

შრომები

122

ТРУДЫ

გეოგრაფია-გეოლოგიის მეცნიერებათა სერია
СЕРИЯ ГЕОГРАФО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

შეგროვებული

Посвящается
светлой памяти
Георгия Николаевича
Гехтмана

Т Р У Д Ы

122

СЕРИЯ ГЕОГРАФО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

IV

ემდგენება
გიორგი ნიკოლოზის ძე
გესტმანის
ნათელ სსოვნას

შრომები

122

გეოგრაფია-გეოლოგიის მეცნიერებათა სერია

IV

დაიბეჭდა

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის
ფაკულტეტის სამეცნიერო საბჭოს დადგენილებით

სარედაქციო კოლეგია:

- ა. ჯავახიშვილი
- ა. ჯანელიძე
- მ. საბაშვილი
- ნ. სხირტლაძე
- ნ. ნაჭყებია (რედაქტორი)
- მ. სანებლიძე
- ო. ნადარეიშვილი (პასუხისმგებელი მდივანი)



შინაარსი

ნ. ნაჭყებია, ქართული ეკონომიურ-გეოგრაფიული სკოლის ფუძემდებელი 7

გეოგრაფიულ მაცნინებამთა სერია

ა. ასლანიკაშვილი, რუკის ენა	13
ვ. ჭეიშვილი, ცივი-გომბორის ქედის გეომორფოლოგიისათვის	37
ვ. ლეუვაძე, მდინარე იორის აუზის ტერასები	49
ჯ. მესხია, მდ. ცხენისწყლის აუზის ლენტეხი-მურის მონაკვეთის გეომორფოლოგიური დახასიათების ცდა	59
მ. ხარატიშვილი, მთიანი მხარეების ბუნებრივი ლანდშაფტების კომპონენტთა ზოგიერთი თავისებურებანი მდინარე რიონის შუა და ზემო წელის აუზის მაგალითზე	69
გ. საბაშვილი, საქართველოს სსრ ნიადაგების გავლტურებისა და გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაციის შესახებ	79
მ. შევარდნაძე, მდინარე კოდორის აუზის მთა-ტყის ნიადაგები	89
ო. ხმალაძე, წყლის ტემპერატურების 4° დო 10°-ზე გადასვლის ვადები დასავლეთ საქართველოს მდინარეებზე	105
ქ. ჯაყელი, მთებში ლანდშაფტთა სტრუქტურის ზოგიერთი თავისებურების შესახებ	109
ა. ტერეღაძე, ჭოროხის შუა წელის აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათებისათვის	119
ნ. ნაჭყებია, სამხრეთ საქართველოს სასოფლო განსახლების ზოგიერთი ნიშანი	131
ნ. გეხტმანი, კახეთის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილის სოფელთა გეოგრაფიისათვის (სიღნაღის და წითელწყაროს აღმ. რაიონები)	139

გეოლოგიურ მაცნინებამთა სერია

ა. ჩიქოვანი, სამხრეთ აფხაზეთის ზედა ეოცენის შესახებ	147
ნ. მრევლიშვილი, ოლიგოცენური ნუმილიტები პატარა ლიახვის ხეობაში	157
ვ. ალფაიძე, თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარება აღჩაგვილურსა და შემდგომ დროში	171
მ. კაკაბაძე, კოლხიდიტების ფილიაციის საკითხისათვის	189
ნ. სხირტლაძე, საქართველოს შუაიურული პორფირიტული წყების პეტროგრაფიის ზოგი საკითხი	199
ო. ნადარეიშვილი, ცენტრალური კავკასიონის დასავლეთ ნაწილის კრისტალური ფიქლების პირველადი გენეზისის, პოლიმეტამორფიზმის და ასაკის შესახებ	209

СОДЕРЖАНИЕ

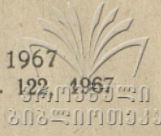
Н. В. Начкебия, Основоположник грузинской экономико-географической школы 7

СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

А. Ф. Асланикашвили, Язык карты	13
В. Н. Чейшвили, К геоморфологии Циви-Гомборского хребта	37
В. М. Лежава, Террасы долины р. Иори	49
Д. И. Месхиа, Опыт геоморфологической характеристики участка Лентехи-Мури в бассейне р. Цхенис-Цкали	59
М. Ш. Харатишвили, Некоторые особенности компонентов природных ландшафтов горных стран на примере бассейна среднего и верхнего течения р. Риони	69
М. Н. Сабашвили, Об окультуренности и генетическо-производственной классификации почв Грузии	79
М. Г. Шевардинадзе, Горнолесные почвы бассейна р. Кодори	89
О. Г. Хмаладзе, О датах перехода температуры воды через 4° и 10° на реках Западной Грузии	105
Х. Г. Джакели, О некоторых особенностях структуры ландшафтов в горах	109
А. К. Тереладзе, К физико-географической характеристике бассейна среднего течения р. Чорохи	119
Н. В. Начкебия, Некоторые черты сельского расселения Южной Грузии	131
Н. З. Гехтман, К географии сельских поселений юго-восточной части Кахети (Сигнахского и Цителцкароевского административных районов)	139

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. А. Чиковани, О верхнем эоцене южной Абхазии	147
И. Мревлишвили, Олигоценовые нуммулиты бассейна Малой Лиахви	157
В. С. Алпаидзе, Развитие рельефа окрестностей г. Тбилиси в акчагыле и в последующее время	171
М. В. Какабадзе, К вопросу о филиации колхидитов	189
Н. И. Схиртладзе, Некоторые вопросы петрографии среднеюрской порфиритовой свиты Грузии	199
О. Ш. Надарейшвили, О первичном генезисе, полиметаморфизме и возрасте кристаллических сланцев западной части Центрального Кавказа	209



ქართლი ეკონომიკა-გეოგრაფიული სკოლის უკავშირებადი

(გიორგი გეხტმანის ბარდაცვალების 10 წლისთავის გამო)

ათი წელია, რაც თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის პროფესორთა რიგებს გამოაკლდა უნივერსიტეტის პროფესორი, მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწე, გეოგრაფიულ მეცნიერებათა დოქტორი გიორგი ნიკოლოზის ძე გეხტმანი.

გიორგი გეხტმანი დაიბადა 1870 წლის 2 სექტემბერს ქ. ქუთაისში. მისი დედა—მანანა ცნობილი ქართველი პოეტის რაფიელ ერისთავის დის, პოეტი ქალის ბარბარე ჯორჯაძის ასული იყო. 1877 წლამდე გეხტმანმა ბავშვობა ქუთაისში გაატარა. შემდეგ ოჯახი ბაქოში გადავიდა საცხოვრებლად. 1882 წელს 12 წლის გიორგი თბილისის კლასიკურ გიმნაზიაში მიაბარეს სასწავლებლად. 1890 წელს, გიმნაზიის დამთავრების შემდეგ, ჩაირიცხა პეტერბურგის უნივერსიტეტში, მაგრამ ჯანმრთელობის გაუარესების გამო ხარკოვის უნივერსიტეტის ისტორიულ-ფილოლოგიურ ფაკულტეტზე გადავიდა.

1895 წელს გ. გეხტმანმა დაამთავრა ხარკოვის უნივერსიტეტის სრული კურსი პირველი ხარისხის დიპლომით; მაღალმეცნიერულ დონეზე შესრულებული სადიპლომო შრომისათვის იგი დააჯილდოეს ვერცხლის მედლით. იმავე წელს გ. გეხტმანი საქართველოში დაბრუნდა და პედაგოგიური მუშაობა დაიწყო ვაქთა და ქალთა გიმნაზიებში, სადაც ასწავლიდა გეოგრაფიას, ისტორიასა და ლიტერატურას. პედაგოგიურ მუშაობასთან ერთად გ. გეხტმანი ეწევა ფართო საზოგადოებრივ-სამეცნიერო მოღვაწეობასაც.

1907 წ. გ. გეხტმანი თბილისის პირველი კომერციული სასწავლებლის მოსწავლეთა და მასწავლებელთა მოთხოვნით დანიშნულ იქნა ამ სასწავლებლის დირექტორად, სადაც იგი 1913 წლამდე მუშაობდა. 1908 წელს მისი თაოსნობით თბილისში გაიხსნა ქალთა უმაღლესი კურსები.

1918 წელს გ. გეხტმანმა აქტიური მონაწილეობა მიიღო თბილისის სახელმწიფო პოლიტექნიკური ინსტიტუტის ეკონომიური ფაკულტეტის ჩამოყალიბებაში, სადაც იგი მიიწვიეს პრევატ-დოცენტის თანამდებობაზე. აქ გ. გეხტმანი ევროპის ხალხთა ეკონომიური ისტორიის კურსს კითხულობდა.

1919 წლის 20 ოქტომბერს თბილისის პოლიტექნიკური ინსტიტუტის საბჭომ გ. გეხტმანი აირჩია ეკონომიური გეოგრაფიის კათედრის დოცენტად, ხოლო სამი წლის შემდეგ იგი დაინიშნა ამავე ინსტიტუტის ეკონომიური ფაკულტეტის პროფესორად. იმავე წელს გ. გეხტმანი აირჩიეს ჯერ ეკონომიური ფაკულტეტის დეკანად, ხოლო შემდეგ — საზოგადოებრივ მეცნიერებათა ფაკულტეტის დეკანად. 1925 წლიდან 1930 წლამდე აქ იგი პროფესორის თანამდებობაზე რჩება და კითხულობს ლექციებს ეკონომიურ გეოგრაფიაში და მსოფლიოს მეურნეობაში.

1921 წლიდან გ. გეცტმანი თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის აგრონომიულ ფაკულტეტზე კითხულობს ლექციებს სოფლის მეურნეობის ეკონომიკაში.

1922 წელს სახელმწიფო უნივერსიტეტში სოციალურ-ეკონომიურ ფაკულტეტზე პოლიტიკონომიასა და სამეურნეო გეოგრაფიაში სადოქტორანტო გამოცდების ჩაბარების შემდეგ უნივერსიტეტის საბჭომ იგი დოცენტად აირჩია ეკონომიური გეოგრაფიის ხაზით.

1923 წელს, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში ეკონომიური გეოგრაფიის კათედრის ჩამოყალიბებისთანავე, პროფ. გ. გეცტმანი კათედრის გამგედ დაინიშნა, ამ კათედრას ხელმძღვანელობდა იგი სიცოცხლის უკანასკნელ დღემდე.

გიორგი გეცტმანი ქართული ეკონომიურ-გეოგრაფიული სკოლის ფუძემდებელია. მისი დაუღალავი და ნაყოფიერი მოღვაწეობის შედეგად თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში საფუძველი ჩაეყარა ეკონომიურ გეოგრაფიას, როგორც გეოგრაფიული მეცნიერების ერთ-ერთ წამყვან დარგს.

საკმაოდ ფართო იყო გ. გეცტმანის კვლევის სფერო. ეკონომიურ-გეოგრაფიულ კვლევასთან ერთად მან საქართველოში საფუძველი ჩაუყარა გეოგრაფიულ აღმოჩენათა ისტორიის შესწავლას. მის კალამს ეკუთვნის ქართულ და რუსულ ენებზე გამოქვეყნებული 100-მდე სახელმძღვანელო, მეთოდური ხასიათის შრომა, საენციკლოპედიო სტატია და სხვ.

მის მიერ გამოქვეყნებული ნაშრომებიდან განსაკუთრებით აღსანიშნავია 1925 წელს გამოქვეყნებული წიგნები — «მსოფლიოს ეკონომიური გეოგრაფია», «საქართველოს ეკონომიური გეოგრაფია», «ნარკვევები გეოგრაფიის ისტორიიდან»; 1962 წელს რუსულ ენაზე გამოქვეყნებული ფუნდამენტალური გამოკვლევა — «გამოჩენილი გეოგრაფები და მოგზაურები» და სხვ.

სამეცნიერო-კვლევით მოღვაწეობასთან ერთად გ. გეცტმანი დაუღალავად ემსახურებოდა ახალგაზრდობის აღზრდის საპატიო და კეთილშობილურ საქმეს. მან გამოზარდა ქართველ ეკონომ-გეოგრაფთა მთელი თაობა, რომელიც დღეს წარმატებით მუშაობს უნივერსიტეტში, საქართველოს პედაგოგიურ და კვლევით ინსტიტუტებში. მისივე ხელმძღვანელობით იზრდებოდნენ აზერბაიჯანელი და სომეხი ეკონომ-გეოგრაფებიც.

გიორგი გეცტმანი უნივერსიტეტში წლების განმავლობაში კითხულობდა სსრკ ეკონომიურ გეოგრაფიას, საზღვარგარეთის ქვეყნების ეკონომიურ და პოლიტიკურ გეოგრაფიას, საქართველოს ეკონომიურ გეოგრაფიას, გეოგრაფიულ აღმოჩენათა ისტორიას, ამიერკავკასიის ეკონომიურ გეოგრაფიას, სოფლის მეურნეობის გეოგრაფიას, გეოგრაფიის სწავლების მეთოდოლოგიას და სხვ.

1940 წლის 16 აპრილს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის სამეცნიერო საბჭომ მას ერთხმად მიანიჭა გეოგრაფიულ მეცნიერებათა დოქტორის სამეცნიერო ხარისხი გეოგრაფიისა და ეკონომიკის მეცნიერებათა დარგში გაწეული ნაყოფიერი მუშაობისათვის.

1941 წელს მეცნიერების დარგში დიდი დამსახურებისათვის საქართველოს სსრ მთავრობამ მას მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწის სახელი მიაკუთვნა.

სამეცნიერო-პედაგოგიურ მოღვაწეობასთან ერთად გ. გეცტმანი მრავალმხრივ საზოგადოებრივ მუშაობას ეწეოდა; ხშირად კითხულობდა სამეცნიერო-პოპულარული ხასიათის მოხსენებებს და ლექციებს, მონაწილეობდა სამეცნიერო დისკუსიებში.



დიდა პროფ. გ. გეხტმანის დამსახურება საქართველოს გეოგრაფიულ-ეკონომიურ მეცნიერებათა განვითარების წინაშე, რომლის ერთ-ერთი ფუძემდებელიც იგი იყო. ასევე დიდა მისი ღვაწლი საბიბლიოთეკო საქმეშიც, 1921 — 1930 წლებში იგი მუშაობდა საჯარო ბიბლიოთეკის დირექტორად.

ნაყოფიერი და მრავალმხრივი სამეცნიერო და საზოგადოებრივი მუშაობისათვის 1953 წელს პროფ. გ. გეხტმანი დაჯილდოებულ იქნა ლენინის ორდენით.

გიორგი გეხტმანი იყო ფართოდ ერუდირებული და დიდად განათლებული მეცნიერი. შემთხვევითი არ იყო, რომ მას ხშირად ცოცხალ ენციკლოპედიას უწოდებდნენ. იგი იყო შესანიშნავი აღმზრდელი, უაღრესად გულისხმიერი, პრინციპული და მეტად თავმდაბალი ადამიანი.

პროფ. გ. გეხტმანი გარდაიცვალა 1956 წლის 6 სექტემბერს. მისი სახით ქართულ მეცნიერებას გამოაკლდა გამოჩენილი მეცნიერი, სამაგალითო მოქალაქე.

მისი ხსოვნა მუდამ იცოცხლებს მისი მეგობრების, კოლეგებისა და მოწაფეების გულში.

ნოდარ ნაჭყვიაძე

ეკონომიური გეოგრაფიის
კათედრის გამგე, დოცენტი

გეოგრაფიულ მემკვირვებათა
სერია

А. Ф. АСЛАНИКАШВИЛИ

ЯЗЫК КАРТЫ

В жизни человеческого общества карте¹ принадлежит огромная роль. С ее помощью люди могут разобраться в пространственных отношениях предметов и явлений объективной действительности, выявлять и формулировать законы пространственных связей и их временных изменений, определять свое отношение к этим связям и налаживать пространственную организацию своей деятельности.

Действительность в карте отражается особыми языковыми средствами, совокупность которых в данной работе именуется языком карты и рассматривается как специфическая знаковая система. Факт существования этого языка не подлежит сомнению, однако, он, как особая знаковая система, еще не исследован.

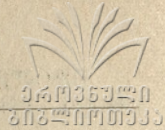
Научное исследование знаковых систем и разработка их общей теории на единой философской основе составляет компетенцию семиотики — науки, которая сейчас находится в стадии становления (Резников, 1964; Ветров, 1965; Абрамян, 1965; 1966). Однако каждая конкретная знаковая система в отдельности исследуется более подробно наукой, которая создала ее, пользуется ею и, по мере своей практической деятельности, совершенствует ее. Для языка карты такой наукой является картография. Но язык карты, как специфическая знаковая система, специальному научному исследованию еще не подвергался ни со стороны картографии, ни, тем более, со стороны семиотики.

В данной работе делается попытка восполнить со стороны картографии этот пробел, а именно — выявить сущность языка карты, дать ему теоретическое обоснование и определить его познавательную роль.

1. КАРТА — ЯЗЫК, ИЛИ ЯЗЫК КАРТЫ?

В современной географической и картографической литературе широко распространено мнение о том, что карта является вторым языком географии (Баранский, 1956, стр. 284). Общеизвестно и то, что язык карты необходим для географии так же, как обыкновенный язык слов. Таким образом, говоря о языке карты оперируют двумя понятиями: «картой как языком» и «языком карты», пользуются ими как образными выражениями, не имеющими строго определенного познавательного смысла.

¹ Имеется в виду карта вообще, любой тематики, любого пространственного охвата, включая, кроме карт нашей планеты, и карты астрономические.



География и многие другие науки, бесспорно, пользуются для отображения действительности двумя языками: обыкновенным языком слов и «вторым языком». Карту принято считать вторым языком географии, но это неправомерно, т. к. «вторым языком» может быть опять-таки язык, но другой, отличающийся от языка слов. Карта, как таковая, не может быть языком, ибо она сама является отражением действительности, носителем знаний. Знания изложены в ней при помощи своего особого языка, который и можно вполне справедливо называть языком карты. Следовательно, научная точность определения понятия, в данном случае, требует считать вторым языком географии не карту, а язык карты, как специфическое средство отражения определенных сторон объективной реальности.

Язык вообще является средством мышления, средством связи и передачи информации, средством познания и «моделирования» окружающей действительности. Поэтому интересы и престиж картографической науки настоятельно требуют, чтобы с понятия «язык карты» была снята «внешняя одежда» образного выражения и придана ему своя, собственная научно-обоснованная дефиниция.

Нельзя согласиться с толкованием языка карты, которое сводит его сущность к «рисунку и краскам», т. е. к общим признакам языка графики и живописи. Эти признаки, действительно, представляют одну из специфических сторон, отличающих язык карты от обыкновенного языка слов, но они отнюдь не являются главными и определяющими сущность и познавательное значение языка карты. Может быть именно такое освещение этого языка в специальной картографической литературе и послужило причиной того, что вопрос о языке карты совершенно не затрагивается в гносеологической литературе.

Язык карты и картографическая наука имеют другие корни. Их существование обусловлено общественной практикой, необходимостью познания тех сторон предметов и явлений объективной реальности, отражение которых не может быть осуществлено другими языковыми средствами и другими науками.

2. ЛОГИЧЕСКИЕ И ИСТОРИЧЕСКИЕ КОРНИ ПРИНЦИПИАЛЬНО НЕОБХОДИМОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ ЯЗЫКА КАРТЫ

Поиски логических, а также исторических корней принципиально необходимого существования языка карты (и картографической науки) ведут нас к сущности философской категории пространства.

Известно, что с появлением теории относительности физические представления о пространстве и времени в корне изменились. В этих представлениях нашли свое отражение некоторые философские положения о пространстве и времени, высказанные еще за несколько десятилетий Энгельсом. Теперь уже не только диалектический материализм, но и физика современности считает, что пространство и время суть формы существования материи (Энгельс, 1964, стр. 203), что неправомерно мнение о самостоятельном существовании «пустого пространства» независимо от «заполняющей» его материи. «Если мы представим себе, что поле удалено, — писал Эйнштейн, — то не останется и «пространства», так как пространство не имеет независимого существования» (Эйнштейн, 1955, стр. 147).

До появления теории относительности верили, что при возможно-

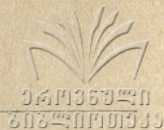
сти удаления всякого вещества пространство и время, как необходимые условия их существования, останутся. Теория относительности же считает, что если не будет вещества и его движения, не будет ни пространства, ни времени (Авалиани, 1964, стр. 258).

Все материальные тела представляются в виде протяженных физических величин. Каждая величина, в том числе и протяженная физическая величина, релятивна, т. е. находится в определенных отношениях с другими величинами и ими же определяется. Поэтому понятие протяженной величины предусматривает наличие других протяженных величин, относительно которых она и определяется. Между протяженными величинами существуют определенные отношения. Эти отношения создают соответствующую систему и порядок между материальными телами. Этот порядок взаимного размещения материальных тел в диалектическом материализме называется пространством.

Обособленное от материальных тел существование пространства возможно только в виде абстракции. Реальное (физическое) же пространство — это порядок взаимного расположения материальных тел (и их частей); эта форма их сосуществования, форма расположения одного материального тела подле другого. Поэтому реальное пространство безраздельно связано с материей (см. там же, стр. 258—262). Пространство, время и материальное содержание — суть взаимосвязанные стороны предмета, находящиеся в диалектическом единстве, т. е. в единстве противоположностей. Само содержание предмета многосторонне и противоречиво, глубина его исследования не имеет предела, но каждый атрибут содержания, т. е. каждая сторона содержательной многосторонности имеет пространственно-временную определенность. Это означает, что можно исследовать не только предмет или явление в целом, а одну или несколько сторон его. Имея в виду широкое логическое и гносеологическое понятие предмета, мы можем подразумевать как класс предметов, так и единичный предмет, принадлежащий этому классу; как вещь, так и ее свойства, действия, состояния, отношения; как факт материального мира, так и явление сознания; как объективно существующий, так и воображаемый предмет (Резников, 1964, стр. 9). В каждом случае мы можем говорить о предмете, который имеет, с одной стороны, пространственно-временную определенность, с другой — содержательную определенность.

В целях познания можно (и необходимо!) каждую сторону этого единства противоположностей рассматривать отдельно, отвлеченно от других сторон. В этом и заключается противоречивость процесса познания, а не только в том, что он отражает объективные противоречия. «Познание человека противоречиво не только потому, что оно отражает объективные противоречия, но и потому, что сам процесс отражения противоречив» (Кедров, 1964, стр. 43). Значит можно и необходимо, при исследовании любого предмета, ставить отдельно, отвлеченно от его содержания вопрос об отображении пространства данного предмета и его временных изменений.

Имея в виду вышеизложенные определения пространства и времени, можно составить понятие о пространстве любого предмета. Для этого достаточно отвлечься от всех свойств и сторон данного предмета, кроме протяженности и порядка взаимного расположения с другими предметами, а также каждой его части — со всеми



остальными частями (см. Авалиани, 1964а). Следовательно, отображение пространства предмета—это отображение его протяженности и порядка взаимного расположения с другими предметами, каждой его части с другими частями. В этом смысле и будем впредь употреблять в настоящей работе понятие пространство.

Математика—древнейшая наука, она рассматривает пространственные формы, размеры и взаимоотношения тел отвлеченно от их материального содержания, в высшей степени абстрактности, лишь как соотношения геометрических точек, линий, поверхностей и объемов. При этом, для отображения исследуемой действительности она пользуется особым языком математики. Но, наряду с таким отображением пространства, общественная практика и познавательная деятельность человека настоятельно требуют изучения пространственных форм, размеров и временных изменений этих сторон конкретных предметов и явлений, например: поверхности суши и дна океана, населенных пунктов, дорог и рек, лесов, песков, ледников, полезных ископаемых, звезд и др., словом многих явлений природы и общества, как зрительно воспринимаемых, так и зрительно невоспринимаемых, и даже мысленно представляемых.

По мере углубления общественного субъекта своей практической и познавательной деятельностью в мир пространственных отношений постепенно зарождались и совершенствовались средства отображения пространства предметов исследования. Совокупность этих средств и составляла особый язык, приспособленный к отображению пространства. Письменность, развиваясь наряду с этим языком, оказалась неприспособленной к отображению конкретного пространства физических тел. Так, общественный субъект-картограф всех эпох и народов создавал и совершенствовал язык карты, сам этого не сознавая.

В чем заключается логический смысл того, что обыкновенный язык слов и его письменность не приспособлены к отображению пространства?

Впервые ответ на этот вопрос был дан великим немецким просветителем и философом XVIII века Г. Э. Лессингом, высказавшим в своей работе «Лаокоон или о границах живописи и поэзии» соображения о законах живописи и поэзии как специфических видах искусства. Основное различие между живописью и поэзией, по Лессингу, обусловлено тем, что живопись располагает свои знаки—линии и краски—в пространстве, «друг подле друга», а в поэзии, наоборот, знаки выражения—слова—следуют «друг за другом» во времени. «...если бесспорно,—пишет Лессинг,—что средства выражения должны находиться в тесной связи с выражаемым,—то отсюда следует, что знаки выражения, располагаемые друг подле друга, должны обозначать только такие предметы или такие их части, которые и в действительности представляются расположенными друг подле друга; наоборот, знаки выражения, следующие друг за другом, могут обозначать только такие предметы или такие их части, которые и в действительности представляются нам во временной последовательности... Следовательно, тела с их видимыми свойствами и составляют предмет живописи... действия составляют предмет поэзии» (Лессинг, 1957, стр. 187).

Ограничивая сферы действия живописи и поэзии, Лессинг подчеркивает, что ограничения эти имеют относительный, а не абсолютный характер, ибо «живопись может изображать также и действия, но толь-

ко опосредственно, при помощи тел». С другой стороны, «поэзия должна изображать также и тела, но лишь опосредственно, при помощи действий» (Лессинг, 1957, стр. 188).

Выявленная Лессингом логическая основа различия между живописью и поэзией приобретает большую силу и убедительность при сравнении живописи с картографией. Если живопись, создавая художественный образ природы, свободна от строгих требований — точно соблюдать соответствие порядка взаимного размещения знаков с реально существующим порядком отображаемых ими предметов, то для картографии математическая строгость соблюдения этого порядка является законом.

Следовательно, логические, а также и исторические корни принципиально необходимого существования языка карты усматриваются в том, что в этом языке средства отображения пространства находятся в строгом соответствии с пространством отображаемой ими действительности. Уже поэтому в принципе исключается возможность отнесения языка карты к языку рисунка и красок, а, следовательно, и возможность отнесения картографии к искусству. Но тем не менее, неправильное мнение о якобы принадлежности картографии к сфере искусства имеет кое-где такое распространение, что некоторые крупные специалисты — картографы считают необходимым выступить против этого мнения. В частности, М. К. Бочаров пишет: «В качестве одной из серьезных причин отставания механизации и автоматизации в картографическом производстве следует признать и такие установки, согласно которым картографию надо причислять к искусству, а карты к произведениям искусства» (Бочаров, 1966, стр. 104).

Понятие о строгом соответствии средств отображения пространства с пространством отображаемого, что является спецификой языка карты, имеет, конечно, относительный, а не абсолютный смысл, ибо оно подразумевает соответствие изображения на двухмерной поверхности (плоскость карты) трехмерному пространству изображаемого. Это, безусловно, создает определенные трудности и условности для языка карты, но не отрицает принципиальную возможность отображения конкретного пространства предметов. Отрицание этой возможности содержится в специфике разговорного языка и его письменности, которые неприспособлены к отображению пространства из-за несоответствия средств отображения отображаемому.

В связи с этим нельзя согласиться с мнением, что по сравнению со словесной (и письменной) формой изложения, картографическая форма носит «подчиненный» характер (Бочаров, 1966, стр. 23). Логика, так же как история возникновения и развития картографической формы изложения знаний, свидетельствует, что в отображении конкретного пространства принципиально необходимой и основной формой является картографическая форма изложения (язык карты), а словесная (и письменная) форма играет подчиненную роль. «Зрительный образ не может быть непосредственно создан словами — он только подразумевается, он внушается читателю, и, воспринимая внушение, читатель неизбежно опирается на свои собственные ассоциации, на свой запас впечатлений. А он не одинок у каждого» (Дмитриева, 1962, стр. 23).

Нет сомнения, что в процессе логического мышления может функ-

дионировать только словесная форма выражения знаний, так как мыслить можно только словами. «Мыслить без слов... есть затея неразумная» — писал Гегель (см. Коган, 1965). В связи с этим словесная форма является принципиально необходимой в процессе логического мышления. Но быть необходимой — это еще не значит быть основной, т. е. определяющей, более ранней и более конкретной. Как было сказано выше, такой именно и является картографическая форма отображения пространства по отношению к словесной форме.

Одно дело изложить письменно фактическую информацию, необходимую для составления карты, другое — составленная на основе этой информации карта, которая отображает пространство предмета исследования. Фактическая информация, изложенная в письменном виде, конкретное пространство не отображает до тех пор, пока она не воплотится в карту; в ней только незримо и опосредственно «присутствует» пространство. Но после того, как на основе фактической информации на карте определяется пространство исследуемого объекта, оно уже может быть включено в логический процесс познания. Следовательно, и в этом случае подтверждается правильность утверждения, что «значение искусственных языков чрезвычайно велико, но оно может быть правильно понято не путем абсолютного их противопоставления обычным языкам, а лишь на основе связи с ними» (Резников, 1964, стр. 165).

3. ЯЗЫК КАРТЫ — СПЕЦИФИЧЕСКАЯ ЗНАКОВАЯ СИСТЕМА

Нет сомнения, что языком карты надо считать средства, при помощи которых в карте отображается знание. Они называются картографическими изобразительными средствами. Картографическая практика в течение веков разрабатывала и совершенствовала эти средства, а картографическая наука время от времени обобщала и сводила их в единую систему. В трудах Н. Н. Баранского (1939), К. А. Салищева (1958), А. Г. Исеченко (1958), Arnberger (1963) и др. имеются опыты обобщения и сведения картографических изобразительных средств в единую систему. Этим была подготовлена почва для дальнейшего исследования сущности языка карты и его теоретического обоснования.

Единая система картографических изобразительных средств включает в себя: 1) большое количество знаков¹, выражающих определенные значения, которые отображают предметы действительности; 2) принципы и методы оперирования этими знаками соответственно пространственно-временным особенностям отображаемой действительности.

Эту единую систему картографических изобразительных средств мы рассматриваем как специфическую знаковую систему картографии, как язык данной науки, называя её «языком карты».

В отличие от знаков других знаковых систем, знаки языка карты будем называть картографическими знаками².

¹ Для краткости изложения и согласно принятой в семиотике терминологии, в данной работе знаками будем называть то, что в картографии принято называть «условными знаками» или «условными обозначениями».

² Среди множества этих знаков выделяются символы, т. е. знаки, напоминающие своим рисунком обозначаемый предмет, но по мере развития картографии они (символы) уступают место формальным («чистым») знакам, так как сходство знака с обозначаемым предметом не играет определяющей роли в функции знака.

Картографические знаки внешне являются графическими изображениями — точками, линиями, геометрическими фигурами, буквенными или другими рисунками разной структуры, разного размера, цветового или тонового оформления. Но все это только внешность, бессодержательная графическая форма до тех пор, пока в каждом из них не будет условно воплощено значение, отображающее определенный предмет (предметом может быть материальное тело, явление, свойство, отношения — как реальные, так и воображаемые). Такое графическое изображение с воплощенным в нем значением и есть знак, но отнюдь не картографический. Он может превратиться в картографический знак только при условии выполнения своей специфической языковой функции. Вне этой функции нет картографического знака даже в условных обозначениях карты, где дается расшифровка кода, т. е. пояснение естественным языком слов условно воплощенного (закодированного) в знаке значения.

Специфика картографического знака заключается в том, что он выполняет основную свою функцию не выражением значения, как знаки всех других знаковых систем, а отображением пространства того предмета, содержание которого отображается значением знака. Функцию отображения пространства картографический знак выполняет своей «игрой», своим пространственным «поведением», обеспечивающим полное соответствие знака с пространством отображаемого предмета. Вне этого соответствия знак ничего не отображает кроме самого себя и того факта, что к нему отнесено значение, отображающее предмет. Даже значение, воплощенное в знаке, не вступает в свои права до тех пор, пока знак не придет в соответствие с пространством отображаемого предмета.

Эту специфику картографических знаков правомерно назвать свойством проявлять пространственное «поведение», соответствующее пространству отображаемого предмета. Картографический знак функционирует не только как носитель значения, но и как предмет определенного пространственного «поведения». Таким образом, у картографического знака в отличие от знаков других знаковых систем имеются две функции: он информирует о предмете постольку, поскольку отображает его пространство.

В связи с этим, по отношению к картографической знаковой системе неправомерным звучит тот общий взгляд на знаки, что «собственное содержание знака (его физические свойства, конфигурация и т. д.) существенно только для его восприятия, опознания, отличия от других знаков, но по отношению к обозначаемому предмету оно не играет никакой роли» (Резников, 1964, стр. 11). Для картографических знаков как раз существенно собственное состояние знака (конфигурация, взаимное размещение и вообще «поведение»), а не только закодированное в нем значение.

На чертеже (рис. № 1а) изображены два картографических знака; каждый из них состоит из формы и закодированном в нем значении. Форма первого знака — косая шраффировка, а значение — «субтропическое хозяйство». Форма второго знака — черная сплошная линия, значение — «средние из абсолютных минимумов температуры». В таком виде эти знаки (так же как и слова в лексиконе) ровным счетом ничего не говорят об отображаемой действительности. В них дана только расшифровка принятого кода в виде общих понятий о предметах.

Соответствие между знаком и действительностью устанавливается только при условии принятия им пространственной определенности отображаемого предмета. Это означает, что знак должен повторить то же пространственное «поведение», что имеет в действительности отображаемый предмет. Иными словами — знак должен принять такую пространственную локализацию, внешнюю форму и взаимную локализацию, какую имеет отображае-

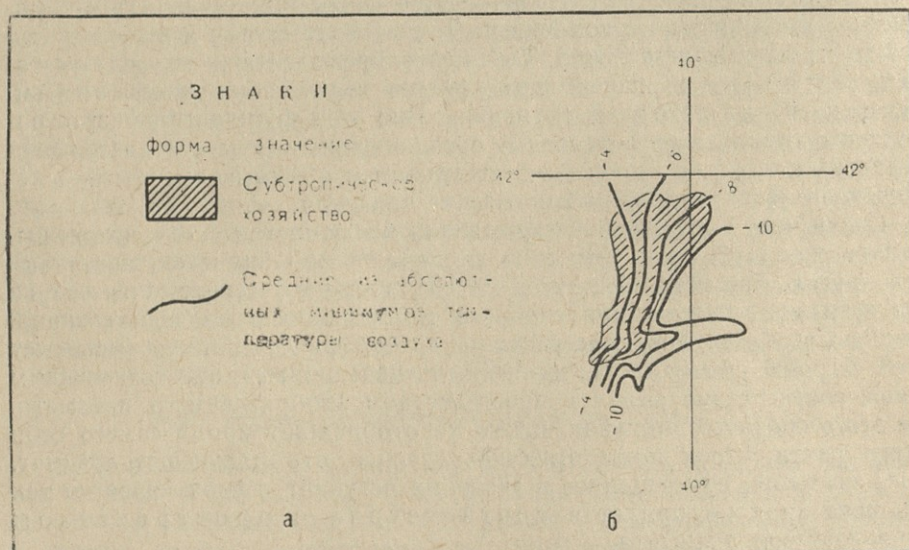


Рис. 1

мый предмет. На чертеже (рис. 1 б) показаны те же знаки, принявшие пространственную определенность, т. е. пространственную локализацию относительно определенной пространственной системы отсчета (картографическая сеть), внешнюю форму (контур фигуры с косой шрафровкой и конфигурация изолиний) и взаимную локализацию (их взаимное размещение).

Таким образом, наряду со своей формой и закодированным в ней значением, в силу своего определенного пространственного «поведения», знак получает новую форму и соответствующую локализацию. Эта новая пространственная форма и соответствующая локализация являются уже не условными, а адекватно соответствующими объективной реальности. Поэтому глубоко ошибочным является утверждение (имевшее место в картографической литературе в недалеком прошлом¹), что карта есть «условное изображение» действительности. Ошибочность этого утверждения основывается на формальной стороне дела, т. е. на наличии знаковой формы передачи информации.

Считать карту условным изображением действительности из-за того, что всё её содержание изложено условными знаками — глубокое заблуж-

¹ Имеются в виду некоторые учебники картографии для высших школ, изданные до 1956 года. В более поздних изданиях условность картографического изображения не включается среди признаков, определяющих сущность карты. Однако разъяснения о соображениях изъятия этого признака из дефиниции карты не приводятся.



дение¹. Ибо, условной является кодовая система знаков, а не их пространственное «поведение» при выполнении ими своих языковых функций.

Если бы карты были условными изображениями, они не могли бы быть использованы, например, при проектировании строительства дорог, каналов, тоннелей, водохранилищ и других крупных сооружений, а также в навигации, обороне и т. п.

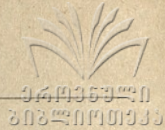
Указанная выше специфика языка карты обуславливает принципиальную необходимость его существования, но не гарантирует истинности изображения. Изображение, данное языком карты, может быть истинным или ложным. Проблемой достижения истины (вернее — необходимой степени адекватности изображения) в карте занимается картографическая наука.

4. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ «ОБОЛОЧКА» И «НАЧИНКА» СОДЕРЖАТЕЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ

Из вышеизложенного вытекает, что всё содержание карты можно рассмотреть как единство отображений двух сторон действительности: 1) пространства и 2) содержания. Первая сторона отражается пространственным «поведением» знака, вторая — закодированным в нем значением. Нет сомнения, что закодированное в знаках значение можно изложить гораздо шире и в любой степени детальности языком слов и его письменностью. Но конкретность, которую отображают знаки своим пространственным «поведением», никаким иным языком нельзя отобразить.

Между этими сторонами действительности (пространством и содержанием) существует диалектическое единство; в отрыве друг от друга они немислимы. Пространство вне материального содержания является такой же бессмыслицей, как материальное содержание вне пространства. Однако это единство не препятствует усмотреть в нем относительную самостоятельность как пространства, так и содержания. Чтобы представить относительную самостоятельность отображаемых сторон действительности, можно предложить следующий мысленный эксперимент. С карты почв удалить всё то, что закодировано в ее легенде, т. е. цвета, соответствующие определенным типам почв. На карте останутся одни контурные линии, которые до удаления цветов разграничивали их друг от друга. Эти линии и отражают «пространство без материального содержания». Этот эксперимент может быть только мысленным, т. к. линии, оставшиеся на карте, не имеют своего независимого от содержательного значения существования. Они были нанесены на карту постольку, поскольку почвы соответствующих типов, располагаясь друг подле друга, в действительности обусловили именно такое пространственное «поведение» этих линий. Тем не менее, с определенной условностью можно говорить отдельно о пространстве (линии разной конфигурации — в нашем примере) и отдельно о содержательном значении (закодированное в цветах значение — типы почв).

¹ Условность картографического изображения также относительна, как условность словесного или письменного изложения. В первом случае она заключена в картографических знаках, а во втором — в словах. Те и другие выражают понятия, суждения и умозаключения, отражающие предметы действительности. В обоих случаях условность относится к форме изложения и никакого влияния на истинность излагаемого содержания не оказывает.



Следовательно, и в теоретическом и практическом аспектах можно говорить о пространственной «оболочке» и о «начинке» содержательного значения. Это — две стороны языковых средств, отображающих пространство предметов нашего исследования. Между ними существует строго определенное разделение языковых функций: пространственной оболочкой отображается пространственная определенность предмета, а «начинкой» содержательного значения — содержательная определенность.

Такое разделение языковых функций картографических изобразительных средств еще не нашло своего отражения в картографической литературе. Традиционно принято считать, что содержание карты, т. е. совокупность заключенных в ней сведений об объективной реальности, передается картографическими знаками. Но не было указания на то, что знаки, сами по себе, с закодированными в них значениями, представляют только «начинку» содержательного значения, не имеющую смысла вне соответствующей пространственной «оболочки»; что именно эта «оболочка» отражает то, для чего, по сути дела, существует язык карты, карта и картография как наука. Поэтому надо считать, что содержание карты слагается из пространственного «поведения» знаков, начиненных значениями, отображающими предметы.

Когда при определении содержания карты, в ней усматривается только значение знаков («начинка» содержательного значения), из внимания ускользает главное, — пространство отображаемого содержания (пространственная «оболочка»), без которого содержание могло быть передано обыкновенным языком слов (письменностью¹). Ускользание из внимания главного уменьшает самостоятельную познавательную роль карты и приводит к разнотолкам в вопросах познавательной сущности карты и картографии.

С целью не допустить ускользание из внимания того главного, что создает специфику картографического изображения, необходимо констатировать, что сущность языка карты подразумевается в термине — «картографирование». Он означает отображение конкретного пространства того, что является предметом картографирования, т. е. картографирование есть отображение пространства предмета познания языком карты. Такое определение понятия «картографирование» снимает указанную выше традиционную односторонность определения содержания карты.

5. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОПРЕДЕЛЕННОСТЬ И ЕЕ ВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ

При выполнении своих языковых функций картографические знаки проявляют «пространственное поведение», обусловленное пространственной определенностью отображаемой действительности. Пространственная определенность складывается из следующих трех компонентов.

¹ Иногда, по заблуждению, познавательную роль карты сводят к тому, что она наглядно отображает содержание, закодированное в знаках. На самом же деле, наглядность карты относится к пространству этого содержания, а не к самому содержанию, т. к. конкретное пространство, в силу своей специфики, другой, ненаглядной для единого восприятия формы отображения не имеет.

1. Пространственная локализация предмета, или определение его места относительно принятой пространственной системы отсчета.

2. Взаимная локализация предмета, или определение его места относительно других предметов.

3. Внешняя форма предмета, или определение пространственных изменений его поверхности.

Пространственная локализация представляет наиважнейший компонент познавательной сущности языка карты. Ее можно назвать пространством определенности предмета исследования. Это понятие включает в себя, с одной стороны, наличие пространственной системы отсчета, а с другой — локализуемого в ней предмета.

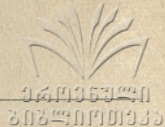
Основной пространственной системой отсчета планеты является система географических координат с тремя взаимосвязанными началами: плоскость экватора (для широт « φ »), плоскость начального меридиана (для долгот « λ ») и уровенная поверхность (для абсолютных высот « H »). В картографическом изображении пространственная локализация каждого объекта отображается отнесенной к уровенной поверхности ($H = 0$). Но такое отображение пространственной локализации предметов возможно только при наличии изображения на плоскости самой уровенной поверхности. Однако ввиду крайней сложности этой поверхности оперируют ее математической абстракцией — поверхностью соответствующего референц-эллипсоида.

Изобразить эту поверхность возможно только при помощи координатных линий необходимой густоты. Единство этих линий составляет сеть меридианов и параллелей на поверхности эллипсоида, или географическую сеть. Изображение этой сети на плоскости, называемое картографической сетью, строится по определенному математическому закону в определенной степени адекватности. Таким образом, картографическая сеть и представляет изображение абстрагированной формы основной пространственной системы отсчета планеты. Относительно этой сети получает свою пространственную локализацию каждый знак, отображающий пространственно определенный предмет в определенной степени адекватности. Степень адекватности локализации знака на картографической сети определяется достоверностью фактической информации о пространственной определенности отображаемого знаком предмета относительно географической сети (пространственной системы отсчета).

Степень адекватности пространственной локализации картографического изображения складывается из степени адекватности картографической сети (относительно географической) и из степени адекватности локализации знака на картографической сети (относительно реально существующей локализации на географической сети).

Метрические свойства картографической сети дают возможность оперировать двумя измерениями (координатами (φ и λ)). Третье измерение (высота от уровенной поверхности H) обозначается при необходимости цифровой отметкой или при помощи изогипс.

Пространственная локализация некоторых явлений, определяемая двумя измерениями (φ и λ), требует иного начала для третьего измерения. В таких случаях пользуются дополнительной системой отсчета, полностью включающей те же начала для первых двух измерений (φ и λ), но принимающей иную поверхность для третьего измерения (напр.,



физическая поверхность, которая принимается за начало третьего измерения при отображении изолиний количества осадков, или поверхность сечения барической топографии при отображении давления на определенной высоте).

Взаимная локализация не представляет качественно иной формы пространственной локализации, т. к. все предметы, правильно локализованные в общей системе отсчета, в то же время локализованы относительно друг друга. Факт взаимной локализации представляет критерий того, является ли картографическое изображение картой¹, которая может послужить средством выявления пространственных закономерностей взаимосвязанных предметов. Таким образом, взаимная локализация обеспечивается пространственной локализацией изображений взаимосвязанных предметов относительно общей системы отсчета. Однако она становится вопросом самостоятельного решения в процессе картографического абстрагирования, когда появляется противоречие между отображениями пространства и содержания.

Внешняя форма предмета выявляется отображением разностей пространственных отношений ее поверхности. Отображение это, по мере надобности, может быть полным — трехмерным (φ , λ , H) и неполным — двухмерным (φ , λ).

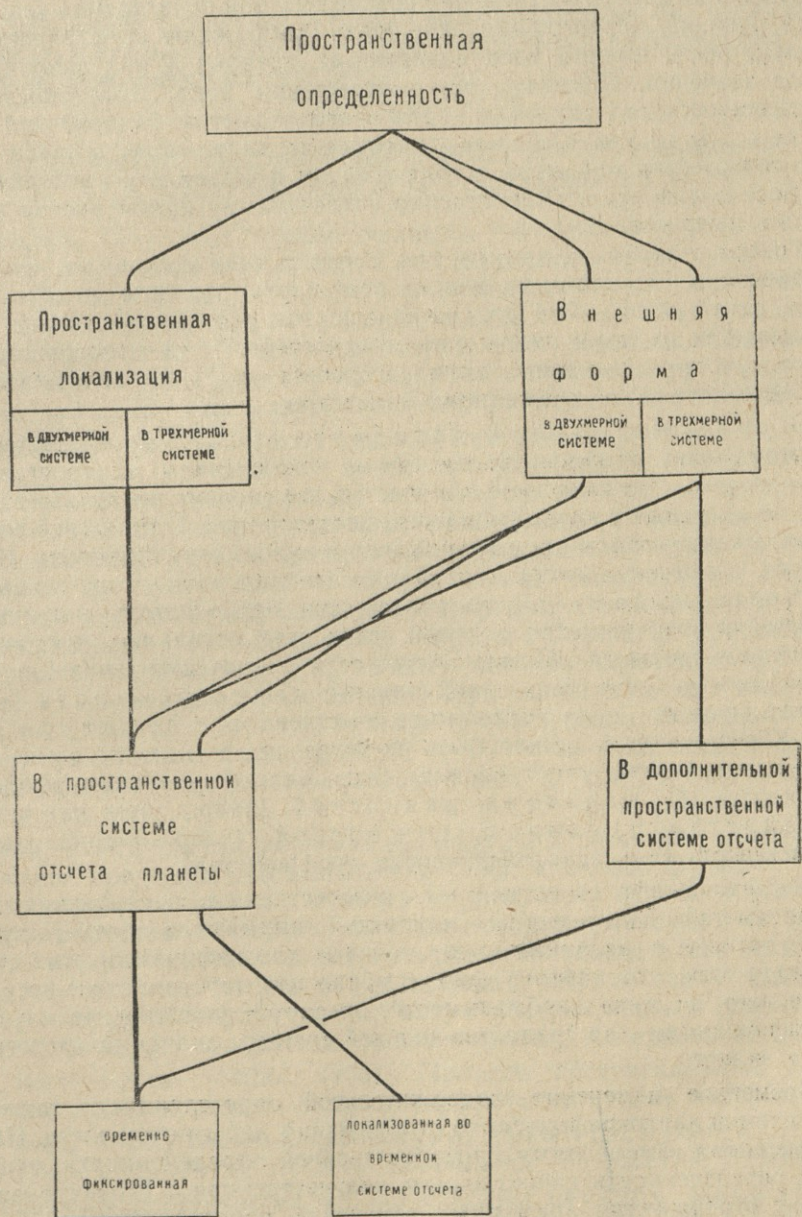
Несмотря на бесчисленное разнообразие форм пространственной локализации предметов, они группируются в три наиболее общие формы: предметы, локализованные — в точке, в линии и в площади. Отображения предметов, локализованных в точке и линии, выражают пространственную определенность только в двух измерениях (φ , λ), третья приписывается по мере надобности. Отображения предметов, локализованных в площади, выражают пространственную определенность, по мере надобности, в двух или в трех измерениях. Третье измерение отражается системой знаков, локализованных в линии (изолинии). Характеристика внешней формы отражается у предметов, локализованных в линии и площади.

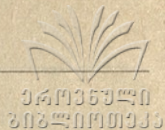
Временное изменение пространственной определенности отображается языком карты в разных сочетаниях с системой отсчета времени. В одних случаях изображение относится к моменту времени, или к определенному осредненному периоду (например, к определенной дате, или определенному сезону, или месяцу). При таком сочетании пространственной и временной определенности в картографическом изображении временное изменение изображаемого предмета выявляется серией карт. В других случаях, изображение пространственной определенности само представляет движение явления и пространственное и временное (например, изохроны, показывающие наступление весны). В первом случае изображение представляется временно-фиксированным, во втором — локализованным во временной системе отсчета.

Подытоживая вышеизложенное, можно предложить следующую схему пространственной определенности предметов, отображаемых языком карты.

¹ Каждая карта есть картографическое изображение, но не каждое картографическое изображение является картой.

СХЕМА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОПРЕДЕЛЕННОСТИ





6. СОДЕРЖАТЕЛЬНАЯ ОПРЕДЕЛЕННОСТЬ И ЕЕ ВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ

Проявляя пространственное «поведение» при выполнении своих языковых функций, картографические знаки отображают пространственную определенность именно того содержания, которое в них закодировано в виде значения. Поэтому, до расшифровки кода, пространственная определенность для читателя карты — беспредметна (однако для составителя карты не так. Он вначале мысленно вкладывает в знаки значение о содержании предмета и только потом придает ему пространственную определенность соответственно объективному пространству именно данного содержания).

Говоря о значении знаков, мы имеем в виду только то, что в них закодировано. Но значения знаков всей карты это еще не есть содержание самой карты. Всё содержание карты, как было сказано выше, складывается из двух видов определенностей: 1) из пространственной определенности и ее временного изменения и 2) из содержательной определенности и ее временного изменения.

В содержательной определенности мы подразумеваем все возможные стороны предметов за исключением их пространства. Таких сторон — бесчисленное количество, это зависит не только от предмета, но и от цели и глубины нашего исследования. Однако всё возможное количество сторон предмета можно и нужно сгруппировать. Исходя из этого, в значении знака необходимо закодировать самое основное — сущность предмета, или то, что он есть. Без сущности нет никакого содержания, оно является основой основ всех остальных многочисленных сторон предмета. Помимо сущности в значении знака, по мере необходимости могут быть закодированы: качественность, количественность и качественно-количественная структура предмета. Качественность может быть представлена в виде: а) сущности развития (напр., генетические типы рельефа на геоморфологической карте), б) единства разностей (напр., типы климатов) и г) единства противоположностей (напр., специализация и комплексность сельскохозяйственного производства).

Исследованием качественных, количественных и структурных сторон предмета и их временных изменений занимаются соответствующие науки, которые и разрабатывают научные классификации этих сторон. Но ввиду того, что картография отображает пространство всех этих сторон, она, по мере необходимости, оперирует указанными научными классификациями для создания кодовой системы значений картографических знаков.

Временное изменение содержательной определенности также является темой картографического отображения действительности. Наряду с временными изменениями пространственной определенности, меняется также определенность качественная, количественная и структурная. Наподобие отображения временных изменений пространственной определенности, временные изменения содержательной определенности отображаются в виде временно-фиксированной определенности (например, качественный фон на определенную дату) или в виде определенности, локализованной во временной системе отсчета (например, качественный фон, локализованный по геологической хронологии на стратиграфической карте).

Количественная определенность может быть отображена как в абсолютных, так и в относительных показателях, как в статике, так и в динамике.

Подытоживая вышеизложенное, можно предложить следующую схему содержательной определенности предметов, отображаемых языком карты. (См. схему на стр. 28).

7. ЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОТОБРАЖЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ И СОДЕРЖАТЕЛЬНОЙ ОПРЕДЕЛЕННОСТИ

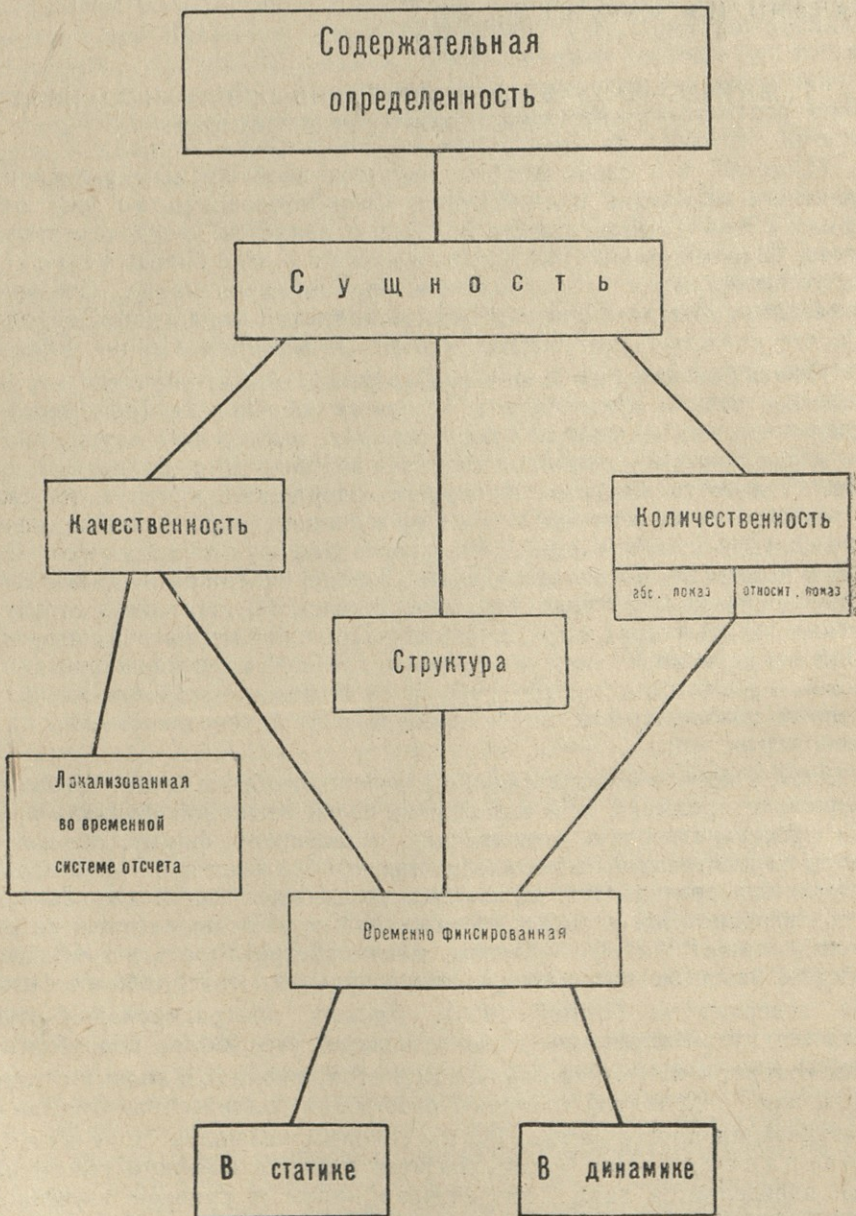
Известно, что язык вообще является необходимым условием абстрактного мышления и обобщения. «Всякое слово (речь) уже обобщает» (Ленин). Язык карты полностью является носителем этого качества. С его помощью абстрагируются и обобщаются знания о пространстве и содержании предметов познания. Совершенно справедливо отмечает знаменитый швейцарский картограф Эдуард Имгоф, что «каждый знак карты есть генерализация» (Imhof, 1956).

Наподобие каждого слова разговорного языка, значение картографического знака представляет результат обобщения (объемного или содержательного)¹, выполненного согласно логике той науки, предметом исследования которой является отображаемая значением знака действительность. Степень обобщения содержания, которую мы склонны считать масштабом содержания, определяется назначением карты и уровнем изученности картографируемого предмета. Обобщению подлежат все отображаемые стороны содержания предмета: качественность, количественность, качественно-количественная структура, а также их временная определенность. При обобщении этих сторон содержания происходит переход от более дробной классификации отображаемых предметов к менее дробной, от более дробной шкалы количественных показателей к менее дробной и т. д., соответственно назначению карты.

Знак, в котором закодировано значение, отображающее обобщенное содержание предмета, при выполнении своей языковой функции принимает пространственную локализацию и внешнюю форму, обусловленные пространственной определенностью отображаемого. Но, отображение этих определенностей может быть дано более или менее конкретно, т. е. в необходимой степени абстрагировано. «Кроме карты я не знаю ничего, — пишет Имгоф, — где бы, минуя абстрактность и графические средства, была бы изображена действительная, материальная физическая поверхность» (Imhof, 1956). Процесс абстрагирования осуществляется путем перехода от более конкретного (более подробного) к менее конкретному (менее подробному) отображению, в полном согласии и сочетании с принятой степенью обобщения содержания. Степень абстрагирования пространства, что мы склонны называть масштабом пространства (это и есть масштаб карты в обычном его понимании), определяется также назначением карты и уровнем изученности картографируемого предмета.

¹ О содержательном обобщении см.: С. Б. Церетели, Диалектическая логика (на грузинском языке). Тбилиси, 1965, стр. 103.

СХЕМА СОДЕРЖАТЕЛЬНОЙ ОПРЕДЕЛЕННОСТИ



Таким образом, для уточнения логической сущности процесса, имеваемой в картографической литературе «картографической генерализацией», необходимо учесть, что этот процесс, как картографическая форма определенных логических приемов, состоит из картографической формы абстрагирования пространства и обычной логической формы обобщения содержания отображаемой действительности. Картографическая специфика обобщения содержания заключается только в том, что обобщение производится с целью закодирования в значениях картографических знаков полученных общих понятий.

8. КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФОРМА ОТОБРАЖЕНИЯ ЕДИНСТВА ЕДИНИЧНОГО И ОБЩЕГО

В связи с отсутствием в картографической литературе гносеологической характеристики языка карты, вопрос об отображении этим языком единства единичного и общего еще не освещался. Однако косвенными признаками можно установить, что именно по этому важному в познавательном отношении вопросу в картографию вкралась неправильность. В частности, в общепринятом определении карты в качестве ее главного признака фигурирует обобщенность изображения. Этот признак на самом деле отражает одну сторону сущности карты, а именно — картографические знаки своим значением отображают только общее точно так же, как слова в лексиконе. Но здесь упускается главное, ради чего существует карта: пространственная «игра» знаков, их деятельность, «поведение», что придает значениям знаков новое качество — конкретность, т. е. единичность пространства того, содержание которого отображается этими значениями обобщенно. Данная конкретность в необходимой степени абстрагирована, т. е. единичность отражена в абстрагированной конкретности.

Таким образом, картографические знаки, выполняя свои языковые функции, так же как и слова в процессе их речевого использования, выражают единство единичного и общего (единство пространственной «оболочки» и «начинки» содержательного значения, как об этом было сказано выше).

Из вышеизложенного явствует, что диалектическое единство единичного и общего, отражаемое в любом предложении естественного языка, сохраняется и в языке карты. В этом языке тоже подтверждается ленинское изречение о том, что «общее существует лишь в отдельном, через отдельное» (Ленин, 1965, стр. 318).

Если бы картографические знаки не обладали способностью видоизменяться соответственно пространству отображаемых предметов, они не смогли бы отображать конкретную действительность — единичные предметы. В то же время, если бы эти знаки не носили значения, отображающие обобщенные содержания предметов, то вся информация карты превратилась бы в хаос ни чем не связанных между собой значений и потеряла бы познавательный смысл.

Однако картографическая форма отображения единства единичного и общего имеет неповторимую специфику, заключающуюся в следующем:

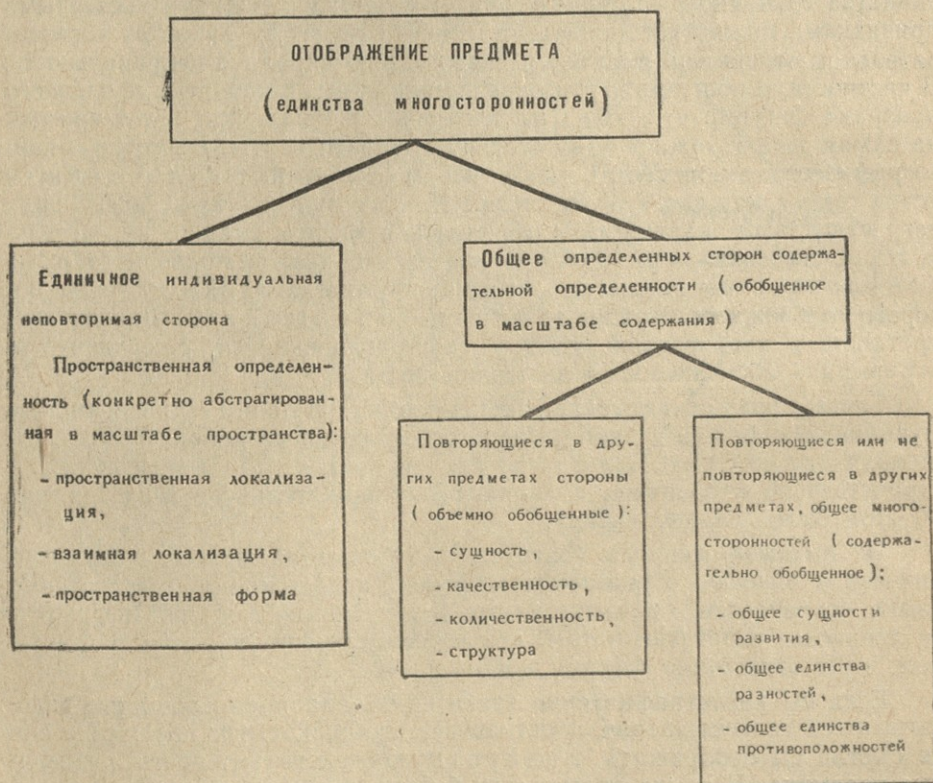
Если естественным языком слов можно выразить единичное любой стороны предмета в единстве с общим любой же

стороны его содержания, то языком карты единичное отображается только для одной стороны предмета (для пространства), а общее — для любых других сторон (а их множество!).

В связи с этим распределение языковых функций в картографической знаковой системе осуществляется по двум признакам: а) по признаку отображаемой стороны предмета и б) по признаку логического приёма отображения. Соответственно с этим структуру знаний, получаемых с карты, можно представить в виде следующей схемы:

С Х Е М А

СТРУКТУРЫ ЗНАНИЙ, ПОЛУЧАЕМЫХ С КАРТЫ



Отображение каждого предмета на карте выражается в виде единства многосторонностей. По указанным двум признакам в этом единстве выделяются: 1) единичное, т. е. индивидуальная, неповторимая сторона, заключающаяся в пространственной определенности (отображается в конкретно-абстрагированном виде в определенном масштабе пространства); 2) общее определенных сторон

содержательной определенности (отображается в обобщенном виде в определенном масштабе содержания). Общее может быть: а) объемное или общее для многих предметов (стороны, повторяющиеся во многих предметах): сущность, качественность, количественность, структура; б) содержательное или общее многосторонностей (стороны, повторяющиеся или не повторяющиеся в других предметах): общее сущности развития, общее единства разностей, общее единства противоположностей.

Из вышеизложенного, а также из известного положения теории познания диалектического материализма о том, что истина конкретна, что всякое отдельное материальное образование является единством противоположностей и оно в одно и то же время и единично и обще, карта не может быть (и не есть!) только обобщенным изображением (как это традиционно принято). Если допустим, что она на самом деле только обобщенное изображение чего-нибудь (чего именно — здесь не имеет значения), то волей-неволей должны прийти к негативному выводу: для отражения конкретной действительности она неприменима, а поэтому и познавательного значения не имеет.

Следовательно, более правомерно определять карту как абстрагированное изображение конкретного пространства определенных обобщенных сторон предметов человеческого познания.

9. СХЕМА ЕДИНОЙ СИСТЕМЫ КАРТОГРАФИЧЕСКИХ ИЗОБРАЗИТЕЛЬНЫХ СРЕДСТВ (ЯЗЫКА КАРТЫ)

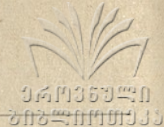
Количество картографических изобразительных средств (знаков) неопределимо. Для составления схемы единой системы языка карты, картографические знаки можно (и нужно) сгруппировать и каждую группу характеризовать по определенным признакам, не вдаваясь в характеристики внутригрупповых различий, т. к. их также множество. При составлении схемы единой системы языка карты за основу была принята классификация «способов изображения, употребляемых на географических картах», данная К. А. Салищевым (1966, стр. 81). Однако она несколько перестроена и еще более обобщена нами согласно высказанным в данной работе соображениям.

Классификацию картографических знаков правомерно произвести по двум основным признакам:

- 1) по виду пространственной локализации знаков¹ и
- 2) по языковым функциям —
 - а) по виду отображаемой стороны предмета и
 - б) по виду логического приема отображения.

По виду пространственной локализации выделяются знаки, локализованные в точке, линии и площади. По виду отображаемой стороны предмета выделяются: пространственная определенность и содержательная определенность. С этими функ-

¹ Здесь имеется в виду пространственная локализация знаков, а не отображаемых ими предметов, т. к. между формами их локализации имеются и сходства и различия. Например, изолинии, как знаки, локализованы в линиях постольку, поскольку они обобщают точки с одинаковыми количественными значениями. Однако масса изолиний с определенными количественными значениями отражают предмет, локализованный в площади.



