению местности и искусственному смещению нижней и верхней границ горно-лесной растительности, и т. д.

Все указанное говорит о необходимости повсеместного рационального использования естественной растительности с учетом не только сегодняшнего ее состояния, но и возможностей ее нормального возобновления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акимцев В. В., Почвенно-географический очерк Акбулахского р-на, «Изв. Тифл. Гос. Политехн. Ин-та, вып. III, 1928.
2. Буш Н. А., Ботанико-географический очерк Кавказа, 1935.
3. Гроссгейм А. А., Растительный покров Кавказа, 1948.
4. Гроссгейм А. А., Некоторые данные маршрутного обследования бородачевой и ковыльной степи в Центральном Закавказьи, «Русск. бот. об-ва», т. 13, 1929, № 3—4.
5. Гроссгейм А. А., Очерк растительного покрова Закавказья, 1930.
6. Гроссгейм А. А. и Сосновский Д. И., Опыт ботанико-географического районирования Кавказского края «Изв. Тифл. политехн. Ин-та», в. III, 1928.
7. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, 1947.
8. Кавришвили В. И., Бассейн р. Кцня-Храм, «Водный кадастр Закавказья», т. I, в. II, 1931.
9. Кавришвили В. И., Физико-географический очерк окрестностей Манглиса, Закавказск. Краеведч. сборник, т. I, ЗКУ, 1930.
10. Кецховели Н. Н., Основные типы растительного покрова Грузии, 1935.
11. Сосновский Д. И., Опыт классификации растит. формаций Грузии, Закавказск. краеведческий сборник, 1930, № 1.
12. Троицкий Н. А., Караязские орошаемые сенокосы, Зап. научн. прикл. отд. Тифл. Бот. сада, вып. IV, 1925.



შინაარსი — СОДЕРЖАНИЕ

1. მარაშვილი ლ. ი.—	Геоморфология и палеогеография части Нижней Картли . . .	3
2. ასთახოვ ნ. ე.—	Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли . . .	45
3. წერეთელი დ.—	ქვემო ქართლის ველის რელიეფი და მეოთხეული ნალექები . . .	81
3. ცერეთელი დ. ვ.—	Рельеф и четвертичные отложения Нижней Картли (резюме)	146
4. ვლადიმეროვი ლ. ა.—	Особенности формирования, режима и географического распределения стока на Южно-Грузинском вулканическом нагорье . . .	151
5. სოხაძე ე. ვ.—	Основные черты растительного покрова Нижней Картли . . .	163

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის  
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

\*

რედაქტორი ლ. მარუაშვილი  
გამომც. რედაქტორი შ. პაატაშვილი  
ტექნიკური ა. თოდუა  
კორექტორი ლ. ჩხაიძე

გადაეცა წარმოებას 10.7.1956; ანაწყოების ზომა, 7×12; ხელმოწერილია  
დასაბეჭდად 12.3.1957; ქალაქის ზომა 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>;  
ქალ. ფურც. 5,75; საბეჭდი ფურც. 15,75; საავტორო  
ფურცელი 14,56; სააღრ.-საგამომც. ფურცელი 14,74;  
შეკვეთა 1187; უე 01050; ტირაჟი 500  
ფასი 12 მან. 50 კაპ.

---

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა  
თბილისი, ა. წერეთლის ქ. 3/5



Y. 126/114

ჟიანო 12 მან. 50 კაპე.