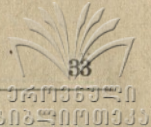
циями вполне согласуются функции по виду логического приема отображения, а именно, функции отображения пространственной определенности совпадают со сферой абстрагирования, функции отображения содержательной определенности — со сферой обобщения (см. схему):

**СХЕМА ЕДИНОЙ СИСТЕМЫ
КАРТОГРАФИЧЕСКИХ ИЗОБРАЗИТЕЛЬНЫХ СРЕДСТВ (ЯЗЫКА КАРТЫ)**

Группы картографических изобразительных средств (знаков)	Локализация	Пространственная определенность								Определенность по содержанию			
		в пространственной системе отсчета планеты				в дополнительных пространственных системах отсчета				качественность	количественность		
		временной фиксированная		локализованная во временной системе отсчета		временной фиксированная		локализованная во временной системе отсчета			в диаграммах	в статистике	в динамике
		места	расположения	места	расположения	места	расположения	места	расположения				
		в двухмерной системе	в трехмерной системе	в двухмерной системе	в трехмерной системе	в двухмерной системе	в трехмерной системе	в двухмерной системе	в трехмерной системе	в двухмерной системе	в трехмерной системе	в двухмерной системе	в трехмерной системе
1. ЗНАЧКИ	в точке	•								•	•	•	•
2. ЛИНИИ ДВИЖЕНИЯ	в линии	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
3. ИЗОЛИНИИ		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
4. ФРОНТАЛЬНЫЕ ЛИНИИ И ЛИНИИ ФИКСИРОВАНИЯ	в площади	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
5. КАЧЕСТВЕННЫЙ ФОН		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
6. АРЕАЛЫ	в площади	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
7. ТОЧКИ		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
8. КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ ФОН	в площади	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
9. ДИАГРАММЫ		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
10. ГРАФИКИ	в точке, линии, площади	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Сфера абстрагирования										Сфера обобщения			

Выделяются 10 групп картографических символов. Конечно, разновидностей в каждой из них множество, но в данном случае мы их рассматриваем по наиболее общим признакам и свойствам. В курсах картографии они именуются способами, например, «способ значков», «способ линейных знаков», «способ изолиний», «точечный способ» и т. д. Для краткости выделяемые нами группы соответственно называются: «значки», «линии движения», «изолинии», «точки» и т. д.

По форме локализации группа «значки» (1) относится к знакам,



локализованным в точке, группы — «линии движения» (2), «изолинии» (3), «фронтальные линии» (4) — к знакам, локализованным в линиях, группы — «качественный фон» (5), «ареалы» (6), «точки» (7), «количественный фон» (8) — в площадях, группы — «диаграммы» (9) и «графики» (10) — универсалы, они могут быть отнесены к средствам, локализованным в точке, линии и площади.

В предлагаемой схеме подробные указания на языковых функциях, выполняемых каждой группой знаков, отмечаются точками в соответствующих графах.

Средства языка карты (знаки) используются по мере необходимости каждое в отдельности, или в необходимых сочетаниях.

Выводы

Существование языка карты, как специфической искусственной знаковой системы и как необходимого средства отображения конкретного пространства предметов человеческого познания — является фактом.

Такое признание языка карты открывает возможность исследования картографических форм таких логических методов и приемов, как сравнение, анализ, синтез, абстрагирование, обобщение, индукция, дедукция и моделирование. Эти методы и приемы в процессе познания осуществляются посредством языка и, так как у картографии имеется собственный язык, «язык пространства», она является носителем специфических картографических форм указанных методов и приемов научного исследования. Она оперирует ими при отображении пространства исследуемых предметов.

Факт существования языка карты дает ключ для определения предмета картографии. Нет сомнения, что предметом картографии должно быть то, что отображается этим языком, т. е. конкретное пространство предметов исследования.

Все науки, исследующие пространственные отношения и закономерности объектов своего изучения, базируются на данностях картографии и пользуются в своих исследованиях картографическим методом.

Через категорию пространства картография участвует в разделении труда между всеми науками по созданию единой картины мира, как наука о конкретных пространствах исследуемых предметов. В этом заключается тесная связь картографии с другими науками; этим обуславливается необходимость существования и развития таких отраслей науки, как: геологическое, геоморфологическое, климатическое, океанографическое, геоботаническое, почвенное, ландшафтное, медико-географическое картографирование, экономическая картография и много других. Процесс образования новых отраслей в результате взаимного проникновения картографии и других наук усиливается по мере общего прогресса человеческого познания. Эти отрасли науки вызваны к жизни необходимостью отображения пространственных различий самых разнообразных сторон предметов человеческого познания постольку, поскольку эти различия не могут быть выявлены без привлечения картографического метода исследования и отображения без применения языка карты.

Поэтому, не преувеличивая познавательной роли языка карты, можно сказать, что без применения этого языка, без его дальнейшего развития и проникновения вглубь исследуемых другими науками предметов не мыслимо нормальное развитие процесса познания окружающего мира.

ЛИТЕРАТУРА

- Энгельс, Ф., 1964 — Диалектика природы, Москва.
- Ленин, В. И., 1965 — Философские тетради, Москва.
- Абрамян, Л. А., 1965 — Гносеологические теории проблемы знаков, Ереван.
- Абрамян, Л. А., 1966 — Основные понятия семиотики, «Вопросы философии», 10.
- Авалиани, С. Ш., 1964 — Философия естествознания современного позитивизма (критический анализ), Тбилиси (на грузинском языке).
- Авалиани, С. Ш., 1964 (а) — Пространство и время. Некоторые категории диалектического материализма, Тбилиси (на груз. языке).
- Баранский, Н. Н., 1939 — Экономическая картография, вып. 1, Москва.
- Баранский, Н. Н., 1956 — Экономическая география, экономическая картография, Москва.
- Бочаров, М. К., 1966 — Основы теории проектирования систем картографических знаков, Недра.
- Ветров, А. А., 1965 — Предмет семиотики, «Вопросы философии», 9.
- Дмитриева, Н., 1962 — Изображение и слово. Изд-во «Искусство», Москва.
- Исаченко, А. Г., 1958 — Физико-географическое картирование, часть I, Ленинград.
- Кедров, Б. М., 1964 — Противоречивость процесса познания и критика идеализма. Диалектика — теория познания. «Проблемы научного метода», Москва.
- Коган, С. Я., 1966 — Проблема языка в философии Гегеля и экзистенциализм, «Вопросы философии», 4.
- Лессинг, Г. Э., 1957 — Лаокоон, или о границах живописи и поэзии, Москва.
- Резников, Л. О., 1964 — Гносеологические вопросы семиотики, Изд. ЛГУ.
- Салищев, К. А., 1958 — О способах картографического изображения и их систематизации. Вопросы географии, сборник 42, Москва.
- Салищев, К. А., 1966 — Картография, Москва.
- Эйнштейн, А., 1955 — Сущность теории относительности, ИЛ, Москва.
- Arnberger Erik, 1963. Die Signaturenfrage in der tematischen kartographie, Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft. Band 105, Heft/III, Wien.
- Jmhof Eduard, 1956—Aufgaben und Methoden der theoretischen Kartographie. Petermanns Geographisch Mitteilungen, № 2.

Кафедра физического страноведения

(Поступило в редакцию 20.II. 1967)

აღ. ასლანიკაშვილი

რუკის ენა

რეზიუმე

რუკის ენის რაობისა და შემეცნებითი არსის საკითხი გეოგრაფიულსა და კარტოგრაფიულ ლიტერატურაში სუსტად არის გაშუქებული, ხოლო გნოსეოლოგიურში საერთოდ არაა წარმოდგენილი.



ფართოდ გავრცელებული აზრი — „რუკა არის გეოგრაფიის მეორე ენა“ — არაა ზუსტი და მოწყვეტილია მეორე, აგრეთვე გავრცელებულ ცნებას — „რუკის ენა“, რომელიც ზოგჯერ უმართებულოდ არის დაყვანილი სამემსრულე-ბლო ტექნიკამდე — ნახატისა და ფერების ენამდე.

მეცნიერული სიზუსტე მოითხოვს, რომ გეოგრაფიის მეორე ენად მიჩნე-ულ იქნეს არა რუკა, არამედ რუკის ენა, ხოლო ამ უკანასკნელს მიეცეს თავისი მეცნიერულად დასაბუთებული განსაზღვრება.

რუკაში ცოდნა ნიშნების საშუალებით არის გადმოცემული და ამიტომ ექვს გარეშეა, რომ რუკის ენა ნიშნების ენად უნდა იქნეს მიჩნეული. როგორც ყოველი ნიშნობრივი სისტემა, რუკის ენა იმით განსხვავდება ჩვეულებრივი სიტყვების ენისაგან, რომ ყოველ ცნებას, მსჯელობას თუ დანასაკვს იგი გადმოს-ცემს ნიშნებით, მაგრამ საბოლოოდ მათ მაინც ჩვეულებრივი სიტყვების ენით გაშიფრავს.

რუკის ენას აქვს სპეციფიკა, რომელიც განასხვავებს მას ყველა სხვა ნიშნო-ბრივი სისტემისაგან და მისი არსებობის პრინციპულ აუცილებლობას აპირო-ბებს. ეს სპეციფიკა ამ ენის ყოველი ნიშნის სივრცით განსაზღვრულობაში მდგომარეობს. რუკის ენა მხოლოდ იმდენად არის საჭირო, რამდენადაც ადამიანის პრაქტიკულ მოღვაწეობას და შემეცნებას ობიექტური სინამდვილის საგნე-ბის სივრცე აინტერესებს.

რუკის ენით სივრცითი განსაზღვრულობა აისახება იმდენად, რამდენადაც იგი გარკვეული მატერიალური საგნის შინაარსის აუცილებელი ატრიბუტია. ამიტომ რუკის ენით ერთდროულად აისახება საგნის როგორც სივრცითი, ისე შინაარსეული განსაზღვრულობა. და რაკი ერთიცა და მეორეც დროულ ცვალებადობას განიცდის, რუკის ენაში ამ განსაზღვრულობათა დროული ცვალებადო-ბის ან დინამიკის ასახვის საკითხიც თავისებურად წყდება.

რუკის ენას ქმნის კარტოგრაფიულ სახვით საშუალებათა ერთიანი სისტემა, რომელშიც იგულისხმება ნიშნები და მათი ოპერირების პრინციპები და ხერხები. ამ ნიშნების რაოდენობა ურიცხვია, მაგრამ მათი დაჯგუფება შესაძლებელიც არის და საჭიროც. გამოიყოფა 10 ჯგუფი: 1) საკუთრივ ნიშნები, 2) მოძრაობის ხაზები, 3) იზოხაზები, 4) ფრონტალური და ფიქსირების ხაზები, 5) თვისობრივი ფონი, 6) არეალები, 7) წერტილები, 8) რიცხობრივი ფონი, 9) დიაგრამები და 10) გრაფიკები. ყოველი მათგანი შეიცავს უამრავ სახეს, ყოველ მათგანს რუ-კაზე ლოკალიზაციის სრულიად გარკვეული ფორმა აქვს, რაც ობიექტური რეა-ლობით არის განპირობებული. პირველი ჯგუფის ნიშნები ყოველთვის წერტილ-შია ლოკალიზებული, მეორე, მესამე და მეოთხე — ხაზში; მეხუთე, მეექვსე, მეშვიდე და მერვე — ფართობში; მეცხრესა და მეათეს ლოკალიზაციის ყოველი ფორმა აქვს.

ყოველი ნიშანი ასახავს საგნის როგორც სივრცით, ისე შინაარსეულ განსა-ზღვრულობას. სივრცითი განსაზღვრულობა აისახება გარკვეული ხარისხით აბსტრაქტიზებული სახით, ხოლო შინაარსეული განსაზღვრულობა — ყოველ-თვის განზოგადებული სახით (ზოგჯერ მოცულობითი ზოგადის, ზოგჯერ კი ში-ნაარსეული ზოგადის სახით). ამაში გამოიხატება კერძოსა და ზოგადის ერთიანობის ასახვის კარტოგრაფიული ფორმა. აბსტრაქტიზების ხარისხს სივრცის მას-შტაბი განსაზღვრავს, განზოგადებისას კი — შინაარსისა.

რუკის ენით საგნის სივრცითი განსაზღვრულობის სამი მხარე აისახება: სივრცითი ლოკალიზაცია, ურთიერთლოკალიზაცია და გარეგანი ფორმა. სივრცითი ლოკალიზაცია რუკის ენის შემეცნებითი არსის უმნიშვნელოვანესი მხარეა, მასში იფულისხმება საგანი, რომლის სივრცითი ლოკალიზაციის ასახვა ხდება და ათვლის ის სივრცითი სისტემა, რომლის მიმართაც მისი მდებარეობა (სივრცე) ისაზღვრება. პლანეტის ათვლის მთავარ სივრცით სისტემას მერიდიანებისა და პარალელების ბადე წარმოადგენს, რუკაზე კი — ამ ბადის გამოსახულება (პლანეტის გარეგანი სახის აბსტრაქტიზებული ანასახი). საჭიროების შესაბამისად გამოიყენება ათვლის დამატებითი სივრცითი სისტემები. სივრცითი განსაზღვრულობა უცილობლად აისახება ორი განზომილებით, საჭიროებისამებრ კი — სამით.

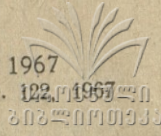
რუკის ენით საგნის შინაარსეული განსაზღვრულობის შემდეგი მხარეები აისახება: არსება, თვისობრიობა, ოდენობრიობა და თვისობრივ-ოდენობრივი სტრუქტურა (ეს ორი უკანასკნელი — აბსოლუტურსა ან შეფარდებით მიჩვენებულებში).

რუკის ენით საგნის სივრცისა და შინაარსის დროული ცვალებადობის ასახვაც ხერხდება: დროულად ფიქსირებული ან ათვლის გარკვეულ დროულ სისტემაში ლოკალიზებული გამოსახულების სახით.

რუკის ენა შეიძლება განისაზღვროს როგორც სპეციფიკური ნიშნობრივი სისტემა ობიექტური რეალობის საგნების კონკრეტული სივრცის აბსტრაქტიზებული, ხოლო შინაარსის განზოგადებული და დროულად განსაზღვრული ასახვისათვის.

რუკის ენასა და ჩვეულებრივ სალაპარაკო ენას შორის გარკვეული ერთიანობა არსებობს: რუკის ენით აისახება საგნის სივრცე და მხედველობაში აქვთ მისი შინაარსი, ჩვეულებრივი სალაპარაკო ენით ასახული; ამ უკანასკნელით აისახება საგნის შინაარსი და მხედველობაში აქვთ მისი სივრცე, რუკის ენით ასახული. ამიტომ ჩვეულებრივი სალაპარაკო და რუკის ენა ერთიანია, მაგრამ არა იგივეობრივი.

რუკის ენის არსებობის ფაქტი, განპირობებული საზოგადოებრივი პრაქტიკით, თავის მხრივ აპირობებს ობიექტური სინამდვილის ასახვის სპეციფიკურ, კარტოგრაფიულ ფორმას, რაც უცილობელი შემეცნებითი საშუალებაა, როცა კვლევის ინტერესი საკვლევი საგნის სივრცეს ეხება. ამით არის გამოწვეული კარტოგრაფიის მჭიდრო კავშირი სხვა მეცნიერებებთან.



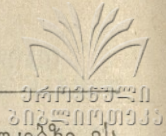
8. ჰაიზილი

ცივი-გომბორის ქედის გეოგრაფიკული მდებარეობის

ცივი-გომბორის ქედი წარმოადგენს საქართველოს მთათაშორისო დებარე-სიის აზვევებულ ნაწილს. მორფოლოგიურად იგი დაკავშირებულია კახეთის ქედთან, რომელსაც მთა შახვეტილთან (1333.5 მ) გამოეყოფა ტექტონიკური დებარესიით და მთა ჭოტორამდე (1884.0) 97 კილომეტრის მანძილზე სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულება აქვს.

მთა შახვეტილსა და მთა ბერტყეს (1468.9) შორის, თხილის გადასასვლე-ლის მიდამოებში ტექტონიკური დებარესია რელიეფის 300—400-მეტრიანი და-დაბლებით არის გამოხატული. მთა ბერტყედან მთა გომბორამდე ქედი 27 კმ მანძილზე თანდათანობით მდლდება 1840 მეტრამდე. ამ მონაკვეთზე არის 11 მწვერვალი, რომელთა აბსოლუტური სიმაღლე 1200 მეტრს აღემატება, 10 უღელტეხილის საშუალო სიმაღლე 1485 მ უდრის, ხოლო ქედის საშუალო სი-მაღლე კი 1603 მეტრს. მთა გომბორიდან (1840.4) მთა მანავის-ცივამდე (1682.1), 17 კმ მანძილზე ცივი-გომბორის ქედი მაქსიმალურად არის ამაღლებული. ქე-დის ეს მონაკვეთი ინარჩუნებს სამხრეთ-აღმოსავლურ მიმართულებას და მისი თხემის აბსოლუტური სიმაღლე 1800 — 1900 მ აღწევს. ქედის ცენტრალურ ნაწილში 5 მწვერვალის სიმაღლე 1600 მ-ს აღემატება, 3 მწვერვალის—1700-მ-ს და მხოლოდ ერთი — მთა ცივი — აღწევს 1990 მ-ს და ითვლება ცივი-გომბო-რის ქედის უმაღლეს მწვერვალად. მთა გომბორსა და მთა მანავის-ცივს შორის მთავარ წყალგამყოფს მხოლოდ ერთი უღელტეხილი—გომბორი (1614.0) ანაწევ-რებს 300 — 350 მეტრით. მთა მანავის-ცივიდან მთა ჭოტორამდე (1084), 40 კმ მანძილზე ცივი-გომბორის ქედი კვლავ სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულები-სა და 1000 მეტრამდე დაბლდება. ცოტა უფრო სამხრეთით, ქ. სიღნაღის მიდა-მოებში იგი განიცდის შევიწროვებას ალაზნისა და იორის ვაკეებს შორის და კარავს მორფოლოგიურ სახეს. ქედის თხემი უკანასკნელ მონაკვეთზე უფრო ნაკლებად არის დანაწევრებული, ვიდრე ცენტრალურ და დასავლურ ნაწილებში. ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის სიგანე საშუალოდ 18—20 კმ უდრის და დანაწევრებულია მდინარე ალაზნის მარჯვენა შენაკადე-ბის ეროზიული ხეობებით. ამრიგად, ცივი-გომბორის ქედი მორფოლოგიურად წარმოადგენს კავკასიონის სამხრეთ ფერდობთან დაკავშირებულ, ალაზნისა და იორის ვაკეებს შორის მოქცეულ, სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულების სა-შუალომთიან ასიმეტრიულ სტრუქტურულ-ეროზიულ ქედს.

ცივი-გომბორის ქედის პირველ ზოგად დახასიათებას ვხვდებით ვახუშტი



ბაგრატიონის შრომაში (XVIII საუკ.), ხოლო მის მიერ შედგენილ რუკებზე ეს ქედი იმ დროის შესაბამისად საკმაო დეტალურობით არის ასახული.

ცივი-გომბორის ქედის ვახუშტისეული კარტოგრაფიული გამოსახულება XX საუკუნემდე არ შეცვლილა. XIX საუკუნის დასასრულსა და XX საუკუნის დასაწყისში, კავკასიის ერთევისიან აგეგმვასთან დაკავშირებით შედგენილ იქნა ქედის დეტალური ტოპოგრაფიული რუკები, რომლებიც შემდგომში კიდევ უფრო დაზუსტდა და მათზე მთელი სისრულით აისახა არა მარტო რელიეფი, არამედ სხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტები (ჰიდროგრაფიული ქსელი, მცენარეული საფარი და სხვ.).

ცივი-გომბორის ქედის გეოლოგიის პირველი მკვლევარია ა. რიბინინი (31), შემდეგში ნ. ვასოვეიჩი (17, 18), ი. ი. კარსტენსი (21, 22), ნ. კუდრიავცევი (28, 29) და სხვები. დასახელებულმა მკვლევარებმა შექმნეს თანამედროვე წარმოდგენების საფუძველი ქედის სტრატეგრაფიისა და ტექტონიკის შესახებ.

დიდი სამამულო ომის წლებში ცივი-გომბორის ქედის შესწავლას აწარმოებდა ვ. ედილაშვილი, სამამულო ომის შემდეგ კი ქედის სტრატეგრაფიისა და ტექტონიკის შრომები მიუძღვნა ალ. ჯანელიძემ (12, 13).

ცივი-გომბორის ქედის გეომორფოლოგიური შესწავლა პირველად მთელი კავკასიის ან საქართველოს რელიეფის შესწავლის ფონზე ხდებოდა. ი. კარსტენსის შრომებში საკმაო ადგილი აქვს დათმობილი ქედის რელიეფის განვითარების ისტორიის საკითხებს. იგი იზიარებს ვარდანიანცის შეხედულებას კავკასიონის სიხალგაზრდავის შესახებ, და აქედან გამომდინარე, ცივი-გომბორის ქედის უმაღლესი მწვერვალების — ცივისა და მანავის-ცივის მიდამოებში (კონტინენტური ფაციესის ალაზნის წყებაზე) აღწერს ბაქოური ასაკის მოსწორებულ ზედაპირებს. ამით დასტურდება ქედის რელიეფის მხოლოდ ბაქოურის შემდგომი ასაკი. ეს შეხედულება შემდეგში ლ. მარტაშვილმა გააკრიტიკა (5). მის მიხედვით, ქედის რელიეფი უფრო ძველია, ვიდრე ფიქრობდნენ. 1954 წელს გ. ჩანგაშვილმა შეისწავლა ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობი. იგი განსაკუთრებით უხვ მასალას იძლევა თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესების შესახებ. ქედის სამხრეთ-დასავლურ ფერდობზე მდინარე იორის ტერასების შესახებ მასალას ვპოულობთ ნ. ასტახოვის (1), ლ. კოლოშვილის (27), ვ. ლეჟავას (3, 4) და სხვათა შრომებში.

პალეოგეოგრაფიულ მასალებს, რომელიც ეყრდნობა ქედის ტერიტორიაზე გავრცელებული მეოთხეული ასაკის ნალექების შესწავლას, ვხვდებით დ. წერეთლის მონოგრაფიაში (33).

ცივი-გომბორის ქედის შესწავლას ჩვენ ვაწარმოებთ 1951 — 1952 წლიდან. შესრულებულ იქნა მრავალი მარშრუტი, რის შედეგადაც მოვახდინეთ ქედის რელიეფის მსხვილმასშტაბიანი გეომორფოლოგიური კარტირება. წინამდებარე სტატიაში გამოვთქვამთ რიგ შეხედულებებს ქედის თანამედროვე რელიეფის თავისებურებასა და მისი განვითარების ისტორიაზე, რამაც შეიძლება გარკვეული წვლილი შეიტანოს ამ საკითხის შესახებ ერთიანი აზრის ჩამოყალიბებაში.

ცივი-გომბორის ქედის სტრატეგრაფიული სვეტი იწყება იურული ასაკის პორფირიტული წყებიდან და თავდება ზედა პლიოცენური (აღჩაგილ-აფშერო-

ნული) ასაკის მძლავრი კონტინენტური წყებით. ალ. ჯანელიძის (13) გამოკვლევებით საბოლოოდ დადგინდა ქედის სამხრეთ ნაწილში გაშიშვლებული ვულკანოგენური წყების ბაიოსური ასაკი. ქედის ბირთვი მთელ სიგრძეზე, თხილიას უღელტეხილიდან ს. ბაკურციხის მერიდიანამდე, თითქმის 76 კმ მანძილზე საშუალოდ 7 — 8 კმ სიგანის ცარცული ასაკის ქვიშაქვებით, კირქვებითა და მერგელებით არის აგებული. ცარცული ასაკის წყებები ძლიერ დისლოცირებულია, როგორც დიზუნქტური, ისე პლიკატური დისლოკაციების შედეგად. ქედის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში, სადაც მათი გავრცელების ზოლი 12 — 14 კმ-დე ფართოვდება, სინკლინებში შემორჩენილია პალეოგენური ასაკის ნალექები. ქედის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში ცარცული ნალექების გავრცელების ზოლი თანდათანობით შევიწროებას განიცდის და აღმოსავლეთისაკენ დაძირვის პირობებში მყოფ რამდენიმე ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭის აგებულებაში მონაწილეობს. ს. ბაკურციხის მერიდიანზე ცარცული ნალექები დაფარულია აღჩაგილ-აფშერონული კონტინენტური წყებით. მესამეული ასაკის ტერიგენული ნალექების მძლავრი წყებები ცივი-გომბორის ქედის სამხრეთ-დასავლურ ფერდობს აგებენ მთელ სიგრძეზე. ზოგან, მაგალითად გომბორის უღელტეხილის მიდამოებში და მდინარე ლაკბეს ხეობის ზემო ნაწილში ქედის მთავარი წყალგამყოფი აგებულია მესამეული ნალექებით. ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობი სოფელ ქისტაურიდან სიღნაღამდე, თითქმის 66 კმ-ის მანძილზე აგებულია აღჩაგილ-აფშერონული ასაკის მძლავრი კონტინენტური წყებით. სოფელ წინანდლის მერიდიანზე ამ წყების გავრცელების ზოლის სიგანე 8 კილომეტრს აღწევს. უფრო სამხრეთით და ჩრდილოეთით კი ის თანდათანობით ვიწროვდება. ცივი-გომბორის ქედის სამხრეთ-დასავლურ ფერდობზე აღჩაგილ-აფშერონული წყება შიშვლდება სოფლების — კაკრეთის და ჩალაუზნის მიდამოებში. ქედის ყველაზე მაღალი პიქსომეტრიული მონაკვეთი მ. ცივის (1990 მ) და მანავეის-ცივის (1682 მ) მიდამოებში იმავე აღჩაგილ-აფშერონული კონტინენტური ფორმაციებით არის აგებული. მეოთხეული კონტინენტური ნალექების სრული აღწერილობა მოცემულია დ. წერეთლის მონოგრაფიაში (33). ავტორი საკვლევ ტერიტორიაზე აღწერს ალუვიურ, პროლუვიურ, დელუვიურ და ტბიური გენეზისის ფხვიერ ნალექებს. გომბორის ქედის ტექტონიკურ აგებულებას მიეძღვნა რენგარტენის (30), ა. ჯანელიძის (11, 12, 13), ნ. ვასოვიჩის (16, 17, 18), ი. კარსტენსის (1935), ი. კახაძის (1947), აგრეთვე ვ. ედილაშვილის (1945), ვ. კრესტნიკოვის (25, 26), პ. ქვარცხავას (23) შრომები.

მკვლევართა ერთი ჯგუფი (ვ. რენგარტენი, ნ. ვასოვიჩი, ი. კარსტენსი, ვ. კრესტნიკოვი) საკვლევ ტერიტორიას განიხილავს ალპური ტიპის შარაიუების თვალსაზრისით. ისინი ქედის ფარგლებში აღწერენ ჰინჯკელის ტექტონიკურ ზეწარს. ქართველი გეოლოგები — ალ. ჯანელიძე, ი. კახაძე, ვ. ედილაშვილი, პ. გამყრელიძე და სხვები უარყოფენ ცივი-გომბორის ქედზე შარაიუების არსებობას. პ. გამყრელიძის საქართველოს გეოტექტონიკური სქემის მიხედვით ცივი-გომბორის ქედის მეზოზოური ნალექებით აგებული ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობი შედის კავკასიონის ქედის სამხრული ფერდობის მესტია-თიანეთის მეზოზოური კარბონატული ფლიშის ზონის უინვალ-გომბორის ქვეზონაში, ხოლო ამ ფერდობის აღჩაგილ-აფშერონული კონტინენტური წყებით აგე-

ბული ნაწილი კი იმავე სისტემისაა და შედის ალაზნის დაძირვის ქვეზონაში. ამ ავტორის მიხედვით სამხრეთ-დასავლური ნაწილი ცარცული და მესამეული სისტემის ნალექების კონტაქტის სამხრეთით ეკუთვნის საქართველოს ბელტის მუხრან-ტირიფონისა და გარე კახეთის ქვეზონებს (35).

ქედის ღერძული ნაწილის და ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის ამგებ ცარცულ ნალექებში განვითარებული რთული ნაოჭები ქედის თხემური ნაწილი-სადმი თითქმის პარალელურია. ნაოჭები უმთავრესად იზოკლინური ხასიათისაა. ნალექების გავრცელების ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში ისინი სამხრეთისაკენ არიან $40 - 60^\circ$ -ით გადახრილი, უფრო სამხრეთ-აღმოსავლეთით ნაოჭები მეტ-ნაკლებად ამართული და ნაკლებ შეკუმშულია. აქ ანტიკლინურ და სინკლინურ ნაოჭთა ღერძები თანდათანობით იძირებიან აღჩაგილ-აფშერონული ნალექების ქვეშ. გარდა პლიკატური დისლოკაციებისა, დასახელებულ ქვეზონას განცდილი აქვს დიზუნქტური დისლოკაციაც. ზურზუბეთის და ორხევის რღვევებით მეზოზოური ნალექები შემოცოცებულია სამხრეთისაკენ, მესამეულ ტერიგენულ წყებებზე. ცივი-გომბორის ქედის სამხრეთ-დასავლური ფერდობის მესამეული წყებები რამდენადმე ნაკლებად არის დისლოცირებული, ხოლო ქედის თხემური ნაწილისა და მისი ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის პერიფერიული ნაწილის აღჩაგილ-აფშერონული წყება ძირითადად მონოკლინს ქმნის.

ცივი-გომბორის ქედის რელიეფის ასაკის შესახებ სამეცნიერო ლიტერატურაში განსხვავებული შეხედულებები არსებობს. ს. კუზნეცოვისა და ი. კარსტენსის მიხედვით ეს ქედი მთლიანად პენეპლენიზირებულ იქნა ბაქოური საუკუნის დასასრულს. ვრცელი პენეპლენი დიფერენციული ვერტიკალური მოძრაობის შედეგად აზვევებულ იქნა სხვადასხვა პიფსომეტრიულ დონეზე. ნეოგენურ სუბსტრატზე გამომუშავებულ პენეპლენს აღნიშნული ავტორები აღწერენ ცივი-გომბორის ქედის უმაღლესი მწვერვალის — მ. ცივის მიდამოებში და სხვა ადგილებში.

ლ. მარუაშვილის მიხედვით ს. კუზნეცოვისა და ი. კარსტენსის შეხედულებები მოკლებულია ფაქტობრივ მასალებს და ტენდენციურია. ასეთი დასკვნა გამომდინარეობდა ლ. ვარდანიანცის შეხედულებებიდან საერთოდ მთელი კავკასიონის ქედის სიახალგაზრდავის — მეოთხეული ასაკის შესახებ. ლ. მარუაშვილმა უარყო მთა ცივის მიდამოებში მოსწორებული ზედაპირების არსებობა ცივის წყებაზე. ამ ავტორმა მოსწორებული ზედაპირები ნახა ქედის ჩრდილო-აღმოსავლურ ფერდობზე და მის თხემურ ნაწილში (მდ. ჭერმის-ხევის აუზის სათავეებში), მაგრამ იმის გამო, რომ ისინი გამომუშავებულია უფრო ძველ ცარცულ და პალეოგენურ წყებებზე, აღნიშნა მათი ქვედა მიოცენური ასაკი. ამ ზედაპირებმა შემდგომში კვლავ განიცადა დაძირვა და მიოპლიოცენური ტერიგენული ნალექების მძლავრი წყებით დაიფარა. მოგვიანებით ქედის ხელახალ აზვევებასთან დაკავშირებით, რომელიც მარუაშვილის მიხედვით ზედა პლიოცენში დაიწყო, ერთობამ ძველი ზედაპირი კვლავ გააშიშვლა და ამიტომ იგი წარმოადგენს ძველი გენერაციის რელიეფის ნაშთებს თანამედროვე რელიეფში. ცივი-გომბორის ქედზე მოსწორებული ზედაპირების ფრაგმენტები ჩვენს მიერაც იქნა შესწავლილი სხვადასხვა პიფსომეტრიულ სიმაღლეებზე მდინარეების — თურდოს, კისის-ხევის და ჭერმის-ხევის აუზებში. მაგრამ ისინი არსად არ კვეთენ ნეოგენურ ნალექებს. მიუხედავად ზემოაღნიშნულისა, ლ. მარუა-

შვილის დასკვნა ქედის პლიოცენ-მეოთხეულის ასაკის შესახებ უკანასკნელ პერიოდში მოპოვებულ მასალებზე დაყრდნობით ამჟამად შეიძლება შეცვლილი იქნას. კერძოდ, კონტინენტური ფაციესის ალაზნის წყება (Геология СССР, т. X, Груз. СССР), სოფელ წითელწყაროს სამხრეთულ მიმართულებაზე თანდათანობით გადადის ფაუნით დათარიღებულ აღჩაგილ-აფშერონულ ზღვიურ წყებაში.

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ალაზნის წყებით არის აგებული ცივი-გომბორის ქედის უმაღლესი ნაწილი — მ. ცივის (1990) მიდამოები, რითაც დასტურდება ქედის მხოლოდ მეოთხეული ასაკი.

ქედის რელიეფის შესწავლის პირველ ეტაპზე ვასოვენიჩმა (34) და კარსტენსმა (22) მის სხვადასხვა ნაწილებში აღწერეს რამდენიმე ტერასული ზედაპირი. ლ. მარუაშვილის მიხედვით ქედის ფარგლებში ტერასული ზედაპირები არ არსებობს მისი ტექტონიკური ევოლუციის სპეციფიურობის გამო. ჩვენს მიერ ტერასული ფრაგმენტები ფიქსირებულ იქნა მდინარეების — თურდოსა და კისის-ხევის აუზებში ცარცული ფლიშური წყებებით აგებულ ცოკოლებზე, 10 — 15 მეტრის სიმძლავრის ალუვიური წყებებით, მაგრამ იმის გამო, რომ ასეთ ტერასებს ფართო გავრცელება არ ახასიათებთ, მათი რიცხვისა და რიგის დადგენა, აგრეთვე ურთიერთკორელირება გაძნელებულია და შეიძლება განხორციელდეს მომავალში ახალი დეტალური გამოკვლევების შედეგად. იქედან გამომდინარე, რომ ქედის სტრუქტურული ერთეულები და მისი მთავარი ოროგრაფიული ღერძი დაახლოებით პარალელურია და აღჩაგილ-აფშერონული კონტინენტური წყება სუსტად არის დისლოცირებული (ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის პერიფერიული ნაწილი აგებულია ერთ მონოკლინალ წარმოდგენილი აღჩაგილ-აფშერონული წყებით), შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ მეოთხეულში ქედმა განიცადა თალისებური აზევება. ცარცული ნალექების გავრცელების ზოლი, რომელიც წყალგამყოფთან უშუალო მახლობლობაში მდებარეობს მეოთხეულში საკვლევი ტერიტორიის მაქსიმალური აზევების ზონად უნდა იქნეს მიჩნეული. მისი რამდენადმე დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა სამხრეთ-აღმოსავლეთით მესამეული ქანების ზონასთან შედარებით, რომლითაც აგებულია ქედის თხემი და სამხრეთ-დასავლური ფერდობი, გამოწვეული უნდა იყოს უფრო ფხვიერი ალაზნის წყების ნალექების ჩამორეცხვით. ქედის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილებში აზევების ტემპები შედარებით სუსტი იყო და ამის გამო რელიეფს მნიშვნელოვანი დენუდაციაც არ განუცდია. ქ. სილნაღის მიდამოებში კი ხმელეთის აზევების ტემპები იორის ზეგნის აზევების ტემპებს გაუთანასწორდა.

ცივი-გომბორის ქედის მოდელირებაში მეოთხეული პერიოდის მანძილზე ძირითადი როლი შეასრულა ეროზიამ, რომელიც თავის მხრივ ფუნქციონალურ დამოკიდებულებაში იმყოფებოდა ქედის აზევების ტემპებთან.

ცივი-გომბორის ქედის აზევებისა და მის პარალელურად ალაზნის დებრესიის ჩამოყალიბებასთან დაკავშირებით, უკანასკნელი დაკავებული იქნა მდინარე ალაზნის მიერ. საკვლევი ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში კი ჩამოყალიბდა შედარებით ნაკლები ტემპებით აზევებადი იორის ზეგანი, მასზე არსებულმა პალეოიორმა ანტიცედენტურად გაჰყვება გომბორ-საგურამო-იალნოს აზევებადი ზონა და შეინარჩუნა თავისი პირველადი მდგომარეობა. ცივი-გომბორის

ქედის ოროგრაფიული ღერძის პარალელურად, მის ჩრდილოეთით მდინარე ალაზნის, ხოლო სამხრეთით მდინარე იორის ხეობების ჩამოყალიბებამ განაპირობა ქედის ფერდობების დანაწევრება ამ ორი მდინარის შენაკადთა ხეობებით. ქედის თხემის ყველაზე მაღლა აზევებულ მთა გომბორისა (1840 მ) და ცივის (1990 მ) მონაკვეთზე 800 — 1000 მეტრის სიღრმის ხეობები ანაწევრებენ მის ორივე ფერდობს. უფრო ჩრდილოეთით და სამხრეთით, ქედის შედარებით დადაბლებასთან დაკავშირებით, რელიეფის ვერტიკალური დანაწევრების მაჩვენებელი შედარებით დაბალია და ქ. სიღნაღის მიდამოებში 50 — 100 მეტრის სიმაღლემდე ეცემა. ღრმა ეროზიული ხეობები, რომლებსაც მრავალრიცხოვანი მეორე რიგის ხეობები უერთდება, გამომუშავებულია ქედის შედარებით განიერ ჩრდილო-აღმოსავლურ ფერდობებზე. აქ მდინარე თურდოს ხეობის სიგრძე თითქმის 12 კმ-ს უდრის, მდინარე ჭერემის-ხევის — 24 კმ-ს, ხოლო მდინარე კისის-ხევისა კი — 18 კმ-ს. ხოდაშნის-ხევის სიგრძე 8 კმ-ს უდრის, მდინარე ორვილისა — 9 კმ-ს, მდინარე კინტისის-ხევის — 8 კმ. აღმოსავლეთ ნაწილში კი შედარებით მნიშვნელოვანი (14 კმ) სიგრძით ფაფრის-ხევის ხეობა ხასიათდება, მის აღმოსავლეთით კი, ქედის ჩრდილო-აღმოსავლურ ფერდობზე, მხოლოდ 3 — 4 კმ სიგრძის ხეობებია 50 — 100 მეტრის სიღრმით.

ქედის სამხრეთ-დასავლურ ფერდობზე მნიშვნელოვანი სიგრძით მხოლოდ მდინარეების — გომბორის (12 კმ), ლაფიანის-ხევის (10 კმ) და როგოლანთწყლის (8 კმ) ხეობები ხასიათდება. კიდევ უფრო სამხრეთით კი მდინარე იორის მარცხენა შენაკადების უმრავლესობა ვერც კი აღწევს მთავარ მდინარემდე, 2—3 კმ სიგრძისა და 50 — 70 მეტრის სიღრმის ხეობები აქვთ გამომუშავებული. ქედის ორივე ფერდობზე როგორც ალაზნის, ისე იორის შენაკადები ოროგრაფიული ღერძის პერპენდიკულარულად არიან გამომუშავებული, ამის გამო ისინი ურთიერთპარალელური არიან და ძველ ანტიკლინურ და სინკლინურ ნაოჭებს პერპენდიკულარულად კვეთენ.

ცივი-გომბორის ქედის მთავარ თხემს, განსაკუთრებით მის ჩრდილოეთ ფერდობზე, მასში გამომუშავებულ მდინარე ალაზნის მარჯვენა შენაკადების აუზების წყალგამყოფები საშუალომთიანი განშტოებების სახით გამოეყოფიან. ისინი ქედის მაღალ ნაწილში 7 — 9 კმ მანძილზე ინარჩუნებენ 1400 — 1900 მეტრის სიმაღლეს. კიდევ უფრო აღმოსავლეთით სწრაფად დაბლდებიან და როგორც ალაზნის ვაკეზე, ისე იორის ზეგნის პერიფერიულ ნაწილებში კარგავენ დამოუკიდებელ სახეს.

ცივი-გომბორის ქედის თხემის პერპენდიკულარული განშტოებანი გამომუშავებულია მეზო-კაინოზოური ქანებით აგებული ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭების პერპენდიკულარულად და შეუსაბამობაშია სტრუქტურებთან. ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის როგორც ყველაზე მაღალ ცენტრალურსა, ისე პერიფერიულ დაბალ ნაწილებში წყალგამყოფი ქედები მოკლებულია რელიეფის მახვილ ფორმებს და წარმოდგენილია გლუვი მწვერვალებითა და უღელტეხილებით. მდინარეთა უმრავლესობა ცივი-გომბორის ქედის ორივე ფერდობზე მეტწილად ქმნის ტიპურ V-სებურ ხეობებს, რომელთა ფერდობების დახრილობა ცვალებადობს ქედის სხვადასხვა ნაწილში ჰიფსომეტრიულ დონეებსა და ლითოლოგიურ პირობებს შორის განსხვავებულთა არსებობის გამო.

ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის დიდი მდინარეების — თურდოს,

კისის-ხევის და ჭერმის-ხევის ხეობების ჭრილები ყუთისებური მოყვანილობისაა. მათ ხეობებს ახასიათებთ შედარებით დამრეცი და განიერი ფერდობები და ბრტყელი და ფართო ფსკერი. ეს მოვლენა გამოწვეულია ფერდობების ამგები ფხვიერი ქანების გამოფიტვის პროდუქტთა დაგროვებით ხეობის ფსკერზე, საიდანაც მათი გატანა გაძნელებულია მდინარეთა წყალმცირობის გამო.

ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის მდინარეთა გასწვრივი პროფილების გამომუშავების ხარისხი გვაფიქრებინებს, რომ პლიოცენის შემდეგ ალაზნის დეპრესიაში აკუმულაციის ტემპები აღემატებოდა დაძირვის ტემპებს. ამით უნდა იყოს გამოწვეული ქედის განაპირა ნაწილებში განვითარებული გამოზიდვის კონუსების წვერის ღრმად შეჭრა მდინარეთა ხეობებში.

ცივი-გომბორის ქედის ორივე ფერდობზე ხშირად ვხვდებით ეროზიულ მოწმეებს ბრტყელი ზედაპირის 50—70 მეტრის შეფარდებითი სიმაღლის მქონე გორაკების სახით, რომელთა ერთ მხარეზე მდებარეობს თანადროული მდინარის კალაპოტი, ხოლო მეორეზე — მდინარის დონედან 15 — 20 მეტრზე — რელიქტური ხეობის ფსკერის ფრაგმენტი. მდინარე თურდოს მარცხენა ფერდობის ასეთ ნახეობარზე გაშენებულია სოფელი თეთრი-წყლები, ხოლო მდინარე გომბორის ხეობაში კი — სოფელ გომბორის ერთი ნაწილი.

გარდა ზემოაღნიშნულისა, ცივი-გომბორის ქედზე ფართოდ არის გავრცელებული მშრალი ხეცების მიერ შექმნილი ბედლენდური უბნები. მათი გავრცელების არეალები დაკავშირებულია ადვილად შლალი ალაზნის წყების გაშინვლევებთან. მაღალ ციცაბო ფერდობებს, ცალკეული შევრილებით დაკბილული თხემის მქონე მოკლე ქედებს, ვიწრო და ღრმა ხეობებს, ბუნებრივ სვეტებსა და საფეხურებიან ქარაფებს ხშირად ვხვდებით საკმაოდ ვრცელ ტერიტორიაზე. თავსხმა წვიმების დროს მათი დაშლის პროდუქტები ღვარცოფულ ნაკადებს ქმნის. ქედის ჩრდილო-აღმოსავლურ ფერდობზე ბედლენდური რელიეფის უბნები გვხვდება მთავარი ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური განშტოებების თხემურ ნაწილებში, ხოლო სამხრეთ-დასავლურ ფერდობზე კი — მთავარი წყალგამყოფი ქედის თხემურ ნაწილში, კერძოდ გომბორის, ლაფიანი-ხევის, როგოლაანთ-წყლის და სხვა მდინარეების სათავეებში. ცივი-გომბორის ქედზე ჩვენს მიერ შენიშნულ იქნა რელიქტური ხეობებიც. ერთ-ერთი ასეთი ხეობა მდებარეობს მდ. თურდოსა და კისის-ხევის წყალგამყოფზე, მთა მურყან-ყელის ჩრდილოეთით 1710 მ სიმაღლეზე და ცივი-გომბორის ქედის მთავარ წყალგამყოფზე მ. მანავის-ცივის ჩრდილოეთით 1380 მ-ს სიმაღლეზე. თუ მივიღებთ მხედველობაში, რომ უკანასკნელი ნახეობარის აღმოსავლეთით, მდ. ჭერმის-ხევის ხეობის ზემო ნაწილს 14 კმ მანძილზე სამხრეთ-აღმოსავლური (გასწვრივი ანუ სუბსეკვენტური) მიმართულება აქვს, შეიძლება ვივარაუდოთ ცივი-გომბორის ქედის აზვევბამდე მდინარე ალაზნის ხეობის თანამედროვესთან შედარებით უფრო დასავლური მდებარეობა. კერძოდ, ჩვენი შეხედულებით აღწერილი ნახეობარი მდინარე ალაზნის ძველი ხეობის ფრაგმენტს უნდა წარმოადგენდეს და, ამრიგად, მას ქედის თხემის მახლობლობაში მისი პარალელური მიმართულება ჰქონდა. შემდეგში ქედის აზვევბასთან და ალაზნის ვაკის დაძირვასთან დაკავშირებით მკვეთრად გარდაიქმნა ჰიდროგრაფიული ქსელი. ალაზნმა გადაინაცვლა მაქსიმალური დაძირვის ზონაში და მისი ადრინდელი დასავლური ხეობა დაშრა. ამ ზონის შემდგომი აზვევებების შედეგად იგი 1710

მეტრის სიმაღლეზე აღმოჩნდა და მისი აუზი გადანაწილდა ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის მდინარეთა აუზებს შორის, რომლებიც უმეტესად ქედის თხემისა და სტრუქტურების პერპენდიკულარულად გამოქმუშავდნენ.

ცივი-გომბორის ქედის პერიფერიულ ნაწილებში, როგორც ალაზნის ვაკის მეზობელ ტერიტორიებზე, ისე იორის ზეგნის მოსაზღვრე ზოლში, იქ, სადაც მდინარეები ვაკეებზე გამოდიან და მათი წყალგამყოფი სერები როგორც ქედის მთავარი წყალგამყოფის განშტოებები, დაბლდებიან და ხეობებიც ჰკარგავენ მორფოლოგიურ სახეს, ფართოდ არის გავრცელებული აკუმულაციური ფორმები გამოზიდვის კონუსების, დელუვიური შლეიფებისა და სხვა აკუმულაციური ფორმების სახით. ტიპური გამოზიდვის კონუსები ქედის სამხრეთ-დასავლურ ნაწილში გავრთიანებულია ჩაილურის-ხევის, კარათ-ხევის, ლაზან-ხევის, ლაკ-ბეს და სხვა მდინარეების იორის ზეგანზე გამოსვლის ადგილზე. მათგან ზოგიერთ მდინარეს 20 — 30 მეტრის სიღრმის ხეობა აქვს გამოქმუშავებული, რომელთა ციცაბო, თითქმის ვერტიკალური ფერდობები სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულებით თანდათანობით დაბლდება. ცივი-გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლური ფერდობის ძირისა და ალაზნის ვაკის სასაზღვრო ზოლში გამოზიდვის კონუსები თითქმის ყველა მდინარეს აქვს გამოქმუშავებული. მათ ფართო, ზოგჯერ 3 — 4 კმ ძირი ახასიათებთ და ერთმანეთთან შეზრდის გამო ფერდობის ძირთან იგანიერ შლეიფს ქმნიან. უკანასკნელში თითქმის ყველა მდინარეს აქვს ჩაჭრილი 40 — 70 მეტრის სიღრმის კალაპოტი. ამის გამო შლეიფი დანაწევრებულია და რელიეფში ტერასულ საფეხურებს მოგვაგონებს. ჩაჭრის სიღრმე თანდათანობით იზრდება ქედის მთავარი წყალგამყოფის მიმართულებით და თითქმის ნულამდე ეცემა ალაზნის ვაკეზე. ეს მოვლენა შეიძლება ავხსნათ ახალგაზრდა ტექტონიკური მოძრაობის დროს მოსაზღვრე აკუმულაციური ვაკის კიდური ზოლის აწევების პროცესში ჩათრევით, რამაც გამოიწვია გამოზიდვის კონუსების ზედა ნაწილებისა და შლეიფის დანაწევრება. მოსალოდნელია იგივე მოვლენა გამოწვეული იყო მდინარეთა წყლიანობის ცვალებადობით მეოთხეულში. ალაზნის ტიპური აკუმულაციური ვაკე გომბორის ქედს ესაზღვრება სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან 75 კმ-ის მანძილზე. მისი ზიგანე მთელ სიგრძეზე ცვალებადობს 15 — 20 კმ ფარგლებში და ოდნავ დახრილია მდინარე ალაზნის კალაპოტისაკენ. ალაზნის ვაკის ზედაპირი დახრილია ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ და აგებულია ახალგაზრდა ალუვიური ნაფენებით.

ცივი-გომბორის ქედის რელიეფის მიკროფორმებს ქმნის მეწყერები, რომლებიც აღწერილია ა. ფოკინის (32), ნ. ასტახოვისა და დ. წერეთლის (15), პ. ქვარცხავას (23), ნ. ასტახოვის (1), ლ. მარუაშვილის შრომებში. დიდი მეწყერები, რომელთა სიგანე კილომეტრს აღემატება, ან რამდენიმე ასეულ მეტრს უდრის, გვხვდება ილტოს, ორვილის, ოსიაურის-ხევის, დიდი-რიყეს, შავკაბას-ხევის, თურდოს, კისის-ხევის, შრომის-ხევის, ურიათ-ხევის, ჰერმის-ხევის, ფაფრის-ხევის და სხვა მდინარეთა ხეობებში. მეწყერები განვითარებულია ცარცისა და პალეოგენის თიხებში, თიხაფიქლებსა და მერგალებში. აგრეთვე ზედა პლიოცენის კონგლომერატებში და მეოთხეულ დელუვიურ წარმონაქმნებში. მეწყერები ხეობათა ფერდობებზე ხშირად აგუბებენ მდინარეს და ტბებს აჩენენ. ტბათა ქვაბულები თვით მეწყერების სხეულშიც ჩნდება. გვხვდება რო-

გორც დენითი, ისე ცოცვითი მეწყერები, როგორც მოქმედი, ასევე სტაბილური მეწყერები.

კარსტული პროცესები მიმდინარეობს ზედა ცარსულ კირქვებში. კარსტული ძაბრები გვხვდება როგორც ქედის მთავარ წყალგამყოფზე, ისე მის ჩრდილო-აღმოსავლურ განშტოებებზეც, მაგალითად, მდინარე კისის-ხევისა და თურდოს წყალგამყოფზე და მთა ცივის მიდამოებში. მთა დარადაესა და მდინარე კისის-ხევს შორის ორი-სამი კარსტული ტბაა. აქ 20 — 30 მ დიამეტრის რამდენიმე ძაბრია, დანარჩენები კი უფრო მცირე ზომისაა.

თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესებიდან ფართოდ არის გავრცელებული ღვარცოფები, რომლებიც დახასიათებული აქვს ბ. ყავრინვილს (6), თ. კიკილაშვილს (24), გ. ჩანგაშვილს (7). ცივი-გომბორის ქედზე გვხვდება როგორც სტრუქტურული, ისე ტურბულენტური ღვარცოფები. სტრუქტურული ღვარცოფები, რომელშიც მყარი ნალექი სჭარბობს თხევად ნალექს, გვხვდება მდინარე ილტოს მარჯვენა შენაკად ჭარტალას-ხევიში, ხევ-გრძელაში, შავკაბასა და დიდ-რიყეს ზემო წელში. ტურბულენტური ღვარცოფული მოვლენები, რომლებიც წყლის დიდ რაოდენობას შეიცავს გაზაფხულ-შემოდგომის პერიოდში, ახასიათებს საკვლევი ტერიტორიის მეტწილ მდინარეებს. აღსანიშნავია აგრეთვე ტალახიანი გულკანები, რომლებიც გვხვდება ახტალაში, სოფელ ჭერემთან, სოფელ ბაკანასთან და მდინარე დიდ-რიყეს ზემო ნაწილში. მათგან ახტალის ტალახი საკურორტო მნიშვნელობისა და იგი პირველად ვახუშტი ბაგრატიონმა აღწერა.

ლიტერატურა

1. ასტახოვი, ნ. და მარუაშვილი ლ. — თიანეთის ქვაბული მდ. იორის ხეობაში როგორც მაგალითი მდინარეთა ხეობების ტექტონიკური შეგუბებით გაპირობებულ მორფოგენეზისა, საქ. სსრ მეც. აკად. მოამბე, ტ. XVI, № 4, 1954.
2. ვახუშტი — აღწერა სამეფოსა საქართველოსა (საქართველოს გეოგრაფია), თ. ლომოურის და ნ. ბერძენიშვილის რედაქციით. თბ., 1947.
3. ლეჟავა ვ. — მდ. იორის აუზის შუა ნაწილის რელიეფის გენეტური ტიპები და მათი გავრცელების რაიონები. ასპირანტთა და ახალგაზრდა მეცნ. მუშაკთა მეათე სამეცნ. კონფერენცია. მოხსენებთა თეზისები. თსუ, 1962.
4. ლეჟავა ვ. — მდ. იორის აუზის ქვემო ნაწილის რელიეფის გენეტური ტიპები. მოხსენებთა თეზისები, თსუ, 1963.
5. მარუაშვილი ლ. — გომბორის (კახეთის) ქედის მოსწორებული ზედაპირების შესახებ მის ისტორიასთან დაკავშირებით, საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XVI, № 5, 1955.
6. ყავრინვილი ბ. — ღვარცოფები მდ. ალაზნის აუზში (თსუ გეოგრაფიის სამეცნიერო კვლევითი ინსტიტუტი), თბ., 1936.
7. ჩანგაშვილი გ. — „უძირო ტბა“ და მისი წარმოშობა. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XV, № 3, 1954.
8. ჩანგაშვილი გ. — ალაზნის ვაკეზე და ცივი-გომბორის ქედზე მდ. ალაზნის ტერასების არსებობის შესახებ (მოხსენების თეზისები), საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტი სხ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის სამეცნ. სესია, 1954.
9. ჩანგაშვილი გ. — მდ. ალაზნის აუზის მარჯვენა მხარის გეომორფოლოგია (სოფ. ბაკურციხის ზემოთ). სადისერტაციო შრომა, თბ., 1954.
10. წერეთელი დ. — ალაზნის ველის პალეოგეოგრაფიის და რელიეფის განვითარების ისტორიისათვის. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XV, № 7, 1954.
11. ჯანელიძე ა. — საქართველოს ბელტის პრობლემა. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. I № 11, 1942.

12. ჯანელიძე ა. — ცივის წყების ასაკის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. X, № 4, 1949.
13. ჯანელიძე ა. — კახეთის ქედის ბაიოსის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XI, № 3, 1950.
14. ჯანელიძე ა. — კახეთის ქედის და ალაზნის ველის გეოლოგიური აგებულების შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XI, № 8, 1950.
15. Астахов Н. Е. и Церетели Д. В. — Отчет о геоморфологических исследованиях территории проектирования Верхне-Алазанской оросительной системы. Фонды Института географии им. Вахушти АН Груз. ССР, 1953.
16. Вассоевич Н. Б. — Некоторые результаты геологических исследований в горной Кахетии (1928—1932), Серия геологическая, Изд. «Гос. трест» Тб., 1934.
17. Вассоевич Н. Б. — Геологическая зональность междуречья Алазани, Иори и Куры, Азерб. нефт. хоз. № 1, Баку, 1936.
18. Вассоевич Н. Б. — О геотектонических комплексах Грузии, Изв. Гос. географ. об-ва, № 3, 1937.
19. Вассоевич Н. Б. — Палеоген Восточной Грузии, Геология СССР, Закавказье, т. X, часть 1, 1941.
20. Варданянц Л. А. — Материалы по геоморфологии Большого Кавказа, Изв. Русск. геогр. общ., т. 65, вып. 2 и 3, 1933.
21. Карстенс И. Э. — Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины реки Алазани, Тр. Нефт. геолог.-разв. института, серия 5, вып. 47, 1934.
22. Карстенс И. Э. — Полный геологический отчет о работах в горной Кахетии. Фонды Грузнефти, 1935.
23. Кварцхава Ц. Ф. — Сводный отчет Алазанской инженерной геологической партии (по работам 1951—53 гг.), т. 1, книга 1, фонды ГГУ, 1953.
24. Кикилашвили Т. З. — Селевые потоки правобережья р. Алазани (Тезисы докладов), Фонды Груз. географ. общ., 1952.
25. Крестников В. Н. — Геологическое описание листа К-38-XVI (Ахмета), масштаб 1:200.000, карты Кавказа, фонды ГГУ, 1945.
26. Крестников В. Н. — Тектоническая характеристика восточной части Центрального Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геолог., № 6, 1947.
27. Қогошвили Л. В. — О четвертичной истории долины Эрцо, Вопросы геологии Грузии к XXII сессии Международного геологического конгресса, Тб., 1964.
28. Кудрявцев Н. А. — Геологические исследования междуречья Алазани и Куры (Краткий предварительный отчет за 1930—1931 гг.), Тр. Нефт. геолог.-развед. ин-та, серия 13, вып. 32, 1932.
29. Кудрявцев Н. А. — О возрасте конгломерата Кахетинского хребта, Азерб. нефт. хоз., № 10, 1933.
30. Ренгартен В. П. — Общий обзор тектоники Закавказья, Геология СССР, т. X, ч. I, 1941.
31. Рябинин А. Н. — К изучению геологического строения Кахетинского хребта, Тр. геолог. ком., нов. сер., вып. 69, 1911.
32. Фокин А. М. — Кадастр оползней северо-восточных склонов Цив-Гомборского хребта, Фонды экспедиции VII р-на, 2-го геоуправления, 1953.
33. Церетели Д. В. — Плейстоценовые отложения Грузии, Тбилиси, 1966.
34. Эдилашвили В. Я. — Сводный геологический отчет по листу К-38-XXII (Телави), Фонды ГГУ, 1945.
35. Геология СССР, т. X, Груз. ССР, 1964.

В. И. ЧЕИШВИЛИ

К ГЕОМОРФОЛОГИИ ЦИВИ-ГОМБОРСКОГО ХРЕБТА

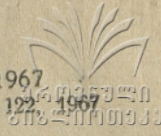
Резюме

Циви-Гомборский хребет, находясь в междугорном понижении Грузии, является отрогом Большого Кавказа.

Хребет сложен мезо-кайнозойскими осадочными образованиями, которые собраны в антиклинальные и синклинальные складки, имеющие почти параллельное с главным водоразделом направление.

Хребет был приподнят неотектоническими движениями выше абсолютных высот 2000 метров, что и обусловило его интенсивное расчленение реками, имеющими в зонах максимального поднятия глубокие эрозионные долины, перпендикулярные структурам и водоразделам хребта.

Эрозия обнажила погребенный пенепплен нижнемиоценового возраста, фрагменты которого уцелели на обоих склонах хребта. В периферических частях хребта преобладает аккумуляция, в результате чего развиты конусы выноса, шлейфы и аккумулятивные равнины. Из других процессов в моделировке современного рельефа Циви-Гомборского хребта сравнительно меньшую роль сыграли карстовые, оползневые и селевые явления.



3. ლ ე შ ა ვ ა

მდინარე იორის აუზის ტერასები

იორისა და მის შემდინარეთა ხეობებში ტერასები მეტ-ნაკლებად კარგადაა წარმოდგენილი, მაგრამ მათი რაოდენობის, ჰიფსომეტრიული მდებარეობის და ასაკის საკითხი მეტწილი უბნებისათვის ჯერ კიდევ დასაზუსტებელია.

ტერასების განვითარების, მათი დათარიღებისა და სინქრონიზაციის საკითხების გადაწყვეტა ხანგრძლივ შრომატევად კვლევას მოითხოვს. იგივე შეიძლება აღინიშნოს იორის აუზის შესახებაც, იმიტომ, რომ იგი განვითარებულია ერთმანეთისაგან განსხვავებულ მორფოსტრუქტურულ პირობებში. გარდა ამისა, თვით ცალკეული მორფოსტრუქტურების სხვადასხვა ნაწილს გავლილი აქვს განვითარების სხვადასხვა ეტაპი დიფერენციული ტექტონიკური მოძრაობის პირობებში.

უნდა აღინიშნოს, რომ იორის ხეობის შუა და, განსაკუთრებით, ზემო მონაკვეთების ტერასების შესახებ ძლიერ მცირე მასალა მოგვეპოვება. შედარებით უფრო კარგადაა შესწავლილი ხეობის ქვემო ნაწილი, თუმცა აქაური ტერასების შესახებ მკვლევართა მონაცემებში მნიშვნელოვან განსხვავებებს ვხვდებით.

თიანეთის მიდამოების ტერასების შესახებ ცნობები მოგვცეს ნ. ასტახოვმა და ლ. მარუაშვილმა (1), ვ. ლეჟავამ (4, 5), ვ. პახომოვმა და სხვ. სიონის ქვაბულისა და მის სამხრეთით მდებარე ხეობის ნაწილისათვის — ს. ელერდაშვილმა, ერწოს ქვაბულისათვის — ლ. კოდოშვილმა (7) და სხვ. იორის ხეობის შუა და ქვემო ნაწილის ტერასების შესწავლის საქმეში მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანეს დ. ბულიაშვილმა და მ. მუსეიბოვმა (8), განსაკუთრებით კი — დ. წერეთელმა (9, 10).

ნ. ასტახოვმა და ლ. მარუაშვილმა თიანეთის ქვაბულის სამხრეთით მდებარე ლელოვანის ვიწრობაში გამოყვეს ოთხი ტერასული საფეხური: 15, 30, 50, და 60 მ (მდ. იორის დონიდან).

აღნიშნული ტერასები ჩვენს მიერაც იქნა დადასტურებული მცირეოდენი სიმაღლითი განსხვავებით. აქვე ხაზი უნდა გაესვას, რომ განსაკუთრებით პირველი ორი ტერასის ზედაპირს განუტღია მნიშვნელოვანი დეფორმირება ხეობის ამ უბანზე ფართოდ გავრცელებულ მეწყრული პროცესების ზეგავლენით.

ლ. კოდოშვილი (7) ერწოს ქვაბულში გამოყოფს ექვს შემდეგ ტერასულ საფეხურს: I საფეხური თანხვდება ქვაბულის თანამედროვე ძირს, II—20 მ (მდ. აძეძის დონიდან), III — 50 მ (მდ. იორის დონიდან), IV — 110 — 140 მ, V — 320 — 340 მ. ამ უკანასკნელს, რომელიც ეროზიულია, შეესაბამება ჰორი-

ზონტულად მოკვეთილი სერები, როგორცაა: კუნთას-სერი, საბადური, ბოკო-რის-წვერი, თხილიანი და სხვ.

მტკვრის დებრესიის შესწავლასთან დაკავშირებით მდინარე იორის ხეობის შუა და ქვემო ნაწილის ტერასების შესახებ საყურადღებო მასალა აქვს მოცემული მ. მუსიებოვს (8), რომელიც იორის ხეობაში წიწმატიანის ვაკისა და მისი აღმოსავლეთი ნაწილისათვის აღნიშნავს შემდეგ საფეხურებს: I — 2—3 მ, II — 6—8 მ, III—25 — 30 მ, IV—45 — 55 მ, V — 95—120 მ, VI — 230 — 250 მ, VII — 290 — 310 მ, VIII — 380 — 410 მ. მისივე შეხედულებით, ელდარის ვაკის ჩრდილოეთით მდებარე ელდაროუგის ქედის ჩრდილო ფერდობზე არის შემდეგი ტერასები: I — 2 — 3 მ, II — 6 — 10 მ, III — 25 — 30 მ, IV — 70 — 90 მ, V — 130 — 160 მ.

იორის აუზის ტერასების შესწავლისათვის მნიშვნელოვანი მუშაობა ჩაატარა დ. წერეთელმა (9, 10 და სხვ.). იგი იორის აუზის შუა და ქვემო ნაწილებში გამოყოფს შემდეგ ტერასულ საფეხურებს: ჭალის I — 1 — 1,5 მ, ჭალის II — 2 — 2,5 მ, ჭალის ზედა I — 4 — 5 მ და 7—8 მ, II — 15 — 25 მ, III—40 — 50 მ, IV — 80 — 90 მ, V — 100 — 150 მ, VI — 170—230 მ. აქვე გვაძლევს მათ მოკლე დახასიათებას.

გარდა აღნიშნული ავტორებისა იორის ხეობის ცალკეული ნაწილების ტერასების შესახებ მასალები მოგვცეს: კ. პახომოვმა (12), ი. კარსტენსმა, ი. კახაძემ და სხვ. ზოგი მათგანი მხოლოდ ფაქტს აღნიშნავს, რომ ხეობის ამა თუ იმ ნაწილში არის ესა თუ ის ტერასული საფეხური და არ მიუთითებს მათ მორფოლოგიურ თავისებურებაზე.

იორის ხეობის ტერასების შესახებ არსებული ლიტერატურული წყაროების მოკლე ანალიზის შემდეგ გადავიდეთ ჩვენს მიერ წლების მანძილზე შეგროვილი მასალის განხილვაზე.

განვითარების პირობებისა და ასაკის მიხედვით იორის ხეობის სხვადასხვა ნაწილები ძლიერ განსხვავდება ერთმანეთისაგან, რის გამოც ტერასთარმოქმნის სხვადასხვა უბნებში სხვადასხვა დროს უნდა მომხდარიყო. ამიტომ მათი რაოდენობა და აგებულება ცვალებადია. ეს გარემოება ძირითადად გაპირობებულია შემდეგი ფაქტორებით: აუზის ტექტონიკური თავისებურებით, ამგებთ ქანების ლითოლოგიური სხვადასხვაობით, მიმდინარე ნეოტექტონიკური მოძრაობების დიფერენციული ხასიათით, კლიმატის ცვალებადობით და ა. შ.

იორის აუზის ზოგიერთ ნაწილში მეწყურული და ეროზიული პროცესების ინტენსიური მოქმედებით მაღალი ტერასების მთლიანობა ძლიერ დარღვეულია, ისინი ჩვეულებრივად გადაადგილებულია დაბალ დონეებზე. ხეობის ზოგიერთ უბანში კარგად შენახული ტერასების ფრაგმენტები და დელტუვიონით დამარხული ალუვიონი საშუალებას გვაძლევს აღვადგინოთ საერთოდ ტერასების განლაგების კანონზომიერება და თანმიმდევრობა, თუ მთელი ხეობისათვის არა, მისი ცალკეული მნიშვნელოვანი ნაწილისათვის მაინც.

ტერასების განვითარების თვალსაზრისით იორის ხეობა შეიძლება დაიყოს შემდეგ ნაწილებად:

1. სათავიდან თიანეთის ქვაბულამდე, კარგად შენახული ტერასებით, განსაკუთრებით მარჯვენა მხარეზე.

2. თიანეთის ქვაბული (უტერასო).

3. ლელოვან-ჯიხოს ანტიცედენტური მონაკვეთი, მკვეთრად გამოხატული ტერასებით (განსაკუთრებით ხეობის მარჯვენა მხარეზე).

4. სიონისა და ერწოს ქვაბულები, სადაც ზოგიერთი ტერასა კარგად არის გამოხატული, ზოგი კი დამარხულია.

5. სიონის წყალსაცავსა და აზამბურის ქედს შორის მდებარე მონაკვეთი გაფართოებული ტერასებიანი და შევიწროებული უტერასო უბნების მორიგეობით.

6. აზამბურის უტერასო ანტიცედენტური მონაკვეთი ცრუ ტერასული (მეწყრული) საფეხურებით.

7. წიწმატიანის (საგარეჯოს) და ბადიაურის აკუმულაციური ვაკეები, კარგად განვითარებული ჭალისა და დაბალი ტერასებით.

8. ბადიაურის ვაკის აღმოსავლეთით მიწგეჩაურის წყალსაცავამდე მდებარე მონაკვეთი, კარგად განვითარებული დაბალი და მაღალი ტერასების ფრაგმენტებით.

ტერასების გავრცელება, მორფოლოგია და მათი სამეურნეო მნიშვნელობა

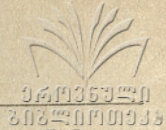
მდინარე იორის ხეობაში ხაზრულას შესართავიდან ელდარის ველამდე ხეობის ხან ერთ, ხან მეორე მხარეზე ფრაგმენტების სახით გვხვდება ჭალის ტერასა, რომლის სიმაღლე მერყეობს 0,7-დან 2 — 2,5 მ-მდე. აქ გამოვყოფთ ჭალის ორ ტერასას, პირველის სიმაღლე უდრის 0,7 — 1,5 მ და მეორის — 2 — 2,5 მ. უფრო ფართოდ არის გავრცელებული ჭალის პირველი ტერასა.

იორის ზემო წელში ჭალის ტერასები ძირითადად მცირე ფართობის ცალკეული მოედნების სახით გვხვდება, მაგალითად, ლამბალოს ვაკის სახით და სხვაგან. დიდი ფართობი უჭირავს ჭალის ტერასას იორის მარცხენა მხარეზე, სოფელ ხაშმთან, სადაც მისი სიგანე 1 კილომეტრამდე აღწევს, ხოლო სიგრძით ლაფიანიხევის შესართავიდან უწყვეტად ვრცელდება რკინიგზის ხილამდე, 3 — 3,5 კმ მანძილზე. მარჯვენა მხარეზე, რკინიგზის სადგურ იორთან მისი სიგანე კილომეტრს აღემატება, აღმოსავლეთით, კახეთის ძველი შარაგზის ხილამდე, თანდათანობით ვიწროვდება და ჭალის ზედა პირველ ტერასას ერწყმის. იგი კვლავ განიერდება სოფელ დუზაგრამასთან და მის სამხრეთ-აღმოსავლეთით.

ჭალის ტერასები აკუმულაციურია და აგებულია ქვიშაქვების, ფიქლების, მერგელების, კირქვების, ტუფ-ბრექჩიების კარგად დამუშავებული რიყნარლოდნარით და ქვიშით, რომელიც ხშირად 0,5 — 1 მ თიხნარითაა დაფარული. ამ ნალექებისათვის დამახასიათებელია მაღალი წყალშემცველობა, რის გამოც ბევრგან წყალი ზედაპირზე გამოდის წყაროების სახით. ეს ტერასები ნაკლებ მდგრადობას იჩენს ეროზიული პროცესებისადმი, ადვილად ირეცხება და დროებით წარმონაქმნებად გვევლინება. ჭალას აქვს სწორი დაუნაწევრებელი ზედაპირი, რომელზედაც თითქმის ყველგან გაშენებულია ბოსტნები, ვენახები, ბაღები ან დაფარულია ბუჩქნარით.

გარდა ჭალისა იორის აუზის სხვადასხვა ნაწილში ჩვენს მიერ დადგენილი და აღწერილი იქნა რიგი ტერასებისა, რომელთა მოკლე განხილვას ვიძლევიტ ქვევით.

მდინარე ხაზრულას შესართავიდან ზევით, პაკან-ხევსა და ბაბხის-ხევს



შორის, იორის ხეობის მარცხენა ფერდობზე კარგადაა გამოსახული შემდეგი საფეხურები: ჭალის ტერასა — 1—1,5 მ, ჭალის ზედა პირველი ტერასა—15 მ, ჭალის ზედა მეორე ტერასა—30 — 35 მ. ქვევით მდინარეების — ლონსას-ხევსა და ხატხეურხს შორის კი არის ჭალის ზედა მესამე ტერასა, რომლის სიმაღლე ლონსას-ხევის შესართავთან 40 — 45 მ უდრის. აქ ძირეულ ქანებს ზევიდან 3 — 4 მ სისქის ცუდად დამუშავებული რიყნარი ადევს, რომელიც დაფარულია დელუვიონით. ამავე საფეხურზე, ხატხეურხის შესართავის მახლობლად მოფანტულია მსხვილი რიყნარი. ეს ტერასები ძირითადად იორის მარჯვენა მხარეზეა შერჩენილი, ხოლო მარცხენა მხარეზე ისინი ფრაგმენტულადაა შემორჩენილი, რაც გამოწვეულია ხეობის მარცხენა ფერდობის დიდი დახრილობით და მდინარის ინტენსიური გვერდითი ეროზიით.

ტერასული საფეხურები შეინიშნება აგრეთვე ს. არტანის მიდამოებში უფრო სამხრეთით, თიანეთის ქვაბულში, ტერასები თითქმის არაა წარმოდგენილი.

თიანეთის ქვაბული გადაჭიმულია ს. ს. მამადანებსა და ლელოვანს შორის, 11 — 12 კმ მანძილზე 4 — 5 კმ სიგანით. იგი წარმოადგენს იორის ხეობის გაგანიერებულ დაძირულ მონაკვეთს, რომლის წარმოშობა არ შეიძლება მიეწეროს მხოლოდ მდინარე იორის ეროზიულ მოქმედებას.

ნ. ასტანოვისა და ლ. მარუაშვილის მითითებით „ქვაბული შეიქმნა ფლიშური სინკლინორიუმის საღერძე ზონის ადგილობრივი გაღუნვის — ჩაზნექის შედეგად, გვიანი მეოთხეულის დიფერენციულ ტექტონიკურ მოძრაობებთან დაკავშირებით“ (1, გვ. 234).

ის გარემოება, რომ ქვაბულის სამხრეთით, ლელოვან-ჯიხოს მონაკვეთზე, კარგადაა გამოსახული 4—5 ტერასა, რომლის შესაბამისი საფეხურები თიანეთის ქვაბულში არ შეინიშნება, გვაფიქრებინებს, რომ თიანეთის ქვაბულის ძველი ტერასები დაძირულია თანამედროვე ფხვიერი ნაფენების ქვეშ. მათი აკუმულაცია და ახლანდელი ფსკერის წარმოშობა უნდა თანხვედბოდეს მესამე, ან უფრო შესაძლებელია, მეორე ტერასას¹.

ქვაბულის სამხრეთული დაძირული ნაწილი თანხვედბა ილდოყანის რღვევას, რომელიც გარდიგარდმო ჰკვეთს ქვაბულის სამხრეთულ პერიფერიას და გადის ცივ-გომბორისა და ქართლის ქედებზე.

თიანეთისა და სიონის ქვაბულებს შორის, 5 კმ-ის მონაკვეთზე, მდინარე იორი კვეთს კავკასიონის ქედის პარალელურ სამ სერს და ქმნის ლელოვანის (ჩრდილო), მაჟალოიანის (შუა) და უკულმართის (სამხრეთულ) ვიწრობებს, მათ შორის კი ხეობის გაგანიერებულ ნაწილში მდინარე იორი აჩენს მენადრებს.

ხეობის შევიწროებულ მონაკვეთებში კარგადაა გამომუშავებული შემდეგი ტერასები:

	ლელოვანთან	მაჟალოიანთან	ჯიხოსთან
I ტ . . .	10—12 მ	8—10 მ	1215 მ
II ტ . . .	25—30 მ	20—30 მ	25 მ
III ტ . . .	45—50 მ	50—55 მ	
IV ტ . . .	55—60 მ		
V ტ . . .	70 მ		

¹ Геология СССР, т. X, Груз. ССР.

სოფელ ჯიხოსთან იორი მიედინება ძლიერ ვიწრო კალაპოტში, სადაც პირველი ტერასის ქვეშ შიშვლდება ყირაზე მდგომი ვარდისფერი კირქვის შრეები, რომელთა გადარეცხილი ზედაპირი დაფარულია 3 — 4 მ სისქის ალუვიონითა და დელუვიონით.

ლულოვან-ჯიხოს სამხრეთით ვრცელდება სიონის ქვაბული. მისი სიგრძეა 4,5 — 5 კმ, სიგანე 0,7 — 1,3 კმ აღწევს. ქვაბული გარდიგარდმო პროფილში ძლიერ ასიმეტრიულია — მარჯვენა ციცაბო, ძლიერ დამეწყურილი და მარცხენა ტერასირებული ფერდობით. ამჟამად ეს ქვაბული გამოყენებულია წყალსაცავად, რის გამოც I, II და ნაწილობრივ III ტერასა დაფარულია წყლით.

სიონის ქვაბულში წარმოდგენილია შემდეგი ტერასები: ჭალის I — 1,5 მ, ჭალის ზედა I — 6 — 8 მ, II — 17 — 20 მ, III — 50 — 55 მ და IV — 70 — 75 მ.

დაბა სიონი გაშენებულია ე. წ. სიონის ტერასაზე, რომლის სიმაღლე ხეობის ძირიდან 75 მ-ს აღემატება. ბურღვების შედეგად დადგენილია, რომ ამ ტერასის ზედა ნახევარი (36 მ) წარმოდგენილია ალუვიონით, ხოლო მეორე ნახევარი სარმატული კონგლომერატებით.

საგუბარის შექმნასთან დაკავშირებით ჩატარებული სამთო გამონამუშევრების შედეგად იორის მარჯვენა მხარეზე დადგენილი იქნა მეწყერი და დელუვიონით დამარხული ტერასული საფეხურები (კაშხალთან — მდინარის დონიდან 3 მ სიმაღლეზე, 50 მ სიგანესა და 700 მ სიგრძეზე ძირითად ქანებზე — კონგლომერატებზე 0,5 მ სიმძლავრის ალუვიონი ძეგს).

ქვაბულის ძირზე ჩატარებული ბურღვებით დადასტურებული იქნა, რომ შეცემენტებული ალუვიური ნაფენები 200 მ სიღრმემდე ვრცელდება. ეს გარემოება და სხვა მორფოლოგიური ნიშნები იმაზე მეტყველებს, რომ ტერასები ჩამოყალიბდა ამ ქვაბულის ალუვიონით ამოვსების შემდეგ.

სიონის ქვაბულის სამხრეთით, აზამბურის ქედამდე იორის ხეობას ახასიათებს გაგანიერებული ტერასებიანი და შევიწროებული უტერასო უბნების მორიგეობა. გაგანიერებებს წარმოადგენს: კოჩბანის, პალდოს, ხაშმი-სართიჭალის და სხვა უბნები, ხოლო შევიწროებულს — სასადილოს, გორგასალის და სამხრეთით აზამბურის მონაკვეთები. ამ მონაკვეთებზე ტერასები განსაკუთრებით კარგადაა გამოსახული ს. ს. ორხევთან, მყუდროსთან, ოთარანთან, უჯარმასთან, ხაშმთან და სართიჭალასთან. ჩამოთვლილ უბნებში შესაბამისი ტერასები, თითქმის ერთნაირი სიმაღლისაა და სინქრონული უნდა იყოს.

სოფელ უჯარმასთან შემდეგი ტერასებია: I — 8 — 10 მ, II — 30 — 35 მ. (განვითარებულია ხეობის ორივე მხარეზე). ამ ტერასაზე მდებარეობს სოფელი უჯარმა. მარცხენა მხარეზე ტერასა კარგადაა გამოხატული მდინარე ლაფიანიხევის შესართავსა და სოფელ ხაშმს შორის. III ტერასა 40 — 50 მეტრს უდრის.

სართიჭალასთან კარგად არის გამოხატული ორი ტერასა. სამხრეთით, რკინიგზის ხილთან იორი უხვევს აღმოსავლეთით და გაედინება ანტიცეცენტურ უტერასო ხეობის მოკლე მონაკვეთში. ამის შემდეგ მდინარე იორი მიედინება ეგრეთწოდებულ წიწმბათიანის ვაკეზე, რომელიც განიერ სინკლინურ დებრესიას წარმოადგენს. იგი საგარეგოდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით ვრცელდება 6 — 8 კმ სიგანისა და 40 კმ სიგრძის ზოლად. ამ ვაკის დასაწყისში კარგადაა გამოსახული ტერასები. ასე მაგალითად, სადგურ იორთან წარმოდგენილია I ტერასა,

რომლის სიმაღლე 4 — 8 მ აღწევს. იგი ცოკოლიანია, რომელსაც ადევს 2 მ სიმძლავრის რიყნარ-ლორდნარ-ქვიშნარი. ცოკოლი აგებულია აღჩაგილური ქვიშებითა და თიხნარებით, აღმოსავლეთით კი — მაიკოპური თიხებითა და ქვიშებით. ასევე კარგადაა გამოხატული ეს ტერასა აღბულაღისხევსა და თვალთხევს შორის, სადაც იგი 70 — 100 მ სიგანის ზოლის სახით ვრცელდება. მარცხენა მხარეზე ეს ტერასა დედაბრის კოშკიდან უწყვეტ ზოლად გასდევს საღვურ ბაღიაურამდე, სადაც განიერდება 4 კმ-მდე. ამავე მონაკვეთზე, ხეობის მარჯვენა მხარეზე ჭალის ზედა პირველი ტერასა ვიწრობის შემდეგ იწყება; მისი სიმაღლე 7 — 8 მ უდრის. საფუძველის ამგები ძირეული ქანები დაფარულია 5 მ-მდე სიმძლავრის ალუვიონით, რომელსაც თავის მხრივ ადევს 2 მეტრამდე სისქის დელუვიონი. სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ იგი თანდათანობით დაბლდება და ჭალის ტერასას უერთდება. შემდეგ კვლავ ჩნდება სოფელ დუზაგრამასთან, სადაც 700 მეტრამდე სიგანეს აღწევს. 1 ტერასა ასევე კარგადაა გამოხატული ლამბალოს ვაკის ფარგლებში. სოფელ კაზლარის ქვევით იგი სამას მეტრამდე ვიწროვდება. სოფელ მულანლოდან კატარყელის ქედამდე გვხვდება მარცხენა მხარეზე, მცირე უბნების სახით, განსაკუთრებით კარგად არის წარმოდგენილი მდინარე ოლეს შესართავთან.

ჭალისზედა პირველი ტერასა ხასიათდება ბრტყელი დაუნაწევრებელი ზედაპირით.

წიწმატიანის ვაკეზე ახალი მონაცემებით ალუვიონის სიმძლავრე 400 მ უდრის. ამ ვაკის დაძირვასა და ალუვიონის აკუმულაციას პირველ ტერასას უკავშირებენ.

წიწმატიანის ვაკეზე ჭალის ზედა II ტერასაც კარგად არის გამოხატული ფართო უბნების სახით, იგი მდინარის დონედან 18—20 მეტრით მაღლდება. ეს ტერასაც ცოკოლიანია, რომელზეც 1,5 — 2 მ სიმძლავრის ჰორიზონტალურად განლაგებული და ზოგან კონგლომერატად შეცემენტებული ალუვიონია წარმოდგენილი. ალუვიონი ხშირად დაფარულია 2 — 4 მ სიმძლავრის დელუვიური თიხნარით.

ჭალის ზედა მეორე ტერასა კარგად არის შენახული სოფელ ხაშიმიდან ბოგორისხევამდე და განიერდება 1 კმ-დე. ანალოგიური ტერასა არის აღბულაღისხევის შესართავიდან დედაბრის კოშკის ამაღლებამდე. შემდეგ იგი კვლავ ვლინდება ზელანის მაღლობიდან კატარყელის ქედამდე. მაღლობ ზელანთან ამ ტერასის სიგანე 1 კმ-მდე აღწევს, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, მდლაკებს შესართავთან 200 — 400 მეტრამდე ვიწროვდება. უფრო აღმოსავლეთით იგი ვრცელდება ფარგმენტების სახით.

წიწმატიანის და ბაღიაურის ანუ მწვანე მინდორის ვაკის ფარგლებში ჭალისზედა მესამე ტერასის სიმაღლე 40 — 50 მ-ს უდრის. სართიჭალასთან ამ ტერასის სარმატულ კირქვებზე 2 — 3 მ სიმძლავრის ალუვიონი ძეგს. იგი მ. არხას სამხრეთით აღწევს 2 კმ სიგრძეს და 150 — 200 მეტრის სიგანეს. აქ ალუვიონი გადარეცხილია და ძირეული ქანები დაფარულია პროლუვიური თიხნარ-რიყნარით.

იორის ხეობის ამ მონაკვეთზე უფრო მაღალი ტერასები არ გვხვდება, მხოლოდ მმ. ჩიტუხასა და ყაზნიანის ფერდობებზე წარმოდგენილია 100—150 მ საფეხური.

ჭალისზედა სამი ტერასა კარგადაა გამოსახული ფრაგმენტების სახით იორის შემდინარეების — ჩაილურისა და ლაკბეს ხეობებში. ჩაილურის ხეობაში, სოფელ ჩაილურთან წარმოდგენილია შემდეგი ტერასები: ჭალისზედა I — 4 — 5 მ, რომელიც 1 — 1,5 მ მანძილზე ვრცელდება მდინარის დინების მიმართულებით და 500 მეტრამდე განიერდება.

მეორე ტერასა ამავე მონაკვეთში 30 მ სიმაღლისაა და ფრაგმენტების სახითაა წარმოდგენილი. მისი საფუძველის ძირეულ თიხებს 2 მეტრამდე სიმაღლის ალუვიონი ადევს.

მესამე ტერასა, რომლის სიმაღლე 50 მ-ს უდრის კარგადაა წარმოდგენილი ხეობის ორივე მხარეზე; ამ ტერასაზე მდებარეობს სოფელი ჩაილური.

ლაკბეს ხეობაში შემდეგი ტერასებია: I — 2 — 5 მ, II — 25 — 30 მ, III — 70 — 80 მ. ეს უკანასკნელი სამხრეთისაკენ თანდათან დაბლდება და ოლეს ვაკეზე გამოსვლისას 20—25 მეტრს აღწევს (დ. წერეთელი, 1965 წ.). IV ტერასა 100—120 მ აღწევს. იგი დ. წერეთლის მიერ (10) ბაქოურ-მინდელურად არის დათარიღებული.

მდინარე იორი სოფელ ლამბალოდან მინგეჩაურამდე ბრტყელძირიან ხეობაში მეანდრიობით მოედინება. აქ, გარდა ჭალის ტერასისა, არის ჭალის პირველი ტერასა, რომლის სიმაღლე 4 — 5 მეტრიდან ალაგ-ალაგ 7 — 8 მეტრს აღწევს. იგი განსაკუთრებით მკვეთრადაა გამოსახული მ. კოჯრის მერიდიანზე, სადაც მისი სიგანე იორის მარცხენა მხარეზე 0,7 — 0,8 კმ, ხოლო მარჯვენა მხარეზე 0,3 — 0,4 კმ უდრის.

ქვემო წელში ცალკეული უბნების სახით გვხვდება ჭალისზედა II ტერასაც, რომლის სიმაღლე 25 — 30 მეტრს აღწევს. იგი წარმოდგენილია სოფელ ფოილოს სამხრეთით, პალანტიუკანის ქედის ფერდობზე და სხვ.

მესამე ტერასული საფეხურის ფრაგმენტები იორის ხეობის ქვემო ნაწილში მაღლდება 50 — 60 მეტრამდე. იგი კარგადაა გამოსახული ჩობანდაღის ჩრდილო და კოწახურის ქედის სამხრეთ კალთაზე. დ. წერეთლის განსაზღვრით იორის მესამე ტერასა ხაზარულ-რისულ ეპოქას მიეკუთვნება.

მეოთხე ტერასა, რომლის სიმაღლე 80 — 90 მეტრია, შემორჩენილია სოფელ მულანლოსთან, მ. ნაბამბრებთან, ჩობანდაღის ქედზე და სხვ.

მეხუთე ტერასის ფრაგმენტები სიმაღლით 100 — 150 მ აღწევს და წარმოდგენილია ყაზანლიყ-მულანლოსთან, მცირე ტარიბანასთან, ბურდომთასთან და ჩობანდაღის ქედზე.

დ. წერეთელი (10) სხვადასხვა მოსაზრებებზე დაყრდნობით იორის აუზის აღმოსავლეთი ნაწილის 100—120 მ სიმაღლის ტერასას თვლის აჯინაურის რაიონში არსებული 200 მეტრზე მდებარე ტერასის ანალოგიურად. სიმაღლითი განსხვავება გამოწვეული უნდა იყოს დიფერენციული მოძრაობით, რაც ამ ნაწილში ჩვენი დაკვირვებითაც დასტურდება.

ყოველივე ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე შეიძლება გავაცეთოთ შემდეგი დასკვნები:

1. ლითოლოგიური აგებულების, დიფერენციული ვერტიკალური მოძრაობების, მორფოგენეტიური პროცესების თავისებური განვითარებისა და სხვა ხელშემწყობი პირობების გათვალისწინებით იორის ხეობა ტერასების განვითარე-

ბის თვალსაზრისით იყოფა რვა ერთმანეთისაგან განსხვავებულ მონაკვეთად, რომელთა მეტ ნაწილში ტერასები არაა სინქრონული.

2. იორის ხეობამ მრავალ მონაკვეთზე განიცადა დიფერენციული ვერტიკალური მოძრაობანი. აზვევებს განიცდიდა ზემო წელში — ლელოვან-ჯიხოს, შუა წელში — აზანბურის და ქვემო წელში — ეშმაკის ჭიშკრის მონაკვეთები; ხეობის ეს მონაკვეთები ანტიცედენტურია.

3. იორის ხეობაში კარგად განვითარებული დაბალი ტერასები იცვლება ინტენსიურად დანაწევრებული საშუალო და მაღალი ტერასების ფრაგმენტებით.

4. მდინარის ქვემო წელის აუზის ზოგიერთ უბანში აღზავილური და აფშერონული ნალექებით წარმოდგენილ შთენილ მაღლობებსა და ბორცვებს შეცდომით მიიჩნევენ მაღალი ტერასების ნარჩენებად.

5. მდინარის ზემო და შუა წელის ხეობებში განვითარებული ტერასების ალუვიონი ხეობის ქვემო ნაწილისაკენ (მინგეჩაურისაკენ) წვრილმარცვლოვანი ხდება და დიდი რაოდენობით ქვიშებს შეიცავს.

ლიტერატურა

1. ასტახოვი ნ. და მარუაშვილი ლ., თიანეთის ქვაბული მდ. იორის ხეობაში, როგორც მავალითი მდინარეთა ხეობების ტექტონიკური შეგუბებით გაპირობებული მორფოგენეზისა. საქ. აკად. მოამბე, ტ. 15, № 4. 1954.
2. ლექავა ვ., ზოგიერთი თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესები მდ. იორის აუზის ზემო ნაწილში (სათავიდან ს. უჯარამაძე), თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 62, 1957.
3. ლექავა ვ., ღვარცოფები მდ. ლაფიანი-ხევის (მდ. იორის მარცხენა შემდინარე) აუზში. საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემია — საქ. სსრ გეოგრაფ. საზოგადოების შრომები, ტ. VI, 1959.
4. ლექავა ვ., მდ. იორის აუზის შუა ნაწილის რელიეფის გენეტური ტიპები და მათი გავრცელების რაიონები. თბ. სახ. უნივერსიტეტის ასპირანტთა და ასალგაზრდა მეცნიერ მუშაკთა მეათე სამეცნიერო კონფერენცია. მოხსენებათა თეზისები, 1962.
5. ლექავა ვ., მდ. იორის აუზის ქვემო ნაწილის რელიეფის ტიპები. თბ. სახ. უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკ. სამეცნიერო სესია. მოხსენებათა თეზისები, 1963.
6. ლექავა ვ., ტექტონიკურ თავისებურებათა გამოვლენა მდ. იორის აუზის რელიეფში. თბ. სახ. უნივერსიტეტის ასპირანტთა XI სამეცნიერო კონფერენცია. მოხსენებათა თეზისები, 1965.
7. Когошвили Л. В., О четвертичной истории долины Эрцо, Вопросы геологии Грузии к XXII сессии Международного геологического конгресса, АН Грузинской ССР, 1964.
8. Мусейбов М. А., Геоморфология и новейшая тектоника средней части Куринской впадины (западный Азербайджан и юго-восточная Кахетия), Баку, 1963.
9. Церетели Д. В., Четвертичные континентальные отложения Восточной Грузии и их палеогеографическая интерпретация, Материалы совещания по изучению четвертичного периода, том 2, 1961.
10. Церетели Д. В., Плейстоценовые отложения и развитие рельефа Грузии, Докторская диссертация, ТГУ, 1965.



11. Шульц С., К вопросу о генезисе и морфологии речных террас, Тр. Коммунистического университета им. В. И. Ленина, т. 3, вып. 2, 1934.
12. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка (Закавказье), Изв. Гос. географич. об-ва, т. 69, вып. 5, 1937.

კომპორტოლოგიის კატედრა

(რედაქციამ მიიღო 24.IX, 1966)

В. М. ЛЕЖАВА

ТЕРРАСЫ ДОЛИНЫ Р. ИОРИ

Резюме

До настоящего времени нет специальных исследований, освещающих вопросы террасообразования в долине р. Иори. Работы о террасах р. Иори имеются лишь для отдельных частей долины: для верхней части у Н. Е. Астахова и Л. И. Маруашвили (1), В. Пахомова, С. Элердашвили, Л. В. Когошвили (7), В. М. Лежава (4, 5); для террас средней и нижней части — у Д. А. Булейшвили, а в особенности М. А. Мусейбова (8) и Д. В. Церетели (9, 10).

Поскольку бассейн р. Иори наложен на различные морфоструктуры, то террасы в ее долине распространены неравномерно. Встречаются участки, где они полностью размыты, но есть и такие, в пределах которых террасы выражены достаточно четко. Это объясняется различным литологическим характером бортов и дна долины, историей развития ее отдельных частей, режимом дифференциальных неотектонических движений, а также современными геоморфологическими процессами.

На некоторых участках долины цельность террас нарушена, благодаря интенсивному воздействию оползневых и эрозионных явлений, в результате которых террасы либо смыты или перемещены на более низкие гипсометрические уровни, либо представлены фрагментами — останцами.

Вышесказанное позволяет разделить долину р. Иори на 8 генетических различных участков.

1. От верховьев до Тианетской котловины — участок с особенно хорошо выраженными правобережными террасами.
2. Тианетская котловина — участок, где террасы вообще отсутствуют.
3. Леловани-Джихойский антецедентный участок долины с резко выраженными террасовыми ступенями (особенно на правобережье).
4. Сионская и Эрцойская котловины с хорошо выраженными видимыми и погребенными террасами.
5. Участок между Сионским водохранилищем и Азамбургским хребтом, с широкими террасированными и узкими бестеррасовыми отрезками долин.
6. Азамбургский антецедентный бестеррасовый отрезок долины.
7. Цицматинская и Бадиаурская равнины с резко выраженными пойменными и низкими надпойменными террасами.
8. Участок между Бадиаурской равниной и Мингечаурским водо-

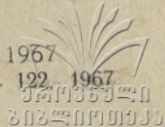
УДК 911.75:620
502.62:019.033.5

хранилищем, с хорошо выраженными низкими и фрагментами высо-

ких террас. В процессе формирования долины р. Иори ведущую роль на большей части ее протяжения имели дифференцированные тектонические движения. Это особенно отчетливо выразилось на трех участках: Леловани-Джихойской, Азамбургском и на участке «Чертовых ворот» (перед Эльдарской степью), где суженные участки долины выработаны антецедентным способом.

Характерна хорошая сохранность низких террас, средние и в особенности, высокие террасы сохранены фрагментарно.

В некоторых районах апшеронские и акчагильские отложения, залегающие на эрозионных останцах, создают ложное представление о сохранившемся аллювиальном покрове высоких террас.



ჯ. მესხია

მდ. ცხენისწყლის აუზის ლენტიანი-მურის მონაკვეთის გეომორფოლოგიური დახასიათების ცდა

საკვლევი რაიონი კავკასიონის ქედის ცენტრალური ნაწილის სამხრეთ ფერდობზე მდებარეობს და მდინარე ცხენისწყლის შუა დინების აუზს მოიცავს, ადმინისტრაციულად ლენტეხის რაიონშია მოქცეული. მის ჩრდილო საზღვარს განედური მიმართულების ლეჩხუმის ქედის დასავლეთი ნაწილი ქმნის, რომელიც დევაშისა და ნალიშის ქედების სახელწოდებითაა ცნობილი და ერთმანეთისაგან გამოყოფილია მერიდიანული მიმართულების მდინარე ცხენისწყლით. აღნიშნული საზღვარი ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში მ. დიუტრისთავთან (2667 მ) იწყება, საიდანაც გაუყვება დევაშისა და ნალიშის წყალგამყოფ თხემს და აღმოსავლეთით მ. თეტენართან (2962 მ) ბოლოვდება. სამხრეთი საზღვარი ლეჩხუმის მთათაშორისი ქვაბულის ჩრდილო ფრთას გასდევს ზღ. დ. 1000 მ სიმაღლეზე. რაც შეეხება აღმოსავლეთ და დასავლეთ საზღვრებს, პირველი მათგანი გადის მდინარე ლაჯანურისა და ცხენისწყლის წყალგამყოფზე, ხოლო მეორე მდ. მდ. ცხენისწყალ-ტეხურის წყალთაშუეთზე.

აღნიშნულ საზღვრებში მოქცეული ტერიტორია ეკუთვნის კავკასიონის ქედის მაღალმთიან ზოლს. იგი ზღვის დონიდან თითქმის 3500 მ სიმაღლეზეა აზიდული.

საკვლევი რაიონის ძირითად ოროგრაფიულ ერთეულებს ქმნის ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოება და ლეჩხუმის ქედის დასავლეთი განტოტება, წარმოდგენილი დევაშის, ნალიშის, შვის, მერენალის და სხვ. ქედებით. რელიეფი ნიარგვაროვანია. აქ გვხვდება როგორც ძალზე მკვეთრი წაწვეტებული კლდოვანი და ქარაფოვანი ადგილები, ისე ნაზი, მოგლუვებული ზედაპირის მქონე თხემები. ეს ტერიტორია მოიცავს 20 კმ-ის სიგრძის ზოლს ცხენისწყლის ხეობის ორივე მხარეზე, ლენტეხის რაიონულ ცენტრსა და მურის ვიწრობს შორის. აქ აბსოლუტური სიმაღლითი მაჩვენებლები 2000-დან 3500 მ ფარგლებში იცვლება. სიმაღლის მატება შეინიშნება ცხენისწყლის ხეობიდან აღმოსავლეთისა და დასავლეთის მიმართულებით წყალგამყოფი თხემებისაკენ, სადაც აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლეები დიდი მაჩვენებლებით ხასიათდება. უკანასკნელთა სიდიდე 500 — 1000 მ-ის ფარგლებში მერყეობს. ცხენისწყლის ხეობის კალთების სიმაღლე კი 900 — 1500 მ ფარგლებში იცვლება. განსაკუთრებით მაღალია მარჯვენა ფერდობი, რომელსაც ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოებანი ჰქმნიან. აქ კარგად ჩანს ლითოლოგიური ფაქტორის გავლენა რელიეფზე. ასე მაგალითად, ბაიოსური პორფირიტული წყების გავრცელების ადგილებში მკვეთრ ქარაფოვან ფორმებთან გვაქვს საქმე, მაშინ, როცა ლიასური

ქანებით აგებული დანარჩენი ნაწილები (დევაში, შვი, მერენალი, დოღურაში და სხვ. ქედები) ნაზია და ქედების თხემები მოგლუვებული ზედაპირებით ხასიათდება.

მდინარე ცხენისწყლის აუზში რელიეფის აღნიშნულ დადებით მორფოგრაფიულ ერთეულებთან ერთად უარყოფითი ფორმებიცაა წარმოდგენილი, უმთავრესად მდინარეების გასწვრივ, რომელთა შორის მთავარს ცხენისწყლის ხეობა წარმოადგენს.

საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის ფორმათა თავისებურებაზე გავლენას ახდენს რიგი მორფოგენეტიური ფაქტორები, რომელთა შორის წამყვანია გეოლოგიური აგებულება და ლითოლოგიური შედგენილობა, ნეოტექტონიკური მოძრაობები, ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების მოქმედება და დენუდაცია.

გეოლოგიურად საკვლევი რაიონი კარგადაა შესწავლილი ალ. ჯანელიძის (3, 4), ი. კახაძის (1947), პ. გამყრელიძის (1) და სხვა მკვლევართა მიერ.

მდინარე ცხენისწყლის მერიდიანული ხეობის ლენტეხსა და მურის ვიწრობას შორის მდებარე მონაკვეთი გარდიგარდმოდდა მიმართული სამხრეთ ფერდობის გეოსინკლინური ნალექების გაწოლის მიმართ. მისი ამგები უძველესი ნალექებიდან აღსანიშნავია ზედა ლიასური წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და თიხაფიქლების წყება, რომელიც ლიტერატურაში „სორის“ წყების სახელწოდებით არის ცნობილი (ალ. ჯანელიძე, 1940). აღნიშნული ნალექები გამოდის დაბა ლენტეხსა და მურის ვიწრობას შორის ცხენისწყლის ხეობის ორივე მხარეს, ნალიშის, დევაშის, შვის, მერენალისა და სხვა ქედების ფარგლებში და მათ შორის განვითარებული მდინარეების — დევაშის, ხოფურის, გვიმბრალის, ლახაშურის, ლამანაშურის, რცხმელურისა და სხვ. მდინარეთა ხეობებში. ცხენისწყლის ხეობის მარცხენა მხარეს ლიასური ნალექები თითქმის მურის ვიწრობამდე ჩამოდიან, ხოლო მარჯვენა მხარეს ზანაკირის გორის განედზე ისოლებიან. აღნიშნულ ნალექებს შორის თიხაფიქლები და თიხები რბილი ქანებია და ადვილად ირეცხებიან, ხოლო ქვიშაქვები რამდენადმე მკვრივია და ამიტომ მათზე დენუდაციური პროცესების ინტენსივობა სელექციურ ხასიათს ატარებს.

ზედა ლიასურ „სორის“ წყებას სრული თანხმობით აგრძელებენ ბაიოსური პორფირიტული წყების ნალექები. უკანასკნელი შედგება პორფირიტებისაგან. მათი ტუფებისაგან და ტუფობრექჩიებისაგან. ასეთივე ნალექებითაა აგებული ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოება მწვერვალების — ცეკურის, ცალმაგის, საყერის და საზამთრას ზოლში. პორფირიტული ნალექები ეგზოგენური აგენტების მიმართ მეტად გამძლენი არიან და ლიასის ქანებთან შედარებით ძნელად ირეცხებიან, ამიტომ მათი გავრცელების არეებში, როგორც ზემოთაღიოთქვა, ხშირია ქარაფოვანი, დაკბილული და მკვეთრი რელიეფის სხვა ფორმები.

საკვლევი რაიონის ფარგლებში მეოთხეული ნალექები წარმოდგენილია ალუვიური, ყინვარული და დელუვიური მასალებით. პირველი მათგანი ვაგრცელებულია უმთავრესად ცხენისწყლის ხეობის ფსკერზე, გვხვდება აგრეთვე მის შემდინარეთა შესართავებთან გამოზიდვის კონუსების სახით. მაღალმთიან ზოლში წარმოდგენილია ყინვარული ნალექები მორენების, ფლუვიოგლაციალური ნაფენებისა და ერატიული ლოდების სახით. მაგალითად, ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოების ჩრდილო და სამხრეთი ფერდობების იმ ნაწილში, რომელიც

1700—1850 მ-ზე მაღლა მდებარეობს. დელუვიურ ნაფენებს კლდოვანი და ქარაფოვანი კარნიზების ძირში, ეგრისის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე და ლიასისა და ბაიოსის ქანების შეხების ხაზზე.

პ. გამყრელიძის (1) გეოტექტონიკური სქემის მიხედვით, საკვლევი ტერიტორია მოქცეულია კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის გეოსინკლინის სოხუმდუშეთის ზონის ჩრდილო ქვეზონაში, რომლის სუბსტრატს ბათური ხმელეთი ქმნის, „სორის“ ანტიკლინური ამადლების სახით. აღნიშნული ამადლება რთულ იზოკლინურ ნაოჭს წარმოადგენს რამოდენიმე ანტიკლინური და სინკლინური სტრუქტურით. მათ შორის მნიშვნელოვანია ნალიშ-როკალის, ჩეგვალა-დევაშის, შვისა და ციკური-ციტურის სინკლინები და ლოყუაშ-დევაშის, ხოფურისა და ლახაშურის ანტიკლინები. ნალიშ-როკალის სინკლინის გავრცელებას მორფოლოგიურად შეესაბამება ნალიშის ქედი, ჩეგვალა-დევაშისას—დევაშის ქედი, შვის სინკლინისას — შვის ქედი, ციკური-ციტურის სინკლინისას კი — რაიონის უმაღლესი ადგილები. ლოყუაშ-დევაშის ანტიკლინის გავრცელებას შეესაბამება მდ. დევაშის ხეობა, ხოფურის ანტიკლინის — მდინარე ხოფურის ხეობა, ლახაშურის ანტიკლინის — ამავე სახელწოდების მდინარის ხეობა.

თანამედროვე რელიეფის ჩამოყალიბებაში მნიშვნელოვანი როლი ითამაშა აგრეთვე ნეოტექტონიკურმა მოძრაობებმა (ატეკური, როდანული ფაზისები და სხვ.). ამ უკანასკნელთანა დაკავშირებული არსებითად საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის ზემოაღნიშნული მაღალი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებლები. სარმატისშემდგომმა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა მიმდინარე წყლების ეროზიული მოქმედების ფონზე მნიშვნელოვანწილად განაპირობა აქაური ხეობების დიდ სიღრმეზე ჩაჭრა. ამავე მოძრაობებს ერთ-ერთი გამაპირობებელი ფაქტორის მნიშვნელობა უნდა ჰქონდეს გლაციოგენური ფორმების განვითარებისათვის.

საკვლევი ტერიტორიის რელიეფის ფორმირებაში მონაწილე პროცესებიდან არ შეიძლება არ აღინიშნოს გამოფიტვა. ფიზიკური გამოფიტვა (ყინვითი, ინსოლაციური) ჰიფსომეტრიულად ყველაზე მაღალ ადგილებში მიმდინარეობს და ეხება ეგრისის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებას, დევაშისა და ნალიშის ქედების თხემებს, უმთავრესად ტყის ზონის გავრცელების ზემოთ. ინსოლაციური გამოფიტვა ძლიერ ტემპერატურულ ამპლიტუდებთანა დაკავშირებული. ეგრისის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზე, ბაიოსურ ქანებში იგი მორფოლოგიურად ქვაყრილების წარმოშობით არის გამოვლინებული, ნალიშისა და დევაშის ქედებზე კი წარმოშობს ელუვიონის სქელ საფარს.

ყინვითი გამოფიტვა ინტენსიურია პორფირიტული წყების ქანებში, მათი ძლიერი ნაპრალიანობისა და ჰაერის ტემპერატურის $+5^{\circ}$, — 1° -ის სიახლოვეს რყევის გამო ნაპრალეში ჩაყონილი წყალი იწვევს ქანების დანაწევრებას უზარმაზარ ლოდებად. პროცესის ინტენსიურობას ხელს უწყობს გამოცალკევებული ლოდების სწრაფი გადაადგილება სიმძიმის ძალის მეშვეობით.

ცხენისწყლის აუზის ლენტეხი-მურის მონაკვეთზე შეიძლება გამოიყოს რელიეფის შემდეგი ტიპები გავრცელების შესაბამისი ტერიტორიებით:

I. მაღალმთიანი ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფი; გამყოლი ხეობების სიჭარბით, განვითარებული ლიასური ქანებით აგებულ ნაოჭა სუბსტრატზე.

II. მაღალმთიანი გლაციალურ-დენუდაციური რელიეფი, განვითარებული ბაიოსური პორფირიტული წყების ნაოჭა სუბსტრატზე.

მდ. ცხენისწყლის ლენტეხი-მურის მონაკვეთი, დევაშის, ნალიშის, შვის, მერენალის და სხვ. ქედები.

ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოება 1700 — 1850 მ ზემოთ (კურორტი ახალქალა, ლაბრახის მთა).

I. მაღალმთიანი ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფი გამყოლი ხეობების სიჭარბით, განვითარებული ლიასური ქანებით აგებულ ნაოჭა სუბსტრატზე. ეს რელიეფი ვრცელდება მდინარე ცხენისწყლის აუზის ლენტეხი-მურის მონაკვეთის მაღალმთიან ზონაში და აგებულია ფხვიერი თიხაფიქლებითა და ქვიშაქვებით. აქ კლიმატური ფაქტორების ზეგავლენით გამოიყოფა ორი გეომორფოლოგიური ზოლი: ა) ნორმალური ეროზიული — ზღვის დონიდან 2500 მ-მდე (დევაში, ნალიში, შვი და სხვ. ქედები) და ბ) დენუდაციური ზოლი, რომელიც მოიცავს აღნიშნული ქედების თხემურ ნაწილებს.

რელიეფის ამ ტიპის ძირითად ელემენტებს ქმნის მდინარეთა ხეობები, რომელთაგან აღსანიშნავია ცხენისწყლის მერიდიანული გამკვეთი ხეობა, მისი შემდინარეების (მდინარეების — დევაშის, ლახაშურის, ლამანაშურის, ხოფურის, გვიმბრალის, ყვედრეშის და სხვ.) განედური ხეობები და აგრეთვე ამავე მიმართულების ქედები (დევაშის, შვის, მერენალის, ნალიშის, და სხვ.).

ცხენისწყალი აღნიშნულ მონაკვეთზე მერიდიანულად ჰკვეთს „სორის“ წყების ნალექებს, შემოუვლის ეგრისის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებას, გაივლის მურის ვიწრობს და განაგრძობს სამხრეთისაკენ დინებას. ამ მონაკვეთზე ხეობის ძირი მცირე სივანისა და ორივე მხრიდან ამოზნექილი პროფილის მქონე კალთებითაა შემოსაზღვრული. კალაპოტი მოფენილია ფერდობიდან მოწყვეტილი ლოდებით, რის გამოც მდინარეს ჭორომიანი დინება და ძლიერი გვერდითი ეროზიული მოქმედება ახასიათებს. ცხენისწყალს აქ მრავალი შემდინარე ერთვის, რომელთა შორის აღსანიშნავია მარჯვენა მხრიდან: მდინარე დევაში, ლახაშური, ლამანაშური, ყვედრეში და რცხმელური, მარცხენა მხრიდან კი — მდინარე ხოფური, გვიმბრალი და სხვ.

ცხენისწყლის მარჯვენა და მარცხენა შემდინარეებისათვის საერთოდ დამახასიათებელია: ხეობათა და წყალგამყოფთა განედური მიმართულება, დამთხვევა ტექტონიკური სტრუქტურების მიმართულების და ეროზიული ფორმების გაბატონებული მდგომარეობა. ფერდობის დენუდაცია გამოხატულია დელუვიური და მეწყურული მოვლენების განვითარებით. ფერდობის დენუდაციაში, თუმცა ლოკალურად, მაგრამ მნიშვნელოვან როლს ასრულებს სოლიფლუქცია. უკანასკნელი კარგად არის გამოხატული მდინარე ხოფურის სათავეებში (ადგილი ლეშამბილარი), შედარებით სუსტად, მაგრამ მაინც შეინიშნება მდინარე დევაშის (დამბის ზევით) სათავეებში, ორივეგან უკავშირდება თიხოვან ქანებს.

ცალკეული მწვერვალებისათვის (თეტნარი, დიურისთავი) დამახასიათებელი სფარძლისებური ფორმები, რომლებიც ქედის დანარჩენი ნაწი ფორმები-

საგან მკვეთრად განირჩევა, სიმაღლის აბსოლუტურ მაჩვენებელთა ზრდისა და ნივაცის შედეგს წარმოადგენს.

ზემოაღნიშნული რელიეფი განვითარებულია გეოსინკლიური ბუნების მქონე მორფოლოგიურ ერთეულებზე, რომელთა დადებითი და უარყოფითი მორფოგრაფიული ელემენტები უმეტეს შემთხვევაში ტექტონიკურ სტრუქტურებს არ შეესაბამება და აპირობებს ინვერსიული რელიეფის განვითარებას. ინვერსიული ხასიათი იმაზე მიუთითებს, რომ აქ რელიეფის განვითარება სტადიებით უნდა წარმართულიყო: პირველი სტადია — პირველადი ტექტონიკური სტრუქტურების გადარეცხვა და ლითოლოგიით შეპირობებული მორფოლოგიური ელემენტების წარმოშობა. მეორე სტადია — ეროზიის გაძლიერება და ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფის ჩამოყალიბება, მეოთხეული გაყინვარება და მასთან დაკავშირებული განიერი ხეობების გამომუშავება; გაყინვარების შემდგომი, თანამედროვე ხანის დადგომა, ვიწრო ხეობების ჩაჭრა და ეროზიული საფეხურების წარმოშობა.

ქედებისა და ხეობების მიმართულება განედურია. ისინი მორფოგრაფიულად მაღალ და საშუალო (მეორად) ქედებს მიეკუთვნებიან. მორფოგენეტიურად — ეროზიულ-დენუდაციურს.

ხეობის პროფილი გამომუშავებული არ არის (ჭორომები და ქედების კალთების ამოხნეკილობა), რაც იმაზე მიუთითებს, რომ რაიონს ამჟამადაც ახასიათებს აზვევების ტენდენცია.

II. მაღალმთიანი გლაციალურ-დენუდაციური რელიეფის ტიპი, განვითარებული ბაიოსური პორფირიტული წყების ნაოჭა სუბსტრატზე — ოროგრაფიულად ეგრისის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოებაზეა წარმოდგენილი. აქაურ რელიეფში დომინირებულია მეოთხეული (რისული?, ვიურმული) ყინვარებითა და თანამედროვე ყინვითი პროცესებით წარმოშობილი ეგზარაციული და აკუმულაციური ფორმები.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, ეგრისის ქედის განსახილველი ნაწილი აგებულია ბაიოსური პორფირიტული წყებით და სტრუქტურულად ბათური ოროგრაფიის შედეგად მიღებული რთული ანტიკლინური („სორის“ ანტიკლინი) ნაოჭის სამხრეთ ნაწილს წარმოადგენს. პორფირიტული წყების (ვულკანოგენური და ტუფოგენური წარმონაქმნები, პორფირიტები, ტუფკონგლომერატები) დენუდაციის მიმართ მეტი მდგრადობის გამო განსახილველი ქედი პიფსომეტრიულად გაბატონებული მდგომარეობით ხასიათდება.

რელიეფის განმსაზღვრელ პროცესთა და ფაქტორთაგან აქ ყოველთვის მთავარი იყო სიბრტყობრივი დენუდაცია და ეროზია. რომელთა შედეგები ლითოლოგიური ფაქტორის გავლენით ცვალებადი ხასიათისაა.

ეგრისის ქედის თანამედროვე მორფოლოგიური ბუნება ტროგებით, კარებით, მორენული ბორცვებით, ერატული ლოდებით და კლდოვანი და ქარაფოვანი ზედაპირებითაა გამოხატული. აღნიშნულ ფორმებს ეხვდებით 1700—3500 მ-ის პიფსომეტრიულ ინტერვალში. მკვეთრად გამოირჩევა ცეკურის, ცალმაგის, საკერიას და საზამთრას მწვერვალები. ცეკური და ცალმაგი ერთ განედზე მდებარეობენ და ქედის ყველაზე მაღალ ნაწილებს ჰქმნიან. მწვერვალები ერთმანეთისაგან გამოყოფილია ღრმა ქარაფოვანი ლარტაფებით და, საერთოდ, ძნელად მისადგომია თავისი ციცაბო და კლდოვანი ფერდობების გამო. მდინარეთა

ხეობები ზემო წელში ტროგულია და კარგად დამოხატული ვარცლისებური პროფილით ხასიათდება. ისინი ახალთურის ხეობაში (ქედის სამხრეთი ფერდობი) 2250 მ-მდე, ხოლო ლექსურლებისღელისა და ლაბოლიარისღელის ხეობაში (ჩრდილო ფერდობი) 1900 მ-დე ჩამოდიან. მათი სიგანე 100 — 150 მ ფარგლებში იცვლება, სიგრძე კი 1 — 2 კმ-ს აღწევს. ეგზარაციულ ფორმებს მივაკუთვნებთ აგრეთვე მცირე ზომის ქვაბულებს, რომელთა განვითარება ნივაციური პროცესის შედეგია. ამჟამად ეს ქვაბულები ტბებს უკავია. ზღვის დონიდან 2500 მ ქედის თხემური ნაწილი კლდოვანი კარნიზით გადადის ლაბრახის მთასა და კურორტ ახალჭალის მოვაკებისაკენ. ამ კარნიზების შეფარდებითი სიმაღლე რამოდენიმე ასეულ მეტრამდეა. კარნიზი თავისი ვერტიკალურ-ჰიფსომეტრიული გავრცელებით სუბნივალურ ზონაშია მოქცეული. მის გასწვრივ ქვევით დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი კარნიზების ამგები ქანების სხვადასხვა ზომის ნატეხები, განსაკუთრებით კურორტ ახალჭალისა და ლაბრახის მთის მიდამოებში (2400 მ). ისინი ყინვითი პროცესებით არის წარმოშობილი და გრავიტაციის შედეგად გადაადგილებულა. რაც შეეხება იმ ლოდებს, რომლებიც ფერდობის უფრო დაბალ (1700 მ) ნაწილებში გვხვდება, საფიქრებელია, რომ ისინი ყინვარის მიერ მოტანილი ერატული ლოდებია. კურორტ ახალჭალის სამხრეთ კიდეზე, ზღვის დონიდან 1850 მ სიმაღლეზე, გარდა ერატული ლოდებისა შეინიშნება ბოლომორენული სერი, რომლის შესახებაც ლ. მარუაშვილი (5) მიუთითებს.

როგორც ცნობილია (ლ. მარუაშვილი, 5), მეოთხეული გაყინვარების დროს ეგრისის ქედის სამხრეთ ფერდობზე თოვლის ხაზი 2000 — 2400 მ-მდე ჩამოდიოდა. ამიტომ, შესაძლებელია, ყინვარის ენა უფრო დაბლა ეშვებოდა და აღწევდა 1700 მ-მდე. ამით უნდა აიხსნას ერატული ლოდების გავრცელება თანამედროვე ტყის ზონაში. მეოთხეულის ყინვარებმა მოახდინეს მანამდე არსებული ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფის გარდაქმნა, ტროგების განვითარება ძველ მდინარეთა ხეობებში და ვერძის შუბლებისა და კარების წარმოშობა ტროგებს შორის მდებარე წყალთაშუეთებში და წყალშემკრებ ძაბრებში. ამრიგად, გაყინვარების დროს გამოთქმავებული რელიეფი გაყინვარების შემდგომ პერიოდში არ უნდა ყოფილიყო ისეთი მკაცრი, დაკბილული, კლდოვანი და ქარაფოვანი ზედაპირების მქონე, როგორც ადამიანის დღეს წარმოგვიდგება.

რაც შეეხება თანამედროვე ყინვარებს, ისინი, როგორც ცნობილია, კავკასიონზე ზღვის დონიდან 2950 — 3300 მ მდებარეობენ. ეგრისის ქედის მწვერვალები (ცეკური — 3486 მ, საკერია — 2938 მ, საზამთრა — 2916 მ, ცალმაგი — 2842 მ) თუმცა თანამედროვე ყინვარების გავრცელების საზღვრებში ექცევიან, მაგრამ, მიუხედავად ამისა, აქ მუდმივი ყინვარები არაა წარმოდგენილი. ეს ალბათ მნიშვნელოვანწილად ადგილობრივი არახელსაყრელი რელიეფური პირობების შედეგი უნდა იყოს. თანამედროვე რელიეფში წარმოდგენილია მხოლოდ ძველი გლაციოგენური ფორმები. თანამედროვე ეროზიისა და დენუდაციის შედეგად ყინვარული რელიეფი თანდათანობით ქრება და ცალკეული ფრაგმენტების სახით რჩება. მაღალ ჰიფსომეტრიულ დონეებზე წამყვანი როლი ფიზიკურ (ყინვითი, ინსოლაციური) გამოფიტვას უკავია. გამოფიტვის ინტენსიურობას ხელს უწყობს პორფირიტული ქანებისათვის დამახასიათებელი ნაპრალი-

ნობმა და ფოროვანება, წლიური და დღე-ღამური დიდი ტემპერატურული ამბ-ლოტუდები. მზის სხივური ენერჯის მოქმედებით ქანის ზედაპირის გათბობა-გახურება და დღის განმავლობაში ნისლის ხშირი გადაფარება იწვევს გათბობა-გაცივების პროცესის მორიგეობას, რაც თავის მხრივ გავლენას ახდენს ქანის შემადგენლობაში შემავალი მინერალების ფიზიკურ თვისებებზე და იწვევს მათ დაშლას. ეს არის ინსოლაციური გამოფიტვით მიღებული მასალა, რომელიც შედგება მცირე ზომის ლოდებისაგან. იგი ფერდობის დიდი დაქანების გამო ადვილად გადაადგილდება წარმოშობის ადგილიდან და გროვდება ცეკურის, ცალმაგის, საკერიასა, საზამთრას და სხვ. კლდოვანი და ქარაფოვანი ფერდობების ძირში ნაყარის სახით. ნაშალი მასალის რაოდენობრივი მაჩვენებელი მიუთითებს, რომ ინსოლაციური პროცესი სამხრეთ ფერდობზე უფრო ინტენსიურია, ვიდრე დანარჩენ ფერდობებზე.

გაყინვარების დროს ხდება ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფის შემდგომი გარდაქმნა, რაც ტროგული ხეობების, ცირკების, ერატული ლოდების და მორენული ნალექების წარმოშობით გამოიხატა.

მაღალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა და თოვლის ლაქების გავლენა აძლიერებს ფიზიკური (ყინვითი, ინსოლაციური) პროცესების განვითარებას, რასაც უკავშირდება ქედის თხემური ნაწილის ძლიერი დანაწევრება და დაკბილული რელიეფის წარმოშობა.

ზემოთქმულის შედეგად დასტურდება, რომ ეგრისის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილისათვის დამახასიათებელია სამი სართულებრივად განლაგებული რელიეფი: ეროზიულ-დენუდაციური, რომელიც ქვევით უშუალოდ ებმის ნორმულ ეროზიულ ზოლს; მეოთხეულ-ყინვარული, რომელიც პირველზეა განვითარებული და ზღვის დონიდან 2500 მ-მდე ძლიერ გარდაქმნილია მდინარეთა ეროზიული მოქმედებით; თანამედროვე ყინვით მოვლენებთან დაკავშირებული რელიეფი, რომელიც კარგადაა გამოხატული ქედის თხემურ და თხემისპირა ზოლში.

აუზის ლენტეხი-მურის მონაკვეთის რელიეფის განვითარების ისტორია ოლიოცენის წინ სორის ანტიკლინური ამაღლების გახმელებებით იწყება. შემდეგი პერიოდის ოროგენეტული მოძრაობები (ატაკური, როდანული) ამ ანტიკლინზე არსებული მესამეული და ცარცული ნალექების (მეოტური, პონტური) გადარეცხვაში და ზედა პლიოცენისათვის უშუალოდ პორფირიტული წყების გაშიშვლებაში უნდა გამოხატულიყო. უკანასკნელი ქმნიდა ერთიან მოსწორებულ ზედაპირს, რომლის აბსოლუტური მაჩვენებლები მეოთხეულის დასაწყისისათვის 1000 მეტრზე მაღალი არ უნდა ყოფილიყო (6). შემდეგი ოროგენეტული მოძრაობების (ვალახური, პასადენური) შედეგად, როგორც ჩანს, მოხდა ზედა პლიოცენური ზედაპირის დეფორმაცია და თანამედროვე მაღალმთიანი მთა-ხეობათა ტიპის რელიეფის განვითარება, სადაც ზედა პლიოცენური მოსწორებული ზედაპირების ნაშთები 2800—3000 მეტრის სიმაღლის ცალკეულ მწვერვალთა დონეებს ქმნიან. ამ მოძრაობებით უნდა მიედწია სორის ანტიკლინურ ამაღლებას გაყინვარების დონემდე და ამდენად შესაძლებელია რელიეფში წარმოდგენილი ყინვარული ნალექები ორი უკანასკნელი (რისი, ვიურმი) გაყინვარების კვალს წარმოადგენს.

ლიტერატურა

1. გამკრელიძე პ. დ. — Основные черты тектонического строения Грузии. Труды Геолог. института АН Грузинской ССР, т. X, 1957.
2. Джавахишвили А. Н. — Геоморфологические районы Груз. ССР, изд. АН СССР, Москва—Ленинград, 1947.
3. Джанелидзе А. И. — Геологическое наблюдение в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми, Груз. филиал АН СССР, Тбилиси, 1940.
4. Джанелидзе А. И. — К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии, Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», I изд., АН СССР, 1953.
5. Маруашвили Л. И. — Древнее оледенение южных склонов Мергельского хребта, Сб. трудов Геол. ин-та АН Груз. ССР, 1959.
6. Цагарели А. Л. — Четвертичная тектоника Грузии. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез», 1964.

გეომორფოლოგიის კატედრა

(ბეღაქციამ მიიღო 24.IX. 1966)

Д. И. МЕСХИА

**ОПЫТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ УЧАСТКА
ЛЕНТЕХИ-МУРИ В БАСSEИНЕ Р. ЦХЕНИСЦКАЛИ**

Резюме

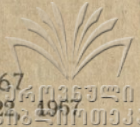
Исследуемая территория расположена в центральной части южного склона Кавказиони и охватывает часть среднего течения р. Цхенисцкали. В район входят восточное окончание Егрисского и западные отроги Лечхумского хребтов. В тектоническом отношении исследуемая территория входит в состав поднятия т. н. «Сорской» антиклинали.

В формировании современного рельефа района ведущую роль играли тектоника, литология, неотектонические движения, эрозионно-денудационные процессы и четвертичное оледенение.

В пределах отрезка Лентехи—Мури выделяются:

I. Высокогорный эрозионно-денудационный рельеф с преобладанием продольных долин, развитый на складчатом субстрате лейасских отложений.

II. Высокогорный гляциально-денудационный рельеф, развитый на складчатом субстрате байосской порфиритовой свиты.



ბ. ხარატიშვილი

**მთიანი მხარეების ბუნებრივი ლანდშაფტების კომპონენტთა
ზოგიერთი თავისებურებანი მდინარე რიონის შუა და ზემო
წელის აუზის მაგალითზე**

ტერიტორიის მთიანობის განსაზღვრის, ე. ი. ბარისაგან მისი გამოყოფის, დროს ძირითადი მნიშვნელობა აქვს ადგილის სიმაღლესა და დანაწევრების ხასიათს. თუ ტერიტორია 500—600 მეტრზე მაღალია და 200 მეტრზე ღრმადაა დანაწევრებული, მაშინ იგი შეიძლება მთიან ერთეულად ჩაითვალოს. მაგალითად, კავკასიონი ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში კოლხეთის ბარის მიმდებარე მთისწინა გორაკ-ბორცვიანი ზონის ზევით, დაახლოებით 500—600 მეტრიდან იწყება.

როგორც ცნობილია, ბუნებრივი ლანდშაფტები ძირითადად გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური პირობებისა და ჰავის ცვალებადობის შედეგად ვითარდება; ამასთან ერთად, მის ჩამოყალიბებაზე გავლენას ახდენს ადამიანი, რომელიც ბუნების კანონების მეცნიერული ცოდნით აღჭურვილი, თავისი მოთხოვნილების შესაბამისად გარდაქმნის მას.

გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური პირობებისა და ჰავის ცვალებადობის შედეგად ლანდშაფტების ევოლუციას ჩვენ კავკასიონის მაგალითზე განვიხილავთ.

პალეოგენში კავკასიონი დაბალი ჰიფსომეტრიული განვითარებითა და გაცილებით თბილი ჰავით (საშუალო წლიური ტემპერატურა 7—8°-ით აღმატებულა და დღევანდელს) ხასიათდებოდა. ამ დროს კავკასიონის კუნძული დაფარული იყო პოლტავური ტიპის ტროპიკული მცენარეულობით. თანდათანობით, გეოკრატიული რეჟიმის დამყარების შედეგად, შემოჭრა დაიწყო თურღაულმა ფლორამ, მისთვის დამახასიათებელი ფოთოლმცვენი ფოთლოვანებითა და არატროპიკული წიწვიანებით.

სარმატისშემდგომ პერიოდში თურღაულის სახეშეცვლილი ფორმებიდან ჩამოყალიბდა ხმელთაშუაზღვიურ-თურღაული მეზოფილური ტყის ფლორა — წარმოდგენილი უმთავრესად თანამედროვეს მსგავსი ფართოფოთლოვანი ფოთოლმცვენი ხეებით. იგი შემდგომში ორ ტოტად გაიყო; თითოეული თავისთავად განვითარდა და შეიქმნა კოლხეთისა და პირკანის ფლორისტული ცენტრები (ლ. მარუაშვილი, 2).

პლიოცენში კავკასიონის ღერძული ზონა ზღვის დონიდან 3000 მეტრს აღწევდა, რაზეც გეომორფოლოგიური მონაცემების გარდა, მიუთითებს აგრეთვე

ადგილობრივი წარმოშობის თანამედროვე მდიდარი ალპური ფლორის არსებობა. კავკასიონის ფლორამ თანდათან სულ უფრო ბორეალური ხასიათი მიიღო.

მეოთხეულში ღერძული ზონის თალური აზვევების ამპლიტუდამ 1500—2500 მ მიაღწია. რეგიონურ აზვევებასა და პლანეტურ აცივებასთან დაკავშირებით კავკასიონმა განიცადა გაყინვარება. ყინვარული და გაყინვარებათშორისული ეპოქები მორიგეობით ცვლიდა ერთმანეთს. გაყინვარებამ დიდი როლი ითამაშა რელიეფის, ფლორის, ფაუნისა და, საერთოდ, ლანდშაფტების სახემეცვლაში (ლ. მარუაშვილი, 2).

უნდა აღვნიშნოთ, რომ სახეწარმოქმნის ცენტრებთან სიახლოვე თავისებურ ხასიათს აძლევს მთიანი მხარის ფლორასა და ფაუნას. ეკოლოგიურად მსგავსი მცენარეულობისა და ცხოველების დაჯგუფებებს მთიან მხარეთა განსხვავებულ ნაწილებში აქვთ განსხვავებული სახეობრივი და სისტემატიკური შედგენილობა (ი. შჩუკინი, 10). მაგალითად, კავკასიონის ჩრდილო ფერდობის დასავლეთ ნაწილში შეიმჩნევა სამხრეთ რუსეთის ველის, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში — შუა აზიის უდაბნოს გავლენა; სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე იგრძნობა ხმელთაშუაზღვიური გავლენა. ამრიგად, იქმნება ლანდშაფტების ცალკეული სიმადლითი ზონების განსაზღვრული სპეციფიკა.

მთიან მხარეთა ძირითად დამახასიათებელ თავისებურებას ბუნებრივი ლანდშაფტების სიმადლითი ზონალობა წარმოადგენს. ლანდშაფტების თანამედროვე სიმადლითი ზონალობა სხვადასხვა პირობების ერთობლივი ზემოქმედების შედეგია. მათ შორის ძირითადს ლანდშაფტის ერთ-ერთი მთავარი და მუდმივი კომპონენტი — რელიეფი წარმოადგენს. ლანდშაფტების სიმადლითი ზონალობის სტრუქტურისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს მთების აბსოლუტურ სიმადლეს და ექსპოზიციას. ამ უკანასკნელის გავლენა განსაკუთრებით მკვეთრად არის გამოსახული განედურად ორიენტირებულ, მშრალი კონტინენტური ჰავის მქონე მთიან ქვეყნებში, ვიდრე იმავე განედზე მდებარე ზღვიური ჰავის მქონე მთებში, სადაც მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსიურობა შესუსტებულია ღრუბლიანობით (ი. ჩუკინი, 10). ამის დასადასტურებლად შეიძლება მოვიყვანოთ მონაცემები კურორტ შოვის შესახებ, სადაც ღრუბლიანობა მზის ნათებას წელიწადში დაახლოებით 46—47% -ით ამცირებს (მ. კორძაია, 1).

დედამიწის ზედაპირის ყველა ნაწილში და განსაკუთრებით მთიან მხარეებში, მეტნაკლები ინტენსივობით მრავალი სახის გეომორფოლოგიური პროცესი მიმდინარეობს. მათ გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭებათ რელიეფის გარდაქმნისა და, შესაბამისად, ბუნებრივი ლანდშაფტების ჩამოყალიბების საქმეში.

თანამედროვე რელიეფი განსხვავებული წარმოშობა-განვითარებისა და სიძლიერის გეომორფოლოგიურ პროცესთა ერთობლივი ზემოქმედების შედეგად ჩამოყალიბდა. გეომორფოლოგიური პროცესების ინტენსივობის გამაპირობებელი ფაქტორებია: ადგილის გეოლოგიური აგებულება, ნეოტექტონიკური მოძრაობები, რელიეფი (ადგილის აბსოლუტური სიმადლე, ექსპოზიცია, დახრის კუთხე), ჰავა, მცენარეული საფარი, ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლები და ა. შ. დედამიწის ზედაპირზე რამდენიმე პროცესი ერთდროულად მოქმედებს, მაგრამ მათში ერთ-ერთი უთუოდ წამყვანია და პროცესის შედეგიც — რელიეფიც თავისებური. ამასთანავე, ყველა ეს ფაქტორი იმყოფება რა ურთიერთკავშირში, აძლიერებს ან ამცირებს ერთობლივი მოქმედებით გამოწვეულ შედეგს.



ამგები ქანების ლითოლოგიური ნაირგვარობა სხვადასხვაგვარად გეომორფოლოგიური პროცესების — ძველი და თანამედროვე გაყინვარების, ფიზიკური და ყინვითი გამოფიტვის, ეროზიულ-აკუმულაციური, კარსტული, მეწყრული მოვლენებისა და სხვათა აქტივობაზე. კავკასიონის ანტიკლინორიუმის თავისებური აგებულება — განსხვავებული ლითოლოგიური ზონებისა და ჰავის სიმაღლითი ზონების არსებობა — იმის მტკიცე საფუძველს წარმოადგენს, რომ გეომორფოლოგიური პროცესების შესწავლა სიმაღლითი ზონების მიხედვით მოვახდინოთ და ცალკე გამოვყოთ აზონალური მორფოგენეტიური პროცესები.

ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში, მაღალმთიან ზონაში, ენერგიულად მიმდინარეობს ყინვარის მოქმედება, ყინვითი და ფიზიკური გამოფიტვა, გრავიტაციული პროცესები და სხვა. კამბრიუმამდელ და პალეოზოურ კრისტალურ ქანებზე ამ პროცესთა შემოქმედების შედეგებს წარმოადგენს წვეტიანი თხემები, ციცაბო ფერდობებიანი მწვერვალები და დროებითი აკუმულაციური დაგროვებები. გენეტიურად აკუმულაციური მასალა ყინვარული, ფლუვიოგლაციური, დელუვიური, პროლუვიური და სხვა სახისაა. პროცესთა ტემპი აქ განსაკუთრებით დიდია და მიკრორელიეფი მკვეთრად იცვლება შედარებით მოკლე დროის მანძილზე.

აღბური მდელოების და სუბალბური მაღალბალახეული მცენარეულობის განვითარების არეში მასალის დაშლა და მისი გადატანა გაძნეებულია. ზოგან განვითარებული ეროზიული ცირკები ტრანზიტული აკუმულაციისათვის მასალის მთავარი მიმწოდებელია. ისინი განსაკუთრებით დამახასიათებელია მასივური ქანებისა და მკვრივი ფლიშით აგებული თხემებისათვის.

ტყის ზონიდან მასალის გატანა ძირითადად ხდება მდინარეთა საშუალებით. ფერდობთა დახრა აქ უმთავრესად მდინარეთა ეროზიული მოქმედების შედეგია. ტყის მცენარეულობა ამცირებს წყლის ზედაპირულ დინებას, აკავებს წყალს და საშუალებას აძლევს ღრმად ჩაიჟონოს გრუნტში, ხოლო წყლის ნაწილს ფოთლებით აორთქლებს. რადგან მთებში ტყის ზონა მაქსიმალური ნალექების ზონას წარმოადგენს, ამიტომ ტყის გაჩეხვის შემთხვევაში, აქ ეროზიული პროცესები შეიძლება განსაკუთრებით ინტენსიურად განვითარდეს.

ნაშალი მასალის მთავარი მასა, რომელიც დღეისათვის ფარავს კავკასიონის ფერდობებს, პოსტგლაციალურ პერიოდს ეკუთვნის (ა. ფოკინი, 9). ნაშალის წარმოქმნის თანამედროვე ინტენსიურობა საგრძნობლად ჩამორჩება პოსტგლაციალურისას, რადგან მცენარეული საფარის განვითარებამ, რომელმაც თითქმის 2800—3000 მეტრამდე სიმაღლის ზონა მოიცვა, გამოიწვია გაშიშვლებების მკვეთრი შემცირება, ხოლო ჩამონადენის შემცირებამ — ეროზიის შესუსტება.

ნაშალი მასალის წარმოშობა რამდენადმე გააძლიერა ადამიანის მიერ მთის ფერდობთა სამეურნეო ათვისებამ: ფერდობებზე ტყის საფარის განადგურებამ, ფერდობთა დამუშავებამ, გზების გაყვანამ და სხვ.

როგორც აღვნიშნეთ, ადგილის გეოლოგიური სხვადასხვაობა აპირობებს რელიეფის თავისებური ფორმების განვითარებას. მაგალითად, ლეჩხუმის ქედის ამგები თიხაფიქლების არამდგრადობა გამოფიტვისა და ეროზიის მიმართ ხელს უწყობს ყინვარული ფორმების განადგურებას. ციცაბო ფერდობები და უხვი ნალექები განაპირობებს ნაშალი მასალის წარმოქმნისა და გადატანის გაძლიერ-

რებას. ფიქლებისა და მისი ნაშალი პროდუქტის მცირე წყალგამტარიანობა განსაზღვრავს წყლის ზედაპირული დინების სიჭარბეს, ხოლო ციცაბო ფერდობებში მისი მდინარეთა და ნაკადთა სწრაფი დინებისა და მათი სწორხაზოვნების მიზეზს წარმოადგენს. სიმძიმის ძალისა და წვიმის ნაკადებით თიხაფიქლების ნაშალი მასალა შეუმჩნევლად გადაადგილდება ქვევით, რაზეც მიგვიითითებს მოძრაობის მიმართულებით მათი წაგრძელებული ფორმა.

ეგზოგენური ფაქტორი, საერთოდ, რელიეფის დადაბლებას იწვევს, რაც, თავის მხრივ, პროცესის ინტენსიურობას ამცირებს. მართალია, პროცესი რელიეფის აზვევებით ძლიერდება, მაგრამ ჩვენს საკვლევ ტერიტორიაზე წარმოდგენილი ლეჩხუმის ქედის თხემური ნაწილის რელიეფის ნაზი ხასიათი, სხვა ფაქტორებთან ერთად, იმაზე მიუთითებს, რომ აზვევება ჩამორჩება დენუდაციას.

მთიან მხარეებში ენერგიულად მიმდინარეობს ეროზია, რომელიც განსხვავებული ტექტონიკური სტრუქტურისა და ლითოლოგიური აგებულების ქანებში აჩენს სხვადასხვა ტიპის ხეობებს, ტერასებიანი და უტერასო მონაკვეთებით და ფართო მასშტაბით ცვლის რელიეფის გარეგნულ სახეს. კირქვების, ვულკანოგენური ქანებისა და ქვიშაქვების მძლავრი წყებების გაკვეთისას წარმოიქმნება ღრმა, მოკლე კანიონები, რომლებიც მორიგეობენ ხეობის გაგანივრებულ მონაკვეთებთან.

მთის ფერდობთა დაბალი ნაწილები, რომლებიც უშუალოდ ეკვრიან მთავარი ხეობის ძირს, წარმოადგენს დენუდაციური და ეროზიული მასალისაგან განტვირთვისა და ნაშალის დაგროვების ადგილებს. ხეობის ძირზე იქმნება აკუმულაციური ტერასები, კუნძულები, გამოზიდვის კონუსები და ა. შ. ზოგან ერთმანეთში ჩაწყობილი რთული კონუსების არსებობა მიგვიითითებს, რომ ხეობის ამ ზოლის აზვევება ჩამორჩება მოსაზღვრე ქედების აზვევების ტემპებს.

მდინარეთა ხეობებში, გარდა ეროზია-აკუმულაციისა, მიმდინარეობს გრავიტაციული პროცესი, რომლის შედეგად წარმოშობილი დელუვიური შლიეფები ლაგდება დამრეც ფერდობებსა და ტერასებზე. გრავიტაციულ პროცესებს მიეკუთვნება კლდეზვავებიც, რომლებიც ჩნდება დანალექი ქანებით აგებულ ძლიერციცაბო ფერდობებზე, ხშირი დისლოკაციური ნაპრალების არსებობისას, ანდა მკვირივი ქანების ფხვიერ ნალექებზე მდებარეობის შემთხვევებში. კლდეზვავმა შეიძლება გადაკეტოს ვიწრო ხეობის მქონე მდინარე და შექმნას დროებითი ან მუდმივი ტბა.

მდინარე რიონის შუა და ზემო წელის აუზში ხელსაყრელი გეოლოგიური, ჰიდროგეოლოგიური და ტოპოგრაფიული პირობები, სხვა ფაქტორებთან ერთად, იწვევს ადგილის დამეწყვრას. დამეწყვრისათვის ხელსაყრელ პირობათა ერთობლიობა მხოლოდ ცალკეულ უბნებში ვლინდება და ამიტომ მეწყრულ ფორმებსაც ლოკალური გავრცელება ახასიათებს. შრეთა დაცურების შედეგად წყვეტის ხაზზე ჩნდება სხვადასხვა სიმაღლის ფლატეები და მეწყრული ცირკები. დამეწყრილი რელიეფი დამრეცი, ტალღური ხასიათისაა და ხევ-ხრამებითაა დასერილი. როგორც ცნობილია, მეწყრულ მოვლენებთან დაკავშირებულია წყაროთა გამოსავლები, რომლებიც რელიეფის მოსწორებულ და ჩაზნექილ უბნებში დაჭაობებულ მონაკვეთებს ქმნის. ასეთი ადგილისათვის დამახასიათებელია ჰიდროფილური მცენარეულობა.

კარბონატული ქანების გავრცელების არეებში ფართოდ ვითარდება კარს-

ტული მოვლენები. დაკარსტის ინტენსიობაზე გავლენას ახდენს ფაქტორების ლდენობა, ეროზიის ბაზისის დონე, წყების სიმძლავრე, შრეთა სტრუქტურა, ჰავისა და მცენარეულობის თავისებურებანი და სხვა. აღნიშნული აზონალური ზორფოგენეტიური პროცესი რელიეფის ფორმების გარდაქმნასთან დაკავშირებით სახეს უცვლის მასზე განვითარებულ ლანდშაფტსაც.

ყურადღება უნდა მიექცეს აგრეთვე იმ გარემოებას, რომ მთიან მხარეთა ლანდშაფტები სიმაღლითი ზონების მიხედვით არა მარტო განსხვავდება ერთმანეთისაგან, არამედ მჭიდრო ურთიერთკავშირშიც იძყოფება. კავშირი და ურთიერთზემოქმედება ვლინდება ერთი რომელიმე ფერდობის ლანდშაფტურ ზონებს შორის. ცნობილია, რომ ზედა ზონა გავლენას ახდენს ქვედაზე, ან შესაძლოა, მის მომდევნო ზონაზეც (ნ. გვოზდეცკი, 3), მაგალითად, თუ ზედა ზონა კარბონატულ ქანებზე განვითარებული კარსტული ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი, შესაძლებელია მოხდეს $CaCO_3$ -ის ჩამორეცხვა და დაბლა მდებარე ზონაში სიმძიმის ძალით მისი ჩამოტანა. ეს გამოიწვევს ამ ზონის ნიადაგის ვაკარბონატებას და ბუნებრივი პირობების შეცვლას. ანდა, ზედა ზონის ვულკანოგენური ქანების გამოფიტვის პროდუქტის ჩამოტანილ მასალაზე, ხელსაყრელი ჰავის პირობებში, შეიძლება განვითარდეს წითელმიწები და ყვითელმიწები; რაც ზონას ჩვეულებრივისაგან განსხვავებულ ბუნებრივ პირობებს შეუქმნის.

რიგ შემთხვევებში ქვედა ზონაც გავლენას ახდენს ზედაზე. მაგალითად, თუ ფერდობის მცენარეულობას მოკლებული ძირის ნაწილი ადვილად შლადი ქანებითაა აგებული, მაშინ, ინტენსიური ეგზოგენური პროცესების შედეგად განვითარებული ხევ-ხრამები, მეწყრები და სხვ. სახეს შეუცვლის ზედა ზონის ლანდშაფტის შემადგენელ კომპონენტებს და ამით კი მთელ ლანდშაფტსაც რელიეფი დანაწევრდება, უსწორმასწორო გახდება, დაიწვეს გრუნტის წყლის დონე და ა. შ.

აღსანიშნავია, რომ რადგანაც ნივთიერების მიგრაცია ზევიდან ქვევითა ვერტიკალურ ზონათა პერპენდიკულარულად მიმდინარეობს, ამიტომ საპირისპირო ფერდობების ლანდშაფტურ ზონებს შორის ურთიერთზემოქმედება არ ხდება. ჩვენი აზრით, მათ შორის არსებული კავშირი განსაზღვრულ გეოგრაფიულ განედზე მდებარე მთიანი მხარის ლანდშაფტების სიმაღლითი ზონალობის სტრუქტურიდან გამომდინარეობს.

როგორც აღვნიშნეთ, მთიან მხარეებში ლანდშაფტური ზონები სიმაღლითი თანმიმდევრობითაა განლაგებული, მაგრამ ერთი ზონა მეორეს სართულად კი არ ადევს თავზე, არამედ ისინი ერთმანეთში მჭიდროდ იჭრებიან. ზონებს შორის საზღვრის გატარების ძირითადი სიძნელე სწორედ ზონების თანდათანობით ცვლითა და ამის გამო მათ შორის საზღვრების არასიმკვეთრითაა გამოწვეული (ნ. სოლნცევი, 8). ამასთან, უნდა აღინიშნოს, რომ ცალკეული გეოგრაფიული კომპონენტების განვითარება სივრცესა და დროში, მართალია, ურთიერთგაპირობებულია, მაგრამ განსხვავებული სიჩქარით ხდება. თითოეულ კომპონენტს შეცვლის მიზეზების მიმართ მისთვის დამახასიათებელი ინერცია გააჩნია (ნ. გვოზდეცკი, 4), მაგალითად, ტყის მოსპობასთან ერთად ფაუნა უცბად შეიცვლება, ტყის ნიადაგები — უფრო გვიან, ხოლო რელიეფი, თუ პროცესი ვაკეზე ხდება — კიდევ უფრო დაგვიანებით.

გარდა რელიეფისა, მთებში ლანდშაფტების სიმაღლითი ზონალობის ერთ-ერთი მიზეზი არის ჰავის სიმაღლითი ზონალობა.

როგორც ცნობილია, სიმაღლის ზრდასთან ერთად მცირდება ჰაერის წნევა და ტემპერატურა, რაც სხვა მაჩვენებლების შესაბამის ცვლილებებს იწვევს. განსაზღვრულ სიმაღლემდე მატულობს ნალექების რაოდენობა. სიმაღლის მატებასთან ერთად იცვლება მზის სხივების შედგენილობა: მატულობს ულტრა-იისფერი სხივების ინტენსივობა და სხვა.

მთებში მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილება ხშირად სხვა მიმართულებითაც ხდება. მდინარეთა ხეობებში და, განსაკუთრებით მთათაშორის ტაფობებში, ზამთრობით შეინიშნება ტემპერატურული ინვერსიები, რაც ართულებს სიმაღლითი ზონალობის კანონზომიერებას, განსაკუთრებით, — ნიადაგებისა და მცენარეულობის გავრცელების საქმეში.

მეტეოროლოგიური ელემენტები სიმაღლის მიხედვით თანდათანობით, მკვეთრი ნახტომების გარეშე იცვლებიან, მაგრამ შეინიშნება კრიტიკული დონეები, რომლებზეც ცალკეულ ელემენტთა რაოდენობრივი განსხვავება თვისობრივ ცვლილებას იწვევს ლანდშაფტებში. ასეთებია: მუდმივი თოვლის ხაზი და მაქსიმალური ნალექების ზონის ზედა საზღვარი, რომლებიც საშუალო განედების მთებში 4 ძირითადი სიმაღლით ზონის — ველისა და ნახევრადუდაბნოს, ტყის, ალპური და ნივალური ზონების არსებობას განსაზღვრავს; მათი სიმაღლითი საზღვრები ცვალებადია სხვადასხვა პირობებში (ი. შჩუკინი, 10).

მთებში ჰავის სიმაღლითი ზონალობა, სხვა ფაქტორებთან ერთად, გავლენას ახდენს ლანდშაფტის შემადგენელი კომპონენტების სიმაღლითი ზონების მიხედვით განაწილებაზე. თუ განვიხილავთ მთების ნიადაგების ქვედა ზონებს ეკვატორიდან პოლუსისაკენ შევამჩნევთ ნიადაგწარმოშობის პირობების ისეთ ცვლას, რომელიც სულ უფრო ცივი ჰავის პირობებს შეესაბამება. კავკასიონზე, მდინარე რიონის აუზის ფარგლებში, ნიადაგების ზონალობის ასეთი თანმიმდევრობა შეინიშნება: მთა-ტყეთა ყომრალი, მთა-მდელოთა კორდიანი, ფრაგმენტებად გავრცელებული სუბნივალური ხირხატიანი ნიადაგების სახესხვაობები. ხშირად მთა-ტყის ზონაში, კირქვების გავრცელების რაიონებში განვითარებულია ნეომომპალა-კარბონატული ნიადაგები, ხოლო მდინარეთა ნაპირებზე — ალუვიური ნიადაგები.

ლანდშაფტის შემადგენელი კომპონენტებიდან მცენარეულობა ჰავის მცირედ შეცვლაზეც კი ძლიერ ფაქიზად პასუხობს თავისი ეკოლოგიური ხასიათის, სახეობრივი შედგენილობისა და მათი გავრცელება-განაწილების მიხედვით; რადგან ჰავა მეტნაკლებ გავლენას ახდენს გეოგრაფიული გარემოს სხვა კომპონენტებზეც, ამიტომ მთებში მცენარეულობის სიმაღლითი ზონები ლანდშაფტური ზონების სარკეს წარმოადგენს.

სიმაღლის მიხედვით იცვლება ეკოლოგიური პირობები (ატმოსფერული წნევა, ტემპერატურა და სხვა), რაც შესაბამის ასახვას პოულობს ცხოველთა სამყაროშიც (სახეობრივი და რაოდენობრივი შედგენილობის ცვლილება).

მართალია, ცხოველი აქტიური მოძრაობით ხასიათდება, მას შეუძლია გადაადგილდეს სიმაღლით ზონებში, მაგრამ ეს გადაადგილება მანაც პერიოდულია და უმთავრესად საკვების მოპოვებასთან და წელიწადის სეზონურობასთანა დაკავშირებული.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, მთიან მხარეთა ლანდშაფტების სიმალ-
ლითი ზონების სტრუქტურაზე დიდად მოქმედებს განედური ზონალობა. ყოველ
განედურ ზონას, გრძელულ პროვინციულობასთან შეფარდებით, შეესაბამება
სიმალლითი ზონების ტიპური „სპექტრი“, რომელიც ხასიათდება ზონების
გარკვეული რიცხვით, კომპონენტების სახეობრივი შემადგენლობის დამახა-
სიათებელი თავისებებით და სხვა.

უნდა აღვნიშნოთ, რომ თავის მხრივ მთიანი მხარეც გავლენას ახდენს
მიმდებარე ვაკე ტერიტორიების ბუნებრივ პირობებზე ნალექების რაოდენობის
გაზრდით, ან „ნალექების ჩრდილის“ არახელსაყრელი პირობებით; მთიანმა მხა-
რემ შეიძლება შეაკავოს ჰაერის მასების შემოჭრა და ა. შ.

ევრაზიის კონტინენტზე საშუალო განედებში ლანდშაფტების ზონალობის
სტრუქტურაში კარგად არის გამოხატული ჰავის კონტინენტურობის ზრდა აღმო-
სავლეთისაკენ. ეს ჩანს კავკასიონის, ტიან-შანისა და პამირის შესაბამისი ზონების
საერთო მაღლა აწევაში, ტენისმოყვარე მცენარეულობის შემცირებასა და ზოგან
მათ გამოდევნაში, მათ მეტნაკლებად ქსეროფიტიზაციაში და სხვ. ჰავის გრძე-
დული მიმართულებით ცვალებადობის გამო კავკასიონის მთისწინეთის დასავ-
ლეთ ნაწილში ლანდშაფტური „სპექტრის“ ქვედა ზონა წარმოდგენილია ფარ-
თოფოთლოვანი შერეული კოლხური ტყით, მარადმწვანე ქვეტყის განვითარე-
ბით, ხოლო აღმოსავლეთში — მშრალი ველით ან არიდული ნათელი ტყით.
სუბტროპიკული და ზომიერი განედური ლანდშაფტური ზონების საზღვარზე
მდებარეობისა, აგრეთვე ზღვისა და რელიეფის თავისებურების გავლენის გამო,
მდინარე რიონის შუა და ზემო წელის აუზში წარმოდგენილია: მთის ტყეთა,
სუბალპური, ალპური, სუბნივალური და ნივალური ზონები. მცენარეულობიდან
სუბტროპიკული ელემენტი (მაგალითად, ლაფანი) ღრმად იჭრება მთავარი
მდინარის ხეობაში ზღვის დონიდან დახალოებით 600 მეტრამდე.

ამგვარად, მთიან მხარეთა ლანდშაფტების სიმალლითი ზონალობის სტრუქ-
ტურის გამაპირობებელი ფაქტორებია: 1. რელიეფი, მისი ფართო გაგებით და
ჰავის სიმალლითი ზონალობა; 2. გეოგრაფიული განედი; 3. კონტინენტური და
ოკეანური ჰაერის მასების მიმართ მდებარეობა.

თითოეული ეს პირობა ზონალური, აზონალური და პროვინციული ფაქტო-
რის სახით გავლენას ახდენს ლანდშაფტების სიმალლითი ზონების ჩამოყალიბე-
ბაზე. ზონალურ ფაქტორს წარმოადგენს განედური გეოგრაფიული ზონალობა;
გრძელულ-კლიმატური განსხვავებანი საფუძვლად უდევს პროვინციულობას,
რომელიც ზონალობის გამოვლენის კონკრეტული გამოხატულებაა. აზონალური
ფაქტორებია რელიეფის ხასიათი (ზედაპირის დახრის კუთხე, ორიენტირება,
აბსოლუტური სიმალლე), ამგები ქანების ლითოლოგიური განსხვავება და სხვ.
ზონალობა და აზონალობა — ორივე გეოგრაფიული კანონზომიერებაა და ყველ-
გან და ყოველთვის რთული ურთიერთკავშირით ვლინდება. აზონალობა არ ნიშ-
ნავს ზონალობის უარყოფას, რამდენადაც ყოველი აზონალური მოვლენა არსე-
ბობს და ვლინდება განსაზღვრულ ზონალურ პირობებში.

ლანდშაფტების სხვადასხვა რანგის რეგიონებისა და ტიპოლოგიური ერთე-
ულების გამოვლინების დროს უნდა გავითვალისწინოთ ზონალური და აზონა-
ლური ფიზიკურ-გეოგრაფიული თავისებურებანი. ამასთან უნდა გვახსოვდეს,
რომ მსხვილი ტაქსონომიური ერთეულების გენეტური ერთიანობა შეფარდები-

თია, რამდენადაც მათ განვითარების პროცესში მცირე ერთეულებად დიფერენციაცია განიცადეს; ტაქსონომიური რანგის შემცირებასთან ერთად იზრდება გენეტიური ერთიანობის ხარისხი.

ფიზიკურ-გეოგრაფიულ დარაიონებას და ლანდშაფტების კლასიფიკაციას აქვს როგორც თეორიულ-მეთოდური, ასევე პრაქტიკული სამეურნეო მნიშვნელობა ბუნებრივი რესურსების გეგმაზომიერი გამოყენებისა და მისი რაციონალურად გარდაქმნის საქმეში. ლანდშაფტური რუკის შედგენა გეოგრაფიულ კანონზომიერებათა ანალიზისა და განზოგადების ერთ-ერთი მთავარი და სპეციფიკური საშუალებაა. იგი აუცილებლად საჭიროა როგორც მეცნიერული საფუძველი სპეციალური დარაიონების სქემების დამუშავების დროს (ვ. პროკაევი, 7).

ლანდშაფტების დიფერენციაცია, ისტორიული განვითარების პროცესში ზონალური და აზონალური ფაქტორების ურთიერთხემოქმედების შედეგია (ა. ისაჩენკო, 5). მთებში სიმაღლითი ზონალობის სტრუქტურა — ზონების რიცხვი და ხასიათი, აგრეთვე თითოეული მათგანის სიმაღლითი საზღვრები და ბუნებრივი სხვაობანი, განისაზღვრება მთიანი მხარის განედური და გრძედური მდებარეობით, აგრეთვე მისი როგორაფიული თავისებურებებით. მაგრამ, როდესაც ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისას მცირე ერთეულების დეტალურ დახასიათებაზე გადავდივართ, ვამჩნევთ, რომ ფიზიკურ-გეოგრაფიული განსხვავებანი უკვე ვეღარ აიხსნება მარტო საერთო ზონალური და აზონალური კანონზომიერებებით. ერთმანეთის გვერდით, ერთსა და იმავე ზონალურ და აზონალურ პირობებში, ერთი და იგივე მალლობის ფერდობზე ბუნების განსხვავება აღარაა დამოკიდებული მხოლოდ განედურ-ვერტიკალურ პირობებზე და კონტინენტურ-ოკეანური ჰაერის მასების გადაადგილებაზე. აქ ყურადღება უნდა მიექცეს ადგილობრივ შიდა ლანდშაფტურ ფაქტორებს — ლანდშაფტის მორფოლოგიურ თავისებურებებს (ა. ისაჩენკო, 6).

ლანდშაფტის მორფოლოგიური სტრუქტურის შეცნობა, მისი შემადგენელი მორფოლოგიური ნაწილების შესწავლა და კარტოგრაფიულად გამოსახვა საექსპედიციო ლანდშაფტური კვლევის მთავარი ამოცანაა.

ლიტერატურა

1. კორძაია მ., რაჭა-ლეჩხუმის კლიმატი, საქ. სსრ მეცნ. აკად. ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტ. შრ., ტ. XII, 1960.
2. მარუაშვილი ლ., საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, თბ., 1964.
3. Гвоздецкий, Н. А. — Кавказ, Очерк природы, Географгиз, М., 1963.
4. Гвоздецкий, Н. А., Исаченко, А. Г., — К проблеме физико-географического районирования. Изв. ВГО, т. 94, вып. 6, 1962.
5. Исаченко, А. Г., — Основные принципы физико-географического районирования и вопросы построения таксономической системы единиц. Уч. зап. ЛГУ, физ. геогр., вып. 8, № 317, 1962.
6. Исаченко, А. Г. — Учение о ландшафте и физико-географическое районирование. Изд. ЛГУ, 1962.
7. Прокаев В. И., Колесников Б. П. — О соотношении между физико-географическим и специализированным природным районированием. Изв. ВГО, т. 95, вып. 6, 1963.



8. Солнцев, Н. А. — О некоторых принципиальных вопросах проблемы географического районирования, Научные доклады высшей школы № 2, 1958.
9. Фокин, А. М. — Динамика рыхлых горно-склоновых покровов и связь с ней миграции рудных элементов по наблюдениям на Кавказе, Тр. КИМС, вып. V (7), 1964.
10. Шукин, И. С., Шукина О. Е. — Жизнь гор, М., 1959.

ფიზიკური გეოგრაფიის ინსტიტუტის კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 20.X. 1966).

М. Ш. ХАРАТИШВИЛИ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПОНЕНТОВ ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ ГОРНЫХ СТРАН НА ПРИМЕРЕ БАСSEИНА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. РИОНИ

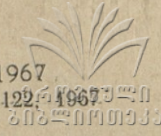
Резюме

Основной характерной особенностью горных стран является высотная зональность природных ландшафтов, структуру которой определяют следующие зональные и аazonальные факторы: 1. Рельеф и высотная зональность климата; 2. Географическая широта; 3. Положение к континентальным и океаническим воздушным массам.

Видовые составы флоры и фауны каждой высотной зоны в большей степени зависят от близости видообразовательных центров.

Ландшафт развивается в связи с изменением геолого-геоморфологических и климатических условий и воздействием человека. Своеобразное строение Кавказионского антиклинория — существование различных литологических и климатических высотных зон — является твердой основой для того, чтобы изучение морфологических процессов производить в связи с высотными зонами и отдельно выделить аazonальные процессы.

Во время выявления ландшафтов разных ранговых регионов и типологических единиц надо принять во внимание зональные и аazonальные факторы. Во время физико-географической дифференциации, когда переходим к деталям географической разности, в первом ряду стоит морфологическая разница ландшафта.



მ. საბაშვილი

**საქართველოს სსრ ნიადაგების გაკულტურებისა და
გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაციის შესახებ**

ნიადაგების გაკულტურებისა და ამ მხრივ მათი კლასიფიკაციის საკითხებს ამ ბოლო დროს მართებულად დიდი ყურადღება ექცევა. ამ საკითხის მნიშვნელობა ყველაზე მეტად უკავშირდება კოლმეურნეობებისა და საბჭოთა მეურნეობების მსხვილმასშტაბიანი გამოკვლევებისას ნიადაგების ზუსტი ნომენკლატურის შედგენისა და არსებულ მდგომარეობაში ნიადაგის ხასიათისა და თვისებების სწორი გამოსახვის აუცილებლობას გენეზისური თვისებებებისა და გაკულტურების მაჩვენებლების მხრივ. ამასთანავე, ნიადაგის გაკულტურების მდგომარეობის სწორ აღნიშვნას დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე როგორც მნიშვნელოვან მაჩვენებელს მიწების თვისობრივი შეფასებისათვის. როგორც ცნობილია, კოლმეურნეობებისა და საბჭოთა მეურნეობების მიწების თვისობრივი შეფასების აუცილებლობას ყურადღება ეთმობა სკკპ XXIII ყრილობისა და სკკპ ცენტრალური კომიტეტის პლენუმების დადგენილებებში. ჩვენი აზრით, ნიადაგის გაკულტურების მდგომარეობის სწორი გამოსახვა პირველი ნაბიჯია მისი თვისობრივი შეფასებისაკენ.

გასაგებია, რომ აღნიშნულ საკითხებს განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს ჩვენი რესპუბლიკისათვის, სადაც დამახასიათებელია ბუნებრივი პირობების და, კერძოდ, ნიადაგების ძალზე დიდი სხვადასხვაობა, მრავალფეროვანია სოფლის მეურნეობა და, სადაც ნიადაგების გენეზისური და გაკულტურების მაჩვენებლები უფრო რთულ ფორმებშია ურთიერთდაკავშირებული, ვიდრე სხვა ვაკე ან მთიანი ზედაპირის მქონე ოლქებსა და რაიონებში.

ამაშია განსახილველი საკითხის დიდი სირთულე და ამით აიხსნება ნიადაგის გაკულტურების არსის ხშირად სხვადასხვა განმარტება და ამ მაჩვენებლის მიხედვით ნიადაგების კლასიფიკაციის შედგენისადმი სხვადასხვა მიდგომა.

ამ მხრივ პირველ რიგში უნდა აღინიშნოს ნ. კარბინსკის (9) და ვ. ფრანცესონის (21) შრომები, რომლებმაც კორდიან-ეწერი ნიადაგების კლასიფიკაციას გაკულტურების მიხედვით საფუძვლად დაუდეს მათი გაპატივების ხარისხი, მ. ეგოროვის შრომა ნიადაგების განოყიერებისა და გაკულტურების შესახებ და სხვ. კულტურულ ნიადაგებსა და მათ გეგმაზომიერ შექმნას სხვადასხვა ნიადაგურ-კლიმატურ ზონებში ეხება ს. ზახაროვის შრომა (8); მის მიერ აღნიშნულია

ნიადაგების გაკულტურების ამოცანები და მეთოდები სხვადასხვა ზონებში და ამის შესაბამისი ღონისძიებები.

გაკულტურების ხარისხის მიხედვით ნიადაგების კლასიფიკაციის უფრო დეტალური სქემა მოგვცა იარკოვმა (22), რომელმაც დაჯგუფების საფუძვლად მიიღო ნიადაგის გაპატივების ხარისხი, აგრეთვე მოკირიანება, მორწყვა და სხვა ღონისძიებები. უფრო გვიან კორდიან-ეწერი ნიადაგების გაკულტურების უფრო დაწვრილებითი კლასიფიკაცია და მისი გავლენა ნიადაგწარმოქმნის პროცესზე გააშუქა ნ. ბლაგოვიდოვმა (1, 2). ამავე პერიოდში გამოქვეყნებულია რიგი შრომები კორდიან-ეწერი და სხვა ნიადაგების გაკულტურებისა და ნიადაგის შედგენილობაში იმით გამოწვეული ცვლილებების საკითხებზე. ასეთებია: მ. კონონოვას, ნ. პანკოვას და ნ. ბელჩიკოვას (12), ა. სტოლგანეს (20), ი. გარკუშას (3, 4), ვ. დოლოტოვის (7), გ. გრიგორიევის (6), ი. ლივეროვსკის (13) და სხვ. შრომები.

ამ უკანასკნელ დროს გამოქვეყნდა გ. გრიგორიევის და ვ. ფრიდლანდის შრომა (6) გაკულტურებული ნიადაგების კლასიფიკაციის პრინციპებზე. ეს ავტორები განიხილავენ ნიადაგის გაკულტურების არსს და ამის მიხედვით მათი კლასიფიკაციის საფუძვლად თვლიან ნიადაგის თვისებებისა და ნიადაგთწარმოქმნის პროცესების ერთობლიობას.

საქართველოს ნიადაგების გაკულტურების საკითხების შესწავლა და ამის მიხედვით მათი გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაციის დაზუსტება ჩვენ დავიწყეთ 1935 წელს ვ. ჩერეპახინასთან ერთად ტენიანი სუბტროპიკების წითელმიწა-ეწეროვანი ნიადაგებისათვის (15). კლასიფიკაციას საფუძვლად დავუდევით გაკულტურების სხვადასხვა სტადიაში მყოფი წითელმიწა, სუბტროპიკული ეწერი და ტყის ყომრალი ნიადაგების დიაგნოსტური მაჩვენებლების დაზუსტება. ძირითადად დიაგნოსტურ მაჩვენებლებად მიღებული იყო: ნიადაგის მორფოლოგიური ნიშნები, აგრეგატული შედგენილობა, ორგანული ნივთიერების შემცველობა და შედგენილობა, შთანთქმული ფუძეების შედგენილობა და ნიტრიფიკაციის უნარი. გაკულტურების ხასიათისა და ხარისხის მიხედვით ეს მაჩვენებლები შესწავლილი იყო ზემოთ დასახელებულ ნიადაგებში ახალსა და ძველ ციტრუსოვანთა და ჩაის პლანტაციებში სხვადასხვა სახით ნიადაგის დამუშავებით.

ანალოგიური მუშაობა ჩვენ ჩავატარეთ აღმოსავლეთ საქართველოს გორისა და მარნეულის სარწყავ რაიონებში.

გაკულტურების ხასიათი და ხარისხი ჩვენს მიერ აღნიშნულია ყველა ნიადაგისათვის კლასიფიკაციის სქემაში, მონოგრაფიებში საქართველოს სსრ ნიადაგების შესახებ (16, 17, 19) და დაზუსტებული იყო წითელმიწა, ეწერი და სხვა ნიადაგებისათვის მათი დაწვრილებითი გამოკვლევების დროს. უფრო მცირე მასშტაბით გაკულტურების მაჩვენებლები (მორწყვა) გამოსახულია საქართველოს სსრ და ცალკე რაიონების საშუალო მასშტაბის ნიადაგების რუკებზე და უფრო დაწვრილებით აღინიშნება კოლმეურნეობებისა და საბჭოთა მეურნეობების მსხვილმასშტაბიან ნიადაგების რუკებზე.

1955 წ. ნ. კვარაცხელიამ და გ. დ. ახვლედიანმა დაიწყეს დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ეწერი და აღმოსავლეთ საქართველოს ტყის ყავისფერი ნიადაგების გაკულტურების მაჩვენებლების დაზუს-

ტება (10, 11). ეწერი ნიადაგებისათვის გამოყოფილია ძლიერ, საშუალოდ და სუსტად გაკულტურებული ნიადაგები და მოცემულია მათი დახასიათება ჰუმუსიანი ფენების სისქის, ჰუმუსის შემცველობის, ნიტროფიკაციის უნარის, შთანთქმულ ფუძეთა ჯამის, მოძრავი P_2O_5 , K_2O , > 1 მმ წყალგამძლე აგრეგატების შემცველობის და საერთო ფორიანობის მიხედვით. დაახლოებით იგივე მაჩვენებლები მიღებულია ტყის ყავისფერი ნიადაგების ძლიერ, საშუალოდ და სუსტად გაკულტურებული ვარიანტების დახასიათებლად.

გათვალისწინებული იყო აღნიშნული მუშაობის ჩატარება ყველა ტიპის ნიადაგებისათვის, მაგრამ სირთულის გამო ის ადრე იქნა შეწყვეტილი.

კოლმეურნეობებისა და საბჭოთა მეურნეობების ნიადაგების რუკებზე გაკულტურების მდგომარეობის სწორი გამოსახვის აუცილებლობასთან დაკავშირებით, უდავოდ, მთავარია თვით გაკულტურების ცნებისა და ხარისხის სწორი გაგება სხვადასხვა ტიპის ნიადაგებისათვის, მათი განლაგების პირობების, შედგენილობა-თვისებების და გაკულტურების ზეგავლენით სხვადასხვა ცვლილებების შესაბამისად. უდავოდ, ხშირად ძალიან დიდია განსხვავება ერთი და იგივე ტიპის ფარგლებში „გაკულტურებულ“; აუთვისებელ და სხვ. ნიადაგსა და იმავე ტიპის ძლიერ გაკულტურებულ ნიადაგს შორის. ამის მაგალითად შეიძლება დავასახელოთ აუთვისებელი წითელმიწა (ტყეში, მიჯნაზე და ა. შ.) და იგივე წითელმიწა ძველი ჩაის ან მანდარინის პლანტაციიდან გაკულტურების მაღალი მაჩვენებლებით — ღრმა დამუშავების ან დატერასების, ნაკელის, სასუქების სისტემატური შეტანის შედეგად მკვეთრად შეცვლილი ქიმიური, ბიოლოგიური და სხვა თვისებებით და ამის საფუძველზე ნაყოფიერების მაჩვენებლებით. ასევე მკვეთრად განსხვავდებიან წაბლა ტიპის და სხვა ურწყავი ნიადაგები და იმავე ტიპის „კულტურულ-სარწყავი“ ნიადაგები, მკვეთრად შეცვლილი ფიზიკური, ქიმიური და ბიოლოგიური თვისებებით და, შესაბამისად, ნაყოფიერების მაჩვენებლებით.

ნიადაგის გაკულტურების სახისა და ხარისხის დადგენის პირველი ეტაპი უნდა იყოს გარეგნული (მორფოლოგიური) ნიშნების სწორი განსაზღვრა კოლმეურნეობებისა და საბჭოთა მეურნეობების ნიადაგების სავსელ გამოკვლევის დროს და შედგენილობისა და თვისებების დიაგნოსტიკური მაჩვენებლების დაზუსტება ნიადაგის ცალკე ტიპებისა და სახეების მიხედვით.

ნიადაგების დახასიათება და კლასიფიკაცია გაკულტურების მდგომარეობის მიხედვით (ხასიათი, ხარისხი), უნდა იყოს კონკრეტული და რაც შეიძლება სრულად უნდა ასახავდეს არსებულ მდგომარეობაში ნიადაგის შედგენილობა-თვისებების ცვლილებების პროცესსა და ხარისხს ადამიანის დადებითი ზემოქმედების და მისი ხასიათისა და ხანგრძლიობის შედეგად.

უდავოა, რომ ნიადაგის გაკულტურება ხდება არა ერთი რომელიმე ღონისძიების (ნიადაგის დამუშავება, მორწყვა, სასუქის შეტანა და სხვ.), არამედ ამ ღონისძიებათა კომპლექსის შედეგად, რაც იწვევს ნიადაგის შედგენილობა-თვისებების ძლიერ შეცვლას და მისი ნაყოფიერების გადიდებას შედარებით ხანგრძლივი დროით.

მაგრამ ყოველი ეს ღონისძიება (მორწყვა, დაშრობა, პლანტაჟი, სასუქის შეტანა და სხვ.) გარკვეულ გავლენას ახდენს ნიადაგის მორფოლოგიურ ნიშნებზე, ფიზიკურ, ქიმიურ და სხვა თვისებებზე, რაც სათანადო გამოსახულებას

ნიადაგების გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაციის ზოგიერთი მაგალითი



საქართველოს
საგარეო ურთიერთობების
სამსახური

ნიადაგის ტიპი და სახე	სახესზევაობა სისქისა და ნიადაგ-წარმოქმნის გამოსახულების მიხედვით	მექანიკური შედგენილობა	ნიადაგთწარმოქმნელი ქანი	რელიეფის პირობები	სარწყავია თუ ურწყავი	
სუბტროპიკული საშუალო ეწერი	ა. ნორმალურად განვითარებული ორთშტენის ფენით 50—60 სმ სიღრმეიდან. ბ. შეცემენტებული ორთშტენის ფენით.	1. მძიმე თიხნარი. 2. თიხიანი.	ძველი ალუვიური ნაფენი: ა) თიხიან-ჭვიშიანი, ბ) თიხიან-ლორლიანი.	გ ა კ ე	ურწყავი	—
ტყის ყავისფერი კარბონატული, სრულად განვითარებული	ა. საშუალო სისქის ბ. დიდი სისქის	1. საშუალო თიხნარი 2. მძიმე თიხნარი. ა) უხირბატო ბ) საშუალოდ ხირბატო	ა) ჭვიშაჭვიშის გამოფიტვის პროდუქტები. ბ) ლიოსისებრი თიხნარი გ) დელუვიური ნაფენი	1) დამრეცი ფერდობი 2) მთის (გორაკის) თემი ვ) დელუვიური შლიფი	— ურწყავი სარწყავი	ა) არ არის ბ) სუსტი გ) საშუალო დ) ძლიერი ა) არ არის ბ) სუსტი გ) საშუალო ა) არ არის ბ) სუსტი ა) არ არის ბ) სუსტი



აგროსაწარმოო ჯგუფი	საგარეული და არსებული კულტურები	შესაძლებელი გამოყენება	გაკულტურების სახე და ხარისხი	ლონისძიებები			
				ნიადაგის დამუშავება	სასუქები	ეროზიასთან ბრძოლა	მელიორაციის ღონისძიებები
3	ჩაის პლანტაცია ა) ახალგაზრდა ბ) ძველი	იგივე "	1) პლანტაცირებული 2) განოყიერებული 3) სუსტად გაკულტურებული 1) პლანტაცირებული 2) სისტემატურად განოყიერებული 3) სარწყავი 4) ძლიერ გაკულტურებული	ჩაისთვის ღრმა დამუშავება	ჩაის პლანტაციებში განოყიერების ჩვეულებრივი ორგანულ-მინერალური სისტემა ფოსფორიტის ფეკილის გამოყენებით.	—	ჩაის პლანტაციების მორწყვა
19	ტყე ბუჩქნარი სახნავი	ტერასებზე ვენახის და ხეხილის გაშენება.	— — 1) ახლად ათვისებული 2) წარბილი 3) გამტვერებული	— — მოხვნა ფერდობის გარდიგარდმოდ თანდათანობით გაღრმავებით.	— — გამოკვება სრული სასუქით.	ტყის კაფვის რეგულირება; ციკაბო ფერდობებზე ზოგან ხელოვნური გატყვიანება	—
20	ვენახი ძველი	იგივე	1) პლანტაცირებული 2) ტერასირებული 3) სისტემატურად განოყიერებული 4) გაპატივებული 5) ძლიერ გაკულტურებული	იგივე; ციკაბო ფერდობებზე დატერასება	განოყიერების ორგანულ-მინერალური სისტემა.	—	—
21	ხეხილის ბაღი ახალი	იგივე	1) განოყიერებული 2) გაპატივებული 3) სარწყავი 4) სუსტად გაკულტურებული	ღრმა მოხვნა და კანების გარდმადმოდ; ორმოები	"	—	მორწყვა ხელოვნური დაწვიმებით

პოულობს გაკულტურების მაჩვენებლის მხრივ. რა თქმა უნდა, რაც მეტია ამ ფაქტორების და, მით უმეტეს, მათი კომპლექსის მოქმედების ხანგრძლიობა, მით უფრო მეტია ნიადაგის გაკულტურების ხარისხი და მისი გამოსახულება ნიადაგის მაჩვენებლებში.

ამასთან დაკავშირებით ჩვენ აუცილებლად მიგვაჩნია ნიადაგების დაჯგუფებებში მათზე ძირითადი ზემოქმედების და მის მიერ გამოწვეული გაკულტურების სახის ჩვენება, მაგალითად, პლანტაციურებული, ტერასირებული, განოყიერებული, გაპატივებული, მოკირიანებული, სარწყავი, დაშრობილი და სხვ., და, აგრეთვე, გაკულტურების ხარისხისა — ამ ზემოქმედების ხანგრძლიობისა და ნიადაგში მისი გამოსახულების მიხედვით — სუსტად გაკულტურებული, ძლიერ გაკულტურებული, კულტურულ-სარწყავი და სხვ.

ამასთან ერთად დაზუსტებას მოითხოვს წარმოდგენა ათვისებული და გაკულტურებული ნიადაგების შესახებ. უდავოა, რომ ყოველი ათვისებული ნიადაგი „გაკულტურებული“ არაა. მხოლოდ „ათვისებული“ ნიადაგი სწორად ეწოდება ათვისების უარყოფით შედეგს — ეროზიას, გამოფიტვას, გამტკვრებას და სხვ., რაც იწვევს ნიადაგის ნაყოფიერების დაცემას, ზოგჯერ კი ნიადაგური საფარის სრულ მოსპობას (ძლიერ ჩამორეცხილი ნიადაგები და ქანების გაშიშვლება, ქარული ეროზია და სხვ.). ათვისებულ გაკულტურებულ ნიადაგში, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, მიზანშეწონილად ჩატარებული ღონისძიებების აუცილებელი შედეგია ეფექტური ნაყოფიერების და სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოსავლიანობის გადიდება.

ნიადაგზე ზემოქმედების და გაკულტურების ხასიათის აღნიშვნას, ჩვენი აზრით, ის უპირატესობაც აქვს, რომ იგი უფრო ნათელ წარმოდგენას გვაძლევს ამ ღონისძიების ზემოქმედებისა და მის მიერ გამოწვეული გაკულტურების ხანგრძლიობაზე. ცხადია, რომ ერთ შემთხვევაში (სასუქების შეტანა, ბალახების თესვა და სხვ.) ამ ღონისძიებებით გამოწვეული ცვლილებების ხანგრძლიობა დიდი არ არის, მეორე შემთხვევაში (პლანტაჟი, ხანდაზმული მორწყვა, მოკირიანება და სხვ.) იგი გრძელდება უფრო მეტი ხნის განმავლობაში და ზოგჯერ (ტერასირება, პლანტაჟი და სხვ.) დიდი ხნით მკვიდრდება ნიადაგში. რა თქმა უნდა, დროთა ვითარებაში ამ ცვლილებების (გაკულტურების) გამოსახულების ხარისხი თანდათანობით სუსტდება.

ამასთან ერთად ხაზგასმით უნდა აღინიშნოს, რომ სხვადასხვა ნიადაგურ-კლიმატურ ზონებში და სხვადასხვა ტიპის ნიადაგში „სუსტად გაკულტურებულ“, „ძლიერ გაკულტურებულ“ და სხვა ვარიანტებს სწორად აქვთ სხვადასხვა გამოსახულება და ამ მხრივ დამატებითი მაჩვენებელი არის მისი გაკულტურების ხასიათის (დაშრობილი, ტერასირებული და ა. შ.) ჩვენება, რაც გამოსახავს ამ ნიადაგის თავისებურებას წარმოქმნის (განლაგების) პირობების და აგროსაწარმოო თვისებების მხრივ. ამას, რა თქმა უნდა, ადასტურებს მათი მორფოლოგიური ნიშნების, ჰუმუსის, აზოტის და სხვ. შემცველობის, ფიზიკურ-ქიმიური და სხვა დიაგნოსტიკური მაჩვენებლებიც.

ბუნებრივია, რომ ნიადაგწარმოქმნის და გაკულტურების პროცესები ერთმანეთთან მჭიდროდაა დაკავშირებული, მაგრამ გაკულტურების პროცესში მკვეთრი ცვლილებების შედეგად (ჭაობიანი ნიადაგების დაშრობა, უდაბნოების მორწყვა, ხანდაზმული მორწყვა და სხვ.) ნიადაგწარმოქმნის პროცესი სწორად

მკვეთრად იცვლის თავის პირვანდელ მიმართულებას, ხოლო ნიადაგი თავის გენეტიურ სახეს.

ყველა ზემოთ აღნიშნული მაჩვენებლების ერთობლიობა შეადგენს საფუძველს ნიადაგის აგროსაწარმოო დახასიათებისათვის. ამის მიხედვით ჩვენ შევადგინეთ საქართველოს სსრ ყველა ტიპის და სახის ნიადაგისათვის დაწვრილებითი გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაცია გაკულტურების ხასიათისა და ხარისხის ჩვენებით (18, 19). ამ კლასიფიკაციაში გამოყოფილია ნიადაგის ტიპები, და ქვეტიპები საქართველოს ძირითადი ზონების მიხედვით, სახეები განვითარების ხარისხის, საერთო სისქის და სხვ. მიხედვით, სახესხვაობები მექანიკური შედგენილობისა და ნიადაგთწარმომქმნელი ქანების მიხედვით, და ამ ნიადაგისათვის დამახასიათებელი რელიეფის პირობები; შემდეგ ნაჩვენებია ნიადაგის გაკულტურების სახე და ხარისხი, ეროზიის სახე და ხარისხი, სავარგული და არსებული კულტურები; შესაძლებელი გამოყენება, აგროსაწარმოო ჯგუფი და საჭირო ღონისძიებები ნიადაგის დამუშავების, სასუქების გამოყენების. ეროზიასთან ბრძოლის, მორწყვის, დაშრობის და სხვ. მხრივ. ნიადაგის გაკულტურების სახისა და ხარისხის მიხედვით აღრიცხულია ათვისების ხანდაზმულობა (ახლადათვისებული, ნარბილი და სხვ.), დაშრობის, მორწყვის, სასუქების, დამუშავების და სხვ. გავლენა (დაშრობილი, სარწყავი, განოციერებული, ტერასირებული, პლანტაჟირებული და სხვ.); გაკულტურების ხარისხი (სუსტად გაკულტურებული, ძლიერ გაკულტურებული, კულტურულ-სარწყავი და სხვ.).

რა თქმა უნდა, ეს სქემა თანდათანობით დაზუსტდება ნიადაგების შედგენილობა-თვისებების უფრო სრული დიაგნოსტიკური მონაცემების მიხედვით მსხვილმასშტაბიანი გამოკვლევების საფუძველზე, რომელთა ჩატარება, ჩვენი აზრით, ამავე სქემით უნდა ხდებოდეს.

მაგალითისათვის შრომაში მოყვანილია გენეზისურ-საწარმოო კლასიფიკაციის სქემა ნიადაგის ორი ტიპისათვის.

ლიტერატურა

1. Благовидов, Н. Л. — Окультуривание подзолистых почв, Тр. Инст. почв, АН СССР, т. 27, 1948.
2. Благовидов, Н. Л. — Сущность окультуривания подзолистых почв, Почвоведение, № 2, 1954.
3. Гаркуша, И. Ф. — Изменение дерново-подзолистых и болотных почв под влиянием окультуривания. Почвоведение, № 10, 1953.
4. Гаркуша, И. Ф. — Окультуривание почв как современный этап почвообразования, Горки, 1956.
5. Григорьев, Г. И. — Диагностические показатели дерново-подзолистых почв разной степени окультуренности, Почвоведение, 1960, № 6.
6. Григорьев, Г. И., Фридланд, В. М. — О классификации почв по степени окультуренности.
7. Долотов, В. А. — К вопросу изучения и классификации окультуренных почв, Почвоведение, № 7, 1955.
8. Захаров, С. А. — О культурных почвах и плановом создании их в разных почвенно-климатических зонах СССР, Почвоведение, № 4, 1936.
9. Карпинский, Н. П. — Почвенно-агрономическое обследование 25 миллионов га в целях химизации, журн. «Химизация соц. земледелия», 1933, № 3.



საქართველოს
საბუნებისმეტყველო
აქადემია

10. Кварацхелия, Н. Т. и Ахвледиани, Г. Д. — К установлению признаков окультуривания некоторых почв Грузии, Тр. Инст. почвоведения АН Груз. ССР, т. VII, 1956.
11. Кварацхелия, Н. Т. и Ахвледиани, Г. Д. — К вопросу окультуренности некоторых почв Грузии, Тр. Инст. почвоведения АН Груз. ССР, т. VIII, 1957.
12. Кононова, М. М., Панкова, Н. А., Бельчикова, Н. П. — Изменения в содержании и составе органического вещества при окультуривании, Почвоведение, № 1, 1949.
13. Ливеровский, Ю. А. — Вопросы классификации почв при крупномасштабных почвенных исследованиях, Сб. научных трудов Эстонской с.-х. академии, Тарту, в. 24, 1962.
14. Надежди, Б. В. — К вопросу о принципах классификации антропогенных почв, Почвоведение, № 1, 1960.
15. Сабашвили, М. Н. и Черелахина, В. И. — Об уточнении генетическо-производственной классификации красноземно-подзолистых почв, Тбил. лабор., ВИУА, 1938.
16. Сабашвили, М. Н. — Почвы Грузии, АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948.
17. Сабашвили, М. Н. — К вопросам классификации почв Закавказья, Тр. Совещ. по вопросам генезиса, классификации, географии и мелиорации почв Закавказья, АН Азерб. ССР, Баку, 1955.
18. Сабашвили, М. Н. — Генетическо-производственная классификация почв Грузинской ССР, Рукопись, 1961.
19. საბაშვილი, მ. ნ. — საქართველოს სსრ ნიადაგები, საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემია, 1965.
20. Стольгане, А. А. — К вопросу изучения процесса окультуривания почв, Почвоведение, № 10, 1952.
21. Францессон, В. А. — Об окультуренности и окультуривании почв, Журн. «Химизация соц. земледелия», № 11, 1934.
22. Ярко, С. П. — Схема классификации почв дерново-подзолистой зоны в свете учения акад. В. Р. Вильямса, АН СССР, М.-Л., 1942.

ჰიდროლოგიის, კლიმატოლოგიისა და
ნიადაგმცოდნეობის კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 15. X. 1966).

М. Н. САБАШВИЛИ

ОБ ОКУЛЬТУРЕННОСТИ И ГЕНЕТИЧЕСКО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ ГРУЗИИ

Резюме

Значение вопроса окультуренности почв и их классификации по этому признаку в наибольшей степени увязывается с необходимостью составления точной номенклатуры почв при крупномасштабных исследованиях.

В настоящей статье даны литературный обзор подходов к классификации почв по показателям окультуренности, определение сущности характера и степени окультуренности почв. В нашем представлении, характеристика почв по состоянию окультуренности и классификации их по этому признаку должна отразить возможно полнее процесс и степень изменения основных показателей состава и свойств почвы в результате положительного воздействия на нее человека, характера этого воздей-

ствия и его длительности. Безусловно, окультуривание почвы происходит не в результате воздействия одного какого-либо мероприятия, как-то: обработка почвы, орошение, удобрение и т. д., а в результате воздействия комплекса этих мероприятий, но влияние каждого из них (орошение, осушение, плантаж и т. д.) накладывает определенный отпечаток на физические, химические и др. свойства почвы, что находит определенное отражение в отношении показателя ее окультуренности. Чем длительнее воздействие этого фактора и, тем более, комплекса их, тем больше степень окультуренности почвы.

В связи с этим в градациях почв по показателям окультуренности мы считаем нужным указывать характер основного воздействия на почву (плантажированная, террасированная, удобренная, известкованная, поливная, осушенная и т. д.), длительность этого воздействия и в результате — слабую или сильную окультуренность почв.

Отличия в пределах типов почв и их вариантов по характеру и степени окультуренности, находят подтверждение в диагностических показателях их морфологии, содержания гумуса, азота, физико-химических и др. свойств.

На основании всех указанных выше данных нами составлена для всех типов и видов почв Грузии подробная схема генетическо-производственной классификации с указанием характера и степени окультуренности.

Для примера в статье приводятся схемы генетическо-производственной классификации для субтропических подзолистых и коричневых лесных почв.

მ. შვიკაძე ნაძო

მდინარე კოდორის აუზის მთა-ბჟის ნიადაგები

მოცემულ სტატიის ვიხილავთ მდინარე კოდორის აუზის მთა-ბჟის ნიადაგების შედგენილობას ნიადაგთწარმოქმნელი ქანების, კლიმატის, რელიეფისა და, რაც მთავარია, მცენარეული საფარის თავისებურებათა მიხედვით.

რელიეფი და გეოლოგიური აგებულება. მდინარე კოდორის აუზი მდებარეობს აფხაზეთის ასსრ ფარგლებში. კოდორი ყველაზე დიდი მდინარეა აფხაზეთში მდინარე ბზიფის შემდეგ. კოდორის სიგრძე, თუ დასაწყისად მივიღებთ მდინარე საკენის სათავეს, 105 კმ-ს უდრის. ხოლო მდინარე საკენისა და მდინარე ღვანდრას შეერთებიდან კი — 80 კმ-ს.

მდინარე კოდორის აუზის უდიდესი ნაწილი მაღალმთიანი და საშუალომთიანი რელიეფით ხასიათდება. მაღალმთიანი რელიეფის უკიდურეს ჩრდილო საზღვარს წარმოადგენს კავკასიონის მთავარი ქედი, რომელიც ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ არის გადახრილი.

მდინარე კოდორის მარცხენა შენაკადი — მდინარე საკენი — სათავეს იღებს ზღვის დონიდან 3200 მ სიმაღლეზე, იქ, სადაც 18 ყინვარს ითვლიან, ხოლო მდინარე კოდორის მარჯვენა შენაკადი — მდინარე ღვანდრა იწყება იმ 20 ყინვარიდან, რომელიც მოთავსებულია მთავარი კავკასიონის და ღვანდრას ქედებზე. მდინარე ღვანდრას ხეობის ზედა ნაწილი ტიპური ტროგია.

მდინარე საკენისა და მდინარე ღვანდრას შეერთების შემდეგ ამ მდინარეს კოდორი ეწოდება. დასაწყისში მისი ხეობა შედარებით ფართოა, გენცივის შემდეგ კი მკვეთრად ვიწროვდება. აქ ის ჭრის ტუფო-პორფირიტულ წყებას. სოფელ აჟარასთან ხეობა ისევ ფართოვდება. მისი მარცხენა ფერდობი შედარებით უფრო ციცაბოა, ხოლო მარჯვენა მხარეს ვრცელდება მდინარის ფართო ტერასები, რომლებიც დაფარულია ახალგაზრდა ტყით. უფრო ქვემოთ, მდინარე ჩხალთას შეერთების შემდეგ, ხეობა კვლავ ვიწროვდება, განსაკუთრებით სოფელ ქვემოლათის შემდეგ, სადაც იგი მიედინება მასიური კრისტალური კირქვების ნაფენებში.

აფხაზეთის უკიდურესი აღმოსავლეთით გადაჭიმულია აფხაზეთ-სვანეთის ქედი, რომელიც წყალგამყოფია მდინარე კოდორსა და ენგურს შორის. მწვერვალ ხოჯალიდან მდინარე კოდორამდე კავკასიონის წყალგამყოფი ქედის პარალელურად მდებარეობს კოდორის ანუ ფანავის ქედი, რომელიც აგებულია

ტუფ-პორფირიტული მკვრივი ქანებისაგან. ამ ქედისათვის დამახასიათებელია კლდოვანი მწვერვალები, ვიწრო თხემები და ციცაბო ფერდობები.

ჩრდილო-აღმოსავლეთით, მდინარე ჩხალთის ხეობაში, კავკასიონის ქედის პარალელურად მდებარეობს ჩხალთის ქედი, რომელშიც თავის მხრივ გამოიყოფა ტაიმაზის, ახსირხვას და ყურგიას ქედები. ჩხალთის ქედის გაგრძელებას დასავლეთით წარმოადგენს ჩედიმის ქედი.

პროფ. ლ. მარუაშვილი (3) კოდორის აუზში გამოყოფს ოთხ ძირითად გეომორფოლოგიურ რეგიონს.

1. მაღალმთის გლაციური და ეროზიული რელიეფის რეგიონი, რომელიც მოიცავს კავკასიონის მთავარ ქედს, ჩხალთის ქედს, კოდორის ქედის აღმოსავლეთ ნაწილს და მდინარეების — ჩხალთის, საკენისა და ღვანდრა-კლიჩის ხეობებს. ამ ხეობათა ზემო მონაკვეთებმა უშუალოდ განიცადეს მეოთხეული ყინვარების გავლენა, ქვემო ნაწილი კი წარმოადგენს ფლუვიოგლაციური მასალის გადაზიდვისა და აკუმულაციის არეებს. რეგიონი აგებულია გრანიტოიდებით, კრისტალური ფიქლებით, თიხაფიქლებით, ქვიშაქვებით, ვულკანოგენური პორფირიტებით და სხვა ქანებით. კოდორის აუზშია თავმოყრილი აფხაზეთის ყინვართა უმრავლესობა. კოდორის აუზის ფარგლებში, მთავარ ქედზე ამჟამად 165 ყინვარია, რომელთა ერთობლივი ფართობი 72 კვ კმ უდრის.

2. საშუალომთიანი ეროზიული რელიეფის რეგიონი, რომელიც მოიცავს ჩხალთის ქედის სამხრეთ კალთებს, კოდორის ხეობის მონაკვეთს ბაგადის კლდე-მდე და კოდორის (ფანავის) ქედის შუა ნაწილს მ. მ. აჩიმეძისა და ვოვცკეს შორის. რეგიონი აგებულია იურული ნალექებით, ვულკანოგენური წყებებით და იურულივე გრანიტოიდებით. გაყინვარება ამ რეგიონის ფარგლებში მხოლოდ სუსტად შეეხო ყველაზე მაღალი მთების (ძირხვას, აჩახმარას და სხვ.) ჩრდილო კალთებს. ტერიტორიის დანარჩენ, უმეტეს ნაწილში რელიეფის ხასიათს განსაზღვრავს ნორმალური ეროზია, რომლის მიერაც არის წარმოქმნილი აჭაური ხეობები და მათი გამყოფი ქედები.

3. საშუალო და დაბალმთიანი კარსტულ-ეროზიული რელიეფის რეგიონი მოიცავს კირქვიან ზოლს, რომლის სიგანეც კოდორის გასწვრივ 11 კილომეტრამდეა და, რომელსაც კოდორის აუზის მთიანი ნაწილის პერიფერია უკავია. რეგიონი ძირითადად ცარსტული სისტემისაა და ქვედა პალეოგენის კირქვებითაა აგებული. აჭაურ რელიეფში შერწყმულია ტექტონიკური, ეროზიული და კარსტული წარმოშობის ფორმები.

4. ვაკე-ბორცვიანი ტერასული რელიეფის რეგიონი — მოიცავს სივრცეს მთების ძირიდან რკინიგზამდე და კოდორის გასწვრივ 16—17 კმ მანძილზე ვრცელდება დელტამდე. აგებულია ზღვიური და კონტინენტური ნაფენებით.

საკვლევი ტერიტორია ძირითადად მოქცეულია ორ რეგიონში. ამ ტერიტორიის ძირითად ნიადაგწარმოქმნელ ქანებს წარმოადგენს ვულკანური და დანალექი ქანები: გრანიტოიდები, კრისტალური ფიქლები, თიხაფიქლები, ქვიშაქვები, პორფირიტები და სხვ.

კლიმატი. საკვლევი ტერიტორიის ქვედა ნაწილში ჰავა სუბტროპიკულია, ე. ი. ტენიანი და თბილი, ზედა სარტყელში ტენიანია და ზომიერად ცივი, მაღალმთიან ზონაში კი ჰავა ცივია. ჰავის სხვადასხვაობა, თავის მხრივ, იწვევს მცენარეული საფარის და ნიადაგების სხვადასხვაობას.

მ. კორძახიას და შ. ჯავახიშვილის (2) თანახმად, საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის მასების შემოჭრები დაკავშირებულია სამ ძირითად პროცესთან: 1. აღმოსავლეთის პროცესთან, 2. დასავლეთის პროცესთან და 3. სამხრეთ-დასავლეთის პროცესთან.

აღმოსავლეთის პროცესს, რომელიც ძირითადად შეპირობებულია აუზის ანტიციკლონით, ადგილი აქვს წლის ცივ პერიოდში და საკვლევ რაიონში, ისე, როგორც დასავლეთ საქართველოს სხვა რაიონებში, იწვევს ფიონური ხასიათის ქარებს. ამინდის შექმნაში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის პროცესი, რომლის დროს საკვლევ ტერიტორიაზე ადგილი აქვს ღრუბლიან და ნალექიან ამინდს, განსაკუთრებით სამხრეთ-აღმოსავლეთის პროცესის დროს.

აღნიშნულ ტერიტორიაზე 300 მ სიმაღლემდე ზღვის დონიდან, ზამთარი მეტად რბილია. ამ ზონის უმეტეს ნაწილში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 4° -ზე მეტია. უთბილესი თვის — აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა $23,5-24,0^{\circ}$ ფარგლებში მერყეობს. ყველაზე ცივი თვე იანვარია, ხოლო ყველაზე თბილი — აგვისტო. 300—500 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან იანვრის საშუალო ტემპერატურა $3-2^{\circ}$ უდრის, ხოლო დაახლოებით 800 მ სიმაღლეზე იგი ეცემა 0° -მდე. ამ სიმაღლიდან ტემპერატურა, მ. კორძახიასა და შ. ჯავახიშვილის გამოკვლევებით, ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ეცემა $0,6^{\circ}$ -ით და საშუალოდ 1400 მ სიმაღლეზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა -3° -ს უდრის. უთბილესი თვეების — ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 300—500 მ სიმაღლეზე $22-22^{\circ}$ -დან 1400 მ სიმაღლეზე $17-16^{\circ}$ -მდე ეცემა.

1400 მეტრიდან იწყება ზონა, რომელშიც ზამთარი ცივია და ხანგრძლივი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა -3° -ზე დაბალია. ზაფხულის უთბილესი თვის ტემპერატურა კი, სიმაღლის გადიდებასთან ერთად, თანდათანობით მცირდება და დაახლოებით 2100 მ სიმაღლიდან 10° -ზე ნაკლებია.

აფხაზეთის ტერიტორიაზე გაბატონებულია აღმოსავლეთის ქარი, რომელიც უბერავს ხმელეთიდან, და დასავლეთის ქარი — ზღვიდან, მაგრამ, როგორც საერთოდ მთიან მხარეში, საკვლევ ტერიტორიაზეც ქარების მიმართულებაზე ძლიერ მოქმედებს რელიეფის ფორმა; ქარი ჩვეულებრივ ქრის ხეობის გასწვრივ, ხოლო წლის სეზონების მიხედვით ქარის მიმართულება იცვლება. წლის ცივ პერიოდში, ოქტომბრიდან მარტ-აპრილამდე, გაბატონებულია ჩრდილო და აღმოსავლეთის ქარები, წლის თბილ პერიოდში კი — დასავლეთის ქარები.

განედურად გადაჭიმული ქედები (კოდორი, ჩხალთა და სხვ.) აბრკოლებენ კავკასიონის მთავარი ქედიდან დაშვებული ჰაერის გავრცელებას ზღვის ნაპირისაკენ. საკვლევ ტერიტორიაზე საერთოდ ქარი არ არის ძლიერი; მისი საშუალო სიჩქარე ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში $1,5-2$ მ/წმ ფარგლებში მერყეობს.

აფხაზეთის სანაპირო ზოლში საშუალო წლიური ნალექების ჯამი 1300 — 1500 მმ ფარგლებში მერყეობს. რელიეფის სირთულის გამო, სიმაღლის გადიდებასთან ერთად ნალექების რაოდენობა არათანაბრად იზრდება.

კოდორის ხეობაში ნალექები სიმაღლეზე ჯერ იზრდება (აძიუბუა—1426 მმ, განახლება — 1503 მმ, ლათი — 1808), შემდეგ, ზემო წელისაკენ მცირდება (ჩხალთა — 1518 მმ, გენცვისი — 1436 მმ). კავკასიონის თხემური ნაწილისაკენ ნალექი ისევ იზრდება (2).

მცენარეული საფარი. აფხაზეთის მცენარეული საფარი ძალზე მრავალფეროვანია, ის 2000 სახეს ითვლის. ამათგან 150 ხემცენარეები და ბუჩქებია, დანარჩენი კი ბალახეული მცენარეულობა. მათ შორის 400 სახე ენდემურია, რომელთაგან 50 იზრდება მხოლოდ და მხოლოდ აფხაზეთში.

ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების სირთულის გამო მცენარეულ საფარს სხვადასხვა სარტყელში ფლორისტული სიმდიდრის არაერთგვაროვნება ახასიათებს. განსაკუთრებით მდიდარია სახესხვაობებით დაბლობი და მთისწინების ტყე. ასევე მდიდარია მცენარეულობით ალპური სარტყელი; სადაც განსაკუთრებით მრავლადაა წარმოდგენილი ენდემური სახეობები. ტყის მცენარეულობას შორის არის ისეთი მცენარეებიც, რომლებსაც აქვს მშვენიერი, მკვრივი მერქანი და გამოიყენება ავეჯის წარმოებაში. ასეთია წაბლი, წიფელი, ბუჩა და სხვ.

საკვლევი რაიონის მცენარეული საფარის ზონალობა, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ დაბლობი ზონის მცენარეულ ზონას, რომელიც ზღვის დონიდან დაახლოებით 30—50 მ-მდე არის გავრცელებული, შემდეგნაირადაა წარმოდგენილი: პირველ ზონას შეადგენს დაბლობისა და მთისწინების კოლხეთის ტყეები, რომელიც ვრცელდება 600—700 მ ზღვის დონიდან. ამ ზონის ტყის ძირითად ედიფიკატორს წარმოადგენს წაბლი (*Castanea sativa* Mill.), კავკასიურ რცხილა (*Carpinus caucasica* Grossh.), მუხა (*Quercus iberica* Stev.), შედარებით უფრო ტენიან ადგილებში იზრდება ბუჩა (*Buxus colchica* Pojark.), ამონადვარ და უკარბონატო დანალექ ქანებზე—თაგვისარა (*Ruscus ponticus* G. Wor.), იელი (*Rhododendron flavum* Don.) და სხვა კოლხური ბუჩქნარები. აღნიშნული ზონა ბალახოვანი საფარით შედარებით ღარიბია; დაბალ სარტყელში ჩვეულებრივია ღიანები და ეპიფიტები. ამავე ზონაში გვხვდება წიფელი (*Fagus orientalis* Lipsky), მაგრამ მას დიდი ფართობი არ უჭირავს. მეორეა—მთის ტყის ზონა, რომელიც ვრცელდება 700 მეტრიდან 2000—2200 მ-მდე. ამ ზონაში გაბატონებული ადგილი უჭირავს აღმოსავლეთის წიფელს (*Fagus orientalis* Lipsky) და კავკასიურ სოჭს (*Abies nordmanniana* (Stev.) Spach). წიფელის განვითარების ოპტიმალური პირობები არის 900 მ-დან 1400 მ-მდე. უფრო ზევით იგი თანდათანობით მცირდება და ტყის ზედა ნაწილში ვითარდება უკვე დაბალმოზარდი ბუჩქის სახით. 1000 მ-დან 1900 მ სიმაღლემდე წიფლნარი ტყის სარტყელში იჭრება სოჭი, რომელიც მასთან ერთად ქმნის შერეულ დაჯგუფებას. ამ ზონის დაბალ ნაწილში თანმხლებს წარმოადგენს რცხილა (*Carpinus caucasica* Grossh.), წაბლი (*Castanea sativa* Mill.), მდინარეთა ტენიან ხეობებში ცაცხვი (*Tilia platyphyllos* Scop.), ქვეტყეში გვხვდება წყავი (*Laurocerasus officinalis* Roem.), შქერი (*Rhododendron ponticum* L.), დეკა (*Rhododendron caucasicum* Pall.) და სხვ. წიფლნარ და სოჭნარ-წიფლნარ ტყეში შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება ნაძვი (*Picea orientalis* (L.) Link). ქვეტყეში ზემოთ ჩამოთვლილი ბუჩქნარების გარდა განვითარებულია ბაძვი (*Jlex agnifolium* L.), მთა-ტყის ზონაში მრავლადაა წარმოდგენილი ბალახოვანი საფარი.

მთა-ტყის ზონას ზემოდან აკრავს სუბალპური ტანბრეცილა ტყეების სარტყელი, რომელშიც გვხვდება წიფელი, არყის ხე (*Retula Litwinowii* A. Doluch.), მალალმთის ბოკვი (*Acer trautvetteri* Medw.) და სხვ.

მდინარე საკენის აუზის მცენარეული საფარის ძირითად დამახასიათებელ თვისებად შეიძლება მიჩნეულ იქნას ის, რომ ის შედარებით უფრო ღარიბია მეზოფილური ელემენტებით, რითაც განსხვავდება მდინარე ჩხალთის აუზის მცენარეული საფარისაგან, განსაკუთრებით მდინარე კლიჩის აუზისაგან, და უახლოვდება სვანეთის მცენარეული საფარის შედგენილობას. ამის მიზეზი უნდა იყოს საკენის ხეობის შედარებით უფრო აღმოსავლეთი მდებარეობა და აგრეთვე მისი დაწელობა შავი ზღვიდან მონაბერი ქარებისაგან.

ამგვარად, საკლევ ტერიტორიაზე შეიძლება გამოვყოთ ტყის მცენარეულობის ოთხი ვერტიკალური სარტყელი: 1) მუხნარი, რცხილნარი, წიფლნარი ტყის სარტყელი, შერეული კოლხურ ტყესთან; 2) წიფლნარი ტყის სარტყელი; 3) სოჭნარ-წიფლნარი შერეული ტყის სარტყელი და 4) მალაღმთის ტანბრეცილა ტყის სარტყელი.

ნ ი ა დ ა გ ე ბ ი

საკლევ რაიონის ბუნებრივი პირობების ნაირგვარობა დიდ გავლენას ახდენს ნიადაგურ საფარზე. აქ მკვეთრად არის გამოხატული ნიადაგების ვერტიკალური ზონალობა. ამასთან ერთად დიდია ნიადაგთწარმოქმნელი დედაქანების გავლენა ნიადაგის შედგენილობა-თვისებებზე და, საერთოდ, ნიადაგთწარმოქმნის ტიპზე. მდინარე კოდორის აუზში ფართოდაა გავრცელებული ნეშომბალა-კარბონატული ნიადაგები, რაც გაპირობებულია აქ კირის დიდი რაოდენობის შემცველი ქანების გავრცელებით. მცენარეული საფარის ნაირგვარობა, თავის მხრივ, იწვევს ჰუმუსოვანი ნივთიერებების წარმოქმნისა და შედგენილობა-თვისებების სხვადასხვაობას.

საქართველოში ტყის ყომრალი ნიადაგების ფართო გავრცელებასა და მათ დახასიათებაზე საყურადღებო გამოკვლევები აქვთ ჩატარებული პროფ. ს. ზასაროვს (13, 14), პროფ. მ. საბაშვილს (4, 5, 6, 16), პროფ. ს. ზონს (15), პროფ. ვ. ტარასაშვილს (17), ჩვენ (7, 8, 9, 10, 11) და სხვ.

მოგვყავს საკლევ ტერიტორიის ტყის ყომრალი ნიადაგების მორფოლოგიური აღწერილობა ჩვენს მიერ შესრულებული კვლევის მიხედვით.

ჭრილი № 1—გაყვებულება სოფელ აყარაში, სამხრეთ-დასავლეთ 19° დახრილობის ფერდობზე, 650 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ფოთლოვან ტყეში, ქვეტყეში კარგად არის განვითარებული იელი, თხილი, ხოლო ჭრილის გაჭრის მახლობლად— ბალახოვანი საფარი და გვიმრა. დედაქანი არის ქვიშაქვა.

ჰორიზონტი A (0—10 სმ), ყავისფერი, მარცვლოვან-მტვრისებრი სტრუქტურის, ოდნავ მომკვრივო, ფესვებიანი და მცირე რაოდენობით ქვიანი, მძიმე თინნარი, ნესტიანი, კარბონატებს არ შეიცავს.

ჰორიზონტი B₁ (10—30 სმ), მოყავისფრო, კომტოვანი სტრუქტურის, მომკვრივო, ფესვებით და ქვებით, მძიმე თინნარი, ნესტიანი, კარბონატებს არ შეიცავს.

ჰორიზონტი B₂ (30—50 სმ), მოყავისფრო-მონაცრისფრო, კომტოვანი სტრუქტურის, მკვრივი ფესვებით და ქვებით, მძიმე თინნარი, ნესტიანი, კარბონატებს არ შეიცავს.

ჰორიზონტი C (50—80 სმ), მონაცრისფრო, უსტრუქტურო, ქვებით და

ფესვებით, მკვრივი, მძიმე თიხნარი, ნესტიანი, კარბონატებს არ შეიცავს. უფრო ქვემოთ გადადის ქვიშაქვის გამოფიტვის ქერქში.

ჭრილი № 6—ტყის ყომრალი, ოდნავ გაეწრებული ნიადაგი; ჭრილი გაკეთებულია მდინარე საკენის მარცხენა ნაპირზე, მყავე წყლების მიდამოებში, ჩრდილო, 26° დახრილობის ფერდობზე, 1360 მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან, ნაძენარში, რომელსაც თითო-ოროლა ერევა ფოთლოვანი ტყის წარმომადგენლებიც; ქვე-ტყეში კარგად არის განვითარებული ბალახები და გვიმრა.

ჰორიზონტი A₀ (0—2 სმ), წიწვიანი ტყის მკვდარი საფარი.

ჰორიზონტი A (2—30 სმ), ყავისფერი, მარცვლოვან-კომტოვანი სტრუქტურის, ფესვებით, ოდნავ მკვრივი, საშუალო თიხნარი, მშრალი, კარბონატებს არ შეიცავს.

ჰორიზონტი B (30—50 სმ), ღია მოყავისფრო, კომტოვანი სტრუქტურის, ფესვიანი და ქვიანი, მკვრივი, საშუალო თიხნარი, მშრალი, კარბონატებს არ შეიცავს.

ჰორიზონტი B/C (50—80 სმ), მოყავისფრო, კომტოვანი სტრუქტურის, ფესვებიანი და ქვიანი, მკვრივი, საშუალო თიხნარი, ოდნავ ნესტიანი, კარბონატებს არ შეიცავს.

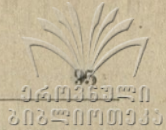
ჰორიზონტი C/D (80—120 სმ), მოყავისფრო, უსტრუქტურო, ქვები დიდი რაოდენობით, გადადის გამოფიტვის ქერქში.

საკვლევი ტერიტორიის დაბლობ და გორაკ-ბორცვიან ზონაში უმეტესად გავრცელებულია ეწერი, წითელმიწა და ყვითელმიწა ნიადაგები. ამავე ზონაში და ამაზე უფრო მეტად მთა-ტყის ზონაში, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, კარბონატულ ქანებზე განვითარებულია ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები.

ბუნებრივი პირობების მრავალფეროვნება იწვევს ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების დიდ სხვადასხვაობას, ძლიერ გადარეცხილ და მცირე სისქის ნიადაგებიდან გაეწრებულ სახესხვაობამდე. ჩვენს საკვლევ რაიონში უმთავრესად გავრცელებულია მცირე და საშუალო სისქის ძლიერ ხირხატიანი სახესხვაობები, ხოლო ციკაბო ფერდობებზე კი — ძლიერ გადარეცხილი ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები. მორფოლოგიური ნიშნების მიხედვით ამ ნიადაგებისათვის დამახასიათებელია მუქი, თითქმის შავი შეფერილობა ზედაპირულ ჰორიზონტში, რომელიც სიღრმისაკენ ყავისფერში გადადის. ეს ნიადაგები გამოირჩევა კარგად გამოსახული მარცვლოვან-კომტოვანი სტრუქტურით, ჰუმუსის დიდი შემცველობით და შთანთქმის დიდი ტევადობით. მექანიკური შედგენილობის მიხედვით ეს ნიადაგები თიხნარია. კარგი სტრუქტურისა და მიკროაგრეგატულობის გამო მათ ახასიათებს კარგი წყალმართვი და ჰაეროვანი თვისებები, ხოლო დიდი ხირხატიანობა ხელს უწყობს აგრეთვე კარგ წყალგამტარობას და სითბურ თვისებებს.

საკვლევი ტერიტორიის ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების მორფოლოგიურმა აღწერილობამ ასეთი სურათი მოგვცა:

ჭრილი № 33, ნეშომპალა-კარბონატული, გაკეთებულია მდინარე შავწყალს მარჯვენა ნაპირზე, თევზის ქარხნის მიდამოებში, სამხრეთ-აღმოსავლეთ, 10—15° დახრილობის ფერდობზე, 130 მ სიმაღლეზე, შერეულ ფოთლოვან ტყეში.



პორიზონტი A (0—15 სმ), მოშავო, წვრილმარცვლოვანი სტრუქტურის, ფესვებით და ქვებით, გამკვრივებული, თიხნარი, ოდნავ ტენიანი, კარბონატული.

პორიზონტი B (10—40 სმ), მოშავო, კომპოვანი სტრუქტურის, ფესვებით და ქვებით, მკვრივი, მძიმე თიხნარი, ოდნავ ტენიანი, კარბონატული.

პორიზონტი C (40—70 სმ), მონაცრისფრო, კომპოვანი სტრუქტურის, ფესვებითა და ქვებით, მკვრივი, მძიმე თიხნარი, ტენიანი, კარბონატული.

პორიზონტი C/D (70—110 სმ), მონაცრისფრო, უსტრუქტურო, ქვებით და ფესვებით, მკვრივი, მძიმე თიხნარი, ტენიანი, კარბონატების დიდი შემცველობით. უფრო ქვემოთ გადადის კირქვის გამოფიტვის ქერქში.

მექანიკური შედგენილობა. მდინარე კოდორის აუზის ნიადაგებში შევისწავლეთ მექანიკური შედგენილობა. მონაცემები მოცემულია პირველ ცხრილში. ცხრილში მოყვანილი მონაცემები გვიჩვენებს, რომ ყომრალ ნიადაგებს უმეტეს

ცხრილი 1

მექანიკური ანალიზის მონაცემები. NaCl-ით
ღამუშავება (g/g/100g-ით)

ნიადაგი	პრი- ლი	სიღრ- მე სმ-ით	ხირბა- ტი > 1 მმ	1 მმ— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	0.001 √ _{მმ}	0.01მმ √
ყომრალი, ფოთლოვანი ტყე, სოფ. აუარა	1	0—10	—	6,32	21,26	26,62	6,69	22,89	16,22	45,80
		15—25	20,3	7,32	17,84	25,15	9,24	24,39	16,06	49,69
		35—45	11,3	7,21	17,66	25,80	9,95	21,46	17,92	48,33
		70—80	31,5	6,42	21,37	25,45	6,30	27,32	14,14	46,76
ყომრალი, ოდნავ გაე- წრებული, ფოთლოვანი ტყე	2	0—6	—	7,41	15,37	24,34	10,14	26,00	16,74	52,88
		15—25	—	7,90	12,54	25,44	9,88	23,74	20,50	54,12
		35—45	—	9,53	4,83	22,81	9,94	29,77	23,12	62,83
		60—70	—	16,40	9,81	20,24	9,07	22,29	22,19	63,55
90—100	—	15,88	1,74	20,44	8,45	27,86	26,16	62,47		
გაეწრებული ყომრალი, შერეული ტყე	4	2—10	—	14,84	35,40	23,42	5,67	11,56	9,11	26,34
		10—30	—	19,56	34,56	21,63	8,08	7,93	8,24	24,25
		50—60	—	21,48	37,53	16,22	0,93	12,09	11,75	24,77
		80—100	—	46,09	29,76	10,20	0,62	7,41	5,92	13,95
გაეწრებული ყომრალი, ნაძვარი	6	2—5	—	1,40	41,47	29,42	3,64	7,49	16,58	27,71
		10—20	—	8,00	30,60	23,92	11,07	9,28	17,13	37,48
		35—45	—	2,13	30,96	24,94	9,44	11,88	20,65	41,97
		60—70	—	10,03	25,89	24,89	6,67	9,95	22,57	39,19
90—100	—	5,91	19,66	22,87	9,35	14,29	27,92	51,56		
გაეწრებული ყომრალი, შერეული ტყე	8	1—7	43,3	15,98	23,72	28,63	9,58	8,70	13,39	31,67
		12—22	19,7	13,93	27,11	29,04	7,88	7,57	14,47	29,92
		30—40	19,4	13,00	29,68	24,47	4,84	19,93	8,08	32,85
		60—70	25,0	25,00	31,30	21,77	4,85	10,65	6,43	21,93
ნეშომალა- კარბონატუ- ლი, სოფ. წებელდა	28	0—10	—	—	28,27	7,75	7,19	18,62	38,17	63,98
		15—25	—	—	24,33	6,77	7,44	17,29	44,17	68,90
		40—50	—	—	22,95	6,94	0,43	18,88	50,80	70,11
		70—80	—	—	22,67	11,23	6,18	21,72	33,20	66,10
		110—120	—	—	29,66	9,03	11,01	23,56	26,74	61,31
ნეშომალა- კარბონატუ- ლი, თევზის ქარხნის მი- დამოები	33	0—10	42,35	1,29	32,20	19,43	5,88	13,30	27,90	47,08
		20—30	44,57	3,70	32,50	16,72	8,46	15,25	23,37	47,08
		50—60	48,93	0,84	31,75	11,85	13,14	16,32	26,04	55,50
		90—100	55,55	1,52	30,18	12,04	6,40	22,98	26,88	56,26

ნაწილში მთელ სიღრმეზე ახასიათებს საშუალო და მძიმე თიხნარი შედგენილობა. ფიზიკური თიხის ($< 0,01$ მმ) რაოდენობა მერყეობს 28—63% ფარგლებში. ლამისა ($< 0,001$ მმ) კი—14—28% ფარგლებში. გამონაკლისია მე-4 და მე-8 ჭრილები, რომლებიც მსუბუქ თიხნარებს წარმოადგენს და მათში ფიზიკური თიხის რაოდენობა 35% არ აღემატება.

თუ მექანიკური შედგენილობის ამ მონაცემებს შევადარებთ აჭარისა და გურიის მთა-ტყის ყომრალი ნიადაგების მექანიკურ შედგენილობას (7, 8, 9) დავინახავთ, რომ ამ მხრივ მათ შორის დიდი განსხვავება არ არის, რაც, ჩვენი აზრით, გამოწვეულია იმ პროცესების თითქმის ერთგვაროვნებით, რომლებიც აპირობებს ტყის ყომრალი ნიადაგების მექანიკური შედგენილობის წარმოქმნას.

ანალიზები გვიჩვენებს (იხ. ცხრ. № 1) აგრეთვე (ზოგიერთ ჭრილში) ლამის ფრაქციის (0,001 მმ) გადანაცვლებას ქვედა ფენებში, რაც დაკავშირებულია ამ ნიადაგებში გაეწრების პროცესის მიმდინარეობასთან.

ამავე ცხრილში მოცემულია ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგების მექანიკური შედგენილობის მონაცემები. როგორც ვხედავთ, ის მცირედ განსხვავდება ზემოაღნიშნული ტყის ყომრალი ნიადაგებისაგან და, უმეტეს შემთხვევაში, მძიმე თიხნარი და თიხიანი შედგენილობისაა.

ზემოაღნიშნული ნიადაგების თითქმის ყველა ნიმუში ცოტად თუ ბევრად ხირხატანია, ზოგიერთი კი ძლიერ ხირხატიანი, მათში ქვების რაოდენობა 56%-დეც კი აღწევს.

ჩვენი საკვლევი ტერიტორიის ფარგლებში დენუდაცია-ეროზიული პროცესების ძლიერი განვითარების გამო დიდი გავრცელება აქვს სუსტად განვითარებულ და ხშირად ძლიერ ჩამორეცხილ სახესხვაობებს, ზედაპირზე ქანების გაშიშვლებებით.

ქიმიური შედგენილობა. საკვლევ ნიადაგებში შევისწავლეთ აგრეთვე ქიმიური შედგენილობის ზოგიერთი მონაცემები, რომელთა შედეგები მოცემულია მეორე ცხრილში.

როგორც ვხედავთ (იხ. მეორე ცხრილი), ჰუმუსის შემცველობა ტყის ყომრალ ნიადაგებში მერყეობს 3—23 ფარგლებში. პირველ და ოცდამეორე ჭრილში ჰუმუსის მცირე რაოდენობა გამოწვეულია ზედაპირული ფენის გადარეცხვით. ჰუმუსის რაოდენობა კოდორის აუზის ტყის ყომრალ ნიადაგებში სიღრმისაკენ თანდათანობით ეცემა, გამონაკლისია მე-6 ჭრილი, რომელშიც ჰუმუსის რაოდენობა სიღრმისაკენ სწრაფად ეცემა. მსგავსი სურათი გვაქვს C:N შეფარდების მაჩვენებლებში. მდინარე კოდორის აუზის ტყის ყომრალ ნიადაგებში ის მცირეა და მერყეობს 8—12 ფარგლებში. ამ შემთხვევაში გამონაკლისია მე-4 და მე-6 ჭრილი, სადაც შეფარდება უფრო დიდია და აღწევს 17—27-მდე, რაც ჩვენი აზრით, გამოწვეულია ამ ნიადაგებზე გავრცელებული მცენარეული საფარის, კერძოდ კი წიწვიანი მცენარეების ზემოქმედებით. ამავე ნიადაგებში ჰუმუსის რაოდენობას შეესაბამება საერთო აზოტის შემცველობა. გარდა საერთო აზოტისა გამოკვლეული იყო, აგრეთვე, შესათვისებელი აზოტის რაოდენობა, რომელიც, შეიძლება ითქვას, საკმაოდ დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი.

რაც შეეხება საერთო ფოსფორის რაოდენობას, ეს უკანასკნელი საკვლევ ნიადაგებში შედარებით დაბალი მაჩვენებლებით ხასიათდება. თუ ზემოაღნიშნ-

ნულ ანალიზურ მონაცემებს შევადარებთ გურიის და აჭარის ტყის ყომრალი ნიადაგების მონაცემებთან (7, 8, 9), დავინახავთ, რომ კოდორის აუზის ტყის ყომრალ ნიადაგებში ჰუმუსის რაოდენობა ნაკლებია, ვიდრე გურიისა და აჭარის ტყის ყომრალ ნიადაგებში. ამასთან, ნიადაგის სიღრმისაკენ ჰუმუსის რაოდენობის დაცემა უფრო საგრძნობია გურიისა და აჭარის ტყის ნიადაგებში, მაშინ როდესაც მდინარე კოდორის აუზის ტყის ყომრალ ნიადაგებში ჰუმუსი შედარებით თანდათან ეცემა. მსგავსი სურათი გვაქვს C:N შეფარდების მაჩვენებელში, რომელიც ვაცილებით უფრო დიდია გურიისა და აჭარის მთა-ტყის ყომრალ ნიადაგებში.

ცხრილი 2

ქიმიური შედგენილობის ზოგიერთი მონაცემები

ნ ი ა დ ა გ ი	კრილი	სიღრმე სმ-ით	ჰუმუსი % -ით	აზოტი საერთო % -ით	აზოტი ჰუმუსში % -ით	C : N	ფოსფორი საერთო	CaCO ₃
ყომრალი, ფოთლოვანი ტყე სოფ. აჯარას მახლობლად	1	0-10	3,25	0,173	104,58	10,86	0,038	—
		15-25	1,15	0,068	41,40	9,70	0,030	—
		35-45	0,53	0,034	27,59	8,82	0,025	—
ყომრალი, ოდნავ გაეწრებული, ფოთლო- ვანი ტყე სოფ. აჯარას მახლობლად	2	0-6	6,16	0,318	—	10,91	—	—
		15-25	4,15	0,210	—	11,42	—	—
		35-45	2,81	0,157	—	10,31	—	—
		60-70	1,24	—	—	—	—	—
გაეწრებული ყომრალი, შერეული ტყე, მყავე წყალი	4	2-10	10,47	0,360	263,12	16,87	0,070	—
		20-30	5,74	0,285	260,25	11,68	0,065	—
		50-60	1,40	—	—	—	0,056	—
		80-100	0,63	—	—	—	—	—
გაეწრებული ყომრა- ლი, ნაძვნარი, მყავე წყლის მიდამოები	6	2-5	23,90	0,509	263,34	27,23	0,053	—
		10-20	4,95	0,243	97,61	11,81	0,046	—
		35-45	2,86	0,156	90,64	10,57	0,044	—
		60-70	1,76	—	—	—	—	—
		90-100	1,00	—	—	—	—	—
გაეწრებული ყომრალი, შერეული ტყე სოფ. ომარი მართან	8	1-7	10,48	0,491	334,52	12,38	0,068	—
		12-22	7,74	0,420	369,73	10,69	0,078	—
		30-40	5,48	0,245	281,70	12,93	0,073	—
		60-70	2,56	—	—	—	—	—
ნენშომალა-ვარბონატუ- ლი, სოფ წებელდას მიდამოები	25	0-10	4,51	0,239	—	9,03	—	6,71
		15-25	2,78	0,182	—	8,00	—	2,91
		40-50	1,46	0,146	—	5,75	—	1,59
		70-80	0,47	—	—	—	—	7,11
		110-120	0,27	—	—	—	—	29,32

ზემოთქმულიდან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ მდინარე კოდორის აუზში განვითარებულ ტყის ყომრალ ნიადაგებში შედარებით უკეთესად მიმდინარეობს ჰუმუფიკაციის პროცესი, რამაც თავი იჩინა C:N შეფარდების სიმცირეში. ეს, ჩვენი აზრით, გამოწვეულია უფრო ხელსაყრელი კლიმატური პირობებით, კერძოდ, მდინარე კოდორის აუზში ტემპერატურა შედარებით უფრო მაღალია, ნალექები კი უფრო მცირე, ვიდრე აჭარისა და გურიის შესაბამის ადგილებში, რაც საბოლოოდ ხელს უწყობს მიკრობიოლოგიური პროცესების შედარებით უფრო აქტიურობას.

რაც შეეხება მდინარე კოდორის აუზის ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებში ჰუმუსისა და აზოტის შემცველობას, როგორც მეორე ცხრილში მოტანილი მონაცემებიდან ვრწმუნდებით, ჰუმუსის რაოდენობა ზედაბირულ ჰორიზონტში დიდი არ არის, რაც გადარეცხვით უნდა იყოს გამოწვეული. ამასთან, საგულისხმოა ისიც, რომ ამ ნიადაგებისათვის დამახასიათებელია ჰუმუსის რაოდენობის თანდათანობით შემცირება სიღრმისაკენ. დიდია ამ ნიადაგებში აზოტის რაოდენობა, რომელიც საბოლოოდ გავლენას ახდენს C:N შეფარდებაზე. ამ მაჩვენებლებით ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები მკვეთრად განსხვავდება ზემოგანხილულ ტყის ყომრალი ნიადაგებისაგან და უახლოვდება შავმიწა ნიადაგებს.

ორგანულ ნივთიერებათა შედგენილობა. როგორც ცნობილია, ნიადაგის ორგანულ ნივთიერებათა ყველაზე მნიშვნელოვანი ნაწილი არის ჰუმუსი, რომელთანაც დაკავშირებულია ნიადაგთწარმოქმნის პროცესი, საკვებ ნივთიერებათა ბრუნვა, სტრუქტურის წარმოქმნა და სიმტკიცე, ფიზიკური და სხვა თვისებები, რომლებიც განსაზღვრავენ ნიადაგის ყველაზე დამახასიათებელ ნიშანთვისებას — ნაყოფიერებას. ჰუმუსის ეს თვისება დამოკიდებულია ნიადაგში მის რაოდენობაზე და დაგროვების ფორმებზე, მეორეს მხრივ კი მის თვისებით შედგენილობაზე. ყოველივე ეს მჭიდრო კავშირშია ნიადაგთწარმოქმნის საერთო პროცესთან და მის გამომწვევ ბუნებრივ ფაქტორებთან.

ორგანული ნივთიერების შედგენილობას საკვლევ ნიადაგებში ჩვენ ვსაზღვრავთ აკად. ი. ტიურინის მეთოდით. მიღებული მონაცემები მოყვანილია მესამე ცხრილში, საიდანაც ჩანს, რომ ნიადაგის ჰუმინის მყავას შედგენილობაში ჭარბობს ყომრალი შეფერილობის ჰუმინის მყავა, რომელიც არის როგორც თავისუფალ მდგომარეობაში, ასევე ალუმინის, რკინის, კალციუმის და მაგნიუმის ჰუმატების სახით. ჰუმინის მყავას ზემოაღნიშნული ფრაქცია (პირველი ჯგუფის) უშუალოდ იხსნება 0,1 N ტუტის ხსნარში, შთანთქმული კალციუმის მოცილების გარეშე. ჰუმინის მყავას შედგენილობაში მეორე ადგილზე დგას ამ მყავას მეორე ჯგუფის ნივთიერებები ანუ საკუთრივ ჰუმინის მყავა, რომელიც ნიადაგში არის კალციუმის ჰუმატის ფორმით და ხსნადია მხოლოდ კალციუმის მოცილების შემდეგ. ჰუმინის მყავას მეორე ფრაქციის რაოდენობა ცვალებადობს 1—11%-ის ფარგლებში. მესამე ადგილზე ჰუმინის მყავას შედგენილობაში მისი მესამე ფრაქციაა, რომელიც წარმოადგენს ჰუმინისა და ულმინის მყავას ბოლიმერულ კომპლექსებს ფულვომყავასთან და დაკავშირებულია ნიადაგში ერთნახევარ ჟანგეულების ჰიდრატებთან.

როგორც მესამე ცხრილიდან ჩანს, ტყის ყომრალ ნიადაგებში ჰუმინის მყავას საერთო რაოდენობა დიდი არ არის და მერყეობს 22—30%-ის ფარგლებში, რაც საერთოდ დამახასიათებელია ტყის ყომრალი ნიადაგებისათვის. თუ ჩვენ ამ მონაცემებს შევადარებთ ჩვენს მიერ აღრე შესწავლილი გურიისა და აჭარის ნიადაგების მონაცემებთან, დავინახავთ, რომ ამ მხრივ მათ შორის, მართალია, დიდი განსხვავება არ არის, მაგრამ სხვაობა მაინც შეიმჩნევა, კერძოდ. ჰუმინის მყავას რაოდენობა მეტია კოდორის აუზის ნიადაგებში როგორც საერთოდ, ასევე ცალკეული ფრაქციების მიხედვითაც.

ამვე ცხრილში (ცხრილი №3) მოცემული ფულვომყავას ფრაქციული შედგენილობა ცხადყოფს მის შედარებით მეტ რაოდენობას პირველ და მეორე



ორგანული ნივთიერებების შედგენილობა ტყის ყომრალ ნიადაგებში

ქვეყნული
სამეცნიერო ცენტრი
საგანმანათლებლო და მეცნიერების
სფეროში

ნ ი ა დ ა გ ი	ტრილი	სიღრმე სმ-ით	ჭუმინის მებავა			ჯამი	ფულვონება					ფულვონების ჯამი	არაპროტეინული ნარჩენი	ჭუმინის მებავა ფულვონებასთან	
			1	2	3		1a	1	2	3	4				ჯამი
ყომრალი, ოდნავ გაეწრებული, სოფ. აქარას მახლობლად	2	0-6	11,54	7,99	7,19	26,12	2,40	15,40	17,92	2,63	12,18	50,53	76,65	23,35	0,52
		15-25	13,87	11,12	5,29	30,28	4,16	10,79	19,20	3,37	9,62	47,14	77,42	22,58	0,64
გაეწრებული ყომრა- ლი, მთავე წყალი	4	2-10	10,47	8,30	3,92	22,69	5,53	17,51	13,85	2,75	10,60	50,24	72,93	27,07	0,45
		20-30	11,71	8,07	4,23	24,01	12,16	17,74	23,27	1,44	7,08	61,69	85,70	14,30	0,39
გაეწრებული ყომრა- ლი, მთავე წყლის მიდამოები	6	0-5	14,81	7,35	4,35	26,51	1,26	19,11	10,67	3,25	1,14	35,43	61,94	33,06	0,74
		10-20	19,61	1,08	4,00	24,69	4,87	19,86	16,62	3,97	7,35	52,67	77,96	22,64	0,45
გაეწრებული ყომრა- ლი, სოფ. ომარი- შართან	8	1-7	11,59	7,80	4,20	23,59	5,37	15,60	12,19	1,91	7,64	42,71	66,30	33,70	0,55
		12-22	11,55	5,41	6,98	23,94	8,55	16,77	12,66	1,99	7,26	46,43	70,37	29,63	0,51

რაც შეეხება მდინარე კოდორის აუზის ნეომობალა-კარბონატულ ნიადაგებში ჰუმუსისა და აზოტის შემცველობას, როგორც მეორე ცხრილში მოტანილი მონაცემებიდან ვრწმუნდებით, ჰუმუსის რაოდენობა ზედაპირულ ჰორიზონტში დიდი არ არის, რაც გადარეცხვით უნდა იყოს გამოწვეული. ამასთან, საგულისხმოა ისიც, რომ ამ ნიადაგებისათვის დამახასიათებელია ჰუმუსის რაოდენობის თანდათანობით შემცირება სიღრმისაკენ. დიდია ამ ნიადაგებში აზოტის რაოდენობა, რომელიც საბოლოოდ გავლენას ახდენს C:N შეფარდებაზე. ამ მაჩვენებლებით ნეომობალა-კარბონატული ნიადაგები მკვეთრად განსხვავდება ზემოგანხილულ ტყის ყომრალი ნიადაგებისაგან და უახლოვდება შავმიწა ნიადაგებს.

ორგანულ ნივთიერებათა შედგენილობა. როგორც ცნობილია, ნიადაგის ორგანულ ნივთიერებათა ყველაზე მნიშვნელოვანი ნაწილი არის ჰუმუსი, რომელთანაც დაკავშირებულია ნიადაგთწარმოქმნის პროცესი, საკვებ ნივთიერებათა ბრუნვა, სტრუქტურის წარმოქმნა და სიმტკიცე, ფიზიკური და სხვა თვისებები, რომლებიც განსაზღვრავენ ნიადაგის ყველაზე დამახასიათებელ ნიშანთვისებას— ნაყოფიერებას. ჰუმუსის ეს თვისება დამოკიდებულია ნიადაგში მის რაოდენობაზე და დაგროვების ფორმებზე, მეორეს მხრივ კი მის თვისებით შედგენილობაზე. ყოველივე ეს მჭიდრო კავშირშია ნიადაგთწარმოქმნის საერთო პროცესთან და მის გამომწვევ ბუნებრივ ფაქტორებთან.

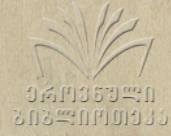
ორგანული ნივთიერების შედგენილობას საკვლევ ნიადაგებში ჩვენ ვსაზღვრავთ აკად. ი. ტიტურინის მეთოდით. მიღებული მონაცემები მოყვანილია მესამე ცხრილში, საიდანაც ჩანს, რომ ნიადაგის ჰუმინის მჟავას შედგენილობაში ჭარბობს ყომრალი შეფერილობის ჰუმინის მჟავა, რომელიც არის როგორც თავისუფალ მდგომარეობაში, ასევე ალუმინის, რკინის, კალციუმის და მაგნიუმის ჰუმატების სახით. ჰუმინის მჟავას ზემოაღნიშნული ფრაქცია (პირველი ჯგუფის) უშუალოდ იხსნება 0,1 N ტუტის ხსნარში, შიანთქმული კალციუმის მოცილების გარეშე. ჰუმინის მჟავას შედგენილობაში მეორე ადგილზე დგას ამ მჟავას მეორე ჯგუფის ნივთიერებები ანუ საკუთრივ ჰუმინის მჟავა, რომელიც ნიადაგში არის კალციუმის ჰუმატის ფორმით და ხსნადია მხოლოდ კალციუმის მოცილების შემდეგ. ჰუმინის მჟავას მეორე ფრაქციის რაოდენობა ცვალებადობს 1—11%-ის ფარგლებში. მესამე ადგილზე ჰუმინის მჟავას შედგენილობაში მისი მესამე ფრაქციაა, რომელიც წარმოადგენს ჰუმინისა და ულმინის მჟავას ბოლიმერულ კომპლექსებს ფულვომჟავასთან და დაკავშირებულია ნიადაგში ერთნახევარ ჟანგეულების ჰიდრატებთან.

როგორც მესამე ცხრილიდან ჩანს, ტყის ყომრალ ნიადაგებში ჰუმინის მჟავას საერთო რაოდენობა დიდი არ არის და მერყეობს 22—30%-ის ფარგლებში, რაც საერთოდ დამახასიათებელია ტყის ყომრალი ნიადაგებისათვის. თუ ჩვენ ამ მონაცემებს შევადარებთ ჩვენს მიერ ადრე შესწავლილი გურისისა და აჭარის ნიადაგების მონაცემებთან, დავინახავთ, რომ ამ მხრივ მათ შორის, მართალია, დიდი განსხვავება არ არის, მაგრამ სხვაობა მაინც შეიმჩნევა, კერძოდ, ჰუმინის მჟავას რაოდენობა მეტია კოდორის აუზის ნიადაგებში როგორც საერთოდ, ასევე ცალკეული ფრაქციების მიხედვითაც.

ამავე ცხრილში (ცხრილი №3) მოცემული ფულვომჟავას ფრაქციული შედგენილობა ცხადყოფს მის შედარებით მეტ რაოდენობას პირველ და მეორე

ორგანული ნივთიერებების შედგენილობა ტყის ყოჩრალ ნადაგებში

ნ ი ა ღ ა გ ი	პრილი	სიღრმე სმ-ით	ჰუმინის მუცა			ჯამი	ფულვოგუცა				ჯამი	მსმ მსმ მსმ მსმ მსმ მსმ	ჰუმინის მუცა ფულვოგუცასთან	
			1	2	3		1a	1	2	3				4
ყობრალო, ოღნაგ გაწრებული, სოფ. აქოას მახლობლად	2	0-6	11,54	7,89	7,19	26,12	2,40	15,40	17,92	2,63	12,18	50,53	23,35	0,52
		15-25	13,87	11,12	5,29	30,28	4,16	10,79	19,20	3,37	9,62	47,14	22,58	0,64
გაწრებული ყობრა- ლი, მეწვე ვეალი	4	2-10	10,47	8,30	3,92	22,69	5,53	17,51	13,85	2,75	10,60	50,24	27,07	0,45
		20-30	11,71	8,07	4,23	24,01	12,16	17,74	23,27	1,44	7,08	61,69	14,30	0,39
გაწრებული ყობრა- ლი, მეწვე წელის მიდამოები	6	0-5	14,81	7,35	4,35	26,51	1,26	19,11	10,67	3,25	1,14	35,43	38,06	0,74
		10-20	19,61	1,08	4,00	24,69	4,37	19,86	16,62	3,97	7,35	52,67	22,64	0,45
გაწრებული ყობრა- ლი, სოფ. ომარო- ჭროან	8	1-7	11,59	7,80	4,20	23,59	5,37	15,60	12,19	1,91	7,64	42,71	33,70	0,55
		12-22	11,55	5,41	6,98	23,94	8,55	16,77	12,66	1,99	7,26	46,43	29,63	0,51



ფრაქციაში. ფულვომჟავას პირველი ფრაქცია ადვილად განიცდის ჰიდროლიზს ტუტით უშუალოდ დამუშავების დროს და შედის ყომრალი ფერის ჰუმინის მჟავას პოლიმერულ კომპლექსში, ფულვომჟავას მეორე ფრაქცია კი — შავი ფერის ჰუმინის მჟავას პოლიმერულ კომპლექსში. ფულვომჟავას სხვა ფრაქციები მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი. შედარებით მეტია ფულვომჟავას მეოთხე ფრაქცია. დიდია ამ ნიადაგებში ფულვომჟავას საერთო რაოდენობა, რომელიც თითქმის ორჯერ უფრო მეტია და ცვალებადობს 35—61% ფარგლებში, რაშიც აშკარად ჩანს მცენარეების და, კერძოდ წიწვიანი ტყის გავლენა. ამასვე გვიდასტურებს ჰუმინის მჟავას შეფარდების მაჩვენებლები ფულვომჟავასთან, რომელიც მცირეა და ცვალებადობს 0,39—0,74 ფარგლებში. ამ მაჩვენებლებით კოდორის აუზის ტყის ყომრალი ნიადაგები დიდად არ განსხვავდება გურიისა და აჭარის შესაბამისი ნიადაგებისაგან, რაც იმის მაჩვენებელია, რომ კოდორის აუზის ნიადაგებისათვისაც დამახასიათებელია დაბალმოლეკულური ჰუმუსოვანი ნივთიერებანი, რომელშიც ჭარბობს ფულვომჟავების რაოდენობა.

შთანთქმული ფუძეები და შთანთქმული წყალბადი. საკვლევ ნიადაგებში ისწავლებოდა შთანთქმული ფუძეების რაოდენობა. აღნიშნული მონაცემები მოყვანილია მე-4 ცხრილში. როგორც ცხრილიდან ჩანს, საკვლევი ტერიტორიის ტყის ყომრალ ნიადაგებში შთანთქმის ტევადობა მცირეა და არ აღემატება 23 მილი-ექვივალენტს. შთანთქმის ტევადობის სიმცირე საერთოდაა დამახასიათებელი ტყის ყომრალი ნიადაგებისათვის, მაგრამ, უნდა აღინიშნოს, რომ ამჯერად გამოკვლეულ კოდორის აუზის ნიადაგებისათვის გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე გურიისა და აჭარის ტყის ნიადაგებში.

შთანთქმული ფუძეებიდან მეტია შთანთქმული კალციუმის რაოდენობა, რომელიც მერყეობს ჯამიდან 31—83%-ის ფარგლებში. შედარებით ნაკლებია შთანთქმული მაგნიუმი. შთანთქმული კალციუმის რაოდენობის მიხედვით კოდორის აუზის ტყის ყომრალი ნიადაგები უახლოვდება გურიისა და აჭარის ტყის გაეწრებულ ყომრალ ნიადაგებს, ხოლო ტყის ყომრალი ნიადაგების შედარებისას კი ირკვევა, რომ შთანთქმული კალციუმის რაოდენობა გაცილებით მეტია გურიისა და აჭარის ტყის ყომრალ ნიადაგებში, ვიდრე კოდორის აუზის მთის ყომრალ ნიადაგებში. ეს გამოწვეულია ფუძეებით ღარიბი ნიადაგწარმოქმნელი დედაქანების ზეგავლენით.

ამავე ნიადაგებში ისწავლებოდა აგრეთვე შთანთქმული წყალბადის რაოდენობა (იხილეთ ცხრილი № 4), როგორც ვხედავთ, შთანთქმული წყალბადის შემცველობა გამოკვლეულ ნიადაგებში საკმაოდ დიდია, რაც მიგვითითებს ამ ნიადაგებში გაეწრების პროცესებზე და ნიადაგის არამადრობაზე. გაცილებით დიდია წყალბადი ყომრალი ნიადაგების გაეწრებულ სახესხვაობებში. ამავ დროს უნდა აღინიშნოს ისიც, რომ შთანთქმული წყალბადის რაოდენობა სიღრმისაკენ მტნაკლებად მატულობს (გამონაკლისია ჭრილი № 8). ამ მხრივ აღნიშნული მონაცემები მკვეთრად განსხვავდება გურიისა და აჭარის ტყის ყომრალი ნიადაგების მონაცემებისაგან, რომელშიც შთანთქმული წყალბადის რაოდენობა სიღრმისაკენ თითქმის ყველგან კლებულობს, რაც, ჩვენი აზრით, დაკავშირებულია ფუძეებით ღარიბ ნიადაგწარმოქმნელ დედაქანებთან და მცენარეულ საფართთან (7, 8; 9).

შთანთქმული ფუძეების შემცველობა ისაზღვრებოდა აგრეთვე ნეშომპა-

ლა-კარბონატულ ნიადაგებში. როგორც მეოთხე ცხრილიდან ჩანს, მთა-ტყის ნიადაგი მკვეთრად განსხვავდება ზემოაღნიშნული ტყის ყომრალი ნიადაგებისაგან. ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებში შთანთქმის ტევადობა მდალია და მერყეობს 40—60 მილი-ექვივალენტის ფარგლებში. შთანთქმული ფუძეებიდან დიდი უმეტესობა მოდის შთანთქმულ კალციუმზე, რომელიც ჯამიდან 92—96% -ის ფარგლებში მერყეობს, დანარჩენი კი მოდის შთანთქმულ მავნიუმზე.

ცხრილი 4

შთანთქმული ფუძეების შემცველობა¹

ნ ი ა დ ა გ ი	კრი- ლი	სიღრმე სმ-ით	მილი-ექვივალენტი			ჯამი	% - ჯამიდან			მილი-ექვი- ვალენტი Al
			Ca	Mg	H		Ca	Mg	H	
ყომრალი	1	0—10	5,75	4,85	0,4	11,00	52,27	44,09	3,64	14,32
		15—25	4,25	4,52	0,8	9,57	44,40	48,24	8,36	12,33
სოფ. აუარა		35—45	3,90	4,19	0,9	8,99	43,38	46,61	10,01	12,33
		75—80	4,45	4,85	0,9	10,20	43,62	47,55	8,83	8,01
ყომრალი, ოდნავ გაეწრებული, სოფ. აუარას მიდამოვები	2	0—6	10,70	7,72	0,5	18,92	56,55	40,80	2,65	12,53
		15—25	10,20	6,49	0,9	17,59	57,98	36,90	5,12	13,14
		35—45	9,40	7,39	1,1	17,89	52,54	41,31	6,15	13,77
		60—70	7,85	7,56	1,1	16,51	47,55	45,78	6,66	8,79
		90—100	8,00	7,56	—	16,16	53,21	46,79	—	4,51
გაეწრებული ყომრალი, მყავე წყალი	4	2—10	19,00	3,68	0,2	22,88	33,04	16,08	0,88	11,94
		20—30	5,90	5,91	8,6	20,41	28,91	28,96	42,13	23,97
		50—60	8,45	2,46	1,6	12,51	67,55	19,66	12,80	22,63
		80—100	9,80	4,11	0,6	14,51	67,54	28,32	4,14	19,48
გაეწრებული ყომრალი, მყავე წყლის მიდამოვებში	6	2—5	13,50	4,93	11,5	29,93	45,10	16,47	38,43	13,05
		10—20	2,95	6,41	9,1	18,46	15,99	34,72	49,29	11,70
		35—45	3,15	2,63	5,9	11,68	26,97	22,52	50,52	18,52
		60—70	3,10	1,72	3,5	8,32	37,26	20,67	42,07	19,90
		90—100	3,7	3,45	2,2	9,35	39,57	36,90	23,53	18,22
გაეწრებული ყომრალი, სოფ. ომარისზართან	8	1—7	6,20	3,86	6,4	16,46	37,67	23,45	38,88	7,80
		12—22	2,60	4,60	10,0	17,20	15,12	26,75	58,14	8,57
		30—40	2,60	3,53	6,3	12,43	20,92	28,39	50,69	11,03
		60—70	2,75	2,55	—	5,30	51,88	48,12	—	17,43
ნეშომპალა-კარბო- ნატული, სოფ. წე- ბელდას მიდამოვები	28	0—10	31,19	3,94	—	55,13	92,85	7,15	—	—
		15—25	53,24	3,20	—	56,44	94,31	7,69	—	—
		40—50	58,83	2,21	—	61,04	96,37	3,63	—	—
		70—800	46,55	2,95	—	49,50	94,04	5,96	—	—
		110—120	35,57	2,46	—	38,03	93,53	6,47	—	—

ტყის ყომრალ ნიადაგებში შთანთქმული ალუმინის რაოდენობის განსაზღვრას ვახდენდით ა. სოკოლოვის მეთოდით. როგორც ვიცი, ამ მეთოდით განისაზღვრება შთანთქმული წყალბადი და ალუმინი. მყავე ნიადაგებზე ნეიტრალური მარილის მოქმედებით ხსნარში გადადის შთანთქმულ წყალბადთან ერთად შთანთქმული ალუმინიც. მეთოდის პრინციპი მდგომარეობს იმაში, რომ

¹ Al-ის მონაცემები არ არის შეტანილი შთანთქმული ფუძეების საერთო ჯამში, იმიტომ რომ ანალიზი ჩატარებულია სხვა მეთოდით.

ნორმალური მარილის ხსნარის გამონაწურის ტიტრაციის დროს პირველად ვი-
 გებთ წყალბადის და ალუმინის საერთო რაოდენობას ერთად, მეორეჯერ კი,
 როდესაც გატიტრებას ვაწარმოებთ ფტორიდების თანაარსებობის პირობებში,—
 საშუალება გვქვია განვსაზღვროთ შთანქმეული წყალბადის რაოდენობა.
 ორმაგი ტიტრაციის შედეგად მიღებული სხვაობა წარმოდგენას გვაძლევს ნია-
 დაგში ალუმინის რაოდენობაზე. როგორც ცხრილიდან ჩანს (ცხრილი 4), ალუმი-
 ნის რაოდენობა სიღრმისაკენ მატულობს (გამონაკლისია პირველი და მეორე
 კრილი), რაც გაეწერების პროცესთან უნდა იყოს დაკავშირებული.

მდინარე კოდორის აუზის ნიადაგების აბროსაწარმოო დახასიათება

მდინარე კოდორის აუზის ნიადაგები, განსაკუთრებით მის დაბალ ზონაში,
 ფართოდ არის გამოყენებული სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის. გო-
 რაკ-ბორცვიან ზონაში ყვითელმიწა და წითელმიწა ნიადაგებზე გამეწეებულია
 სუბტროპიკული კულტურები, ძირითადად ჩაი, ციტრუსები და სხვ. ამავე ზონა-
 ში და უფრო მეტად კი მთა-ტყის ზონაში გავრცელებულ ნეშომპალა-კარბონა-
 ტულ ნიადაგებს კარგი საწარმოო თვისებების გამო (სტრუქტურა, შედგენილობა,
 წყალმართვი, ჰაეროვანი და სხვა თვისებები) დიდი გამოყენება აქვს სოფლის
 მეურნეობაში. ამ ნიადაგებზე მოჰყავთ კარგი ხარისხის თამბაქო, აგრეთვე
 გვხვდება ციტრუსოვანი მცენარეები, დაფნა და სხვ.

მთა-ტყის ყომრალი ნიადაგებიც, განსაკუთრებით მის დაბალ ნაწილებში,
 კარგად არის გამოყენებული მევენახეობის, მეხილეობის, მემინდვრეობისა და
 მებოსტნეობის განვითარებისათვის. ამავე ნიადაგებზე საკმაოდ დიდი ფართობი
 გამოყენებულია თამბაქოს კულტურებისათვის.

საკვლევი ტერიტორიის ნიადაგების ნაყოფიერების გადიდების საქმეში
 დიდი მნიშვნელობა აქვს ორგანული და მინერალური სასუქების სწორ გამოყე-
 ნებას და ნიადაგის ეროზიის საწინააღმდეგო ღონისძიებების (დატერასება, გა-
 ტყეება, გარდიგარდმო მოხვნა, წყალშემკრები არხების გაკეთება და სხვა) ჩა-
 ტარებას. მთა-ტყის ზონაში უნდა აიკრძალოს ტყის უსისტემო გაჩეხვა, ზედა-
 პირული ჩამონადენის თავიდან აცილების მიზნით, ტყის გაჩეხვა დასაშვებია
 მხოლოდ ტყის პროფილაქტიკის გათვალისწინებით, რადგან ამ მხარისათვის ტყე
 წარმოდგენს ნიადაგდაცვის ძირითად ფაქტორს.

ლიტერატურა

1. კეცხოველი ნ., საქართველოს მცენარეული საფარი, საქართველოს სსრ მეცნიერებათა
 აკადემიის გამომცემლობა, თბ., 1959.
2. კორძაია მ., ჯავახიშვილი შ., აფხაზეთის კლიმატი, გეოგრაფიის ინსტიტუტის
 შრომები, ტ. 14, 1961.
3. მარტაშვილი ლ., კოდორის აუზის მოკლე გეომორფოლოგიური ნარკვევი. ვახუშტის
 სახ. გეოგრაფიის ინსტ. შრომები, ტ. XIV, 1961.
4. საბაშვილი მ., საქართველოს სსრ ტენიანი სუბტროპიკული ზონის ნიადაგები, თბილისის
 სახელმწიფო გამომცემლობის სასოფლო-სამეურნეო სექტორი, 1936.
5. საბაშვილი მ., საქართველოს სსრ ნიადაგურ-გეოგრაფიული დარაიონების შესახებ.
 საქ. სსრ მეცნ. აკად. შრომები, ტ. VI, № 9, 1946.
6. საბაშვილი მ., საქართველოს სსრ ნიადაგები, თბ., 1965.
7. შევარდნაძე მ., ზემო სვანეთის ნიადაგები, თსუ შრომები, ტ. 111, 1965.

8. შევარდნაძე მ., მდ. სუფსის აუზის მთა-ტყის ნიადაგები. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები ტ. 111, 1965.
9. შევარდნაძე, მ., აჭარა-გურიის მთა-ტყის ნიადაგებში ორგანული ნივთიერების შედგენილობის შესახებ. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 72, 1959.
10. შევარდნაძე მ., მდ. ნატანების აუზის მთა-ტყის ნიადაგების შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XXVI, № 2, 1961.
11. შევარდნაძე მ., აჭარის მთა-ტყის ნიადაგები. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 90, 1963.
12. Захаров, С. А. — Почвенно-географический очерк Абхазии, Тр. научн. общества, Сухуми, 1931.
13. Захаров, С. А. — Опыт классификации почв Закавказья, Тр. почв. сек. Груз. фил. АН СССР, т. I, 1934.
14. Захаров, С. А. — Вертикальная зональность почв на Кавказе, Почвоведение, № 6, 1934.
15. Зонн, С. В. — Горно-лесные почвы Северо-Западного Кавказа, М. А., Изд. АН СССР, 1950.
16. Сабашвили, М. Н. — Почвы Грузии, Тб., Изд. АН Груз. ССР, 1948.
17. Тарасашвили, Г. М. — О горнолесных буроземах Абхазии, Почвоведение, 1939, № 7.

პირობების, კლიმატოლოგიისა და
ნიადაგმცოდნეობის კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 19.IX. 1966)

М. Г. ШЕВАРДНАДЗЕ

ГОРНОЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ БАСЕЙНА Р. КОДОРИ

Резюме

Ввиду разнообразия природных условий — рельефа, геологического строения, климата, растительного покрова и др. в бассейне реки Кодори распространены различные почвы. В предгорной холмистой зоне представлены красноземные и желтоземные почвы, выше — горнолесные, а еще выше — горнолуговые почвы. На карбонатных породах-известняках и мергелях широко распространены дерново-карбонатные почвы.

В исследуемом бассейне горнолесные почвы встречаются в пределах высот от 300—400 до 1900—2000 м н. у. м. В лиственных лесах в основном распространены бурые лесные почвы, в хвойных же лесах, в условиях относительно выровненного рельефа, встречаются оподзоленные бурые лесные почвы. Бурые лесные почвы бассейна реки Кодори по механическому составу — средние и тяжелые суглинистые, обычно с большим содержанием скелета. В них в достаточном количестве представлен гумус, чаще в пределах 10—20 и более процентов и азот 0,3—0,5% и больше. В смытых разностях этих почв содержание гумуса значительно меньше. В этих почвах, особенно в оподзоленных бурых лесных характерен «грубый» состав гумуса, на что указывает и широкое соотношение С:N.

Изучение органического состава показало, что в исследуемом бассейне в бурых лесных почвах гуминовые кислоты представлены в большом количестве (22—30%) и над ними преобладают фульвокисло-

თბილისის
საბჭოთაო
საგარეო
საზღვაო
საზღვაო
საზღვაო

ты (35—61%). Эти показатели являются подтверждением того, что горнолесные почвы бассейна реки Кодори (так же, как и раньше изученные автором горнолесные почвы других горнолесных районов Западной Грузии) характеризуются гуминовыми веществами низкого молекулярного состава.

Данные состава поглощенных оснований подтверждают значительно большую степень ненасыщенности бурых лесных почв.

В агро-производственной характеристике изученных почв даются краткие указания по их использованию под виноградники, табак и другие культуры и рекомендации по борьбе с эрозией почв и других мероприятий по повышению их плодородия.

О. Г. ХМАЛАДЗЕ

О ДАТАХ ПЕРЕХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ЧЕРЕЗ 4° И 10° НА РЕКАХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

При изучении термического режима рек значительный интерес не только для гидрологов, но и для гидрохимиков и гидробиологов приобретает вопрос, касающийся сроков перехода температуры воды через определенные их градации.

Такой градацией, во-первых, является 4°. При этой температуре вода имеет наибольшую плотность и во всей водной массе происходит интенсивное выравнивание температур. Дальнейшее понижение температуры на равнинных реках вызывает появление обратной стратификации, в результате чего поверхностные слои воды охлаждаются быстрее, чем придонные. Другой стороной этого вопроса, имеющей немаловажное практическое значение для рыбного хозяйства, является то, что при температуре 4° и ниже происходит абсорбирование кислорода водной массой потока до стадии выравнивания содержания его в воде и атмосфере. Получаемое водой в этот период дополнительное количество кислорода оказывает чрезвычайно благоприятное влияние на развитие и существование живых организмов; особенно важно это для осенне-зимнего периода, когда на реках устанавливается ледостав, затрудняющий газообмен между водой и атмосферой.

Другой характерной градацией является 10°. Переход температуры воды через 10° осенью означает прекращение развития водной растительности и ее отмирание. Весной, наоборот, при достижении и превышении этой температуры происходит быстрый нагрев водной массы, что создает благоприятные условия для развития водной растительности.

На реках Западной Грузии не везде и не всегда наблюдаются эти характерные значения температуры воды. Как показывает анализ материалов наблюдений над температурой речной воды, в течение зимы на всем протяжении рек рассматриваемой территории наблюдается температура воды 4° и ниже, исключение составляют участки бассейна, расположенные ниже зоны высот 100—200 м над уровнем моря. На этих участках температура воды в течение года держится выше 4°. Однако следует отметить, что в отдельные суровые зимы температура воды и на этих участках, хотя и непродолжительное время, но опускается ниже 4°, как это имело место в 1948—50 гг.

Весной температура воды повышается и к началу лета приближается к 10°; а летом по всей длине рек температура воды превышает 10°, за исключением участков бассейна, расположенных выше зоны вы-


 0411350410
 202301101335

сот бассейна 1400—1450 м. К таким участкам относятся р. Риони от истоков до с. Глола, р. Ингури от истоков до слияния р. Долра, а также реки Чанчахи, Местиачала, Гвандра и др.

Осенью температура по всей длине реки понижается, приближаясь к 10° , и к началу зимы опускается ниже 10° (см. график).

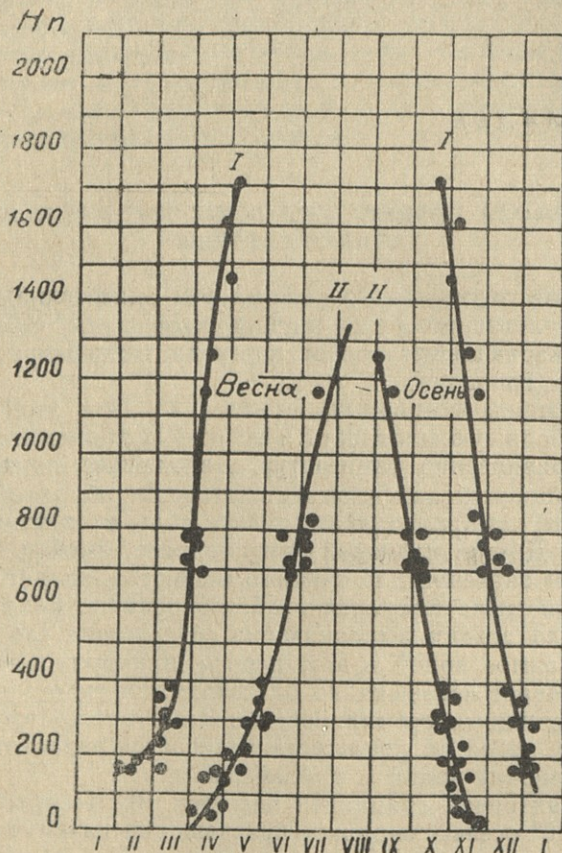


График зависимости дат перехода температуры воды через 4° и 10° от высоты местности над уровнем моря.

I — дата перехода через 4° ,

II — дата перехода через 10° .

Ранее всего переход температуры воды через 4° весной происходит в нижних течениях рек и отмечается в феврале. Например, на р. Риони у г. Кутаиси переход температуры воды через 4° наблюдается 5 февраля, выше плотины РионГЭС—10 февраля, на р. Цхенисцкали у с. Луджи—1 февраля, на р. Ханисцкали у г. Маяковский—25 февраля. Далее с повышением высоты местности дата перехода температуры воды через 4° запаздывает в среднем на 4—8 дней на каждое 100 м. высоты. Наиболее поздний переход температуры воды через 4° приурочен к высокогорной части бассейна и отмечается в первой половине мая.

Наиболее ранний переход температуры воды через 10° весной наб-

Таблица

Даты перехода температуры воды через 4° и 10° для весеннего и осеннего сезонов

Река—пункт	Высота пункта над ур. моря, м.	Даты перехода температуры воды			
		весной		осенью	
		4°	10°	10°	4°
Бзыби—выше впадения р. Гега	135	нб	29/IV	4/X	нб
Гега—близ устья	127	нб	29/IV	8/X	нб
Гумиста—с. Ачадара	50	нб	11/IV	8/X	нб
Кодори—с. Генцвиши	780	24/III	12/VI	5/X	3/XII
„ —с. Лата	299	15/III	5/VI	20/X	20/XII
„ —с. Ганахлаба	130	нб	10/IV	30/X	нб
Чхалта —с. Чхалта	710	21/III	1/VI	24/IX	8/XII
Ингури—с. Хаиши	730	30/III	20/IV	30/IX	30/XI
„ —с. Джвари	280	8/III	2/VI	25/X	2/I
Местичала—г. Мestia	1445	30/IV	нб	нб	30/X
Накра — с. Накра	1160	5/IV	10/VI	15/IX	20/XI
Риони—с. Геби	1700	4/V	нб	нб	23/X
„ с. Глола	1600	25/IV	нб	нб	5/XI
„ г. Они	789	30/III	30/VI	25/IX	1/XII
„ с. Хидикари	680	5/IV	18/VI	10/X	25/XI
„ с. Алпана	383	10/III	25/V	25/X	17/XII
„ с. Намохвани	220	7/III	15/V	11/XI	30/XII
„ РиониГЭС	180	10/II	30/IV	6/XI	28/XII
„ г. Кутаиси	156	5/II	25/IV	15/XI	28/XII
„ г. Самтредиа	26	нб	20/IV	11/XI	нб
„ г. Сакоцакидзе	15	нб	1/IV	24/XI	нб
Риони—г. Поти	4	нб	5/IV	21/XI	нб
Квирила—г. Чиатура	348	4/III	24/V	1/XI	25/XII
„ г. Зестафони	151	1/III	25/IV	15/XI	3/I
Чхеримела—с. Баби	700	25/III	23/VI	5/X	15/XII
„ с. Орджоникидзе	280	10/III	15/V	25/X	28/XII
Ханискали—с. Маяковский	198	25/II	17/V	23/X	24/XII
Цхенискали—с. Луджи	1250	15/IV	1/VIII	30/VIII	10/XI
„ с. Лексури	760	1/IV	5/VI	30/IX	25/XI
„ с. Хиди	160	1/II	15/V	30/X	19/XII
Техури—с. Накалакеви	80	нб	30/IV	5/XI	нб
Сакаура—с. Лагванта	829	28/III	10/VI	25/IX	15/XI

людается в низменной части территории и отмечается в первой декаде апреля. С повышением высоты местности запаздывание сроков перехода температуры через 10° составляет в среднем 6—12 дней на каждые 100 м. высоты. Например, если на р. Риони у г. Кутаиси переход температуры воды наблюдается 25 апреля, то у с. Хидикари этот переход отмечается 18 июля.

Наиболее поздний переход температуры воды через 10° отмечается в первой декаде августа и приурочен к высотам 1000—1400 м. Выше 1400—1450 м, как отмечалось выше, температура воды в течение года держится ниже 10° и в своем наибольшем значении достигает 7—9°.

Осенью переход температуры воды через 10° происходит в обратном направлении по сравнению с тем, как это имеет место весной, т. е. в высокогорной части переход температуры воды через 10° наблюдается раньше, чем в низменной части территории и отмечается в первой декаде сентября.

По мере понижения высоты местности сроки перехода температуры воды через 10° запаздывают в среднем на 6—8 дней на каждые

100 მ. სიმაღლეზე და ქვემოთ მდებარე რეკების ეს გადასვლა აღინიშნება მეორე დეკადაში ნოემბერში (სმ. ცხრილს ნა სტრ. 107).

სადაც ცხრილი, სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში.

სადაც ცხრილი, სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში.

სადაც ცხრილი, სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში. სიმაღლეების დასაბუთება დასაბუთებულია მეორე ნახევარში ოქტომბერში.

ლიტერატურა

1. Соколова, Е. М. — Термический режим рек СССР, Труды ГГИ, вып. 30 (84), Л., 1951.
2. Хмаладзе, О. Г. — Термический режим рек Грузии, Труды Груз. геогр. об-ва, т. VII, изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1963 (на груз. яз.).

Кафедра гидрологии, климатологии и почвоведения

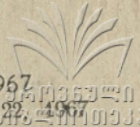
(Поступило в редакцию 5. V. 1966)

მ. ხმალაძე

წყლის ტემპერატურების 4° და 10°-ზე გადასვლის ვადები დასავლეთ საქართველოს მდინარეებზე

რ ე ზ ი მ ე

შრომში განხილულია დასავლეთ საქართველოს მდინარეებზე წყლის ტემპერატურების გადასვლის ვადები მათ დამახასიათებელ მნიშვნელობებზე, კერძოდ 4° და 10°-ზე. მოცემულია დამოკიდებულების გრაფიკი 4° და 10°-ზე გადასვლის ვადებსა და ადგილის სიმაღლეს შორის, რომელიც იძლევა საშუალებას ნებისმიერი სიმაღლისათვის გავსაზღვროთ 4° და 10°-ზე გადასვლის ვადები, როგორც ზაფხულისათვის, ასევე შემოდგომისათვის.



36. ჯ ა ჯ ე ლ ი

**მთავრი ლანდშაფტთა სტრუქტურის ზოგეიერთი
თავისებურების შესახებ
(საქართველოს სსრ მაგალითზე) ¹**

დედამიწის ლანდშაფტური გარსის ზოგადი და საერთო ხასიათის თვისებებს შორის დიდი ხანია ყურადღება მიიქცია ამ გარსის ბუნების როგორც შემადგენელი კომპონენტების, ისე რიცხობრივად და თვისობრივად განსხვავებული ნაწილების დიალექტიკურმა მთლიანობამ. მას დღეს აქსიომის მნიშვნელობა აქვს მიბოვებული. ამჟამად ასევე უდავო ჭეშმარიტებად ითვლება ლანდშაფტური გარსის ცალკეულ ნაწილებს შორის რთული ურთიერთზემოქმედების გზით მჭიდრო კავშირის არსებობა.

გეოგრაფიული გარსის თუ მისი ცალკეული უბნის ლანდშაფტების მეცნიერული შესწავლა ამ თავისებურებათა გათვალისწინების გარეშე შეუძლებელია; მით უმეტეს, რომ გეოგრაფიული გარსის ზოგეიერთი საერთო და ზოგადი თავისებურებანი ამა თუ იმ ხარისხით ვლინდება ამ გარსის ცალკეულ ნაწილში და პირიქით — ცალკეული ნაწილის ესა თუ ის თავისებურება ასახვას პოულობს გარსის საერთო-ზოგად თვისებებში.

აღნიშნულ საკითხზე, სავესებით მართებულად ჯერ კიდევ ა. ჰუმბოლტი (5, გვ. 11) მიუთითებდა: „Для разумного созерцания природа есть единство во множестве, соединение разнообразного по форме и составу, есть понятие о совокупности естественных явлений и естественных сил, как о живом целом“.

ცნობილია, რომ ორი რამ აბსოლუტურად მსგავსი არ არსებობს. გამომდინარე აქედან ცხადია, რომ ყოველი ლანდშაფტი (თუნდაც ერთი ტიპისანიც კი) და მათი გეხეტურად ერთგვაროვანი კრებადობებით შექმნილი ბუნებრივ-გეოგრაფიული ერთეულები, მეტ-ნაკლები ინდივიდუალობითა და სპეციფიურობებით ხასიათდება. ისმის კითხვა, რა განსაზღვრავს თითოეული მათგანის ინდივიდუალურ თავისებურებებს. ამ კითხვაზე პასუხს პროფ. ს. კალენიკის (13, გვ. 11) შრომაში ვპოულობთ, სადაც ვკითხულობთ, რომ — „სახელდობრ სტრუქტურა ქმნის, როგორც მთლიანი გარსის, ისე მისი ცალკეული უბნის თვისობრივ სპეციფიურობას“. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ დასახელებულ მკვლევარს ლანდ-

¹ მოხსენდა თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტთან არსებულ გეოგრაფთა სემინარს 1965 წ. 21 ოქტომბერს.

შაფტის გეოგრაფიულ სტრუქტურაში, ლანდშაფტში საგნების და მოვლენების შინაგანი ორგანიზაცია ანუ შემადგენელი ცალკეული კომპონენტის და ლანდშაფტის მორფოლოგიურ ნაწილთა შერწყმა და ურთიერთკავშირი ესმის (14, გვ. 7).

ლანდშაფტური გარსის შემადგენელ კომპონენტებს შორის ჩვეულებრივ ასახელებენ: რელიეფს, ჰავას, წყლებს, ნიადაგებს, მცენარეებსა და ცხოველებს. მათთან ერთად დასახელებულ უნდა იქნას, აგრეთვე, ისეთი მულტივი და აუცილებელი კომპონენტები და არა მარტო კომპონენტები, არამედ მნიშვნელოვანი ლანდშაფტ-შემქმნელი ფაქტორებიც, როგორცაა მზის რადიაცია, დედამიწის შიგნით ნივთიერებათა რადიაქტიური დაშლით მიღებული სითბო და გრავიტაციული ძალა. უკანასკნელნი წარმოადგენენ ენერჯის იმ წყაროებს, რომლებიც განაპირობებენ ლანდშაფტურ გარსში მიმდინარე თითქმის ყველა ძირითად პროცესს და მოვლენას. მათ შორის მთავარია მზე, რომელიც დედამიწას ყოველწლიურად აწვდის დაახლოებით $1,68 \times 10^{24}$ კალორია ენერჯიას.

ლანდშაფტურ გარსში შემოსული რადიაციული ენერჯია ერთი კერიდან — მზიდან მომდინარეობს, ხოლო სიმძიმის ძალა ერთ წერტილში — დედამიწის ცენტრში იყრის თავს. ისინი უთუოდ დიდ როლს თამაშობენ გეოგრაფიული გარსის ერთიანობასა და მთლიანობაში. მაგრამ ჩვენი პლანეტის ფორმისა და მოძრაობის თავისებურებების შესაბამისად დედამიწის ზედაპირზე ზემოაღნიშნული ენერჯიის სახეები უთანაბროდაა განაწილებული, იგი ბუნების ნაირგვარობას და შესაბამისად ლანდშაფტური გარსის დიფერენციაციის აუცილებლობას იწვევს.

გეოგრაფიული გარსის ყოველი უბანი და მათი ნებისმიერი ლანდშაფტის ბუნების შემადგენელი კომპონენტები ერთმანეთთან მჭიდრო კავშირშია. საკმარისია ამა თუ იმ უბნის ან ლანდშაფტის რომელიმე კომპონენტი, ან მისი შემადგენელი ნაწილი შეიცვალოს, რომ მან სხვა კომპონენტების და, საბოლოო ჯამში, მთელი კომპლექსის ამა თუ იმ ხარისხით ცვლილება გამოიწვიოს. ასეთი ცვლილებანი გეოგრაფიულ გარემოს ურყევ — „რკინისებურ“ კანონს წარმოადგენს. აღნიშნულის დასადასტურებლად მრავალი მაგალითის დასახელება შეიძლება, მაგრამ საილუსტრაციოდ საკმარისი იქნება ა. გრიგორიევის შრომიდან (4, გვ. 117) ერთი ასეთი მაგალითიც, სადაც ვკითხულობთ: „როგორც ცნობილია, სამხრეთ ამერიკის კორდილიერების ტროპიკული ნაწილის სანაპირო, თითქმის უდაბნოს წარმოადგენს. ამ სანაპიროსთან ჰავის განსაკუთრებული სიმშრალე დაკავშირებულია სამხრეთიდან მომავალ ცივ დინებასთან.

ამ დინებამ, რომელიც ჩვეულებრივად დაკავშირებულია გაბატონებულ სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატებთან, 1925 წლის მარტში ადგილი დაუთმო, აქ, ამ თვისათვის არადაძახასიათებელი ჩრდილო-დასავლეთის ქარებით გამოწვეულ ჩრდილოეთის თბილ დინებას. ეს დინება ვალპერაისის ვანედებამდე აღწევდა; სანაპიროსთან წყლის ტემპერატურამ ნორმალურზე $7-8^{\circ}$ -ით მაღლა აიწია.

ამის შედეგად ხმელეთზე და ზღვაზე ყველა პირობა ძირფესვიანად შეიცვალა. ზღვაში გაქრა ქანგბადით მდიდარ ცივ დინებასთან დაკავშირებული პლანქტონებისა და თევზების მასა, ამიტომაც ზღვისპირა ფრინველთა მილიონები იძულებული გახდა მიეტოვებინათ ეს სანაპიროები — მათი ჩვეულებრივი ბუდობის ადგილები. სანაპიროს უდაბნო ზოლი და მახლობელი მთების ფერდობები, ჩვეულებრივად თითქმის მოკლებული ნალექებს, მოირწყო ელქვიქის



ხასიათის თავსხმა წვიმებით, სანაპიროს ტიტველი ფერდობები ამწვანდნენ, მდინარეები, რომლებიც ჩვეულებრივად ზღვამდე ვერ აღწევდნენ აღიღდნენ და ზღვამდე იწყეს დენა; მშრალი ჰავისათვის განკუთვნილმა ყველა სახის ნაგებობამ და შენობამ განიცადა ნგრევა, თიხით ნაგები სახლები დაღბა და დაინგრა, გზები წაირეცხა და ა. შ.“.

დასახელებული მაგალითი გარკვევით მეტყველებს ბარომეტრული ცენტრების და, შესაბამისად, ქარების მიმართულებაში მომხდარი ცვლილებით და ისიც სულ რამდენიმე დღის განმავლობაში რაოდენ მკვეთრად შეიძლება შეიცვალოს სახე მთელმა ლანდშაფტმა. თუ ისეთ დინამიურ კომპონენტს, როგორც ჰავა ესოდენ დიდი ცვლილების შეტანა ძალუძს, ცხადია ვაცილებით უფრო სტაბილური კომპონენტების — გეოლოგიური აგებულების ან რელიეფის შეცვლის ლანდშაფტის დიამეტრალურად განსხვავებული სახეების შექმნა შეუძლია.

იგივე შეიძლება ითქვას გეოგრაფიული გარსის ცალკეული უბნის და მათი ლანდშაფტების კავშირურთიერთობის შესახებაც. მათი კავშირურთიერთობა მჭიდროდაა დაკავშირებული გავრცელება-განაწილების და მათ შორის არსებული კავშირის სახეების თავისებურებებთან. კავშირის სახეები განსაზღვრავს ლანდშაფტების სტრუქტურის (დაჯგუფების) და ლანდშაფტების ურთიერთზე-მოქმედების (გავლენის) თავისებურებებს, აგრეთვე გავლენათა ერთიმეორეში შეღწევადობის ხარისხსა და ხასიათს.

გეოგრაფიული გარსის ცალკეულ უბნებსა და ამ უბნების ლანდშაფტებს შორის კავშირურთიერთობის (შეუღლების) მრავალი სახე არსებობს. მათ შორის აღსანიშნავია: ოროგრაფიული, ჰაერის მასების და ზღვის დინების გაბატონებულ ნაკადთა მიერ გამოწვეული — კლიმატური, ჰიდროლოგიური და სხვა. დიდი მნიშვნელობა აქვს გრავიტაციული თუ სხვა ძალებით გამოწვეულ ნივთიერებათა მიგრაციულ კავშირს. ვრცელი და კომპაქტური ტერიტორიების ლანდშაფტების კავშირურთიერთობა უფრო მჭიდროა, ვიდრე მცირეფართობიანი და დაქუცმაცებული უბნების. გარკვეულ როლს ასრულებს, აგრეთვე, მათ შორის მანძილის სიდიდეც.

ამ საკითხზე მსჯელობისას უნებლიედ გვაგონდება ი. ნიუტონის (16) მიერ აღმოჩენილი მსოფლიო მიზიდულობის კანონი, საიდანაც ცნობილია, რომ „მიზიდულობის ძალა პირდაპირ პროპორციულია მასების სიდიდისა და უკუპროპორციულია მათ შორის მანძილის კვადრატისა“, მაგრამ ვ. დოკუჩაევის (10) სიტყვებით რომ ვთქვათ, ბუნება (იგულისხმება გეოგრაფიული გარემო) მათემატიკა არაა, და ზუსტად არ ვიცით, ლანდშაფტური გარსის ცალკეული უბნების და მათი ლანდშაფტების სტრუქტურაზე ნიუტონისეული კანონი რამდენად მართებულია. თუმცა ის კი ცხადია, რამდენადაც დიდია გარსის ნაწილები და მცირეა მათ შორის მანძილები, მით უფრო მჭიდროა მათ შორის კავშირურთიერთობა და, შესაბამისად, ლანდშაფტების მსგავსება.

ერთგვაროვანი ლანდშაფტების გენეზისისა და მათი დაჯგუფებების სტრუქტურის თავისებურებების საქმეში დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე მზის სხივების დაცემის კუთხის სიდიდეს, ჰაერის მასების და ზღვის დინებების გაბატონებულ ნაკადებს და სხვა ფაქტორებს. იგივე შეიძლება ითქვას გრავიტაციული ძალებით თუ სხვა მიზეზებით გამოწვეულ ნივთიერებათა მიგრაციული კავშირურთიერთობის მიმართაც. თითოეული მათგანი სპეციალური განხილვის

საინტერესო ობიექტს წარმოადგენს, მაგრამ სტატიის მოცულობა ამის საშუალებას არ იძლევა.

ლანდშაფტების კრებადობის ანუ სტრუქტურის ნაირგვარობამ, როგორც ბუნებრივმა ფაქტმა, უკვე მიიქცია მკვლევართა (2, 3, 7, 8, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 22, 23 და სხვ.) ყურადღება, მაგრამ მათი განმარტობებელი კანონზომიერებანი დღემდე არ გამხდარა სპეციალური მსჯელობის საგანი. ლანდშაფტების კავშირურობის და სტრუქტურის ბუნების კანონზომიერების შესწავლას კი დიდი თეორიული და პრაქტიკული გამოყენებითი მნიშვნელობა აქვს.

საქმე იმაშია, რომ გენეტურად მსგავსი და ტერიტორიულად მჭიდროდ შეუღლებული ლანდშაფტების კრებადობის განსაზღვრაზე დიდად არის დამოკიდებული ტერიტორიის მეცნიერულად სწორი ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონება-დახასიათების შედგენა, ეს კი, თავის მხრივ, მნიშვნელოვანად შეუწყობს ხელს სახალხო მეურნეობის, კერძოდ, სოფლის მეურნეობის რაციონალურად განლაგების დაგეგმარებას.

ლანდშაფტების კავშირურობის ზემოთ დასახელებული სახეების შეზავების ხასიათის შესაბამისად და აქედან გამომდინარე ლანდშაფტთა სტრუქტურის მხრივ ვაკეები მკვეთრად განსხვავდებიან მთებისაგან; პირველნი შედარებით ერთფეროვნებით და მარტივი სტრუქტურებით ხასიათდება, მთები კი პირიქით — სირთულითა და ლანდშაფტური მოზაიკურობით გამოირჩევა. ჩვენ ამ უკანასკნელის შესახებ გვსურდა ზოგი რამ აღგვენიშნა.

ლანდშაფტების რთულსტრუქტურიანობის მხრივ ყურადღებას იქცევს ჩვენი რესპუბლიკა, თუმცა მსგავსი სურათი შეიმჩნევა, ცოტად თუ ბევრად ნაირგვაროვანი ლანდშაფტების მქონე ნებისმიერ მთიან ტერიტორიაზე.

საქართველოს სსრ ფარგლებში რამდენიმე ათეული ლანდშაფტი გამოიყოფა (იხ. საქართველოს სსრ ატლასი, 1964 წ. გვ. 154). ყოველი მათგანი საგსებით კანონზომიერადაა განლაგებული და მეტ-ნაკლებად არიან ერთი-მეორესთან დაკავშირებულნი (შეუღლებულნი), რაც განსაკუთრებული სტრუქტურის მქონე ლანდშაფტურ ჯგუფებს ქმნის. ვიდრე, ზოგიერთი მათგანის მაინც კავშირურობის თეორიაზე შევჩერდებოდეთ, უნდა აღინიშნოს, რომ ისინი აქ არა მარტო კანონზომიერად, არამედ განუმეორებლადაც არიან შეზავებულნი.

საქართველოს ლანდშაფტების და მათი სტრუქტურის თავისებურებებს განსაზღვრავს ლანდშაფტის შემადგენელი კომპონენტების და მათი კავშირურობის (შეუღლების) ხასიათი. მათ შორის პირველ რიგში აღსანიშნავია რელიეფისა და ჰავის შეზავების თავისებურებანი. რომ აქ რელიეფი და ჰავა ისეთი არ იყოს როგორც ამჟამადაა, ლანდშაფტებიცა და მათი სტრუქტურაც მკვეთრად განსხვავებული იქნებოდა. ამაზე მეტყველებს პალეოგეოგრაფიული წარსულის ანალიზიც.

დავუშვათ, რომ საქართველოს ტერიტორიას ვაკე რელიეფი ჰქონდეს, მაშინ აქ, ალბათ, დაახლოებით ისეთივე ბუნება იქნებოდა, როგორც ამავე განედებში მდებარე თურანის დაბლობს ან უსტ-ურტის პლატოს გააჩნია. იქ კი ნახევრადუდაბნოს და უდაბნოს ლანდშაფტები ჭარბობს, რომელთა ანალოგს აქ ვერ შევხვდებით; თუმცა მათაც, საქართველოსებურად დასავლეთით ზღვა აკრავს და გაბატონებულია ჰაერის დასავლეთური ნაკადები. ამრიგად, დასახელებულ არე-

ებს შორის ბუნების ესოდენ მკვეთრი სხვაობა, პირველ რიგში, რელიეფის ერთგვაროვნობითაა გამოწვეული.

წარმოდგინოთ, რომ საქართველოში ბუნების შემადგენელი კომპონენტების კრებადობა, გარდა ჰავისა, ისეთივე ყოფილიყო როგორც ამჟამადაა, ხოლო გაბატონებული იყოს არა დასავლეთური, არამედ აღმოსავლეთური ჰაერის მასები, მაშინ აქ ლანდშაფტები და მათი სტრუქტურა დაახლოებით ისეთივე იქნებოდა, როგორსაც ადგილი აქვს სამხრეთ აფრიკის ან მადაგასკარის დასავლეთ ნაწილში. როგორც ცნობილია, არც ამ არეების ლანდშაფტები ჰგავს საქართველოსას. ამ შემთხვევაში ლანდშაფტების არაერთგვაროვნება ჰავის (კერძოდ, ჰაერის ნაკადთა) სხვადასხვაობითაა გაპირობებული.

ამრიგად, შეიძლება დავსკვნათ, რომ გეოგრაფიული გარსის ცალკეული ნაწილის ლანდშაფტური თავისებურებანი გამოწვეულია არა მარტო მათი ბუნების შემადგენელ კომპონენტთა (ქანების, ჰავის, წყლების და ა. შ.) კრებადობის ნაირგვარობით, არამედ მათ შორის კავშირურთიერთობის შესაბამისად მიმდინარე პროცესთა თავისებურებებით. სწორედ ისინი უნდა განსაზღვრავდეს გეოგრაფიული გარსის ცალკეული უბნის ლანდშაფტების სტრუქტურის ხასიათს, რაც, თავის მხრივ, თითოეულ მათგანს ანიჭებს ინდივიდუალურ (სპეციფიურ) ნიშნებს.

ლანდშაფტთა სტრუქტურის მიხედვით მკვეთრად განსხვავდება საქართველოს — ამ მთიანი რესპუბლიკის ცალკეული არეები. ამ მხრივ, პირველ რიგში, ყურადღებას იქცევს ისეთი მთავარი მორფოსტრუქტურული ერთეულები, როგორცაა: კავკასიონი, მთათაშუეთი, მესხეთ-თრიალეთის სისტემა და ვულკანური მთიანეთი. მნიშვნელოვანი სხვაობაა, აგრეთვე, პირველი სამი ერთეულის დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილებს შორის. სახელდობრ, საქართველოს ფარგლებში, კავკასიონზე წარმოდგენილია ზომიერი და სუბტროპიკული კლიმატური სარტყლების მიჯნაზე მდებარე ახალგაზრდა ნაოჭა მაღალმთიანი სისტემისათვის დამახასიათებელი ნაირგვაროვანი ლანდშაფტები, დაწყებული მთისწინების ნოტიო ტყიანი (დასავლეთით) და ზომიერად მშრალი ან არიდული არის ტყე-ველის (აღმოსავლეთით), დამთავრებული სუბნივალური და ნივალური ლანდშაფტებით. მთათაშუეთში — სუბტროპიკული კლიმატური სარტყლის, ბარის ტიპის, დასავლეთში — ნოტიო ჰავის კოლხური ტყის, ხოლო აღმოსავლეთში — მშრალი და ზომიერად მშრალი ველისა და ტყე-ველის ლანდშაფტები. ჭარბობს. მესხეთ-თრიალეთის ქედის სისტემაში საშუალო სიმაღლის მთების ნოტიო (დასავლეთით) და ზომიერად ნოტიო არის (აღმოსავლეთით) მთის ტყეთა და სუბალპური მდელოების ლანდშაფტებია დომინირებული. ვულკანურ მთიანეთზე კი წინააზიური, ზომიერად კონტინენტური ჰავის მქონე მთიანეთისათვის დამახასიათებელი ლანდშაფტთა კრებადობაა წარმოდგენილი.

ამრიგად, თითოეული მათგანი არა მარტო განსხვავებული ტიპის ლანდშაფტებს შეიცავს, არამედ ლანდშაფტთა თავისებური სტრუქტურებით ხასიათდება და სხვადასხვა რანგის ტაქსონომიურ ერთეულს წარმოადგენს. ამიტომაცაა, რომ მთიანი არის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისას გარდა ლანდშაფტის ტიპისა (იგი კი, როგორც ცნობილია, განმეორებადია) ყურადღებას ამახვილებენ მათი სტრუქტურების თავისებურებებზე.

ყოველი მომიჯნავე ფიზიკურ-გეოგრაფიული (ტაქსონომიური) ერთეულის



ლანდშაფტთა კავშირუროთიერთობა განისაზღვრება ამ ერთეულების განცალკევების ხარისხით. ასე, მაგალითად, მესხეთის ქედის დასავლეთ ფერდობების დამიმდებარე ვაკე-დაბლობის ისეთი კიდურა ლანდშაფტებიც კი როგორცაა, ერთის მხრივ — ზღვისპირა ქვიშა-რიყიანი დიუნური სერების ფსამოფიტური მცენარეებიანი, ხოლო მეორეს მხრივ — სუბალპური და ალპური მდელოების ლანდშაფტებიც კი ურთიერთკავშირშია, სხვაზე რომ არაფერი ვთქვათ. ზღვისპირა დიუნური სერების ამგები ქანები სუბალპური და ალპური მდელოების ლანდშაფტებიდანაა ჩამოტანილი — თხემისეულია. იგივე შეიძლება ითქვას, მაგალითად მდინარე ალაზნის მარცხენაპირეთის და მიმდებარე კახეთის კავკასიონის სამხრეთი ფერდობების ლანდშაფტების მიმართაც.

ზემოთ დასახელებულ ტექსონომიურ ერთეულთა შიდა ლანდშაფტებს შორის კავშირუროთიერთობა კიდევ უფრო მჭიდრო და სტრუქტურებიც თავისებურია. ასე, მაგალითად, აჭარა-გურიის დასავლეთ ნაწილში მდებარე დიუნური ზოლი, აფერხებს რა ჭარბი წყლის ზედაპირულ ჩადინებას, ხელს უწყობს მიმდებარე ვაკე-დაბლობის დაჭაობებას და აქ ბუნებრივ პირობებში ჭაობებისა თუ დაჭაობებული არის ტიპის ლანდშაფტების არსებობას აპირობებს.

ვაკე-დაბლობის ჭარბტენიანი ტიპის ლანდშაფტები კავშირშია და თავისებურ გავლენას ახდენს მიმდებარე კოლხურ მცენარეებიან გორაკ-ბორცვიანი ზონის ლანდშაფტებზე. უკანასკნელი თავის მხრივ მოქმედებს მომიჯნავე ტყიანი მთის ლანდშაფტებზე და ა. შ. ასე რომ მათი ბუნების ძირითადი თავისებურებანი დღეს აქ არსებული ლანდშაფტების თანამედროვე სტრუქტურის გარეშე წარმოუდგენელი იქნებოდა. თუ ანალოგიური სურათი არა, მსგავსი მოვლენა, მეტ-ნაკლებად დამახასიათებელია ყოველი მომიჯნავე მთიანი ტექსონომიური ერთეულისათვის.

მთების ნაირგვაროვანი ლანდშაფტების კავშირუროთიერთობის და ერთიმეორეზე შედწევის თავისებურ „არხებს“ მთების რელიეფისათვის დამახასიათებელი ქედები და ხეობები წარმოადგენს. მთების ქვემო და შუა ნაწილში ხეობები მიმდებარე ბარის ლანდშაფტებისადმი იჩენს მსგავსებას, ქედები კი — მთების ლანდშაფტებისადმი. მთა-ტყის ზემო ნაწილში კი პირიქით — ხევ-ხეობები თხემისეულ ლანდშაფტებისაკენ იჩენს მიდრეკილებას, წყალგამყოფები კი მთა-ტყის ლანდშაფტებისაკენ. ამიტომაცაა, რომ ამ სამიჯნაო-სასაზღვრო არეებზე არსებული განსხვავებული ლანდშაფტები ერთიმეორეში ხერხის კბილებივით იჭრებიან და ისოლებიან.

ლანდშაფტების სტრუქტურისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰავის თავისებურებას და მასთან დაკავშირებულ პროცესებს. ჰავა მთებში, რელიეფის მსგავსად, დიდი ნაირგვარობით და ძირითადი ტიპების გავრცელების მიხედვით სიმაღლითი ზონალობით ხასიათდება. თუ ბარში — ვაკეზე დასხივოსნება იცვლება განედის მიმართულებით და ჰაერის მასების ძირითადი ნაკადები ჰორიზონტულ გადაადგილებას განიცდიან, მთებში იგი გართულებულია ექსპოზიციური ნაირგვარობით და სიმაღლითი თავისებურებებით; ერთის მხრივ, უთანაბრო დასხივოსნება და ჰაერის მასების როგორც ჰორიზონტული, ისე ვერტიკალური გადასაცვლებანი, ხოლო მეორეს მხრივ, მასთან დაკავშირებული ნალექებისა და ჩამონადენის განაწილება, ნივთიერებათა მიგრაცია და სხვა პროცესები, განაპი-

რობებენ ლანდშაფტთა შეუღლება-შერწყმის და მათი სტრუქტურის თავისებურებებს.

საქართველოს ფარგლებში გაბატონებული ჰაერის მასების დასავლეთური ნაკადები საქარე — დასავლეთ და ქარმყუდრო — აღმოსავლეთ ფერდობებზე, აგრეთვე მთებთაშორის ქვაბურებში, განაპირობებენ განსხვავებული ტიპის ლანდშაფტების წარმოშობასა და მათი დაჯგუფება-სტრუქტურის ნაირსახეობას. კიდევ უფრო დიდია სხვაობა განედური ქედების ჩრდილო და სამხრეთი ექსპოზიციის მქონე ფერდობების ლანდშაფტების სტრუქტურაში. საკმარისია აღინიშნოს, რომ ჩვენი რესპუბლიკის განედებში, ერთსა და იმავე მერიდიანზე და თანაბარ სიმაღლეზე მდებარე ქედის ჩრდილო და სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე, მოწმენდილ ამინდში ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურათა სხვაობა დაახლოებით 10°-მდე აღწევს. ამასთან დაკავშირებით, სამხრეთ ფერდობებზე აორთქლება თითქმის ორჯერ მეტია, ვიდრე ჩრდილოეთზე. აქედან გამომდინარე, ამ ფერდობთა ლანდშაფტები და მათი სტრუქტურა განსხვავებულია; ხშირად ლანდშაფტის ესა თუ ის ტიპი მოპირდაპირე ფერდობზე არაა წარმოდგენილი, ხოლო მსგავსი ლანდშაფტები სხვადასხვა სიმაღლეზეა განლაგებული.

ფერდობების ექსპოზიციური სხვადასხვაობით გამოწვეულ ლანდშაფტთა სტრუქტურის ნაირგვარობაზე მსჯელობისას უნდა გავითვალისწინოთ ისიც, რომ ერთი და იმავე ქედის, მაგრამ საწინააღმდეგო ექსპოზიციის მქონე ფერდობების ლანდშაფტებიც თავისებურ კავშირურთიერთობაში იმყოფებიან; საქმე იმაშია, რომ სამხრეთ ფერდობებზე უხვი დასხივოსნება, მეტი სითბო, ინტენსიური აორთქლება და ა. შ., თავის მხრივ, განაპირობებს ამავე მაჩვენებლების დაქვეითებას მოპირდაპირე — ჩრდილო ფერდობებზე. იგივე შეიძლება ითქვას საქარე — უხვნალექიან და ქარმყუდრო — უნალექო ან მცირენალექიანი ფერდობების მიმართ. ასე, რომ ლანდშაფტების კავშირურთიერთობის და მათი სტრუქტურების თავისებურებებთან გვაქვს საქმე. ამ მხრივ საკმაოდ ტიპიურ მაგალითებს წარმოადგენს აჭარა-თრიალეთის, არსიანის და ქართლ-იმერეთის (სურამის) ქედების ფერდობების ლანდშაფტების და მათი სტრუქტურის ხასიათი.

ლანდშაფტების კავშირურთიერთობაზე, შესაბამისად მათ სტრუქტურაზე, თავისებურ გავლენას ახდენს, აგრეთვე, მდინარეთა ქსელი, ზედაპირული ჩამონადენის მიმართება, მათთან დაკავშირებული ნივთიერებათა მიგრაციის ხასიათი და სხვა პროცესები. ამიტომ ერთიანი ქსელის მქონე ერთგვაროვან ჰიდროლანდშაფტურ ერთეულს, ზოგჯერ, ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ტაქსონომიურ ერთეულადაც მიიჩნევენ.

როგორც ცნობილია, მთიანი ტერიტორიის ლანდშაფტის ძირითადი ტიპები სიმაღლით ზონებს (თუ სარტყლებს) ჰქმნიან. მთებში ენერგიულად მიმდინარე ფიზიკური და ქიმიური გამოფიტვის, ჩამორეცხვის და ეროზიის, ზვავებისა და მეწყერების და სხვა პროცესები (რომლებსაც ბარში მეორეხარისხოვანი მნიშვნელობა აქვს, ან სულ არ მიმდინარეობს) იწვევს მთის ლანდშაფტების სტრუქტურის თავისებურებებს. ამ მხრივ განსაკუთრებით დიდია გავლენა ერთი და იგივე ფერდობების ჰიფსომეტრიულად ზემოთ მდებარე ლანდშაფტისა მომიჯნავე ქვემო ლანდშაფტზე. ასე მაგალითად, მ. დარასელიას (6) მონაცემების თანახმად, ჩაის ბუჩქებით შემოსილ 5—6° დახრილობის მქონე ფერდობის 1 ჰა-

დან წლიურად დაახლოებით 50 ტონა ნიადაგი ირეცხება. ცხადია, ეს რიცხვი ფერდობის დახრილობის მატებასთან ერთად იზრდება.

მთებში გრავიტაციული თუ სხვა პროცესებით, ნივთიერებათა მიგრაციის თავისებურებით გამოწვეულ ლანდშაფტების შეუღლების საკმაოდ ტიპურ მაგალიტს წარმოადგენს ფერდობებზე კირქვების გავრცელების ქვემოთაც, თუ ტიპური კარსტული არა, კარსტისებური ლანდშაფტების არსებობის გარდუვალობა. იგივე შეიძლება ითქვას ზოგიერთ მთასა და მთისპირეთში მლაშობების არსებობის მიმართაც, როგორც მაგალითად ამას ადგილი აქვს მდინარე ალაზნის მარჯვენაპირეთში. ამ უკანასკნელში მლაშობების არსებობა მჭიდროდაა დაკავშირებული ცივი-გომბორის ქედის ამგები ქანებიდან გამორეცხილი მარილების მიგრირების თავისებურებებთან.

ამრიგად, მთებში ხშირად ადგილი აქვს ერთიმეორესთან მჭიდროდ შეუღლებულ და ერთიმეორისაგან განსაზღვრულ პარაგენეტიულ ლანდშაფტებს, რომელთა ცალ-ცალკე (დამოუკიდებლად) არსებობა ხანგრძლივად წარმოუდგენელია. ამიტომ, როგორც განსხვავებული, ისე ერთიანი მორფოსტრუქტურული მთიანი ტერიტორიების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონების დროს მხედველობაში უნდა იქნას მიღებული მათი შემადგენელი ნაწილების, გენეტიურად ერთგვაროვან ლანდშაფტთა სტრუქტურის (შეუღლების) ზემოთ დასახელებული თავისებურებანი.

დასკვნა

1. მთების ბუნების სირთულე და ნაირგვარობა, ლანდშაფტების შემადგენელი კომპონენტების კრებადობით (ჩაძირ) ხასიათდება, რომლის მიხედვით შეიძლება განვასხვაოთ სრულწევრიანი და არასრულწევრიანი (მაგ., „ცუდი მიწების“ ან ნივალური) ლანდშაფტები, გარდა ამისა დიდი მნიშვნელობა აქვს ლანდშაფტების კავშირურთიერთობის თავისებურებებს.

2. ყოველი მთიანი მხარის ბუნება მეტ-ნაკლები ინდივიდუალობით ხასიათდება, რაც, ძირითადად, ლანდშაფტის შემადგენელი კომპონენტების კავშირურთიერთობის და ლანდშაფტთა სტრუქტურის თავისებურებითაა გამოწვეული.

3. მთიანი ტერიტორიის ბუნების სირთულეს და, შესაბამისად, ლანდშაფტთა მოზაიკურობას განაპირობებს: ვანედური (ზონალური) და პროვინციული (აზონალური) თავისებურებანი, ჰიფსომეტრიული განვითარების დიაპაზონი, მზისა და გაბატონებული ქარების მიმართ ექსპოზიციის ხასიათი, ლანდშაფტის ასაკი და სხვა თავისებურებები.

4. მთების ლანდშაფტის სტრუქტურაზე, ურთიერთზემოქმედების ხარისხზე გავლენას ახდენს ლანდშაფტზემქმნელი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესები და მოვლენები; მათ შორის განსაკუთრებული როლი ენიჭება ლანდშაფტთაშორის ნივთიერებათა მიგრაციის თავისებურებებს. ამ მხრივ მჭიდროდ შეუღლებული მომიჯნავე ლანდშაფტები ხშირად პარაგენეტიული ლანდშაფტების სახით გვევლინება.

5. მთების ბუნების დახასიათებისას და ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონებისას, რასაც, გარდა თეორიულისა, პრაქტიკული მნიშვნელობაც აქვს, ყურად-

ღება უნდა გავამახვილოთ ლანდშაფტთა სტრუქტურის თავისებურებებზე, რადგან ის ერთიანი მორფოგენეტიური მთიანი ტერიტორიის სხვადასხვა ნაწილებში განსხვავებული სახითაა წარმოდგენილი.

ლიტერატურა

1. Арманд, Д. Л. — Геофизика ландшафта. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1964.
2. Гвоздецкий, Н. А. — Инверсия ландшафтов и влияние экспозиции склонов на ландшафты в приморской тайге. Изв. Всесоюзн. географич. об-ва, т. 84, вып. 3, 1952.
3. Гвоздецкий, Н. А. — Кавказ, М., 1963.
4. Григорьев, А. А. — Пустыня, временно превратившаяся в влажную страну, Природа, № 1—2, 1926.
5. Гумбольдт, А. — Космос, т. 1, 1866.
6. Дараселиа, М. К. — Эрозия почв на чайных плантациях Анасеули (Грузия). Сб., Борьба с эрозией почв СССР, М.-Л., 1938.
7. Джавахишвили, А. Н., Джакели, Х. Г., Санелидзе, М. С., Укლება, Д. Б. — Карты ландшафтов и физико-географического районирования Грузинской ССР, Атлас Грузинской ССР, Тб.-М., 1964.
8. Джакели, Х. Г. — Ландшафтно-типологическая карта Южно-Грузинского нагорья и прилегающей территории как основа физико-географического районирования, Учен. записки Азерб. гос. ун-та, № 3, 1964.
9. Джакели, Х. Г., Санелидзе, М. С. — О некоторых особенностях физико-географической (ландшафтной) характеристики горной территории, Вопросы ландшафтоведения, Алма-Ата, 1963.
10. Докучаев, В. В. — К учению о зонах природы, СПб., 1899.
11. Забелин, И. М. — Теория физической географии, М., Геофизика, 1959.
12. Исаченко, А. Г. — Основные вопросы физической географии, Изд. Ленингр. гос. университета, 1953.
13. Колесник, С. В. — Основы общего землеведения, Учпедгиз, 1947.
14. Колесник, С. В. — Современное состояние учения о ландшафтах, Матер. к III съезду ГО СССР, Ленинград, 1959.
15. Мильков, Ф. Н. — О морфологических и генетических типах ландшафтов-аналогов, Тр. 2-го Всесоюзн. геогр. съезда, т. 1, М., Географгиз, 1948.
16. Ньютон, И. — Математические начала натуральной философии (перевод с лат. А. Н. Крылова), в кн. Крылов, А. Н., Собр. трудов, т. 7, М.-Л., 1936.
17. Перельман, А. И. — Очерки геохимии ландшафта, Географгиз, М., 1955.
18. Преображенский, В. С. — О вертикальной поясности в межгорных котловинах. Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1957.
19. Прокаев, В. И. — О высотной поясности и методика учета зональных различий при физико-географическом районировании горных стран, Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 94, вып. 2, 1962.
20. Станюкович, К. В. — Основные типы поясности в горах СССР, Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 87, вып. 3, 1955.
21. Федина, А. Е. — Физико-географическое районирование. Изд. МГУ, 1965.
22. Щукина, О. Е. — Вертикальная ландшафтная зональность в горных странах, «География в школе», № 3, 1954.
23. Щукин, И. С. и Щукина, О. Е. — Жизнь гор., М., 1959.

Х. Г. ДЖАКЕЛИ

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУРЫ ЛАНДШАФТОВ В ГОРАХ
(На примере Грузинской ССР)

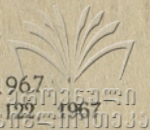
Резюме

Сложность природы и мозаичность ландшафтов в горах, помимо набора составных компонентов ландшафта и их взаимодействия, определяются, в основном, структурой ландшафтов, т. е. характером связей, как между компонентами, так и между самими ландшафтами. В этом отношении каждый горный регион отличается от другого своей индивидуальной специфичностью.

Специфичность природы, т. е. характер структуры ландшафтов определяется широтными (зональными) и провинциальными (азональными) особенностями, диапазоном гипсометрического развития, характером солнечной и ветровой экспозиции и другими особенностями.

В структуре ландшафтов гор большую роль играют ландшафтообразующие физико-географические процессы и явления. Среди них особого внимания заслуживает характер миграции веществ. В горах смежные ландшафты местами настолько тесно сопряжены между собою, что образуют парагенетические типы ландшафта.

При характеристике природы и физико-географического районирования, даже единой морфологической горной территории, требуется заострить внимание на вышеназванные структурообразующие особенности ландшафтов гор, что, помимо теоретического, имеет большое практическое-прикладное значение.



ა. ბერე ლ აძე

ჭოროხის შუა წელის აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათებისათვის

ჭოროხის შუა წელის აუზი თურქეთის უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს და მოიცავს ძველი ქართული პროვინციების — კლარჯეთის, შავშეთის და ნივალის ხევის ტერიტორიებს.

ბუნებრივი პირობების მიხედვით ეს მხარე გარდამავალ ხასიათს ატარებს, ერთის მხრივ, აჭარისა და ჭანეთის ტენიან სუბტროპიკებსა და მეორეს მხრივ, აღმოსავლეთ ანატოლიის მშრალ ველებსა და ნახევრადუდაბნოებს შორის. მას გააჩნია აგრეთვე რიგი სხვა თავისებურებანიც, რის გამო მიზანშეწონილად მიგვაჩნია მისი გამოყოფა ცალკე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ოლქად.

ამ ოლქისათვის დამახასიათებელია ძლიერ დანაწევრებული მთიანი რელიეფი. ქედების უმრავლესობა აქ 2000 — 2500 მ მაღლაა აღმართული, ხოლო ცალკეული მასივებისა და მწვერვალების სიმაღლე 3000 მ აღემატება.

კლარჯეთ-შავშეთის ყოველი მხრიდან ეკვრის მაღალი ქედები. ოლქის დასავლეთი საზღვარი გადის ლაზეთის ქედზე, რომლის საშუალო სიმაღლე 2000 — 3000 მ უდრის (მ. კაჩკარი, 3937 მ). ლაზეთის ქედის აღმოსავლეთი განშტოებები და მათ შორის მდებარე ღრმა და ვიწრო ხეობები მთლიანად ავსებს ოლქის ტერიტორიის დასავლეთ ნაწილს (ლაზეთის ქედის თხემსა და მდინარე ჭოროხს შორის).

ჩრდილოეთიდან კლარჯეთ-შავშეთს ესაზღვრება შავშეთის ქედი (მ. ხევა, 2810 მ), რომლის სამხრეთ ფერდობებს და განშტოებებს უჭირავს ოლქის ტერიტორიის ჩრდილო, მნიშვნელოვანი ნაწილი. ამ ქედების სიმაღლე საშუალოდ 2000 — 2500 მ შორის მერყეობს.

კლარჯეთ-შავშეთის ტერიტორიის აღმოსავლეთი და სამხრეთი ნაწილები არსიანის ქედსა და მის დასავლეთისა და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულების განშტოებებს უჭირავს. არსიანის ქედის საშუალო სიმაღლე თურქეთის ფარგლებში 2000 მ აღემატება, მისი ცალკეული მწვერვალები კი 2500—3000 მ მაღლაა აღმართული (მ. არსიანი, 3165 მ).

აღნიშნულ ქედებსა და განშტოებათა შორის მდებარეობს ჭოროხის, იმერ-ზევის, არტანუჯისწყლის, შავშეთისწყლის, მურღულის, ფარხალის და სხვა მდინარეთა ღრმა, ხშირად ვიწრო და ზოგან კანიონისებური ხეობები.

დასახელებული მთათა სისტემები აჭარა-თრიალეთისა და პონტოს მესამეუ-

ლი ნაოჭების ნაწილს წარმოადგენს. მის ფარგლებში მდებარეობს, აგრეთვე, ძველი კრისტალური ქანებით აგებული ართვინის ბელტი. აჭარა-თრიალეთის ნაოჭების განედური მიმართულება აქ იცვლება, გადაიხრება სამხრეთ-დასავლეთისაკენ და შემდგომ თურქეთის ტერიტორიაზე პონტოს სისტემის განედური ნაოჭების სახით გრძელდება. ამის გამო ოლქის ტერიტორიაზე მესამეული ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭები ძირითადად ორიენტირებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ. მთავარი ქედები და მდინარეთა ხეობებიც ძირითადად ამ მიმართულებას იმეორებენ და ხშირად შეესაბამებიან ანტიკლინურ და სინკლინურ ნაოჭებს.

კლარჯეთ-შავშეთის გეოლოგიურ აგებულებაში მონაწილეობს სწვდასხვა ასაკისა და ლითოლოგიური შედგენილობის ქანები. პალეოზოოური გრანიტებით, სიენიტებით და კრისტალური ფიქლებით აგებულია ლაზეთის, კარჩხალის და ხაჩვალის ქედების მაღალმთიანი ნაწილები, რომლებიც ართვინის კრისტალური ბელტის გაშიშვლებულ ნაწილებს წარმოადგენენ. ართვინის მასივის ამგები პალეოზოოური ქანებიდან აღსანიშნავია, აგრეთვე, მეტამორფული თიხა-ფიქლები და ფილიტები. უკანასკნელში ლინზების სახით გვხვდება თეთრი მარმარილო. კრისტალურ ფიქლებზე ხშირად განლაგებულია თიხოვანი და ასპიდური შავი ფიქლები, რომლებიც რელიეფის შედარებით რბილ ფორმებს ქმნიან. აქვე ხშირად გვხვდება ძველი, მჟავე ინტრუზიებიც — კვარციანი დიორიტის სახით (21).

მეზოზოოური ნალექებიდან შედარებით ნაკლებადაა გავრცელებული იურული თიხები, მომწვანო-ნაცრისფერი ქვიშაქვები და ფიქლები, რომლებიც გაშიშვლებულია მდინარე მურღულისა და მის შემდინარეთა ხეობებში. შედარებით ფართოდაა გავრცელებული ცარცული ნალექები. ამ ასაკის კირქვებით, მერგელებით, მერგელოვანი ფიქლებით და ქვიშაქვებით აგებულია ლაზეთის ქედის აღმოსავლეთი ფერდობები, კარჩხალის ქედის სამხრეთი განშტოებები და არსიანის ქედის დასავლეთი განშტოებები — ქურდევანისა და ტალახეთის ქედები. ცარცული ნალექების ესოდენ დიდი გავრცელება მოწმობს, რომ ოლქის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი ამ დროს თავისი განვითარების გეოსინკლინურ ფაზაში იმყოფებოდა (6, 21).

მესამეულში (პალეოცენში, ქვედა და შუა ეოცენში, ნაწილობრივ ზედა ეოცენშიც), როგორც ცნობილია, დღევანდელი აჭარა-თრიალეთისა და პონტოს მთების გეოსინკლინებში გროვდებოდა ფლიშური და ვულკანოგენური მასალა. ართვინ-სომხეთის ბელტი ამ დროს განიცდიდა დენუდაციას, ნაწილობრივ კი თხელი ზღვით დაიფარა, დაგროვდა ზღვიური და კონტინენტური მასალა (12).

მესამეული ნალექებიდან, დ. ბაცევიჩის (6) ცნობებით, კოროხის შუა წელის აუზში დიდი გავრცელება აქვს ეოცენურ ქვიშაქვებს, მერგელებს, თიხებს, კირქვებსა და სხვ. მდ. ხატილისწყლისა და მურღულის ქვემო წელის ხეობებში და კარჩხალის ქედის დასავლეთ ფერდობებზე გაშიშვლებულია ქვედა ეოცენური მწვანე ფიქლებრივი ქვიშაქვები, მერგელები, თიხები და კირქვები. კარჩხალის ქედის ჩრდილო ნაწილის თხემური ზონა და შავშეთის ქედის მნიშვნელოვანი ნაწილი შუა ეოცენური ნუმულიტიანი ფერადი კირქვებითა და მერგელებითაა აგებული. კარჩხალის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობებზე, არსიანის ქედის



დასავლეთ ფერდობებზე და იმერხევის აუზში კი წარმოდგენილია ზედა ეოცენური კირქვებისა და მწვანე თიხების საკმაოდ დიდი სიმძლავრის ნალექები.

ეოცენური ანდეზიტებით, ბაზალტებით და ტუფ-ბრექჩიებით აგებულია არსიანის ქედის შუა ნაწილი, კარჩხალის ქედის ჩრდილო ნაწილი და შავშეთის ქედის მნიშვნელოვანი მონაკვეთი.

ეოცენური ნალექები შავშეთის ქედზე და მდინარე მურღულის აუზში ხშირად დაფარულია ახალგაზრდა ანდეზიტებით, ბაზალტებით და სხვა ვულკანური ქანებით.

როგორც ცნობილია, ნეოგენში მოხდა აჭარა-თრიალეთისა და პონტოს ნაოჭა სისტემების საბოლოო ჩამოყალიბება, ართვინ-სომხითის ბელტზე ამ დროს მიმდინარეობდა აქტიური ვულკანური პროცესები და ლავეების დაგროვება. მიოცენური და პლიოცენური ვულკანური ქანები მონაწილეობენ ძირითადად არსიანის ქედისა და მისი განშტოებების მნიშვნელოვანი ნაწილების აგებულებაში (6, 29).

შედარებით ნაკლებადაა წარმოდგენილი მეოთხეული ნალექები, რომლებიც მეტწილად მდინარეთა ხეობების ძირზეა გავრცელებული.

მესამეული დანაოჭების შედეგად შექმნილმა მთათა სისტემებმა განიცადეს ტექტონიკური რღვევა და მნიშვნელოვანი ნეოტექტონიკური მოძრაობა. დღეს ისინი ძალზე სახეშეცვლილია, აგრეთვე, ზედაპირული წყლებისა და ნაწილობრივ მეოთხეული ყინვარების მოქმედების შედეგად და ხასიათდება რთული რელიეფით. აქ წარმოდგენილია რელიეფის შემდეგი ძირითადი ტიპები:

1. მესამეულ ნაოჭა სუბსტრატზე განვითარებული ღრმა, ხშირად ვიწრო, ზოგან კანიონისებური ხეობები, ტერასებით, გამოზიდვის კონუსებით (მდ. ქობოხის, იმერხევის, არტანუჯისწყლის, ფარხალის, მურღულის და სხვა ხეობები).
2. მესამეულ ნაოჭებზე განვითარებული მთა-ხეობათა რელიეფი, რომელიც მოიცავს ლაზეთის, შავშეთის, კარჩხალის, არსიანის ქედებისა და მათ განშტოებათა საშუალომთიან ნაწილებს.
3. ძველ კრისტალურ ქანებზე განვითარებული მაღალმთიანი, კლდოვანი თხემებისა და მწვერვალების რელიეფი, მეოთხეული გაყინვარების აშკარა კვალით, თანამედროვე გაყინვარების მცირე უბნებით. ეს ტიპი წარმოდგენილია ლაზეთის ქედზე, მის მთავარ განშტოებებზე და კარჩხალის ქედის მაღალმთიან ნაწილებში.
4. ახალგაზრდა ვულკანური რელიეფი, ქედების მოგლუვებული, პლატოსებური თხემებით, კონუსისებური და გუმბათისებური მწვერვალებით. წარმოდგენილია არსიანის ქედის შუა ნაწილში.

ქობოხის შუა წელის აუზი რთული კლიმატური პირობებით ხასიათდება. აქ ვხვდებით ჰავის ყველა ტიპს, დაწყებული ხმელთაშუაზღვიური სუბტროპიკულით და დამთავრებული მაღალმთიური ცივი ჰავით.

ჰანეთის ქედი, რომელიც მაღალი ბარიერის სახითაა აღმართული ოლქის დასავლეთით, დაბრკოლებას ქმნის შავი ზღვიდან მონაბერი დასავლეთის ტენიანი ქარების აღმოსავლეთისაკენ გავრცელებისათვის. ამავე დროს, აღმოსავლეთით და სამხრეთით მდებარე არსიანის ქედი კლარჯეთ-შავშეთის იცავს აღმოსავლეთ ანატოლიის მთიანეთის მშრალი კონტინენტური ჰაერის მასების გავლენისაგან. ამ ფაქტორებმა განაპირობეს ძირითადად ოლქის ჰავის თავისებურებანი.

მდინარე ჭოროხისა და მისი მთავარი შემდინარეების ხეობების მნიშვნელოვანი ნაწილები ხმელთაშუაზღვიური სუბტროპიკული ჰავით ხასიათდება. ზაფხული აქ ცხელი და მშრალია, ზამთარი კი საკმაოდ რბილი და ტენიანი.

საშუალო წლიური ტემპერატურა ზემოაღნიშნულ ხეობებში 13 — 15° შორის მერყეობს, უცივესი თვის — იანვრის საშუალო ტემპერატურა 2 — 5° უდრის, უთბილესი თვის — ივლისის კი — 22 — 23°.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად საშუალო თვიური და წლიური ტემპერატურები შესამჩნევად კლებულობს და საშუალო სიმაღლის მთის ზონაში ზომიერი ჰავის ტიპია ვაბატონებული. საშუალო წლიური ტემპერატურა აქ 5 — 10° შორის მერყეობს, იანვრის საშუალო ტემპერატურა ყველგან 0°-ზე დაბალია, ივლისისა და აგვისტოსი კი 16 — 20° უდრის.

მაღალმთიან ზონაში საშუალო წლიური ტემპერატურა მხოლოდ 1—3° უდრის, იანვრის — 10 — 14°, ივლისისა კი 10°-ზე დაბალია.

კლიმატის ხმელთაშუაზღვიური ტიპი განსაკუთრებით კარგად ვლინდება ნალექების სეზონურ განაწილებაში, ეს რეჟიმი არა მარტო ხეობებშია წარმოდგენილი, არამედ საშუალომთიან ზონაშიც კარგად შეიმჩნევა.

მდინარე ჭოროხისა და მის შემდინარეთა ქვემო წელის ხეობებში ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 500 — 700 მმ შეადგენს. ზამთრის თვეებში მოდის 200—300 მმ-მდე ნალექი, ზაფხულში კი 50—60 მმ. ყველაზე უხვნალექიანი თვეებია ნოემბერი და დეკემბერი (80 — 100 მმ). მცირე ნალექიანია ივლისი და აგვისტო (15 — 19 მმ). ნალექები ძირითადად წვიმის სახით მოდის, მაგრამ ზამთარში ზოგჯერ იქმნება მცირე სისქის თოვლის საფარიც (20, 25).

საშუალომთიან ზონაში ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 1000 მმ აღემატება და ზოგან 2000 მმ აღწევს. მაქსიმუმი აქაც ზამთარშია, მინიმუმი კი ზაფხულში, მაგრამ სხვაობა ნალექიანსა და მშრალ სეზონებს შორის შედარებით ნაკლებ მკვეთრია. ზამთარში საშუალომთიანსა და მაღალმთიან ზონებში იქმნება თოვლის მძლავრი საბურველი.

ქედებისა და მთების ჩრდილო და დასავლეთი ექსპოზიციის ფერდობები, რომლებიც მეტად განიცდის ჭოროხის ხეობით შემოჭრილი შავი ზღვის ტენიანი ჰაერის გავლენას, საგრძნობლად მეტ ნალექებს ღებულობს, ვიდრე სამხრეთი და აღმოსავლეთი ფერდობები, რომლებიც აღმოსავლეთის და სამხრეთის მშრალი ქარების გავლენის სფეროში მდებარეობენ.

ნალექების საკმაო სიუხვემ, სხვა ფაქტორებთან ერთად, განაპირობა კლარჯეთ-შავშეთის პიდროგრაფიული ქსელის სისწირე და მდინარეთა წყალუხვობა. გარდა ჭოროხისა, რომელიც აქ ტრანზიტულია, ყველა მდინარე ოლქის ფარგლებში იღებს სათავეს.

მდინარე ჭოროხის სიგრძე ოლქის ტერიტორიის ფარგლებში 98 კმ შეადგენს. მის მთავარ შემდინარეთა შორის მნიშვნელოვანია: იმერხევი (შემდინარეები—შავშეთისწყალი, არტანუჯისწყალი), ფარხალი, მურღული, ხატილისწყალი, დევისწყალი და სხვ.

მდინარეებისათვის დამახასიათებელია დიდი ვარდნა, და ძალიან ჩქარი დინება. გზადაგზა ისინი აჩენენ ჭორომებსა და ჩანჩქერებს. კალაპოტები და ჭალები მოფენილია დიდი ზომის ლოდებითა და ქვაყრილებით (28).

მდინარეთა კვების მთავარ წყაროს თოვლის ნაღნობი წყალი და ატმოსფე-



რული ნალექები წარმოადგენენ. ამასთან დაკავშირებით, წყლიანობის პირველი მაქსიმუმი იცის გაზაფხულის მეორე ნახევარში, როდესაც საშუალომთიან და მაღალმთიან ზონებში თოვლი დნება, ხოლო მეორე მაქსიმუმი შემოდგომის მიწურულში და ზამთარშია, რაც ამ სეზონის უხვნალექიანობითაა გაპირობებული (8, 15).

ქობის შუა წელის აუზის მდინარეები დიდი რაოდენობით შეიცავს ჰიდროენერჯის, მაგრამ ელექტროსადგურებისათვის ისინი ნაკლებადაა გამოყენებული.

ნიადაგწარმოქმნელი ფაქტორების სირთულემ და ნაირგვარობამ განაპირობა კლარჯეთ-შავშეთის ნიადაგური საფარის დიდი მრავალფეროვნება.

მდინარე ქობისა და მისი მთავარი შემდინარეების ხეობებში გაბატონებულია ალუვიური ნიადაგები. აქ ვხვდებით ამ ნიადაგების როგორც კარბონატულ, ისე უკარბონატო სახესხვაობებს.

განსაკუთრებით მრავალფეროვნებით გამოირჩევა ხეობათა ფერდობებისა და საშუალომთიანი ზონის ქვედა ნაწილის ნიადაგები. ტენითა და ნალექებით უზრუნველყოფილ ჩრდილო და დასავლეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე, ხშირი ტყის საფარის ქვეშ, ტყის ყომრალი ნიადაგებია განვითარებული. შედარებით მშრალ სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფერდობებზე ჭარბობს ტყის ყავისფერი ნიადაგები. კირქვებითა და კონგლომერატებით აგებულ მთათა ფერდობებზე განვითარებულია ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები (14).

ოლქის ჩრდილო ნაწილში, ქობის ხეობის ქვედა ფერდობებზე, დაბალ გორაკებზე და ბორცვებზე, დიდი ტენიანობის პირობებში, ცალკე უბნების სახით გვხვდება მცირე, ზოგან კი საშუალო სისქის ყვითელმიწები და წითელმიწები.

საშუალომთიანი ზონის ზედა ქვეზონაში, წიწვიანი ტყის საფარის ქვეშ, ძირითადად გაეწრებული ყომრალი ნიადაგებია განვითარებული. აქვე საკმაოდ დიდი ფართობი უჭირავს, აგრეთვე, ნეშომპალა-კარბონატულ ნიადაგებსაც.

2000 — 2100 მ ზემოთ, ქედების თხემებზე და ფერდობებზე გაბატონებულია მთის მდელოს კორდიანი ნიადაგები. ცალკეული უბნების სახით აქ გავრცელებულია მთის მდელოს ტორფიანი ნიადაგებიც, რომელიც მეტწილად დეკანების საფარის ქვეშ ვითარდება (27).

მაღალმთიან ზონაში 2400—2500 მ ზემოთ განვითარებულია მთის მდელოთა მცირე სისქის პრიმიტიული ნიადაგები. აქვე დიდი ფართობი უჭირავს ქვყრილებს და კლდეების გამოშვლებებს.

არსიანის ქედის თხემურ ნაწილებში, პატარა ქვაბურებში და დადაბლებებში განვითარებულია ტორფიან-ჭაობიანი ნიადაგები.

ქობის შუა წელის აუზის მცენარეული საფარი გარდამავალ ხასიათს ატარებს, ერთის მხრივ, აჭარისა და ჭანეთის კოლხურ და მეზოფილურ ტყეებსა და, მეორეს მხრივ, აღმოსავლეთ ანატოლიის ქსეროფიტებსა და არიდულ ტყეებს შორის. აქ გავრცელებულია ყველა მათი წარმომადგენლები. მცენარეული საფარის ასეთი თავისებურება, ძირითადად, ამ მხარის ჰავითაა გაპირობებული, რომელიც, აგრეთვე, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, გარდამავალ ხასიათს ატარებს ტენიან სუბტროპიკულსა და მშრალ კონტინენტურ კლიმატს შორის. ამის

გამოჭოროხის აუზის ამ ნაწილს გამოყოფენ როგორც გარდამავალ ფიტოგეოგრაფიულ რეგიონს (22, 24).

ქედებისა და მთების ტენიან ჩრდილო და დასავლეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე ძირითადად კოლხური და მეზოფილური ტყეებია გავრცელებული, ხოლო შედარებით მშრალ სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფერდობებზე არიდული ტყეები და ქსეროფიტული ბუჩქნარები ბატონობს (22).

მდინარე ჭოროხისა და მის მთავარ შემდინარეთა ქვემო წელის ხეობებში, მშრალი სუბტროპიკული ჰავის პირობებში, ფართოდაა გავრცელებული ხმელთაშუაზღვიური ფლორის მრავალი წარმომადგენელი, კერძოდ, ხემცენარებიდან ყურადღებას იპყრობს იტალიური ფიჭვი და მუხის ადგილობრივი სახეობა — ჭოროხის მუხა. ხეობათა ქვედა ფერდობები შემოსილია მარწყვის ხის, წყავმახის და საკმელის ბუჩქნარებით. ხშირად ვხვდებით ზეთისხის კორომებს. კლდოვან ფერდობებზე ბევრია ძეძვი, წითელი ღვია, შავი ღვია, თრიმლი, კაპარი, გარეული ბროწეული, უნაბი, იალღუნი და სხვ.

ჭოროხის ხეობაში სამხრეთის მიმართულებით საგრძნობლად მატულობს ქსეროფიტული ბუჩქების რაოდენობა, და გაბატონებას იწყებს იალღუნი, გლერძა, ეფედრა, ზოგან გვხვდება ზღარბაც (27).

სამუალომთიან ზონაში ხმელთაშუა ზღვის ფლორის წარმომადგენლები იშვიათად გვხვდება და გაბატონებული მდგომარეობა აქვს ფართოფოთლოვანსა და წიწვიან ტყეებს (27, 32).

ზონის ქვედა ნაწილში ტყის ძირითადი ედიფიკატორია მუხა, რომელსაც სამხრეთი ექსპოზიციის ფერდობებზე ხშირად სცვლის ქსეროფიტული ბუჩქნარები, შექმნილი შავჯაგით, ღვით, ბროწეულით და სხვ. სამხრეთი ექსპოზიციის ფერდობები ზოგან სრულიად მოკლებულია მცენარეულობას ან ქსეროფიტული ბალახებითაა დასახლებული.

მუხას სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე ხშირად ერევა, აგრეთვე, ფიჭვი, ჩრდილო ფერდობებზე კი — უხრავი და თათრული ნეკერჩხალი. მუხის ტყეები აქ უსისტემოდ იჩენება. გაჩენილი მუხნარის ადგილს ქსეროფიტული ბუჩქნარი იჭერს.

ჩრდილოეთის მიმართულებით ჩრდილო და დასავლეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე მუხის როლი ტყეების შექმნაში თანდათანობით მცირდება და აქ ჭარბობს წიფელი. წიფელთან ერთად ამ ტყეებში ბევრია რცხილა, წაბლი, ივანი, მურყანი და სხვ. ქვეტყეში გვხვდება კოლხური ტყეებისათვის დამახასიათებელი შქერი, წყავი, ბაძგი, ბუა, ძმერხლი და სხვ. ხშირია, აგრეთვე, ლიანები (10).

ტყის ზედა ქვეზონა ძირითადად წიწვიან ტყეებს უჭირავს. აქაც შეიმჩნევა სხვაობა ჩრდილო და სამხრეთ ფერდობებს შორის. ჩრდილო და დასავლეთი ექსპოზიციის ფერდობებზე მეტწილად ნაძვის ტყეებია გავრცელებული, სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფერდობებზე კი ფაჭვნარები და ქსეროფიტული ბუჩქნარები ჭარბობს. ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობებზე ზოგან ნაძვს დიდი რაოდენობით ერევა სოჭი. ხშირად იქმნება ნაძვნარ-სოჭნარი და ნაძვნარ-ფიჭვნარიც (22).

წიწვიანი ტყეები 2000 მ, ზოგან კი 2100 მ სიმაღლეს აღწევს.

კლარჯეთ-შავშეთის მაღალი მთებისა და ქედების თხემები სუბალპურ და ალპურ მცენარეულობას უჭირავს. სუბალპურ ზონაში წარმოდგენილია შემდე-

გი დაჯგუფებანი — დეკიანები, ღვიანები, მაღალბალახეულობა და მდელოები. ხშირად გვხვდებით მოცვის ბუჩქნარებსაც. ზონის ქვედა ნაწილში განვითარებულია სუბალპური ტყე, რომელსაც ქმნის თეთრი არყი, მაღალმთის ბოყვი, მაღალმთის ჭნავი და ნეკერჩხალი. ხშირად გვხვდება დაბალტანიანი პონტური მუხის და წიფლის ირიბი ტყეები, რომლებშიც ბევრია მოცხარი და უზანი (22, 24).

ალპური ზონის მცენარეული საფარი ძირითადად წარმოდგენილია ორი ტიპით — დეკიანებითა და მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოებით (25).

ოლქის სამხრეთ ნაწილში სუბალპური და ალპური მცენარეულობის შექმნაში საგრძნობლად იზრდება აღმოსავლეთ ანატოლიის მთის ქსეროფიტული ბუჩქნარებისა და ბალახეულის როლი. აქ დიდი როლდენობით გვხვდება მელიქაური, ღვია, გლერძი, ზღარბა და სხვ. (24).

სუბალპური და ალპური მდელოები საუკეთესო საძოვრებს წარმოადგენს როგორც წვრილფეხა, ისე მსხვილფეხა საქონლისათვის.

როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, კლარჯეთ-შავშეთის ტერიტორიის დიდი ჰიფსომეტრიული განვითარების გამო, ბუნებრივი ლანდშაფტის შემადგენელი კომპონენტების თავისებურებანი მკვეთრად იცვლება სიმაღლის მატებასთან ერთად. ამასთან დაკავშირებით ბუნებრივი კომპლექსების ძირითადი ტიპები კარგად გამოხატულ ბუნებრივ სიმაღლით ზონებს ქმნიან.

კლარჯეთ-შავშეთის ტერიტორიაზე წარმოდგენილია შემდეგი სიმაღლითი ლანდშაფტური ზონები:

1. ხმელთაშუა ზღვის ტიპის სუბტროპიკული ზონა;
2. საშუალომთიანი ფართოფოთლოვანი ტყის ზონა;
3. საშუალომთიანი წიწვიანი ტყის ზონა;
4. სუბალპური ზონა ტყე-მდელოს მცენარეულობით;
5. ალპური ზონა მდელოს მცენარეულობით;
6. სუბნივალური ზონა (ნივალური ლანდშაფტის ცალკეული ფრაგმენტებით).

1. **ხმელთაშუა ზღვის ტიპის სუბტროპიკული ზონა** ძირითადად მდინარე ქობისა და მისი მთავარი შემდინარეების ქვემო წელის ხეობებს მოიცავს. ამ ზონისათვის დამახასიათებელია ხმელთაშუა ზღვის სუბტროპიკული ჰავა, ცხელი და მშრალი ზაფხულით, გრილი და ტენიანი ზამთრით. გავრცელებულია კარბონატული და უკარბონატო ალუვიური ნიადაგები. მცენარეულ საფარში უპირატესობა ენიჭება იტალიური ფიჭვის და ქობის მუხის კორომები და ხმელთაშუა ზღვის ქვეყნებისათვის დამახასიათებელი მარადმწვანე და ფოთოლმცვენი ბუჩქნარები.

ზონის თბილი და შედარებით მშრალი ჰავა საშუალებას იძლევა სამხრეთული სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოყვანისათვის, როგორცაა. მაგალითად — ზეთისხილი, ვაზი, თამბაქო, აგრეთვე ვაშლი, მსხალი და სხვ. დიდი ფართობი უჭირავს, აგრეთვე, სიმინდისა და პურის ყანებს, ბოსტნებსა და ბაღებს.

2. **საშუალომთიანი ფართოფოთლოვანი ტყის ზონა** წარმოდგენილია ქედებისა და მთების ფერდობებზე 500—600-დან 1200—1400 მ სიმაღლემდე. მისთვის დამახასიათებელია ძლიერ დანაწევრებული, ეროზიული, მთა-ხეობათა რელიეფი; ტერასებით, ციცაბო ფერდობებით და ვიწრო, ზოგან კანიონისებური ხეობებით.



მთებისა და ქედების ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობების ზომიერი და ტენიანი ჰავის პირობებში ძირითადად წიფლის და მუხნის ტყეებია გაბატონებული. ზოგან გვხვდება კოლხური ტყეებიც მარადმწვანე ქვეტყითა და ლიანებით. ამ ტყეების ქვეშ ყომრალი ნიადაგებია განვითარებული.

სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობებზე დომინირებს მუხნარი და სიმშრალის მოყვარული ბუჩქნარი, რომელთა ქვეშ ტყის ყავისფერი ნიადაგები ჭარბობს. გავრცელებულია, აგრეთვე, ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგები.

ზონის ძირითადი სასოფლო-სამეურნეო კულტურებია ვაზი, თამბაქო, სიმინდი და რიგი ხილეულისა.

3. საშუალომთიანი წიწვიანი ტყის ზონა წარმოდგენილია 2000—2100 მ სიმაღლემდე. განხილული ზონისაგან იგი განირჩევა ფერდობების მეტი დახრილობით, უფრო ვიწრო ხეობებით, ძველი დენუდირებული ზედაპირების გავრცელებით და სხვ.

ამ ზონის შედარებით გრილი და ტენიანი ჰავის პირობებში ძირითადად წიწვიანი ტყეებია გავრცელებული, რომელთა ქვეშ გაეწრებული ყომრალი ნიადაგებია განვითარებული. უფრო ტენიან ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობებზე ტყის შექმნაში ნაძვი დომინირებს, სამხრეთ ფერდობებზე კი ფიჭვნარები და ქსეროფიტული ბუჩქნარები ჭარბობს.

4. სუბალპური ზონა ვრცელდება 2000 — 2100-დან 2400 — 2600 მ-მდე. რელიეფის მიხედვით ეს ზონა ემსგავსება საშუალომთიან ზონას, მაგრამ აქ ჭარბობს დიდ სიმაღლეზე განლაგებული მოსწორებული ზედაპირები, ქედების თხემები მეტწილად პლატოსებურია.

ზონის ჰავა ცივი და ტენიანია. აქ იქმნება მძლავრი და საკმაოდ ხანგრძლივი თოვლის საფარი.

ჰიდროგრაფიული ქსელი საკმაოდ ხშირია. რიგი მდინარეებისა სათავეს აქ იღებს.

მცენარეული საფარი წარმოდგენილია სუბალპური ტყით, დეკიანებით, ღვიანებით, მაღალბალახეულით და მდელოებით, რომელთა ქვეშ განვითარებულია მთის მდელოს კორდიანი და ტორფიანი ნიადაგები.

5. ალპური ზონა წარმოდგენილია ლაზეთის, არსიანის, კარჩხალის, შავშეთის ქედებზე და მათ განშტოებებზე 2800 — 3000 მ სიმაღლემდე. კარჩხალის და ლაზეთის ქედების რელიეფისათვის დამახასიათებელია ტიპიური ალპური ფორმები კლდოვანი თხემებითა და მწვერვალებით. მათ აგებულებაში ძველი კრისტალური ქანები ჭარბობს. შედარებით ნაზი ფორმები და პლატოსებური თხემები დამახასიათებელი არსიანის ქედისათვის.

ალპურ ზონაში სათავეს იღებს შავშეთისა და კლარჯეთის მნიშვნელოვანი მდინარეები. არსიანის ქედის თხემზე ბევრია მცირე ზომის ვულკანური წარმოშობის ტბები.

ალპური ზონის ცივი ჰავის პირობებში მცენარეული საფარი დეკიანებითა და მდელოებითაა წარმოდგენილი, რომელთა ქვეშ მთის მდელოს პრიმიტიული ნიადაგებია განვითარებული. არსიანის ქედის დადაბლებულ უბნებში ტორფიან-ჭაობიანი ნიადაგები ჭარბობს.

სუბალპური და ალპური მდელოები საუკეთესო საძოვრებს წარმოადგენს.

6. სუბნევალური ზონა (ნევალური ლანდშაფტის ცალკეული ფრაგმენტე-

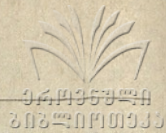
ბით) წარმოდგენილია ლაზეთისა და კარჩხალის ქედების თხემებზე (3000 მ სემოთ), რომელთა აგებულებაში მონაწილეობს ძველი კრისტალური ქანები და მეზოზოური კირქვები. ზონის რელიეფისათვის დამახასიათებელია კლდოვანი, დაკბილული თხემები, პირამიდისებური და პიკისებური მწვერვალები, რომლებზედაც მკაფიოდ ჩანს მეოთხეული გაყინვარების კვალი — ცირკების, კარების, ტროგების, მორენების და დიდი ზომის ლოდების სახით.

ლაზეთის ქედის თხემზე ვხვდებით თანამედროვე მცირე ზომის ყინვარებს, ფირნის ველებს, დიდი ფართობი უჭირავს მუდმივი თოვლის საფარსაც.

ზატყულობით თოვლისაგან თავისუფალ უბნებში აქა-იქ იქმნება ბალახეული საფარი.

ლიტერატურა

1. გურჯისტანის ვილაიეთის დიდი დეტარი. წიგნი 1-3. თბ., 1925.
2. ვახუშტი ბაგრატიონი — აღწერა სამეფოსა საქართველოსა. თბ., 1941.
3. ნაჭყებია ნ. — ქართველი მოგზაური გიორგი ყაზბეგი: თბ., 1960.
4. Абиx, Г. В. — Геология Армянского нагорья, Западная часть, Зап. КОИРГО, кн. 21, 1899.
5. Альбов, Н. М. — Ботанические экскурсии в Лазистане, Зап. КОИРГО, кн. XV, 1891.
6. Бацевич, Л. — Геологическое описание Батумского и Артвинского округов, Матер. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. I, 1887.
7. Бесим Даркот — География Турции, Изд. иностр. литер., М., 1959.
8. Воеводский, Д. С. — Гидрологический очерк Турции (рукопись Госуд. гидролог. инст.), Л., 1940.
9. Воеиков, А. И. — Климат Юго-Западного и Зап. Закавказья и соседних частей Азиатской Турции, Метеорологический вестник, 1912.
10. Воронов, Ю. Н. — Краткий очерк о ботанико-географических исследованиях в Артвинском округе, «Вестник Тифлисского бот. сада», вып. 9, 1908.
11. Воронов, Ю. Н. — К флоре Артвинского округа, «Вестник Тифл. бот. сада», вып. 10, 1908.
12. Гамкрелидзе, П. Д. — Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Монография Инст. геологии и минералогии АН ГССР, № 2, Тбилиси, 1949.
13. Гидрологическое описание рек Турции, рукопись 1940 (УГМС).
14. Докучаев, В. В. — Характеристика почв бассейна р. Чорохи и Карс-Ардагинских степей, Изв. КОИРГО, т. XII, 1899.
15. Доманицкий, А. П. — Гидрологический очерк Турции, Гидрометеоздат, Свердловск—Москва, 1944.
16. Жуковский, П. М. — Земледельческая Турция, М., 1933.
17. Зданевич, И. М. — Исследования в Понтийском хребте, Изв. КОИРГО, т. XXV, № 2—3, 1917.
18. Қазбек, Г. Н. — Три месяца в турецкой Грузии, Зап. КОИРГО, кн. 10, вып. I, 1876.
19. Кузнецов, Н. И. — Принципы деления Кавказа на ботанико-географические провинции, Зап. АН СССР, сер. VIII, физ.-мат. отд., т. XXIV, № 1, СПб., 1909.
20. Курдиани, И. Г. — Краткая климатическая характеристика сев.-вост. Турции (рукопись), 1949.
21. Марголиус, А. М. — Главные результаты геологического исследования Артвинского округа, Мат. для геолог. Кавказа, сер. 4, кн. 2, 1915.



22. Медведев, Я. С. — Об областях растительности на Кавказе. Вестн. Тифл. бот. сада, № 8, 1907.
23. Солнышкин, Н. Е. — Артвин и Артвинский округ, Тифлис, 1912.
24. Сосновский, Д. И. — К флоре юго-западного Закавказья, Тифл., 1913.
25. Сосновский, Д. И. — Карта растительности Восточной Анатолии, Тбилиси, 1944.
26. Фигуровский, И. В. — Климатический очерк Северо-Восточной Анатолии, Тифлис, 1920.
27. Шавров, Н. Н. — О распространении некоторых растений в долинах Чорохи и Имерхеви, Изв. КОИРГО, т. XIX, № 3, 1907—1908.
28. Цибульский, В. — Гидрография Турции, Труды Инст. востоковедения, Сб. № 1, М., 1939.
29. Arni P.,—Über tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarten Gebiete. Ankara, 1939.
30. Faik Sabri Türkiye coğrafyası, İstanbul, 1929.
31. Faik Sabri Büyük Atlas. İstanbul. 1939.
32. Krause K.—Über die Vegetationsverhältnisse des nordöstlichen kleinasiens, Englers Bot. Jahrb., Bd. 69, 1933.
33. Leuchs K.,—Geologische Entwicklung von Anatolien. Leipziger Viertel jahrschrift für S. O. Europa, 2, 1938.
34. Palgrave G.,—Restings of the glacial period in north—eastern Anatolia, „Nature“, vol. V, 1872.
35. Saraçoğlu Hüseyin Doğu Anadolu, İstanbul. 1956.
36. Stratil Sauer—Der östliche pontus. „Geographische Zeitschrift“, H. 9, 1927.
37. Weickmann L.,—Zum klima der Türkei H. 2, Leipzig, 1926.
38. Zistler P.,—Zum klima der Turkei Bd. 2, Leipzig, 1926.

ფიზიკური ქვეყანათმცოდნეობის კათედრა

(ბედაქცეამ მიიღო 2. X. 1966)

А. К. ТЕРЕЛАДЗЕ

К ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЧОРОХИ

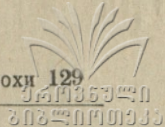
Резюме

Бассейн среднего течения р. Чорохи представляет собою своеобразную физико-географическую область, совмещающую в себе признаки влажносубтропических и среднегорных мезофильных ландшафтов Аджарии и Лазистана и горно-ксерофитных ландшафтов Северо-Восточной Анатолии.

Область расположена в северо-восточной части Азиатской Турции. Она почти со всех сторон ограничена высокими хребтами — Лазистанским, Шавшетским, Арсианским, Карчхальским, средняя высота которых достигает 2000—2500 м, а местами они превышают 3000 м. Отроги этих хребтов и расположенные между ними речные долины почти целиком заполняют территорию области и создают сильно пересеченный рельеф.

Значительная часть горных хребтов сложена мезозойскими и третичными осадочными и вулканическими породами, собранными в складки и раздробленными сбросами.

Высокогорную часть Лазистанского и Карчхальского хребтов составляют древние кристаллические породы, обуславливающие наличие аль-



пийских форм рельефа. В восточной части области развиты также молодые вулканические породы.

В современном рельефе области хорошо представлены водноэрозионные, а в высокогорной части — гляциальные формы.

В пределах области выражены следующие основные типы рельефа: 1. узкие, местами каньонообразные речные долины, развитые на третичном складчатом основании, с террасами и конусами выноса; 2. горно-долинный рельеф, развитый на третичном складчатом субстрате; 3. высокогорный скалистый рельеф, развитый на древнекристаллических породах, со следами четвертичного оледенения; 4. молодой вулканический рельеф с пологими склонами и платообразными гребнями хребтов, конусообразными вершинами.

Климат бассейна среднего течения р. Чорохи разнообразен. Долины р. Чорохи и ее главных притоков характеризуются средиземноморским субтропическим климатом. В среднегорной зоне представлен умеренно влажный, а в высокогорной зоне — умеренно холодный климат. Склоны гор северной и южной экспозиции резко отличаются друг от друга степенью увлажнения.

Обеспеченность атмосферными осадками в среднегорной и высокогорной зонах и резкая расчлененность рельефа обусловили наличие многочисленных, малых и довольно полноводных, рек горного типа. Р. Чорохи в пределах области транзитная. Реки характеризуются зимними (связанным с обилием осадков в этом сезоне) и весенними (связанным с таянием снегов) максимумами и летними минимумами расходов.

В долинах рек бассейна среднего течения р. Чорохи развиты карбонатные и некарбонатные аллювиальные почвы. В среднегорной зоне, на склонах северной и западной экспозиции представлены бурые лесные и оподзоленные бурые почвы, на склонах южной и восточной экспозиции преобладают лесные коричневые почвы, а в высокогорной части — горнолуговые почвы.

Переходный характер ландшафтов бассейна среднего течения р. Чорохи особенно хорошо выражается в его растительном покрове. В долинах рек распространены леса из средиземноморских видов (итальянская сосна, земляничное дерево, оливковое дерево и др.). В среднегорной зоне на склонах северной и западной экспозиции доминируют колхидские, дубово-буковые и еловые леса. На склонах южной и восточной экспозиции преобладают аридные дубовые и сосновые леса, ксерофитные кустарники и степная травянистая растительность. В высокогорной зоне представлены субальпийская и альпийская растительность.

Большие гипсометрические развития территории бассейна среднего течения р. Чорохи обусловили высотную зональность основных типов природного ландшафта. Здесь представлены следующие высотные ландшафтные зоны:

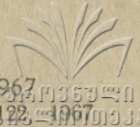
1. Зона средиземноморских субтропиков долины р. Чорохи.
2. Среднегорная зона с умеренно влажным климатом, лесными буроземами и коричневыми почвами, дубово-буковыми лесами (на склонах северной и западной экспозиции), аридным дубовым редколесьем и ксерофитными кустарниками (на склонах южной и восточной экспозиции).
3. Среднегорная зона с умеренно холодным и влажным климатом, оподзоленными буроземами, еловыми (на склонах северной и запад-

ной экспозиции) и сосновыми (на склонах южной и восточной экспозиции) лесами.

4. Субальпийская зона с наличием выравненных поверхностей, умеренно холодным и влажным климатом, горнолуговыми почвами, лесной, кустарниковой и луговой растительностью.

5. Альпийская зона с развитием скалистых форм рельефа и выравненных поверхностей, холодным умеренно влажным климатом, горно-луговыми почвами, лугово-кустарниковой растительностью.

6. Субнивальная зона с фрагментами нивального ландшафта, со скалистыми формами рельефа, следами четвертичного оледенения и современными ледниками, холодным климатом, незначительными участками луговой растительности.



Н. В. НАЧКЕБИА

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СЕЛЬСКОГО РАССЕЛЕНИЯ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

На территории Южной Грузии¹ контуры современного сельского расселения существовали с древнейших времен. Свидетельством этого является обнаруженное в 1955—61 гг. археологами поселение Амиранис Гора, которое находится к северо-востоку от г. Ахалцихе, на левом берегу р. Поцхови, на высоте 976 м над уровнем моря. Основная часть поселения (его площадь равна 10.000 кв. м.) находилась на южном склоне Амиранис Гора. Амиранис Гора характерна для горных поселений (6). Обнаруженное поселение относится к первой половине III тысячелетия до н. э.

Имеющиеся исторические источники, а также памятники материальной культуры указывают на существование здесь населенных пунктов и в более поздние периоды.

Нашествия иностранных завоевателей в течение веков отрицательно сказывались на хозяйстве и населении Южной Грузии.

Наиболее тяжелые времена для Южной Грузии настали со второй половины XV века, когда турецкие завоеватели подошли непосредственно к его границам.

К этому времени Грузия была раздроблена на отдельные царства и княжества под управлением враждовавших между собой крупных феодалов. Воспользовавшись феодальными распрями, турки повели наступление на Южную Грузию. Несмотря на решительное сопротивление, оказываемое грузинским народом, турецким завоевателям удалось захватить Южную Грузию и на ее территории создать Чилдырский (Ахалцихский) пашалык 25 июня 1579 года (5).

Захватом Южной Грузии Турция оторвала от Грузии один из экономически и культурно развитых районов, составляющий треть страны. Вслед за созданием Ахалцихского пашалыка, турки энергично приступили к внедрению «османства» (османской социально-экономической системы).

Турки ввели в Южной Грузии турецкие порядки землевладения и землепользования и установили налоги по турецкой системе.

В результате такой грабительской политики турецких захватчиков хозяйство Южной Грузии нищало и разорялось. Уничтожались и опустошались сельские населенные пункты, которые до вторжения турецких захватчиков являлись цветущими селениями.

¹ В состав Южной Грузии входят следующие административные районы: Ахалцихский, Ахалкалакский, Аспиндзский, Адыгенский, Богдановский.

По данным «Пространного реестра Гюрджистанского вилайета» — официального турецкого рукописного документа XVI века, на изучаемой территории существовало около 630 поселений, где проживало приблизительно 40 тысяч человек. Средняя численность населения на один населенный пункт по Южной Грузии составляла 54,9 чел., а по отдельным пунктам она снижалась даже и до 4 (4).

Малочисленность населения в сельских населенных пунктах Южной Грузии, безусловно, является результатом экономического, национального и религиозного гнета. Часть населения бежала во внутренние области Грузии.

На всем протяжении турецкого господства в Южной Грузии борьба между захватчиками и местным грузинским населением никогда не прекращалась. Турецкая власть держалась здесь лишь на военной силе. Попытки Грузии собственными силами добиться освобождения не дали положительных результатов. Только после присоединения Грузии к России в 1828 году русскими войсками, после двухсотлетнего рабства, был освобожден от турецкого господства Ахалцихе с прилегающей территорией. Ахалцихский пашалык был уничтожен навсегда.

Присоединение Южной Грузии к России спасло население от полнейшего уничтожения и создало условия для мирного развития хозяйства. Однако многовековое турецкое иго не прошло бесследно для Южной Грузии. Она долгое время не смогла оправиться после разрухи и разорения.

С установлением советской власти в хозяйстве Южной Грузии произошли большие изменения. В настоящее время Южная Грузия является важнейшим районом плодоводства, овощеводства и животноводства с развитой добывающей и обрабатывающей промышленностью.

Южную Грузию по характеру социально-исторических, природных условий и по хозяйственному использованию можно разделить на две резко отличающиеся друг от друга части: западную — Месхети и восточную — Джавахети.

СЕЛЬСКОЕ РАССЕЛЕНИЕ МЕСХЕТИ

Месхети занимает обширную горную Ахалцихскую котловину. С севера котловина граничит с Аджаро-Ахалцихским хребтом, с запада — Арсианским хребтом. На востоке и юге котловины возвышаются Джавахетское и Эрушетское вулканические нагорья. Рельеф котловины холмистый, но по долинам рек Куры, Кваблиани и Поцхови довольно широкие террасы, удобные для хозяйственного освоения и расселения.

Сельские населенные пункты Месхети размещены между отметками 900 (село Агара Ахалцихского района) и 1720 м (село Варгави Аспиндзского района) над уровнем моря. Таким образом, высотная амплитуда расселения в районе составляет 820 м.

Принимая во внимание формы расселения и населенных пунктов в связи с социально-естественными и хозяйственными условиями, в Месхети можно выделить два основных типа сельского расселения. Расселение, связанное с поливным земледелием, с преобладанием плодоводства (в сочетании с овощеводством), виноградарством, зерноводством и животноводством и расселение на террасированных плоскостях с участками богарной пашни с животноводством на горных пастбищах.

**Расселение, связанное с поливным земледелием,
с преобладанием плодоводства**

Этот тип сельского расселения занимает наиболее пониженную часть Месхети — Ахалцихскую котловину.

Дно котловины сложено новейшими аллювиальными отложениями галечникового и песчано-галечникового состава, а в повышенной части преобладают почвы каштанового типа. В этой части Ахалцихской котловины средние температуры самого теплого месяца (августа) составляют 18—21°, а средняя январская температура колеблется от 4 до 7°. Абсолютные минимумы достигают от 25 до — 30°. Среднее годовое количество осадков колеблется от 450 до 520 мм.

При этом типе расселения сельские поселения вытянуты вдоль речных долин. Сеть населенных пунктов наиболее густа и сравнительно равномерно распределена в западной части Месхети в долине р. Кваблиани от Адигени до слияния в р. Куру и в ущелье р. Куры от Дниси до Ацкури.

Благодаря мягким осадочным породам, горные реки создали долины, достигающие местами ширины в несколько километров. В некоторых местах в долине р. Куры террасы заметно наклонены к реке и образуют равнинную местность. Населенные пункты занимают более возвышенную неудобную для орошения территорию. Колхозные сады, огороды, а также приусадебные участки расположены вблизи селений и, как правило, приурочены к рекам (рис. 9).

Здесь преобладают большие (1300—1800 жителей) и средние (500—800 жителей) поселения (рис. 1). Поэтому села в основном являются хозяйственными центрами односеленных колхозов. Встречаются двухселенные колхозы, очень редко — многоселенные.

Менее благоприятные условия для расселения имеются в восточной части Месхети от сел. Минадзе в верх по ущелью р. Куры до сел. Накалакеви.

Это ущелье еще в VIII—XII веках было густо заселено. Малоземелье вынуждало местное население максимально использовать каждый клочок земли для заселения и строить жилище даже в скалах. Здесь и сейчас встречаются остатки скальных сел, скальные дарбази (специфическое внутрипространственное жилище в Грузии), пещеры, жилые и оборонительные комплексы, скальные монастыри, пещеры оборонительного назначения и др.

Для освоения земли в этой части Куринского ущелья прежде всего необходимо было принять меры для их защиты от размыва дождями; каждый склон надо было расчленить на горизонтальные участки, террасы. Эти террасы иногда представляют подлинную лестницу с строгим чередованием горизонтальных террас и поддерживающих их вертикальных стен. Многочисленные террасы, которые были сооружены в эпоху феодальной Грузии, говорят о высокой культуре земледелия местного населения (рис. 10). Отдельные террасы представляют собою площадки размером от 25 до 100 квадратных метров, вытянутые прямоугольной или неправильной формами. Прекрасные образцы искусственных террас имеются в окрестностях сел. Саро, Хизабавра, Хертвиси, Гелсунда и в других местах.

Почти вся средняя зона расселения сильно эродирована. Основной причиной является вырубка лесов и малоземелье, побудившие население с древнейших времен осваивать местами крутые склоны, что в



свою очередь способствовало развитию эрозионных процессов.

Встречающиеся формы поселений при этом типе сельского расселения Месхети можно отнести к двум основным типам, выявляющим наиболее существенные особенности сельского расселения изучаемой территории.

Самой старой формой сельского населенного пункта является компактное село (рис. 2, 4). Их в Месхети осталось не так уж много. Но планировка этих сел, возникших в других социально-экономических условиях, за последнее время резко изменилась.

Компактными эти селения (Арალი, Уде, Вале, Садзели, Квемо, Схвилиси и др.) можно назвать условно, так как компактной является только лишь центральная ее часть. На периферии села появились новые участки, резко отличающиеся от старой части села, где пока еще встречаются беспорядочные застройки (слитные) (рис. 3). В старой части преобладали жилища старого типа — дарбазури. Месхетский дарбази раньше состоял из девяти секторов, каждый из которых выполнял определенную функцию (2).

Месхетские дарбазы по своей планировке и по своему масштабу соответствовали патриархальному укладу жизни. Планировка и конструкция жилища соответствовали местным природным условиям. Благодаря сухому континентальному климату стало возможным устройство плоской земляной кровли. Таким образом, дарбазы можно было удобно приспособить к рельефу, к летнему зною и зимним холодам. Дома и хозяйственные постройки располагались по рельефу рядами, один за другим. Такой характер застройки во многом определялся природными особенностями местности, обусловившими не только решение отдельных построек, но и общую планировку села. Эта планировка имела также и оборонительное значение, так как в дарбазы находилась потайная галерея, куда население укрывалось для самообороны.

С ростом культурно-экономических потребностей колхозников облик этих домов постепенно изменился.

К старинным домам пристраивается одна новая комната — гостинная, которая в основном не нарушает внутренней планировки жилья, меняя лишь фасад дома.

В новой части села, которая характеризуется более четкой планировкой и землеустройством приусадебного типа, типичными жилищными постройками являются двухэтажные дома с двух- или четырехскатной крышей (рис. 5). В первом этаже представлен подвал под хозяйственные нужды. Здесь сконструированы кухня, погреб, где хранятся продовольственные запасы семьи. Верхний этаж предназначается под жилье.

Такому изменению в этих бывших кучевых селах способствовало расширение площади фруктовых садов и огородов, что и явилось основным экономическим фактором в социалистическом переустройстве хозяйственного быта колхозного крестьянства Месхети.

Распространенной формой поселения являются разбросанные поселения усадебного типа, расположенные преимущественно на холмистой местности (к ним относятся сел. Леловани, Диди Смада, Патара Смада, Кахарети, Боладжури и др.). Встречаются небольшие села, с населением в среднем в 200—500 жителей.

Здесь пока преобладают жилища старого типа, которые называются ода. Ода — четырехугольный дощатый дом с двух или четырехскатным перекрытием (рис. 8). Следует отметить, что такое архитек-

турное решение жилого дома в местных климатических условиях нельзя считать рациональным. Планировка и застройка селений пока не отвечают современным требованиям.

Расселение на террасированных плоскостях (с овражно-балочной сетью) с участками богарной пашни с животноводством на горных альпийских пастбищах

Этот тип расселения распространен в краевой повышенной части дна Ахалцихской котловины на 1300—1500 м над ур. моря. Лучше всего эта зона расселения наблюдается в Оцхе-Почховском междуречье в виде высокого плато, расположенного между селениями Вархани, Ани, Элиацминда.

Сложный характер рельефа и малоземелье наложили свой отпечаток на существующую здесь форму расселения.

Большинство селений расположено на склонах Месхетского хребта или на конусовидных горках. Здесь в основном преобладают одноэтажные дощатые дома.

По планировке встречаются два типа поселений:

1) кучевое, беспорядочное село с крохотными приусадебными участками (рис. 7) и 2) маленькие села, сконцентрированные на конусовидных горках (рис. 6).

Этот ареал расселения расположен вдали от дорог. Зимой дороги заносит снегом и очень трудно связаться с районным центром.

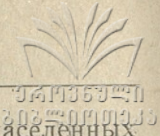
Это указывает на то, что при разработке схем районной планировки одной из неотложных задач является оказание существенной помощи горным селам, отдаленным от коммуникаций.

В Месхети можно выделить также расселение в лесной зоне с преобладанием мелких селений. Мелкоселенность сложилась в результате ряда условий, например, мелкоконтурности, разбросанности пашни, массивы которой расчленяются лесами, долинами речек и оврагами. Население этих мест занято в основном в молочном животноводстве и лесном хозяйстве.

СЕЛЬСКОЕ РАССЕЛЕНИЕ ДЖАВАХЕТИ

Джавахети по своим природным условиям резко отличается от Месхети. Джавахетское вулканическое нагорье, окруженное Триалетским хребтом на севере, Чалдырским — на юге, Эрушетским — на западе и Самсарским и Джавахетским хребтами на востоке, можно считать самым высоким и обширным плоскогорьем Грузии. Особенности рельефа и, в частности, большая высота и изолированность от соседних территорий обусловили своеобразие климата Джавахетского нагорья. Средняя температура составляет -8° , -9° , а минимумы достигают -25° и более. Особенно сурова зима на приподнятых южных и восточных окраинах нагорья. Средняя годовая сумма осадков колеблется от 500 до 700 мм. В условиях своеобразного климата на продуктах выветривания образовались особые разновидности черноземных почв.

Помимо природных условий Джавахети отличается от Месхети и распределением населения по высотным зонам. Если самое высокогорное село в Месхети находится на высоте 1720 м., то в Джавахети на этой высоте расположено только одно село (Ахали Хултумо), остальные села находятся выше этой отметки. 75% населения Джавахети размещается в пределах высот от 1700 до 2000 м над уровнем моря.



При всех различиях форм расселения и форм самих населенных пунктов в Джавахети можно выделить два основных типа сельского расселения: расселение Ахалкалакского плоскогорья, связанное с молочно-мясным скотоводством и картофелеводством, и Приозерное расселение молочно-мясного скотоводства и овцеводства на летних пастбищах.

Расселение Ахалкалакского плоскогорья, связанное с молочно-мясным скотоводством, овцеводством и картофелеводством

Этот тип сельского расселения занимает Ахалкалакскую равнину, которая имеет ровную и слабоволнистую поверхность, местами с возвышающимися конусами мелких вулканов. Если бы не эти вулканы, местный ландшафт очень напоминал бы степь Южной России и Кубани.

Для этого типа расселения характерна меньшая густота населенных пунктов по сравнению с Месхети и наличие средних и крупных сёл.

Преобладают крупные и крупнейшие села с населением от 3 до 5 тысяч человек. В таких селах проживает около 56% сельского населения Ахалкалакского района.

Здесь в основном встречаются кучевые формы с беспорядочной застройкой, а также слитные формы (рис. 11). Имеются новые селения с квартальной планировкой, которые возникли в 30-х годах XX столетия (например, Кировакан).

Многие села за последние годы заметно преобразились, слитная (старая) форма во многих селах уже ликвидировалась. Несмотря на скученность, новые дома имеют при себе маленькие приусадебные участки. Обычно усадьба колхозника здесь выглядит так: одноэтажный каменный дом, построенный из хорошо пригнанных камней, окруженный стенками из уложенного камня (рис. 12). На приусадебном участке выращивают картофель и ячмень. В целом джавахетское жилище замечательно приспособлено к изменчивости местного климата.

На горных склонах Триалетского, Чилдырского и Абул-Самсарского хребтов нет постоянно обитаемых поселений, здесь имеются сезонно обитаемые пункты, связанные с животноводством.

Приозерное расселение молочно-мясного скотоводства и овцеводства на летних пастбищах

Этот тип расселения занимает более приподнятую часть Джавахетского нагорья. Две трети населенных пунктов расположены на высоте 2000 м над уровнем моря и выше. Этот ареал окружен менее заселенными пространствами, где поселения образуют то густую, то сравнительно редкую сеть. Часть селений приурочена к озерным котловинам, а часть рассеяна на ровной местности среди полей и лугов.

Во время присоединения к Грузии Джавахети этот ареал был почти не обитаем. Уже в первой половине XIX столетия пустовавшие местности были заселены армянами, русскими раскольниками-духоборами.

Первая партия духоборов переселилась в Джавахети в июне 1841 г. Они основались на берегах озер Паравани, Ханчали, Мадатала и р. Паравани. Духоборские селения и сейчас группируются вокруг трех озер.

Планировка и застройка джавахетских сел пока еще не отвечает современным требованиям. Жилые кварталы селений разбросаны или

Карта плотности
населенных пунктов Южной Грузии
по данным 1959 г.

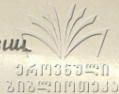


Рис. 1.



Рис. 2 Компактное месхетское село Уде.

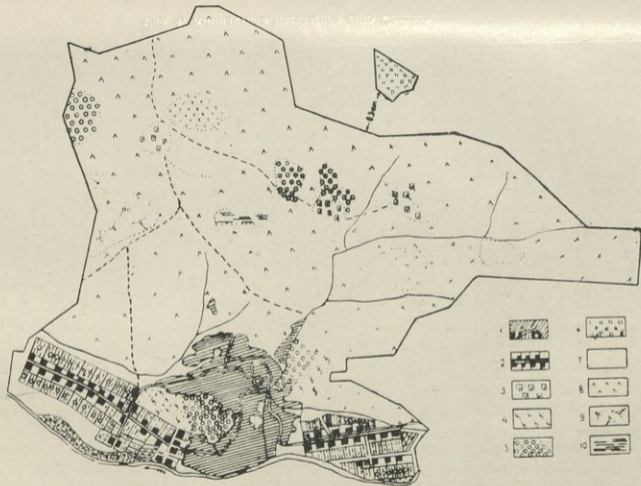


Рис. 3. Схема внутрихозяйственного расселения в мечетском колхозе.

1. Старая часть села.
2. Новая часть села с четкой планировкой и приусадебным землеустройством.
3. Остатки старых деревень.
4. Виноградники.
5. Сады и огороды.
6. Сенокосы.
7. Госземфонд.
8. Пашни.
9. Кустарники.
10. Болота.



საქართველოს
საქართველოს

Рис. 4. Компактное мекхетское село Садзели.

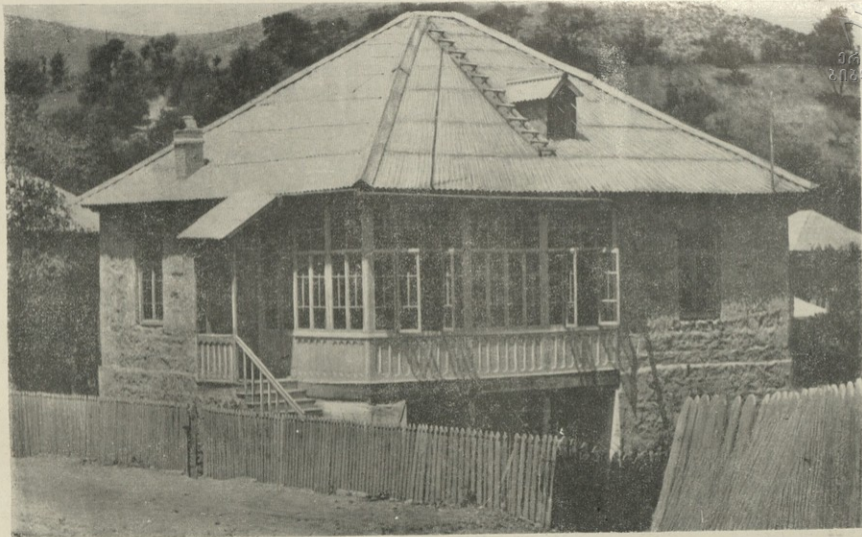


Рис. 5. Жилой дом в сел. Уде.



Рис. 6. Кучевое, беспорядочное село Свири, расположенное на конусовидной горе.

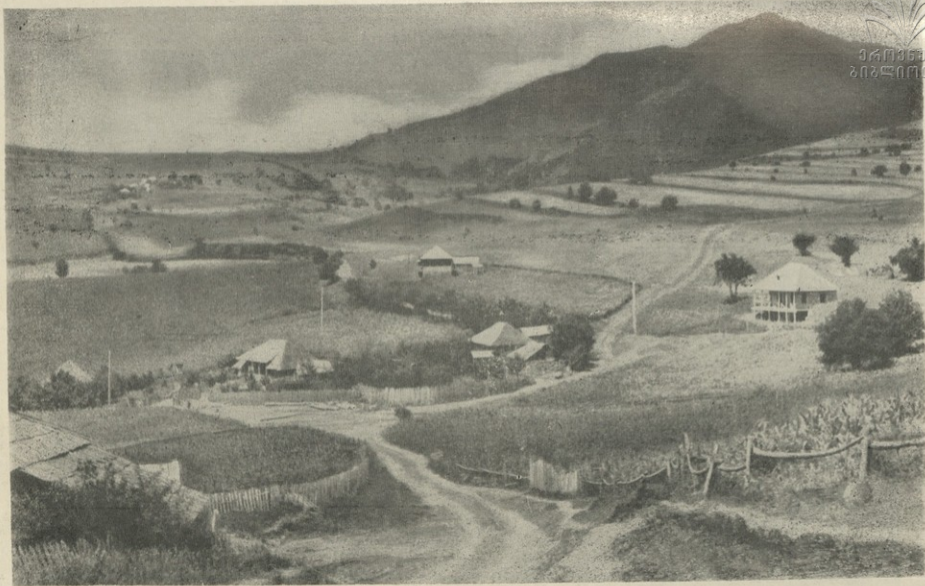




Рис. 8. Часть сел. Мугарети. Здесь распространен четырехугольный дощатый дом-ода с двух- или четырехскатным перекрытием.



Рис. 9. Сел. Минадзе в долине р. Куры.



Рис. 10. Террасы у сел. Хертвиел.



Рис. 11. Типичное джавახетское село Алатумани.



Рис. 12. Жилой дом в джавахетском сел. Вачнани.
все фото автора

сильно вытянуты. Встречаются селения, состоящие из односторонне заостренной улицы длиной в несколько километров. Среди жилых кварталов имеются незастроенные и ничем не занятые пустыри, которые не использованы в хозяйстве и только лишь увеличивают селитебную площадь. Животноводческие и другие производственные постройки часто расположены среди жилых кварталов и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ковалев, С. А., Сельское расселение, М., 1963.
2. Сумбадзе, Л. З., Грузинские дарбази, Тб., 1960.
3. ასლანიკაშვილი ალ., „გურჯისტანის ვილაიეთის დიდი დავთრის“ კარტოგრაფიული შესწავლის ზოგიერთი შედეგი, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 58, 1956.
4. გურჯისტანის ვილაიეთის დიდი დავთარი. თურქული ტექსტი გამოსცა, თარგმნა, გამოკლევა და კომენტარები დაურთო სერგი ჯიქიაშვილი, წიგნი II, თბ., 1941.
5. სვანიძე მ., ჩილდირის (ახალციხის) საფაშოს დაარსების ისტორიდან, „მაცნე“, № 3, 1964.
6. ჩუბინაშვილი ტ., ამირანის ვორა, თბ., 1963.

Кафедра экономической географии

(Поступило в редакцию 10. V. 1966)

ბ. ნაჭყვიაძე

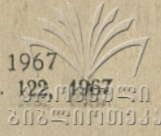
სამხრეთ საქართველოს სასოფლო განსახლების
ზოგიერთი ნიშანი

რ ე ზ ი უ მ ე

1. სამხრეთ საქართველო უძველესი დროიდან საკმაოდ მჭიდროდ ყოფილა დასახლებული. უცხოელ დამპყრობთა თავდასხმები უარყოფით გავლენას ახდენდნენ მეურნეობის განვითარებაზე და მოსახლეობის ზრდაზე. განსაკუთრებით მძიმე დალი დაასვა სამხრეთ საქართველოს სასოფლო განსახლებას თურქთა ბატონობამ. მრავალი სოფელი ძირფესვიანად მოიხსო, დარჩენილ სოფლებში კი მოსახლეობა მაქსიმალურად შემცირდა. სამხრეთ საქართველოს რუსეთთან შეერთებამ იხსნა ეს მხარე სრული განადგურებისაგან, ხოლო საბჭოთა ხელისუფლების დამყარებამ ხელი შეუწყო მის სამეურნეო აღმავლობას და მოსახლეობის ზრდა-განვითარებას. სამხრეთ საქართველოში ჩვენ გამოვყავით განსახლების 4 ზონა, ორი — მესხეთში და ორი — ჯავახეთში.

2. მესხეთში განსახლების პირველი არეალი სარწყავი მიწათმოქმედების (ძირითადად მეხილეობის) ზონაშია მოქცეული. აქ უმეტესად დიდი და საშუალო სოფლები ჭარბობს. სოფელთა ყველაზე ძველ ტიპს კომპაქტური სოფელი წარმოადგენს. საკმაოდ გავრცელებულია გაფანტული სოფელი, რომელიც ძირითადად გორაკ-ბორცვიან ნაწილში გვხვდება. განსახლების მეორე ტიპი ტერასისებულ სიბერტყეებზეა წარმოდგენილი. ეს არის მეცხოველეობისა და ურწყავი მიწათმოქმედების ზონა. მიწის სიმცირის გამო სოფელთა უმრავლესობა ფერდობებზე და სერებზეა შეფენილი.

3. ჯავახეთში განსახლების პირველი ტიპი სარძევე-სახორცე მეცხოველეობის ზონაშია მოქცეული, მეორე — ტბისპირა განსახლება კი სარძევე-სახორცე მეცხოველეობისა და მეცხვარეობის არეალში. ჯავახეთში უმეტესად ჭარბობს უმსხვილესი და მსხვილი სოფელი, რომელთა მოსახლეობა 3-დან 5 ათას კაცამდე მერყეობს. აქ უმეტესად გავრცელებულია დასახლების შეჯგუფული ფორმა, რომელიც მცირე გამონაკლისის გარდა მოკლებულია ყოველგვარ დაგეგმარებას.



ბ. ბენეტიანი

კახეთის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილის სოფელთა გეოგრაფიისათვის

(სიღნაღისა და წითელწყაროს ადმინისტრაციული რაიონები)

საკვლევი ტერიტორია მდებარეობს საქართველოს უკიდურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. იგი აღმოსავლეთის (კახეთის) ეკონომიურ-გეოგრაფიული რაიონის ნაწილია და მოიცავს სიღნაღისა და წითელწყაროს ადმინისტრაციულ რაიონებს. მისი ფართობი 3745,6 კვ. კილომეტრს უდრის, საიდანაც 2526,4 კვ.კმ წითელწყაროს ადმინისტრაციულ რაიონზე მოდის, ხოლო 1219,2 კვ. კმ — სიღნაღის რაიონზე. საკვლევი ტერიტორიის ფართობი აღმოსავლეთის ეკონომიურ-გეოგრაფიული რაიონის დაახლოებით 31% შეადგენს.

ტერიტორიის დიდი ნაწილი მდებარეობს გარე კახეთში, მხოლოდ სიღნაღის ადმინისტრაციული რაიონის მცირე ნაწილია მოქცეული შიგნით კახეთში—ე. წ. წინა მხარე, რომელსაც უჭირავს ცივ-გომბორის ჩრდილო კალთები და ალაზნის ველი, საკვლევი რაიონის სამხრეთ-აღმოსავლეთური მდებარეობა და მისი ბუნებრივი ბირობები, განსაკუთრებით რელიეფი — გაშლილი ველები ისტორიულად გარკვეულ როლს თამაშობდა მის პოლიტიკურ და ეკონომიურ ცხოვრებაში.

1. სოფელთა გენეტიკური ტიპები

დასახლებათა გენეტიკური ან ისტორიული ტიპიზაციის დროს ჩვენ გარკვეულ სიძნელეს წაგაწყდით, რადგან ეს საკითხი მოითხოვს გულდასმით სპეციალურ კვლევა-ძიებას, ასეთი დეტალური მუშაობა კი ამ მიმართულებით ჩვენ არ ჩავატარებია. მიუხედავად ამისა, ჩვენს ხელთ არსებული მასალების საფუძველზე გამოვყავით სოფელთა 2 ჯგუფი:

1. ძველი დასახლებანი, რომლებიც არსებობდნენ საქართველოს რუსეთთან შეერთებამდე. ასეთ სოფელთა ჯგუფს მიეკუთვნება რაიონის სოფელთა უმრავლესობა — ანაგა, ვაჭირი, საქობო, მამნაარი, ქვემო ბოდბე, ზემო ბოდბე, ბოდბისხევი, ჭუგაანი, მალარო, ნუკრიანი, ჭოტორი, ქვემო მაჩხაანი, ძველი ანაგა, ტიბაანი, პრასიანი, ფანიანი. ეს სოფლები განლაგებულნი არიან სიღნაღის ადმინისტრაციულ რაიონში. წითელწყაროს რაიონიდან ამ სოფელთა ჯგუფს მიეკუთვნებიან — ზემო მაჩხაანი, არბოშკი, მირზაანი, თზანი, ცლუნკაანი.

ამრიგად, ძველი სოფლების დიდი ნაწილი სიღნაღის ადმინისტრაციულ რაიონშია განლაგებული, ეს სოფლები გამოირჩევიან თავიანთი სიდიდით და კომპაქტური დასახლებებით. ამავე დროს აღსანიშნავია ამ სოფლების ბაზაზე რიგი ახალი დასახლებული პუნქტების წარმოშობა.

2. სოფელთა მეორე ჯგუფს მიეკუთვნება ახალი სოფლები, რომლებიც წარმოიშვნენ XIX — XX საუკუნეებში. ეს სოფლები შეიქმნა, ერთის მხრივ, მოსახლეობის გარედან მოსვლით, მეორეს მხრივ კი, შიდა მიგრაციული პროცესების შედეგად. როგორც ცნობილია, ქიზიყის სოფლებს სასოფლო-სამეურნეო ფართობები — სახნავ-სათესი და ვენახები დასახლებული პუნქტებიდან ძალიან შორს ჰქონდათ (15 — 20 კმ), რის გამოც ზაფხულში, მოსავლის აღების პერიოდში, სოფლის მოსახლეობა — დიდი და პატარა მიდიოდა კალოებზე. აი სწორედ ეს კალო თანდათანობით გახდა წინაპირობა ახალი დასახლებული პუნქტების აღმოცენებისათვის.

ახალი სოფლებიდან უპირველესად უნდა დავასახელოთ ულიანოვკა, წითელწყარო და ლენინოვკა, რომლებიც უმთავრესად რუსებითაა დასახლებული. ეს სოფლები შეიქმნა საქართველოს რუსეთთან შეერთების შემდეგ, იმის შედეგად, რომ სამხედრო სამსახურის ვალმოხდილ პირებს მიეცათ უფლება აქვე დასახლებულიყვნენ თავისუფალ მიწებზე.

XIX საუკუნის მიწურულში და XX საუკუნის დასაწყისში საკვლევ რაიონში გაძლიერდა მიგრაციული პროცესები, რის შედეგადაც წარმოიქმნა რიგი ახალი დასახლებანი, როგორიცაა ქვემო ქედი, ზემო ქედი, არხილოსკალო, გაფარიძე, გამარჯვება, წითელი საბათლო, სამთაწყარო, ელდარი, შირაქი, ყარაღაჯი, ხირსა.

ქვემო ქედი, ზემო ქედი, არხილოსკალო, როგორც დასახლებული პუნქტები წარმოიშვნენ გარედან მისული მოსახლეობით. აქ უმთავრესად ფშაველები ცხოვრობენ. ეს მეორადი დასახლებაა, ეტყობა უწინ აქ ყოფილა სოფლები კარგად განვითარებული მეურნეობით, რომლებიც მტრის გამუდმებული თავდასხმების შედეგად მოსპობილა. ამაზე ნათლად მიგვიჩივებს ნიადაგის დამუშავების დროს ნაპოვნი უძველესი პერიოდის საოჯახო ნივთები.

ფშაველების ჩამოსახლებას აქ დიდი წინააღმდეგობა გაუწიეს თუშებმა, რომლებსაც ეს ადგილები საძოვრებად ჰქონდათ გამოყენებული, მაგრამ, როგორც ცნობილია, ამ საქმეში ჩაერია ვაჟა-ფშაველა და საქმეც ფშაველების სსარგებლოდ გადაწყდა.

ეს სოფლები განლაგებულია იმ სერზე, რომელიც ციხე-გომბორის ქედის უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს მთა ნიკორ-ციხიდან და მიემართება ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით მდ. ალაზნის გასწვრივ. ამ სერის (ან როგორც მას აქ უწოდებენ ქედის) მობრტყელებულ ზედაპირზე განლაგებულია სამივე სოფელი. ზემო ქედისა და ქვემო ქედის სახელწოდებანიც სწორედ აქედან უნდა იყოს წარმოშობილი. ახალი სოფელია, აგრეთვე, წითელი საბათლო, რომლის მოსახლეობა მთლიანად სომხებია. ამ სოფლის დასახლება მოხდა 1918 წ. აზერბაიჯანიდან დევნილი და აწიოკებული სომხების ნაწილმა თავი სოფელ ქვემო ქედს შეაფარა. ისინი ბოლოს ალაზნის პირას დასახლდნენ. სოფელმა სახელწოდება მიიღო აზერბაიჯანის სოფელ საბათლოდან, საიდანაც ეს მოსახლეობა მოვიდა. ახალი სოფლებიდან აღსანიშნავია,

აგრეთვე, სოფელი გამარჯვება (ყოფილი უზუნდარა), რომლის დასახლება დაიწყო 1927 — 1928 წლებიდან. ეს ადგილები სოფელ მირზაანის კალოები იყო და გამარჯვებაც სოფელ მირზაანის ბაზაზე შეიქმნა. ამის გამო მირზაანის მოსახლეობა ძალზე შემცირდა, მაგრამ 1958 წელს აქ ჩამოსახლეს ქლუხორის რაიონიდან 80 კომლი (რაჭველები), ეს უბანი მირზაანის თავისებური ახალი დასახლებაა ტიპური შენობებით.

ახალი სოფლებიდან განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობს, აგრეთვე, სოფელი ჯაფარიძე, რომელიც მდებარეობს ქ. წითელწყაროს მახლობლად. უწინ აქ რუსები ცხოვრობდნენ, რომელთა დასახლება ოქტომბრის რევოლუციის პერიოდში თანდათანობით გაქრა. როგორც ადგილობრივ გადმომცეს, მოსახლეობა თანდათანობით რუსეთისაკენ წასულა. შემდეგ კი აქ ჩამოსახლება დაიწყო ზემო მაჩხაანის მოსახლეობამ, რადგანაც სახნავ-სათესი აქ ჰქონდათ და უჭირდათ 30 — 40 კმ მანძილზე სიარული.

ახალი სოფლებია, აგრეთვე, სამთაწყარო, ელდარი და ხირსა.

ელდარი და ხირსა გამოირჩევა თავისებური დასახლებით, ისინი უფრო ქალაქის ტიპის დასახლებებს გვანან. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ამ სოფლებში საბჭოთა მეურნეობები არსებობს და დასახლებანიც სწორედ ამის გამო შეიქმნა.

2. სოფელთა ხალხმრავლობა

სასოფლო დასახლებათა ტიპოლოგიის ხალხმრავლობის მიხედვით უაღრესად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, რადგან დასახლებული პუნქტის მოსახლეობის რაოდენობაზეა დამოკიდებული კულტურულ-საყოფაცხოვრებო დაწესებულებათა ორგანიზაცია და სხვა. რამდენადაც დიდია სოფელი, იმდენად იქ ადვილად შეიძლება ყოველგვარი ღონისძიების ჩატარება და პირიქით. ამ მხრივ საკვლევი რაიონი კარგ პირობებშია, რასაც ადასტურებს ქვემოთ მოყვანილი ცხრილი.

ცხრილი № 1

კახეთის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის სოფლის მოსახლეობის განაწილება დასახლებულ პუნქტთა სიდიდის მიხედვით

ჯგუფი	სიღნაღის რ-ნი		წ/წყაროს რ-ნი		ს უ ლ	
	სოფელთა რაოდენ.	მოსახ.	სოფ. რაოდ.	მოსახლეობა	სოფ. რაოდ.	მოსახლეობა
I. 1—500	4	1364	4	955	8	2319
II. 501—1000	4	3366	4	3175	8	6541
III. 1001—5000	12	38183	8	23151	20	38183
	20	42913	16	27281	36	70194

ამ მონაცემებიდან ჩანს, რომ საკვლევ რაიონში დიდი სოფლების რაოდენობა (20) გაცილებით მეტია პირველ და მეორე ჯგუფის სოფელთა რაოდენობაზე და მისი მოსახლეობა შეადგენს სოფლის მთელი მოსახლეობის 54,3%. პატარა სოფლები (1—500 კაცი) საკვლევ რაიონში სულ რვაა და ადმინისტრაცი-

ულ რაიონებს შორის თანაბრად ნაწილდება. მათი მოსახლეობის საერთო რაოდენობა 2319 უდრის, რაც რაიონის მოსახლეობის უმნიშვნელო ნაწილს შეადგენს.

ამრიგად, საკვლევ რაიონში იმის გამო, რომ მოსახლეობის ნახევარზე მეტი თავმოყრილია დიდ სოფლებში ყოველგვარი ღონისძიებების ჩატარება გაცილებით იოლია.

3. სოფელთა ფუნქციონალური ტიპები

სოფელთა ფუნქციონალური ტიპოლოგია საშუალებას გვაძლევს გამოვავლინოთ ცალკეულ სასოფლო დასახლებათა ან დასახლებათა მთელი ჯგუფის ადგილი და როლი საწარმო-ტერიტორიულ კომპლექსში და დავსახოთ მათი განვითარების პერსპექტივები.

საკვლევი რაიონის სოფლის მოსახლეობის ანალიზიდან ჩანს, რომ მოსახლეობის დიდი ნაწილი ჩაბმულია სოფლის მეურნეობაში, მაგრამ სოფლის მეურნეობის ცალკეული დარგების მიხედვით მათი ფუნქციები მაინც განსხვავებულია. ამიტომ საკვლევ რაიონში გამოვყავით შემდეგი ქვეჯგუფები.

1. სოფლები, რომელთა მოსახლეობის დიდი ნაწილი დასაქმებულია მევენახეობაში, მაგრამ მისდევენ მემინდვრეობას და მეცხოველეობასაც. ამ ჯგუფის სოფლებს ეკუთვნის ანაგა, ვაჭირი, საქობო, ტიბაანი, პრასიანი, ჭუგაანი, ძველი ანაგა, ხირსა.

2. სოფლები, სადაც სოფლის მეურნეობის წამყვანი დარგებია მემინდვრეობა-მეცხოველეობა — ზემო ბოდბე, ქვემო ბოდბე, მალარო, ულიანოვკა, წითელწყარო, არბოშიკი, ჯაფარიძე, ზემო ქედი, ქვემო ქედი.

3. სოფლები, სადაც სოფლის მეურნეობის წამყვანი დარგია მეცხოველეობა — ზემო მაჩხაანი, ოზაანი, არხილოსკალო, ელდარი.

წითელწყაროს კოლმეურნეობების წლიური ანგარიშის ანალიზიდან ირკვევა, რომ ფულადი შემოსავალი მემცენარეობიდან და მეცხოველეობიდან თითქმის თანაბარია, მაგრამ მემცენარეობაში განსაკუთრებულ როლს მარცვლეული კულტურები და მზესუმზირა თამაშობს, თუმცა ახლა სულ უფრო და უფრო იზრდება ვენახების ფართობები. მაგალითად უწინ ქვემო ქედის, ზემო ქედისა და არხილოსკალოს მოსახლეობა მიწათმოქმედების ამ დარგს სრულებით არ მისდევდა, ახლა კი მოსახლეობა ამ დარგის წარმოებით ძალიან დაინტერესებულია.

სიღნაღის რაიონის კოლმეურნეობების ფულად შემოსავალში ჭარბობს მეცხოველეობიდან მიღებული შემოსავალი, მიუხედავად იმისა, რომ აქ მდებარეობს მევენახეობით განთქმული სოფლები, როგორცაა ანაგა, ტიბაანი, ხირსა და სხვა.

4. სოფელთა გეგმარებითი ფორმები

საკვლევ რაიონში გეგმარებითი ფორმების მიხედვით შეიძლება გამოიყოს სოფელთა სამი ჯგუფი:

1. სოფელთა უმრავლესობისათვის დამახასიათებელია შეჯგუფული ტიპი. ასეთი სოფლებია: ანაგა, ვაჭირი, საქობო, მაშნაარი, ტიბაანი, მაჩხაანი, მირზაანი და სხვა. ეს სოფლები კომპაქტურადაა დასახლებული, დამახასიათებელია სა-

ცხოვრებელი ნაგებობების სიახლოვე, პატარა ეზოები, ხოლო ვენახები, სახნავ-სათესები დასახლებული პუნქტებიდან მოცილებით, მის გარეთ მდებარეობს. საკვლევ რაიონში მთელ კახეთთან ერთად შეჭვავუღი ტიპის დასახლება ჩამოყალიბდა ისტორიულ წარსულში, მტერთა შემოსევების, განსაკუთრებით ლეკიანობის პერიოდში, როდესაც მოსახლეობა თავდაცვის მიზნით ერთად ჯგუფდებოდა და ციხე-გალავნებს აფარებდა თავს¹.

2. საკვლევ ტერიტორიაზე საკმაოდ გავრცელებულია სოფელთა დაგეგმარების ხაზობრივი ტიპი. ამ ჯგუფის სოფლებს ეკუთვნის ის დასახლებანი, რომლებიც გაიზარდნენ გზის გასწვრივ, ორივე მხარეს, შედარებით თანაბარი სიგანით, ამ შემთხვევაში ტრანსპორტთან ერთად გარკვეულ როლს რელიეფის ფორმები თამაშობს. საკვლევ ტერიტორიაზე ასეთი დასახლებებიდან ყურადღებას იპყრობს ქვემო ქედი, არხილოსკალო და ზემო ქედი.

3. ხევსპირა ბუდობრივი დასახლება ხევების გავრცელებასთან დაკავშირებით, ასეთი დასახლებანი კახეთისათვის დამახასიათებელია. ამ ფორმის დასახლებათა ჯგუფს საკვლევ რაიონში მიეკუთვნება სოფლები — ბოდბისხევი, ტიბანა, არბოშიკი. ეს სოფლები ამავე დროს კომპაქტურადაა დასახლებული.

ლიტერატურა

1. გეხტმანი ნ., ახმეტის, თელავისა და ყვარლის რაიონების განსახლება (ხელნაწერი), თბ. 1964.
2. ზაქარაია კ., კახეთის საფორტუფიკაციო ნაგებობანი, თბ. 1962.
3. რუხაძე ჯ., საცხოვრებელი ნაგებობანი კახეთში, მასალები საქართველოს ეთნოგრაფიისათვის, თბ. 1959.
4. ჩიტაია გ., დასახლების ტიპები მთიულეთში, მასალები საქართველოს ეთნოგრაფიისათვის, VI, თბ. 1953.
5. Ковалев, С. А., Сельское расселение, М., 1963.

ეკონომიური გეოგრაფიის კათედრა (რედაქციამ მიიღო 25.X. 1966)

Н. З. ГЕХТМАН

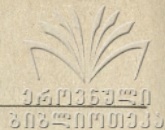
К ГЕОГРАФИИ СЕЛЬСКИХ ПОСЕЛЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАХЕТИ (Сигнахского и Цителцкаройского административных районов)

Резюме

В статье даны генетические типы сельских поселений, людность сельских населенных пунктов, функциональные типы поселений и их планировочные формы.

1. В генетических типах сельских поселений выделены две группы: 1) древние поселения, существовавшие до присоединения Грузии к России, большая часть которых расположена в Сигнахском районе и 2) новые селения, образовавшиеся в XIX—XX вв., в результате переселения извне внутримиграционного процесса. Большая часть этих се-

¹ შეჭვავუღი დასახლება სხვაგან შეიძლება სხვა მიზეზებითაც იყოს გამოწვეული.



лений расположена в Цителцкаройском районе, т. к. здесь для заселения имелись свободные земли.

II. Типология сельских поселений по людности имеет большое практическое значение, т. к. организация культурно-бытовых и других учреждений зависит от количества жителей населенного пункта.

В исследуемом районе по этому признаку выделены три группы сельских поселений: малые (от 1 до 500 чел.), средние (от 501 до 1000 чел.) и крупные (от 1001 до 5000 чел.).

Следует отметить, что количество крупных селений больше количества селений первой и второй группы вместе взятых, население в которых составляет 54,3% всего сельского населения.

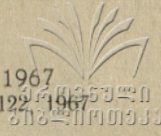
Вследствие того, что в исследуемом районе более половины населения сосредоточено в крупных селениях, значительно облегчается проведение всевозможных мероприятий.

III. Функциональная типология сельских населенных пунктов дает возможность выявить место и роль отдельного или группы населенных пунктов в производственно-территориальном комплексе и наметить перспективы их развития.

Как видно из анализа занятости сельского населения исследуемого района, большая часть их занята в сельском хозяйстве, но в связи со специализацией, выполняемые этими селениями функции различны.

IV. По планировочным формам можно выделить 3 группы поселений: 1) групповую, 2) линейную и 3) гнездовую (по ущельям).

გეოლოგიურ მეცნიერებათა
სერია



А. А. ЧИКОВАНИ

О ВЕРХНЕМ ЭОЦЕНЕ ЮЖНОЙ АБХАЗИИ

Новые данные по стратиграфии верхней части палеогена южной Абхазии, предлагаемые вниманию читателя, получены в 1955—57 годах, во время изучения автором представленных там третичных отложений. В последнее время оживился интерес к детальной стратиграфии палеогена Абхазии (Салуквадзе, 1965, 1966); наряду с этим работы, проведенные в последние годы в нефтяном районе Гурии (Пирицхалава и Агеев, 1961, Чиковани, 1961) и Лечхуми (Эпиташвили, 1964), подтвердили предположения о региональной стратиграфии верхнего эоцена Западной Грузии, высказанные мной на основании данных по южной Абхазии (Чиковани, 1959). Принимая также во внимание, что в южной Абхазии детальные стратиграфические исследования после работ автора предлагаемой статьи не проводились и изложенный в ней материал, таким образом, сохранил новизну, публикация приводимых ниже данных представляется целесообразной. В изложение материала внесены лишь изменения редакционного характера (списки фауны из текста вынесены в сводную таблицу, что позволяет избежать повторов и облегчает сопоставления фаун из разных пунктов).

В южной Абхазии, рассматриваемой здесь в пределах между речья Ингури—Окуми, верхний эоцен представлен в фациях, характерных для Грузинской глыбы на стадии инверсии геосинклиналей Кавказа и Антикавказа и приурочен к началу их превращения в складчатые системы. Сложен верхний эоцен фораминиферовыми мергелями, которые отчетливо делятся на следующие три свиты (в восходящей последовательности):

- а) свита серых, зеленовато-серых и желтовато-серых грубослоистых мергелей (замещающихся, местами по простиранию, переслаивающимися зеленовато-серыми известняками и песчанистыми мергелями);
- б) свита серых, плитчатых, тонкослоистых мергелей и сланцеватых глин буряющих при выветривании, порой листоватых; в низах свиты встречаются прослои известково-песчаных глауконитовых пород;
- в) свита голубовато-зеленых и желтовато-зеленых мергелей, порой неслоистых и «бесструктурных», порой же комковатых или тонкослоистых.

В литературе укоренились наименования для «а» — нижней фораминиферовой свиты, для «б» — свиты с лиролепис и для «в» — верхней фораминиферовой свиты. Во всех трёх свитах обильно встречаются



микрофораминиферы, а в средней нередки находки чешуй *Lyrolepis caucasica* Roman.

Мощности нижней фораминиферовой свиты в междуречье Ингури—Окуми не превышают десятка метров, а к северо-западу (по Моквинской опорной скважине; Вахания, 1952) возрастают до 55 м. Нормальная мощность горизонта с лиролепис колеблется в пределах 40—50 м и таковая верхних фораминиферовых мергелей не превышает 70—80 м.

Для суждения о возрасте этих свит обратимся к разрезу, наблюдаемому у сев. окраины с. Аквага в западном крыле антиклинали Сатанджо (см. карту). Заметим предварительно, что мощности этих пластических пород здесь несколько сокращены (по-видимому, по тектоническим причинам) по сравнению с указанными выше максимальными, а именно: для «а» — до 1,5 м, для «б» — до 25—30 м и для «в» — до 55—60 м. Определения микрофауны из взятых нами образцов, приводимые ниже, принадлежат О. В. Окропиридзе.

В образце, взятом у основания нижних фораминиферовых мергелей (обр. 342 см. таблицу), обнаружена обширная ассоциация микрофораминифер, по заключению Окропиридзе, вполне определенно указывающая на верхний эоцен, точнее на его самую нижнюю часть — зону с *Acarinina rotundimarginata*. (Здесь и в дальнейшем номера образцов соответствуют горизонтальным строкам в таблице микрофораминифер). В средней части пачки нижних фораминиферовых мергелей (обр. 341) обнаружены формы, свидетельствующие также о верхнем эоцене.

Наконец, из верхов пачки (обр. 340) тем же исследователем определена фауна, указывающая на ту же зону с *Acarinina rotundimarginata*.

Следовательно, нижние микрофораминиферовые мергели целиком относятся к упомянутому самому нижнему фаунистическому горизонту верхнего эоцена.

Не менее чётко определяется и возраст мергелей с лиролепис.

Из низов свиты (обр. 339) определены до вида три формы. В средней части свиты (обр. 338), помимо двух форм, встреченных в низах и указанных в таблице за порядковыми номерами 52 и 59, присутствуют также *Globigerina inflata* d'Orb.

К верхам же свиты (обр. 337) приурочена ассоциация планктонных фораминифер.

Каждая из этих трех ассоциаций указывает, по заключению О. В. Окропиридзе, на вторую снизу зону верхнего эоцена — зону «планктонных фораминифер».

У основания верхней свиты фораминиферовых мергелей был взят образец (№ 336), содержащий богатую в видовом отношении и обильную микрофауну. Эта ассоциация фораминифер, по заключению О. В. Окропиридзе, доказывает наличие следующей кверху верхнеэоценовой зоны *Globigerinoides conglobatus*.

О том же свидетельствует и фауна из взятых еще выше трёх образцов (№№ 335 а, 335, 394), удаленных от основания свиты соответственно на 7 м, 10 м и 15 м. В таблице приводятся списки микрофаун, найденных на указанных уровнях.

Таким образом, нижние 15 м верхней свиты фораминиферовых мергелей бесспорно относятся к верхнеэоценовой зоне *Globigerinoides conglobatus*.

В образце, взятом на 20 м от основания свиты (№ 333), установ-

лена лишь микрофауна, указывающая вообще на верхний эоцен, и нет возможности уточнить её принадлежность к какой-либо зоне.

Из-за ограниченного числа образцов, взятых в условиях неблагоприятной обнаженности, вопрос о возрасте верхов свиты не удастся решить по материалам описываемого разреза. Однако этот пробел удастся заполнить наблюдениями у верховьев р. Эрисцкали, к северу от местечка Калагали Пахуланского сельсовета, в междуречье Эрисцкали—Пшкеригали.

Здесь, под толщей глин майкопского типа, обнажаются известковистые низы олигоцена, а под ними, без видимых следов перерыва, — верхи верхнеэоценовой микрофораминиферовой толщи. Заметим, что под известковистыми породами с нижнеолигоценовой микрофауной (определения О. И. Джанелидзе) метров на 5 ниже, наблюдаются слабоизвестковистые сланцевые глины, которые практически микрофауны не содержат. А еще ниже — метров на 8—10, взят образец (246) с богатой верхнеэоценовой фауной.

По заключению исследователя, определившего фауну, она по ассоциации фораминифер является верхнеэоценовой, причем обилие булиминид свидетельствует о её принадлежности самому высокому фаунистическому горизонту верхнего эоцена — зона *Bolivina*.

Следовательно, в охарактеризованных, выше трёх свитах фораминиферовой толщи представлен весь верхний эоцен — все его четыре микрофаунистических горизонта, выделяемых на Северном Кавказе (Субботина, 1953).

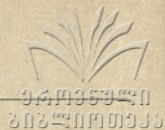
В начале описания фораминиферовой толщи верхнего эоцена говорилось о её трансгрессивном налегании на более древние породы, вплоть до верхнего сенона. Подобная картина наблюдается на левом берегу р. Речхи, где близ её выхода из ущелья, сложенного меловыми породами, в 300 м от русла реки, вблизи деривационного канала гидростанции, в русле безымянного небольшого ручья, на сенонских известняках залегает слой зеленовато-светло-серого, зернистого алевритистого мергеля, с редким кварцевым мелким гравием и тонкорассеянным глауконитом, мощностью около 1,1 м. В низах этих базальных образований обнаружена обильная микрофауна (обр. 358). В верхах того же пошвенного слоя взят обр. 359, также содержащий остатки микрофораминифер.

Оба этих комплекса микрофауны (из обр. 358 и обр. 359), по заключению О. В. Окропиридзе, характеризуют верхний эоцен.

В мергелях с *Lygolepis caucasica* Roman., налегающих на базальный слой уже в 1,2 м от основания палеогена (обр. 360) и выше (обр. 361, 362), во всей свите встречаются формы, характерные для зоны планктонных фораминифер верхнего эоцена.

Следовательно, мергели с *Lygolepis* в долине р. Речхи занимают тот же стратиграфический уровень (вторая снизу зона в. эоцена), что и в спорном разрезе — в западном крыле антиклинали Сатанджо.

Возраст трансгрессивных низов микрофораминиферовой толщи устанавливается здесь как не древнее верхнего эоцена и не моложе его второй снизу зоны. Менее ясен вопрос о возрасте тех же трансгрессивных низов у северной периклинали Глазной (восточной) антиклинали Сатанджо. Здесь, в русле р. Эрисцкали на верхи сенонских известняков залегает аналогичный вышеописанному базальный слой, мощностью около 0,8 м., из которого О. В. Окропиридзе определены формы, указанные в таблице (обр. 367).



Приведенная микрофауна свидетельствует лишь о верхнеэоценовом, вообще, возрасте вмещающих отложений, а об их принадлежности к нижней части в. эоцена можно лишь предполагать, по наличию в ней *Acarinina crassaformis* (Gallowey et Wissler), которая, по данным Н. Н. Субботиной (1953), на Северном Кавказе не встречается выше низов верхнего эоцена.

Вопрос усложняется наличием в кровле базального слоя известковистых сланцеватых глин, обычных для хадумского горизонта Абхазии, с нижнеолигоценовой (по определениям О. И. Джанелидзе) микрофауной. Еще один случай трансгрессивного налегания фораминиферовой толщи на мел наблюдается уже в восточном крыле главной антиклинали Сатанджо.

На левобережье р. Ингури, в русле её небольшого левого притока речки Учгали, в полукилометре на восток от развалин крепости Рухи, на меловых известняках залегают брекчиевидные мергели с глауконитом и фауной теребратул, по-видимому, переотложенной. В основании следующих за известняками мергелей с *Lygolepis* (обр. № 347) также обнаружена микрофауна (см. табл.). Установленная здесь ассоциация имеет характер, переходный между комплексами зон, с *Acarinina rotundimarginata* и пелагических фораминифер, что, по-видимому, указывает на промежуточное стратиграфическое положение вмещающих её мергелей между типовыми слоями упомянутых двух нижних зон и приводит к допущению о принадлежности подстилающего их базального слоя низам верхнего эоцена.

В более высоких горизонтах микрофораминиферовой толщи характерной фауны не оказалось (обломки глобигерин, зубья рыб в образцах, взятых из плохо обнаженных отдельных выходов). В темно-серых сланцеватых глинах, представляющих кровлю толщи, содержится уже нижнеолигоценовая фауна. Несколько севернее, у кладбища Дихазурга, на восток от развалин крепости Сатанджо, в восточном крыле одноименной антиклинали, в фораминиферовых мергелях, снова найдена верхнеэоценовая микрофауна (обр. 270).

Заканчивая описание разрезов верхнего эоцена южной Абхазии, каснемся еще одного участка в западном крыле антиклинали Сатанджо, расположенного между наиболее полным разрезом у северной окраины с. Аквага, с которого мы начали описание, и разрезом у северной периклинали структуры, в русле р. Эрисцкали, где верхний эоцен почти весь размыт, за исключением самых низов. Здесь основная структура Сатанджо усложнена вторичной антиклинальной складкой, на которую надвинута западное, крутоставленное (порой же опрокинутое) крыло первой. В северной периклинали этой вторичной антиклинали над нижнепалеогеновыми известняками залегают мергели с *Lygolepis* (непосредственный контакт не обнажен), с обычной для зоны пелагических фораминифер микрофауной (обр. 271): *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina* sp., *Globigerinella miera* (Cole), *Cümbelina* sp., а в двадцати метрах стратиграфически выше, кроме них, еще *Globigerina eocenica* Terq. и рыбы зубы.

Эти отложения, огибая периклиналь, при плавной смене простирания, переходят в западное крыло основной структуры (упомянутый выше разлом проходит несколько восточнее), где к востоку от кладбища «Чконы хумля» содержит фауну аналогичного характера (обр.

299): *Globigerina bulloides* d'orb., *Globigerina eocenica* Terq., *Globigerina* sp., *Acarina rotundimarginata* Subb., иными словами, фауну той же зоны плактонных фораминифер.

К западу от последнего пункта, стратиграфически выше видимой кровли мергелей с *Lyrolepis*, на 5—8 м (обр. 300) и еще на 40—45 м (обр. 301) в верхней свите фораминиферовых мергелей встречена весьма обильная микрофауна.

По заключению Окропиридзе, обе эти ассоциации указывают на верхний эоцен. Следовательно, над мергелями с *Lyrolepis* залегают верхнеэоценовые отложения мощностью не менее 45—50 м. Однако уже в одном км севернее, верхи верхней свиты фораминиферовых мергелей, по-видимому, смыты, о чем свидетельствует комплекс микрофауны из образца, взятого в непосредственной близости от глин майкопской фации, отстоящих от видимой кровли мергелей с *Lyrolepis* стратиграфически выше на 5—7 м. Здесь установлен обширный комплекс фораминифер (обр. 302), который свидетельствует о принадлежности зоне *Globigerinoides conglobatus*. При этом заметно преобладание планктонных фораминифер. Это наличие характерных признаков предшествующего фаунистического горизонта, по-видимому, указывает на принадлежность вмещающих отложений к низам зоны «*Globigerinoides conglobatus*».

Таким образом, создается впечатление, что от наиболее полного разреза в. эоцена — в западном крыле антиклинали Сатанджо у с. Аквага, к северной периклинали структуры, где сохранился лишь его подошвенный слой, постепенно, начиная с верхов формации, выпадают все более низкие горизонты в. эоцена. Это явление связано с олигоценовой трансгрессией (Чиковани, 1955).

Перейдем к рассмотрению верхнеэоценовых отложений, развитых северо-западнее описанного междуречья Ингури—Окуми, в центральной Абхазии.

В опорной скважине Мокви, по данным Вахания (1952), над нижнеэоценовыми отложениями залегают:

- | | |
|--|--------|
| 1. Светло-серые и зеленовато-серые мергели со среднеэоценовой микрофауной | 55 м |
| 2. Буровато-серые плитчатые глинистые мергели с <i>Lyrolepis caucasica</i> Roman | 26.5 м |
| 3. Аналогичные мергели, но с прослоями глауконитовых мергелистых песчаников | 15 м |
| 4. Неслоистые «бесструктурные» зеленовато-голубые глинистые микрофораминиферовые мергели верхнего эоцена | 79 м |
| 5. Известковистые глины и песчаники хадумского горизонта. | |

Отнесение пачек 2,3 и 4, общей мощностью около 120 м, к верхнему эоцену не вызывает сомнений, чего нельзя сказать о датировке всей пачки 1 средним эоценом. Среднеэоценовая микрофауна, указанная отсюда Е. К. Вахания, по-видимому, взята не из самых верхних слоев пачки 1 и часть этих нижних фораминиферовых мергелей, подстилающих «рыбные» плитчатые мергели, по-видимому, может быть отнесена, так же как и последние, к верхнему эоцену (в понимании Субботиной, 1953).

В сводном разрезе полосы Сухуми—Атони (Китовани, 1949) указывается следующая последовательность интересующих нас отложений



(по разрезу, наблюдаемому вдоль р. Гумиста): выше пачки известняков с нуммулитами залегают:

1. Плитчатые глинистые мергели с лиролепис и микрофауной:
Globigerina bulloides d'orb., *Gümbelina* ex gr. *globifera* R., *Nonion micrus* Cole 30—35

2. Зеленоватые глинистые мергели с богатой фауной приабонского яруса *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina bulloides* d'orb., *G. sp.*, *Giroidina soldanii* d'Orb., *Anomalina* aff. *acuta* Plum., *A. ex gr. grosse-rugosa* (Gümb.), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Chilostomella ovoides* Schw., *Gümbelina* ex gr. *globifera* R., *Cibicides pygmeus* (Hant.), *Cassidulina crassa* d'Orb., *Bulimina* aff. *truncata* Gümb., *Haplophragmoides sp.* *Nonion sp.* Мощность (по р. Гумисте) 65 м

У кровли горизонта I, по данным Китовани, выделяется 0,5 м пласт мергелистой глины с фауной двустворчатых зоны *Variamussium fallax* Kobob.

3. Известковистые листоватые глины худамского горизонта.

В характеризуемом разрезе «рыбные мергели» залегают в видимых низах доказанного фауной верхнего эоцена. Заметим однако, что залегание рыбных мергелей указывается выше известняков со среднеэоценовыми нуммулитами, а не непосредственно на них. С другой стороны, сами рыбные мергели и верхние фораминиферовые мергели выражены с достаточной чёткостью; и они, так же как в разрезах между речья Ингури—Окуми, датируются верхними тремя микрофаунистическими зонами верхнего эоцена (приабонский ярус).

Из разрезов, расположенных между рассмотренными нами крайними пунктами (р. Гумистой и г. Сатанджо), верхний эоцен изучен близ с. Мерхеули, у с. Цархмули и в Квезани. В окрестностях Мерхеули нижнефораминиферовые мергели достигают мощности в 30 м. (Мощность южнее Цебелды, по Е. К. Вахания, около десятка м); за ними следуют плитчатые мергели с лиролепис, около 30 м, и затем верхнефораминиферовые глинистые мергели (около 50 м), над которыми залегают тёмно-серые известковистые хадумские глины.

Из Цархмульского разреза С. Г. Букия указаны мергели с микрофауной зоны *Variamussium fallax* (по-видимому то же, что зоны *Bolivina* — А. Ч.), видимая мощность всего лишь 4 м.

Еще дальше на восток, по р. Галидзга верхний эоцен обнажен опять-таки не полно. Здесь, к югу от моста через р. Галидзгу, по направлению к кирпичному заводу и затем к востоку от него, по дороге на с. Бедиа, в 1936—37 годах Е. К. Вахания составлен разрез, с которым в общих чертах согласуются и наши наблюдения 1955 и 1957 годов; правда, часть обнажений нижних горизонтов майкопа и верхов эоцена ныне скрыта под строениями. Восходящая последовательность представляется следующим образом:

1. Плитчатые глинистые мергели с чешуями рыб, в том числе *Lutolepis caucasica* Rom. Видимая мощность около 35 м (низы замаскированы по тектоническим причинам).

2. Комковатые («бесструктурные») глинистые мергели желтовато-зеленые. У кровли обнаружена обильная фауна микрофораминифер зоны *Variamussium fallax*—верхнего эоцена (*Nonion curvisepa* Subb., *Bolivina nobilis* Hantken и др. по М. Качарава) 20 м

3. Хадумский горизонт.

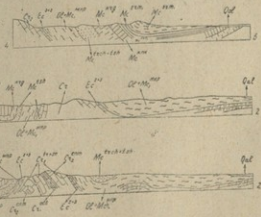
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПОЛОСЫ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧЬЯ ИНГУРИ-ОКУМИ


 ИГиМ АН УССР
 Геологический институт
 Академии наук УССР
 Киев



1. O₃ (17,18)
2. M₃
3. M₂¹⁰⁰⁰
4. M₂¹⁰⁰⁰
5. M₂¹⁰⁰⁰
6. M₂¹⁰⁰⁰
7. M₂¹⁰⁰⁰
8. M₂¹⁰⁰⁰
9. M₂¹⁰⁰⁰
10. O₂M₁¹⁰⁰⁰
11. E₁¹⁰⁰⁰ ГАЛИ
12. C₁¹⁰⁰⁰
13. C₁¹⁰⁰⁰
14. C₁¹⁰⁰⁰
15. C₁¹⁰⁰⁰
16. C₁¹⁰⁰⁰
17. 17
18. 18
19. 19
20. 20

Структурные профили



Из знакомства с приведенными разрезами становится ясным, что каждый из «рыбных» и верхнефораминиферовых мергелей по центральной и южной Абхазии развиты в характерных фациях, выдерживающихся на всем указанном протяжении (междуречье Гумиста—Ингури), и занимают неизменное стратиграфическое положение — три микрофаунистические зоны приабонского яруса.

Два основных вопроса: 1) о возрасте нижнефораминиферовых мергелей и 2) о времени верхнеэоценовой трансгрессии требуют дальнейших специальных исследований. Однако уже теперь намечается их наиболее вероятное решение.

1) Нижние фораминиферовые мергели в центральной Абхазии (Шевцов, 1932) переслаиваются с люгетскими нуммулитовыми известняками (нижняя часть мергелей); в бассейне р. Мокви (Вахания, 1952) они содержат (возможно также в низах) микрофораминифер среднеэоценовой зоны *Globorotalia crassaformis*, а в междуречье Ингури—Окуми, где их мощность значительно сокращена, весь их видимый разрез содержит остатки микрофораминифер зоны *Acarinina rotundimarginata* — самой нижней части верхнего эоцена. Следовательно, нижние фораминиферовые мергели частично относятся к верхам среднего, частично же к низам верхнего эоцена. Строго говоря, не совсем ясно охватывают они указанный стратиграфический диапазон всюду, или будущи люгетскими в центральной Абхазии, они, постепенно поднимаясь вверх по разрезу, становятся приабонскими в южной Абхазии. Во всяком случае, создается впечатление, что они связывают постепенным переходом средний и верхний, в понимании Н. Н. Субботиной (1953), отделы эоцена.

2) Наличие на левобережье р. Речхи непосредственного залегания «рыбных» мергелей на известняках мела и отсутствие доказательств трансгрессивности нижних фораминиферовых мергелей, наряду с указанным переходным стратиграфическим положением последних, позволяет предполагать, что верхнеэоценовая трансгрессия в Абхазии по времени соответствует отложению «рыбных» мергелей с *Lyrolepis caucasica* Rom., которые датируются зоной планктонных фораминифер.

Заметим, что детальное исследование верхнего эоцена южной Абхазии подтвердило предположение о самостоятельном стратиграфическом положении «первого рыбного яруса», высказанное А. И. Джанелидзе при исследовании Рачи и Лечхуми (1926).

Принимая во внимание, что для отложений, развитых на Грузинской глыбе, региональная трансгрессивность зоны «планктонных фораминифер» подтвердилась не только в Абхазии, но и в Грузии (Пирцхалава и Агеев, 1961; Чиковани, 1961); по-видимому, верхний эоцен будет целесообразно начинать ею, как это предлагали И. В. Качарава (1952) и Е. К. Вахания (1956), а не зоной с *Acarinina rotundimarginata*, как предлагала Н. Н. Субботина для Северного Кавказа (1953).

Здесь необходимо подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, «слои с лиролепис» или «рыбные мергели» не следует смешивать с другими отложениями, содержащими редкие остатки *Lyrolepis caucasica*, которые встречаются на разных стратиграфических уровнях, как в среднем, так и в верхнем эоцене (Бендукидзе, 1949). Речь идет о весьма характерной для грузинской глыбы фации, имеющей ряд отличительных признаков: 1) это плитчатые мергели (медово-желтые, зеленовато-желтые, светло-коричневые) слегка алевритистые; 2) залегают они трансгрессивно на более древних образованиях (вплоть до сенона),



подстилаясь базальной формацией и наконец — 3) они содержат, помимо чешуй лиролепис, обильную фауну микрофораминифер зоны «тонкостенных планктонных фораминифер».

Другое дело — какова стратиграфическая приуроченность вида *Lyrolepis caucasica* Roman., который, по-видимому, встречается, по меньшей мере как в среднем, так и в верхнем эоцене.

Второе обстоятельство касается трансгрессивности горизонта с лиролепис (понимаемого как отложения, отвечающие указанным трём признакам, и их возрастные аналоги). А именно, этот горизонт трансгрессивен лишь на внутренних островах, приуроченных к позитивным структурам, развитых на Грузинской глыбе, будучи приурочен к началу инверсии геосинклиналей Кавказа. В то же время соответствующие ему по возрасту отложения, как на южном склоне Большого Кавказа, так и в периферической части Малого Кавказа представлены явно регрессивными образованиями, переходящими кверху в глыбовые конгломерат-брекчии. В первом случае это приабонские глыбовые брекчии (Бендукидзе, 1951), простирающиеся от бассейна р. Риони до долины р. Арагви, а во втором, — глыбовые конгломераты Асурети—Гобубани на юго-восточной периферии Аджаро-Триалетской складчатой системы (Качарава, 1964; Алпаидзе, 1966).

Это различие фаций и тенденции в движениях земной коры, наблюдаемое между герцинско-киммерийскими участками консолидации и зоной альпид, вполне закономерно и связано с диастроифеской подготовкой молассовой стадии развития Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпаидзе В. С., 1967 — О конгломератах Асурети и Гобубани. Сообщ. АН СССР, т. XLV, № 1.
2. Бендукидзе Н. С., 1951 — К стратиграфии третичных отложений окрестностей Цедиси—Фасраго. Сообщ. АН СССР, т. XII, № 9, стр. 540—545.
3. Вахания Е. К., 1956 — Геологическое строение Лечхуми. Труды Грузинского политехнического инст., № 3 (44).
4. Джанелидзе А. И., 1926 — Материалы для геологии Рачи (на грузинском языке, резюме французск.). Сообщения Тбилисского университета. т. VI.
5. Качарава И. В., 1952 — Новые данные по палеогену Грузии. Тр. конфер. по вопр. региональной геологии Закавказья, Баку.
6. Качарава И. В., 1964 — Палеоцен и эоцен (стр. 205). История геологического развития (стр.стр. 532, 536). Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. 1, Геологическое описание.
7. Салуквадзе Н. Ш., 1965 — О возрасте горизонта *Lyrolepis caucasica* Rom. и смежных с ним фораминиферовых мергелей центральной Абхазии. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. IV, в. 2.
8. Салуквадзе Н. Ш., 1966 — К стратиграфии среднеэоценовых отложений центральной Абхазии. Сообщ. АН СССР, т. XII, в. 1.
9. Субботина Н. Н., 1953 — Глобигерииды, ханткениды и глобороталииды. Тр. ВНИГНИ, нов. сер. в. 76.
10. Швецов М. С., 1932 — Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, БМОИП, т. X, № 2.
11. Эпиташвили В. Д., 1964 — О лиролеписовом горизонте южного крыла Лечхумской синклинали. Вопр. геол. Грузии. Инст. геол. АН СССР.

Кафедра геологии и палеонтологии

(Поступило в редакцию 5.VII.1966 г.)

ა. ჩიქოვანი

სამხრული აფხაზეთის ზედა ეოცენის შესახებ

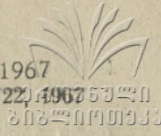
რ ე ზ ი უ მ ე

სამხრული აფხაზეთის პალეოგენის ზედა ნაწილის დეტალური კრილების ანალიზის შედეგად, მიკროფორამინიფერების მდიდარი ფაუნის საფუძველზე, დადგენილია ოთხივე ბიოზონის არსებობა, რომლებსაც ჩვეულებრივ ზედა ეოცენს აკუთვნებენ.

„ლიროლეპისიანი მერგელების“ ტრანსგრესიული და უთანხმო განლაგების გათვალისწინებით, ავტორს მიზანშეწონილად მიაჩნია მის ქვეშ მდებარე ზონა შუა ეოცენს მივაკუთვნოთ და ზედა ეოცენი ამ ზონით დავიწყოთ. ლიროლეპისიანი ჰორიზონტი, რომელიც საქართველოს ბელტზე ზედა ეოცენის ქვედა ნაწილად უნდა მივიჩნიოთ, ხასიათდება შემდეგი ნიშნებით: 1) ლითოლოგიური ბუნების მიხედვით ეს „ფილაქნებრივი“ მერგელებია, სუსტად ალევრიტიანი, თაფლისფერი, მომწვანო-ყვითელი, ან ბაცი მოყავისფრო; 2) განლაგებულია ტრანსგრესიულად ეოცენზე და უფრო ძველ ნალექებზე, ზოგჯერ სენონურზეც და ბაზალური წარმონაქმნებით იწყება; 3) გარდა ხსენებული თევზის ნაშთებისა, უხვად შეიცავს „პლანქტონური ფორამინიფერების“ ზონის ნამარხებს.

უნდა აღინიშნოს, რომ თვით *Lyrolepis caucasica* Roman. სხვადასხვა დონეზე გვხვდება (სულ ცოტა — როგორც შუა, ისე ზედა ეოცენში), მაგრამ ჰორიზონტს მხოლოდ ხსენებული ნიშნებით დახასიათებულ შრეებში ქმნის.

ბუნებრივია, რომ ტრანსგრესიული განლაგება მხოლოდ საქართველოს ბელტთან დაკავშირებულ პოზიტიურ სტრუქტურებზე შეიმჩნევა. ზედა ეოცენური ნალექები ბელტის მოსაზღვრე ნაოჭა სისტემების კიდესთან მკაფიოდ რეგრესიულ ფსეფიტურ კომპლექსს აგებს. ეს გარემოება (ტრანსგრესიული განლაგება ბელტზე და რეგრესია გეოსინკლინში) უთუოდ ოროგენის ინვერსიის დასაწყისს უკავშირდება.



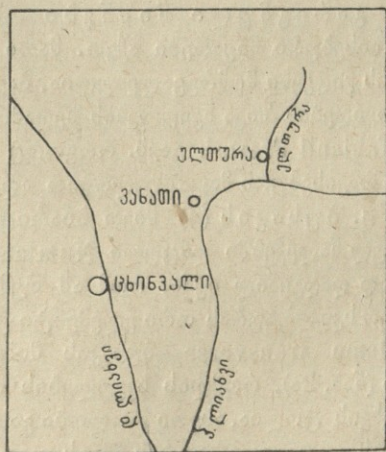
5. მკვლევარი

ოლიგოცენური ნამულები კატარა ლიხვის ხეობაში

ფაუნით დათარიღებული ოლიგოცენის გამოსავლები საქართველოში სულ რამდენიმე ადგილას არის ცნობილი. ერთი მათგანი ამ რამდენიმე წლის წინ გეოლოგების—ო. შირიაშვილის და ი. ვაშაკიძის მიერ იქნა დადგენილი მდ. პატარა ლიხვის ერთ-ერთი მარჯვენა შენაკადის, ელთურას, ხეობაში (ნახ. 1). მათვე გადმომცეს პალეონტოლოგიური მასალა, რომელიც, ჩემს მიერ შემდგომში იმავე ადგილებში დაგროვილ მდიდარ კოლექციასთან ერთად, საფუძვლად დაედო წინამდებარე წერილს.

მდინარე ელთურას ხეობაში განვითარებული ოლიგოცენური ნალექები განსაკუთრებულ ყურადღებას იმსახურებენ, რადგან ისინი მოლუსკური ფაუნის გარდა ნუმულიტებსაც შეიცავენ,

ეს უკანასკნელნი კი საქართველოს ოლიგოცენში ბოლო დრომდე ცნობილი არ იყვნენ. ხსენებულ ნალექებში დაცული მოლუსკური ფაუნა მეცნიერებათა კანდიდატის — ე. ყაზახაშვილის განსაზღვრით, შემდეგ ფორმებს შეიცავს: *Glycymeris obovatus* Lam., *Pecten arcuatus* Brocch., *Natica* cf. *elegans* Katsch., *Sigatica* cf. *hantonien-sis* Pilsch., *Cassidaria* aff. *buchi* Phil., *Athleta* cf. *suturalis* Nyst. *Glycymeris obovatus* Lam. რუპელური სართულისათვის დამახასიათებელი სახეა; *Natica elegans* Katsch. ახალციხის აუზის რუპელურშია ცნობილი. დასავლური ევროპის ლატორფულსა და რუპელურში გვხვდება *Cassidaria* aff. *buchi* Phil., ხოლო *Athleta* cf. *suturalis* Nyst.—რუპელურსა და ქატურში. ამრიგად, ამ ნალექების რუპელური ასაკი ეჭვს არ უნდა იწვევდეს.



ნახ. 1.

რაც შეეხება ნუმულიტებს, ისინი მრავალმხრივ არიან საყურადღებო. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ესაა საქართველოს ტერიტორიაზე ნაპოვნი პირველი ოლიგოცენური ნუმულიტები და უკვე ეს გარემოება ვასაგებს ხდის მათ-

რაც შეეხება ნუმულიტებს, ისინი მრავალმხრივ არიან საყურადღებო. როგორც უკვე აღვნიშნეთ, ესაა საქართველოს ტერიტორიაზე ნაპოვნი პირველი ოლიგოცენური ნუმულიტები და უკვე ეს გარემოება ვასაგებს ხდის მათ-

დამი განსაკუთრებულ ინტერესს. ამასთან, ისინი არანაკლებ საინტერესონი აღმოჩნდნენ პალეონტოლოგიური თვალსაზრისითაც. პირველ რიგში, აქ მრავალრიცხოვანი ინდივიდებით წარმოდგენილი ნუმულიტი, რომელიც ხმელთაშუა ზღვის პროვინციის ოლიგოცენისთვის დამახასიათებელი *Nummulites intermedius d'Arch.*-ის მონათესავე, ახალი, დღემდე უცნობი ფორმა აღმოჩნდა. ამ სახის მრავალრიცხოვანი ინდივიდების არსებობა კოლექციაში საშუალებას გვაძლევს ერთის მხრივ შევისწავლოთ მისი ონტოგენეტიური განვითარების სურათი, ხოლო მეორეს მხრივ, განვსაზღვროთ მისი ნათესაური კავშირები და დავაზუსტოთ უკანასკნელი ნუმულიტის—*N. intermedius d'Arch.*-ის უახლოეს წინაპართა ფილიაცია.

მოგვყავს მდ. ელთურას აუზის ოლიგოცენური ნუმულიტების აღწერა და მათი შესწავლის შედეგად მიღებული ზოგი დასკვნა.

ოჯახი Nummulitidae

გვარი *Nummulites* Lamarck, 1801

Nummulites kakhadzei sp. nov.

(ტაბ. I, სურ. 7—11)

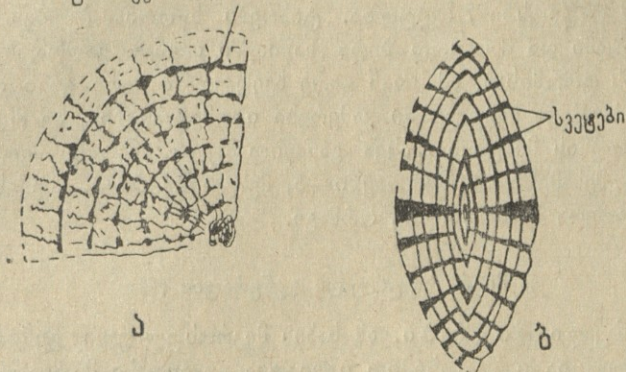
პოლოტიბი თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიისა და პალეონტოლოგიის კათედრაზე ინახება.

მეგასფერული ფორმა (A)

გარეგნული ნიშნები—ამ სახის მეგასფერულ ფორმებს პატარა, ლინზისებური ნიჟარები აქვთ. მათი დიამეტრი 4 მმ-მდეა, სისქე—1,5 მმ. ნიჟარის კიდეები მომრგვალებულია. პატარა ინდივიდების ზედაპირი და მოზრდილი ინდივიდების შიგა ხვეულების ზედაპირი მოკაზმულობით რამდენადმე *Nummulites fabianii* Prew.-ს გავს. როგორც ცნობილია, ეს უკანასკნელი ზედაპირის მეტად თავისებური მოკაზმულობით ადვილად გაირჩევა ყველა სხვა ნუმულიტისაგან. უ. ბუსაკის (4) მიერ ბიარიცის და ვიჩენცის (ჩრდილო იტალია) პრიზონულ ნალექებში დაცული *Nummulites fabianii*-ს დეტალური შესწავლის შედეგად დადგენილ იქნა, რომ ამ ნუმულიტის ზედაპირზე განვითარებულ ბადისებურ სკულპტურას ორი ელემენტი ქმნის: 1. ტრანსვერსული ფირფიტა (*la lame transverse*—ბუსაკის მიხედვით)—არათანაბარი სისქის სპირალური ხაზი (ნახ. 2ა), რომლის ხვეულების რიცხვი ეკვატორული ჭრილის ხვეულების რიცხვის ტოლია. ასეთი ტოლობა გასაგები გახდება, თუ გავითვალისწინებთ, რომ ტრანსვერსულ ფირფიტას ქმნის თეთრი ხორკლები, რომლებიც შიგა ხვეულების პერიფერიულ ნაწილებზე არსებული სვეტების დაბოლოებებს წარმოადგენენ (ნახ. 2 ბ). ხორკლები ერთიმეორესთან დაკავშირებულია წვრილი ხაზებით. ამიტომაც, რომ ტრანსვერსული ფირფიტა არათანაბარი სისქისაა. ამასთან, რაც უფრო პატარაა ინდივიდი, მით უფრო მჭიდროდაა ხორკლები განლაგებული (ტაბ. I, სურ. 1). მოზრდილ ინდივიდებზე ხორკლები ერთიმეორისაგან დაცილებულია და უფრო მკაფიოდ ჩნდება მათ შორის არსებული ხაზები (ტაბ. I, სურ. 2). 2. რადიალური ტიხრის ხაზები, იმგვარი, როგორიც საერთოდ უხორკლო ნუმულიტების უმრავლესობას ახასიათებს. ტრანსვერსული

ფირფიტისა და რადიალური ტიხრის ხაზების გადაკვეთა *N. fabianii*-ს პირზე წარმოქმნის თავისებურ ბადეს, რომელიც ტრაპეციის ფორმის უჯრედებისაგან შედგება. ხორკლები თითქმის ყოველთვის ტიხრის ხაზებისა და ტრანსვერსული ფირფიტის გადაკვეთის ადგილებთან არის დაკავშირებული, თუმცა იშვიათად სხვა ადგილებშიც გვხვდება. ამგვარად *N. fabianii*-ს ზედა-

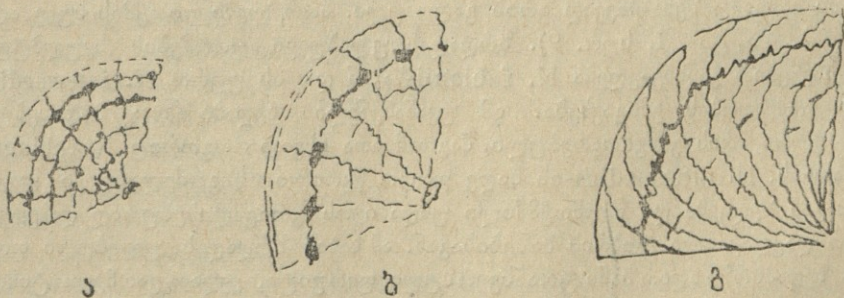
ტრანსვერსული ფირფიტა



ნახ. 2.

პირზე იქმნება თავისებური სკულპტურა, რაც ადვილად გამოსაცნობს ხდის ამ ნუმილიტს.

ცენტრალური თეთრი ხორკლიდან გამომავალი რადიალური ტიხრის ხაზები ჩემს ნიმუშებზეც კარგად ჩანს. თუმცა თეთრი ხორკლი მათ ბევრად უფრო პატარა აქვთ (ტაბ. I, სურ. 7), ვიდრე ამავე ზომის *N. fabianii*-ს. რაც შეეხება ტრანსვერსულ ფირფიტას, ის ახალგაზრდა ინდივიდების ზედაპირზე ჯერ კიდევ შეიმჩნევა, მაგრამ მათ ხორკლები გაცილებით უფრო ცოტა და უფრო პატარა ზომის აქვთ (ნახ. 3 ა), ვიდრე ასეთივე ღიაშებრის *N. fabianii*-ს.



ნახ. 3.

ნუმილიტის ზრდასთან ერთად ტრანსვერსული ფირფიტა თანდათან ქრება. მოზრდილ ინდივიდებში ის მხოლოდ ნიჟარის პერიფერიულ ნაწილზეა არის განვითარებული და, სათანადოდ, ტრაპეციის ფორმის უჯრედებიც, ისევე, როგორც იშვიათი წვრილი ხორკლები, მხოლოდ პერიფერიაზე აღინიშნება (ნახ. 3 ბ და ტაბ. I, სურ. 8). კიდევ უფრო მოზრდილ ფორმებში რადიალუ-

რი ტიხრის ხაზები შესამჩნევადაა გაღუნული (სურ. 3 გ). საყურადღებოა, რომ ამგვარივე მოკაზმულობა აქვს *Nummulites intermedius*-ის ახალგაზრდა ინდივიდებსაც (J. Boussac, 4). ასეთი აღმოჩნდა ერევნის აუზის ოლიგოცენურ ნალექებში დაცული *N. intermedius*-ის ახალგაზრდა (დიამეტრი 1,5 მმ) ინდივიდების მოკაზმულობაც¹.

ეკვატორული ჭრილი. სპირალური ფირფიტა სქელია, თითქმის ხვეულების სიმაღლის ტოლი. ხვეულების სიმაღლე პერიფერიისაკენ ოდნავ იმატებს. 2 მმ რადიუსზე 7 ხვეულია. ტიხრები სწორია, პერპენდიკულარული წინა ხვეულისადმი და მხოლოდ ზედა ნაწილში ოდნავ გაღუნული. კამერები სწორკუთხედის ფორმისაა, ამასთან გარე ხვეულებში მათი განი ოდნავ აღემატება სიმაღლეს. შიგა ხვეულებში კამერები იზომეტრულია, ან ოდნავ მაღალი. ტიხრები ხვეულების მიხედვით ასეა განაწილებული: მეორე ხვეულის 1/4-ში 2—3 ტიხარია, მესამეში—4, მეოთხეში—5, მეხუთეში 5—6, მეექვსეში—6. ემბრიონალური კამერა მოზრდილია, ორმაგი.

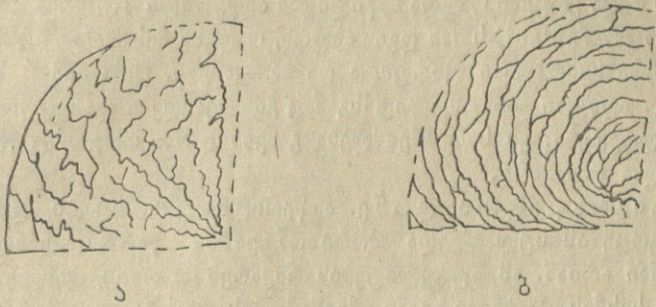
მიკროსფერული გენერაცია (B)

გარეგნული ნიშნები. ამ სახის მიკროსფერული გენერაციის ნიჟარები ჩემს კოლექციაში შედარებით იშვიათია. უდიდესი მათგანის დიამეტრი 11 მმ-ს აღწევს, ხოლო სისქე 2—2,5 მმ-ია. საერთოდ ჭარბობს ფორმები, რომელთა დიამეტრი 6—7 მმ-ს უდრის. ყველაზე დიდი ინდივიდების ნიჟარები არაწესიერი ფორმისაა. ზედაპირის მოკაზმულობის ცვლა ასაკის მიხედვით აქ კიდევ უფრო მკაფიოდ ჩანს. ახალგაზრდა ინდივიდების ზედაპირისა და მოზრდილი ინდივიდების შიგა ხვეულების მოკაზმულობა სავსებით ისეთივეა, როგორც ზრდადასრულებული მეგასფერული ფორმების (ნახ. 3 ა და ტაბ. I, სურ. 8). აქაც აღინიშნება ტრანსვერსული ფირფიტის ნაშთი ნიჟარის პერიფერიაზე და სათანადოდ, ტრაპეციის ფორმის უჯრედებიც. უფრო მოზრდილი ფორმების ზედაპირზე ტრანსვერსული ფირფიტა აღარ ჩანს. ის თითქმის დაწყვეტილია და მისი ფრაგმენტები რადიალური ტიხრის ხაზებზეა შერჩენილი. ტიხრის ხაზებიც შესამჩნევად არის გაღუნული. ხორაკლები თითქმის სულ აღარ ჩანს (ნახ. 4 ა, ტაბ. I, სურ. 9). ზრდადასრულებული ფორმების სკულპტურა უკვე სავსებით განსხვავდება *N. fabianii*-საგან და ის უფრო *N. intermedius*-ის მოკაზმულობას ემსგავსება. ამ უკანასკნელის ზედაპირზეც ბადისებური სკულპტურა არის განვითარებული, მაგრამ არა ისეთი როგორც *N. fabianii*-ს ახასიათებს. *N. intermedius*-ის ბადე უფრო წვრილი, წაგრძელებული უჯრედებისაგან შედგება და წარმოქმნილი უნდა იყოს გრივალისებურად დახვეული ძლიერ დაკლაკნილი ტიხრის ხაზებისაგან. ამ სახის ზრდადასრულებული ფორმების ზედაპირზე აღარ ჩანს ტრანსვერსული ფირფიტა, ვეღარ ვარჩევთ ტიხრის ხაზებს და რაც მთავარია, *N. intermedius*-ს, *N. fabianii*-საგან განსხვავებით, სულ არა აქვს ხორაკლები (ტაბ. I, სურ. 6).

ჩემ მიერ შესწავლილი მოზრდილი ფორმების ზედაპირზეც ტრანსვერსუ-

¹ ერევნის აუზის ზედაოცენური და ოლიგოცენური ნუბულიტების სათანადო კოლექცია სომხეთის მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის მეცნიერმა თანამშრომელმა ს. გრიგორიანმა გადმოამცა.

ლი ფირფიტა და ხორკლები აღარ ჩანს. სამაგიეროდ კარგად გაირჩევა ტარის ხაზები, რომლებიც გრივალისებურად არიან დახვეული და ამასთან დაკლაკნილი. იქნება ბადე, რომელიც აღარაფრით არა ჰგავს *N. fabianii*-ს ბადეს. ის უფრო *N. intermedius*-ის ბადეს მოგვაგონებს, მაგრამ ტიპური *N. intermedius*-ის ბადე ეს ჯერ კიდევ არ არის. შთაბეჭდილება ისეთია, რომ

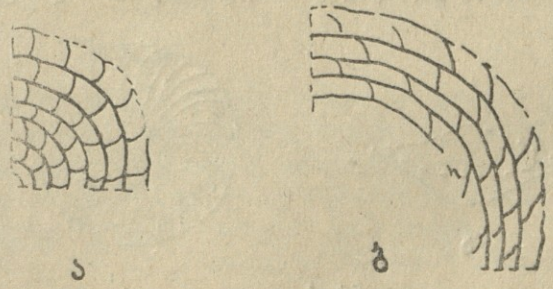


ნახ. 4.

ამ სახის ტიხრის ხაზები, უფრო მეტად დაკლაკნილი სწორედ *N. intermedius*-ისთვის დამახასიათებელ სკულპტურას წარმოქმნიდნენ. სწორედ ამიტომ მიგვაჩნია, რომ *N. intermedius*-ის სკულპტურა ძლიერ დაკლაკნილი და გრივალისებურად დახვეული ტიხრის ხაზებით უნდა იყოს წარმოქმნილი.

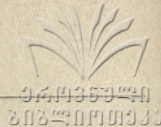
ეკვატორული ჭრილი. ონტოგენეტური განვითარების ასეთივე სურათი ჩანს ეკვატორულ ჭრილზეც. საწყისი ხვეულები ისეთივეა, როგორც მეგასფერულ ფორმებში (ნახ. 5 ა) და *N. fabianii*-ს ეკვატორულ ჭრილს მოგვაგონებს. მომდევნო ხვეულები შედარებით დაბალია, სპირალური ფირფიტა მჭიდროდ დახვეული. ტიხრები უფრო მეტადაა დახრილი და გაღუნული ისე, რომ კამერები ნიჟარის პერიფერიულ ნაწილში სწორკუთხედის ფორმის აღარ არის (ნახ. 5 ბ). ამასთან კამერების განი შესამჩნევად აღემატება მათ სიმაღლეს.

ასეთი ფორმის კამერები *N. intermedius*-ს ახასიათებს. ტიხრები გარე ხვეულებში არათანაბრად არის განაწილებული. ამიტომ კამერებიც სხვადასხვანაირი ფორმისაა. მესამე ხვეულის 1/4-ში 3 ტიხარია, მეოთხეში—3—4, მეხუთეში—5, მეექვსეში—5—6, მეშვიდეში—7.



ნახ. 5.

შედარება. როგორც დაინახეთ, აღწერილი ფორმები ზედაპირის მოკაზმულობით და ეკვატორული ჭრილით ახალგაზრდა სტადიაში რამდენადმე *Nummulites fabianii* Prev.-ს გვანან. მაგრამ ეს მსგავსება სრული არ არის, რადგან თვით ახალგაზრდა სტადიაშიც კი ჩემს ნიმუშებს ხორკლები თითქმის არ ემჩნევათ. ტრანსვერსული ფირფიტაც მათ მხოლოდ ნაწილობრივ აქვთ



განვითარებული. ზრდადასრულებული ფორმები კი მოკაზმულობით სრულად განსხვავდებიან *N. fabianii*-საგან ტრანსვერსული ფირფიტისა და ხორკლების სრული გაქრობით და უფრო *N. intermedius*-ს ჰგვანან. თუ *N. fabianii*-ს, *N. intermedius*-ს და აღწერილი სახის ზრდადასრულებულ ინდივიდებს შევადარებთ ერთიმეორეს, ცხადი გახდება, რომ ეს ახალი ფორმა ხსენებულ ორ ნუმულიტს შორის გარდამავალი ფორმაა. ს. გრიგორიანის (2) მიერ ერევნის აუზის ზედა ეოცენის ზედა ნაწილიდან აღწერილი *Nummulites fabianii retiatus* უფრო *N. fabianii*-სთან დგას ახლოს, რადგან მის ზედაპირზე ბოლომდე გაიჩევა ტრანსვერსული ფირფიტა და ხორკლები. ჩემი ნიმუშები ს. გრიგორიანის მიერ აღწერილი ნუმულიტისგანაც განსხვავდება და უფრო *N. intermedius*-ს უახლოვდება. ეს სახე შეიძლება განვიხილოთ როგორც *N. intermedius*-ის უშუალო წინაპარი.

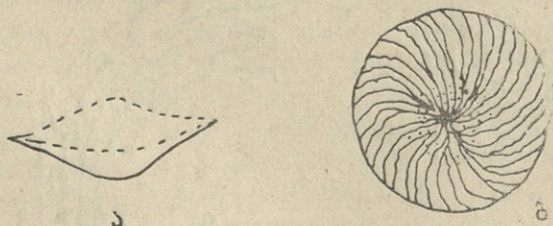
სტრატოგრაფიული დონე. აღწერილი ნუმულიტები მდ. ელთურას ხეობაში ოლიგოცენის სულ ქვედა ჰორიზონტებშია წარმოდგენილი, სადაც ისინი ქანშაშენი არიან. ამ ნუმულიტების ნიჟარებით არის შედგენილი რამდენიმე მეტრი სისქის ნუმულიტური ქვიშაქვების დასტა, რომლებიც ზევით თანდათანობით გადადიან კარბონატულ ქვიშაქვებში, რომლებშიც *Glycymeris obovatus* Lam., *Athleta* cf. *suturalis* Nyst. და სხვა ოლიგოცენური მოლუსკებია დაცული.

Nummulites aff. *garnieri* de la Harpe

(ტაბ. I., სურ. 12, 13, 14)

ეს სახე ჩემს კოლექციაში შედარებით ცოტაა და მხოლოდ მეგასფერული გენერაციით არის წარმოდგენილი.

გარეგნული ნიშნები. ეს არის სქელი ლინზის ფორმის ნუმულიტი გაბრტყელებული კიდეებით (ნახ. ნა). მისი დიამეტრი 3—5 მმ-ია, სისქე 1,5—2 მმ. ნიჟარის ზედაპირი დაფარულია მრავალრიცხოვანი ნაზი რადიალური ტიხრის ხაზებით, რომლებიც ოდნავ გაღუნულია. ნიჟარის ცენტრში ძალიან წვრილი, ნაზი, ოდნავ შესამჩნევი ხორკლებია განვითარებული. ეს უკანასკნელი თითქმის ყოველთვის ნიჟარის ცენტრალურ



ნახ. 6.

ნაწილში არიან თავმოყრილი, პერიფერიულ ნაწილში ხორკლები არ ჩანს.

ეკვატორული ჭრილი. სპირალური ფირფიტა საწყის ხვეულებში თხელია, შემდეგ მისი სისქე თანდათან, ოდნავ შესამჩნევად მატულობს. 2,5 მმ რადიუსზე 7 ხეცულია. ტიხრები სწორია, პერპენდიკულარული წინა ხვეულისადმი. ისინი ოდნავ გაღუნულია ზედა ნაწილში, ტიხრები მიჯრილია და თანაბრად განაწილებული ხვეულებში. კამერები მაღალია, სწორკუთხედის ფორმის. მათი სიმაღლე ორჯერ აღემატება განს. ტიხრები ასეა განაწილებული ხვეულებ-

ში: მესამე ხვეულის 1/4-ში 7 ტიხარია, მეოთხეში—9, მეხუთეში—10, მეექვსეში—12, მეშვიდეში—13. ემბრიონალური კამერა პატარაა.

შედარება. აღწერილი ფორმა ყველა ნიშნით *N. garnieri*-ს გავს, განსაკუთრებით კი ეკვატორული ჭრილით და ტიხრის ხაზებით. ტიპისაგან რამდენადმე განსხვავდება ხორკლების სიმცირით. *N. garnieri*-ს ზედაპირზე თითქმის ყოველთვის მრავალრიცხოვანი ხორკლებია განვითარებული, მაგრამ ყველა ინდივიდზე გრანულაცია ყოველთვის ერთნაირად ინტენსიური არ არის. ზოგი მათგანის ზედაპირი თითქმის მთლიანად არის დაფარული შედარებით მსხვილი ხორკლებით, ზოგს კი მხოლოდ ნიჟარის ცენტრში აქვს წვრილი ხორკლები. სკულპტურის ასეთი ცვლა კარგად ჩანს ე. ბელმუსტაკოვის მიერ (1) ბულგარეთის პრიაბონულიდან აღწერილ *N. garnieri*-ს მრავალრიცხოვან ეგზემპლარებზე (E. Белмустаров, табл. V, фиг. 3—15). საყურადღებოა, რომ ა. რიაბინინმა (3) დონეცის აუზის ჩრდილო პერიფერიის ოლიგოცენური ნალექებიდან (ხარკოვული სართული) აღწერა *Nummulites domgeri*, რომელიც ავტორს *N. garnieri*-ს ოლიგოცენურ მუტაციად მიაჩნია. ა. რიაბინინის მიხედვით, *N. domgeri* *N. garnieri*-საგან მრავალრიცხოვანი ხორკლებით განსხვავდება. როგორც ზემოთაც აღვნიშნეთ, თვით ტიპური *N. garnieri*-ს ცალკეულ ინდივიდებშიც გრანულაცია ერთნაირი არ არის. ამიტომ გამორიცხული არ არის რომ ა. რიაბინინის მიერ აღწერილი ნუმულიტი *N. garnieri* იყოს და არა ახალი სახე.

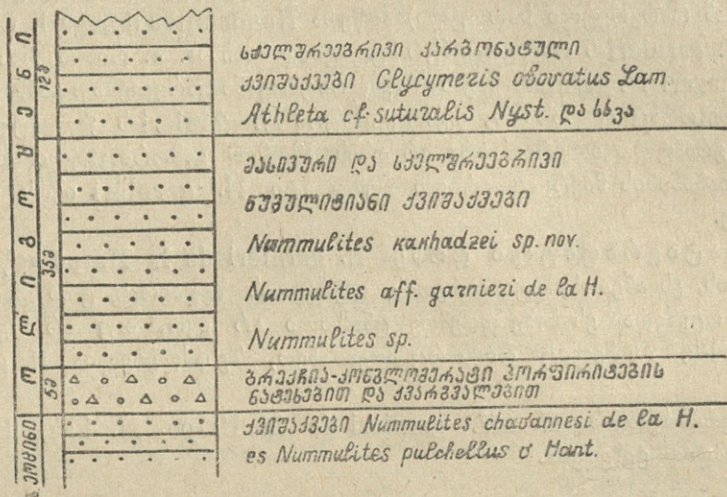
სტრატეგრაფიული დონე—*N. garnieri de la Harpe* აღწერილია საფრანგეთის, ესპანეთის, ბულგარეთის, თურქეთის ზედაეოცენური ნალექებიდან. ოლიგოცენიდან ეს სახე დღემდე ცნობილი არ იყო, თუ არ ჩავთვლით *N. domgeri*-ს, რომელიც როგორც აღვნიშნეთ, შესაძლებელია, *N. garnieri* იყოს.

ელთურას ხეობაში *N. aff. garnieri de la Harpe N. kakhadzei sp. nov.*-ს გვერდით გვხვდება.

დასკვნები

1. აღწერილი ნუმულიტები შემცველი შრეების ასაკის შესახებ ვერაფერს გვეტყვიან, რადგან ერთი ახალი სახეა, ხოლო მეორე, თუმცა ზედა ეოცენურ *N. garnieri*-ს გავს, ტიპისაგან მაინც რამდენადმე დაცილებულია. ამრიგად, თვით ამ ნუმულიტების ზუსტი სტრატეგრაფიული დონე არის გასარკვევი. ამ მხრივ საინტერესოა ნუმულიტების შემცველი შრეების დამოკიდებულება მოსაზღვრე ნალექებთან. თ. შირიაშვილის და ი. ვაშაკიძის მონაცემებით და ჩვენი დაკვირვებითაც, მდ. ელთურის ხეობის მარჯვენა ფერდზე გაშიშვლებული მასივური და სქელშრეებრივი ნუმულიტიანი ქვიშაქვები, რომლებშიც შემოაღწერილი ნუმულიტებია დაგროვილი, ბრეჟჩია-კონგლომერატის 5—6 მ სისქის შრით არიან გამოყოფილნი ზედაეოცენური ქვიშაქვებისაგან (ნახ. 7). ეს უკანასკნელიც მდიდარი არის ნუმულიტებით, მაგრამ ჩვენს მიერ აღწერილი არცერთი სახე და არც მათი მონათესავე რომელიმე ფორმა აქ არ გვხვდება. მათში ყველაზე ხშირია ზედაეოცენური *N. chavannesi de la Harpe* და *N. pulchellus v. Hant.* ბრეჟჩია-კონგლომერატის მასალის უდიდეს ნაწილს პორფირიტების საკმაოდ მოზრდილი ნატეხები შეადგენს. ამავე მასალის სხვა-

დასვა ზომის (3—4 სმ, ზოგჯერ 10 სმ-ც) ქვარგვალები ზევით მდებარე სქელ-
შრებბრივი ქვიშაქვების წყებაშიც ბევრია. ნუშლიტიანი ქვიშაქვების სისქე
30—35 მ-ია. მათ ზევით აგრძელებენ ისეთივე მასივური და სქელშრებბრივი
ქვიშაქვები, რომლებიც ნუშლიტებს აღარ შეიცავენ. სამაგიეროდ ხშირია
სხვადასხვა ზომის ლინზები სქელნაქარიანი მოლუსკების მრავალრიცხოვანი
ნაშთებით. პორფირიტების ცალკეული ქვარგვალები და კონგლომერატის ლინ-
ზები აქაც ხშირია. მოლუსკებს შორის ბევრია რუპელური სართულისათვის
დამახასიათებელი ორსაგდულიანი—*Glycymeris obovatus* Lam. ზევით ისინი
თანდათან იცვლება თხელშრებბრივი, მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი
ქვიშაქვებით, რომლებიც ფიქლებრივ თიხებთან მორიგეობენ. ამრიგად, არა-
ვითარი საფუძველი არა გვაქვს, რომ ბრექჩია-კონგლომერატების ზევით მდებარე
ნუშლიტიანი ქვიშაქვები ზედაოცენურ ქვიშაქვებს დაუუკავშიროთ. თითქოს



ნახ. 7.

ეჭვს არ უნდა იწვევდეს რომ ბრექჩია-კონგლომერატები და მათ ზევით გან-
ლაგებული მასივური და სქელშრებბრივი ქვიშაქვები ერთიან წყებას წარმოად-
გენს და მოლუსკური ფაუნით ოლიგოცენურად თარიღდება. აღწერილი ნუშ-
ლიტების სტრატოგრაფიული დონეც, სათანადოდ, ქვედა ოლიგოცენი უნდა
იყოს, რადგან ისინი წყების სულ ქვედა ნაწილს უკავშირდებიან.

2. ასეთ დასკვნას სავსებით ეთანხმება აღწერილი სახის—*Nummulites*
kakhadzei sp. nov. სისტემატიკური ადგილიც. როგორც აღწერიდან დაინა-
ხეთ, ეს სახე ზედაოცენურ *N. fabianii*-სა და ოლიგოცენურ *N. intermedius*-ს
შორის გარდამავალი ფორმაა. ამასთან ის უფრო ახლოს დგას *N. intermedius*-
თან და მისი უშუალო წინაპარი უნდა იყოს. მეორეს მხრივ, მისი ონტოგენე-
ტური განვითარების შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ეს სახე *N. fabianii*-სგან უნდა
იყოს განვითარებული. მაგრამ *N. kakhadzei* sp. nov. უშუალოდ არ უკავ-
შირდება *N. fabianii*-ს. მათ შუა უნდა იყოს *Nummulites retiatatus* Rov.,
რომელიც 1959 წელს ვ. როვედამ აბრუცის (იტალია) ზედა ეოცენიდან
აღწერა. უფრო გვიან ს. გრიგორიანმა (2) ეს სახე ერვენის აუზის ზედა

ეოცენის ზედა ნაწილში იბოვა და მას *Nummulites fabianii retiatus* უწოდა. ს. გრიგორიანს ის *N. fabianii*-ს სახესხვაობად მიაჩნია, რაც ჩვენი აზრით სწორი არ არის. *N. fabianii retiatus*, მართალია, ეკვატორული ჭრილითა და მოკაზმულობითაც *N. fabianii*-ს ემსგავსება, მაგრამ ამ უკანასკნელისთვის დამახასიათებელი მსხვილი ხორკლები *N. fabianii retiatus*-ს არა აქვს. მას ხორკლები გაცილებით უფრო ცოტა და წვრილი აქვს და ბადეც უფრო ნაზი, ვიდრე *N. fabianii*-ს. ამასთან *N. fabianii retiatus* უფრო ახალგაზრდა შრეებში გვხვდება და ამიტომ ის ან *N. fabianii*-ს მუტაციად უნდა მივიჩნიოთ, ან ახალ სახედ. ამ ორ სახეს შორის არსებული განსხვავება, ვფიქრობთ, საკმაო საფუძველს გვაძლევს, რომ ეს ახალი ფორმა დამოუკიდებელ სახედ ჩავთვალოთ და, ცხადია, მის ჰოლოტიპად ვ. როვედას მიერ აღწერილი სახე—*Nummulites retiatus* Rov. უნდა იქნას მიჩნეული.

თუ ყოველივე ზემოთქმულს გავითვალისწინებთ, ზედაეოცენ-ოლიგოცენისთვის დამახასიათებელი ნუმულიტების ამ საინტერესო ჯგუფის ფლიაცია ასე წარმოგვიდგება:

Nummulites fabianii Prev. (ზედა ეოცენი) → *Nummulites retiatus* Rov. (ზედა ეოცენის ზედა ნაწილი) → *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი) → *Nummulites intermedius* d'Arch. (ოლიგოცენი).

ცხადია, აქ მოყვანილი სქემა მომავალში შემოწმებული უნდა იქნას სხვა რეგიონებშიც იმ ჭრილების მიხედვით, სადაც შემოხსენებული სახეებია გავრცელებული. თუკი ეს სქემა ამ მხრივაც გამართლებული იქნება, მაშინ შესაძლოა, ამ ნუმულიტების მიხედვით ზედა ეოცენსა და ოლიგოცენში სათანადო ნუმულიტური ზონები იქნას გამოყოფილი.

ლიტერატურა

1. Белмуस्ताков, Е.,—Крупные фораминиферы, Фосилите на България, VI Палеоген, 1959.
2. Григорьян, С.,—Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении, ДАН Арм. ССР, т. XXXII, 1961.
3. Рябинин, А.,—Нуммулиты Крыма, Донецкого бассейна и некоторых других местностей СССР, Фораминиферы трет. отл. СССР, вып. 2, 1939.
4. Boussac J.—Sur la formation du reseau des Nummulites reticulées Bull. S. G. F., (4), VI, 1906.

გეოლოგიის და პალეონტოლოგიის
კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 29. IX. 66)

ნ. მრეველიშვილი

ОЛИГОЦЕНОВЫЕ НУММУЛИТЫ БАСЕЙНА МАЛОЙ ЛИАХВИ

Резюме

Олигоценовые отложения, охарактеризованные фауной, на территории Грузии известны лишь в нескольких местах. Несколько лет тому назад геологи О. Шириашвили и И. Вашакидзе обнаружили новые

выходы олигоценовых отложений, богатых фауной, в бассейне р. Элтура, одного из правых притоков р. Малой Лиахви. Переданный ими палеонтологический материал, вместе с собранной мною богатой коллекцией, послужил основой предлагаемой работы.

Олигоценовые отложения бассейна р. Элтура заслуживают особого внимания, т. к. в них, наряду с моллюсками, представлены также и нуммулиты, которые до сих пор не были известны в олигоцене Грузии. Среди моллюсков кандидатом геолого-минералогических наук Ж. К а з а х а ш в и л и были определены формы, датирующие вмещающие породы рупельским ярусом. Что же касается нуммулитов, то они интересны не только как первые олигоценовые нуммулиты Грузии, но и с палеонтологической точки зрения. Наиболее интересным является представленный в этих отложениях многочисленными экземплярами новый вид, который оказался родственной формой олигоценового нуммулита *Nummulites intermedius* d'Arch. Изучение многочисленных индивидов этого вида позволило, с одной стороны, проследить картину его онтогенетического развития, и с другой—уточнить филогенетическую схему сетчатых нуммулитов. Новый вид назван нами *Nummulites kakhadzei* в память покойного профессора И. Р. Кахадзе. Наряду с ним представлен *Nummulites aff. garnieri* de la Harpe, отличающийся от типичного *N. garnieri* более слабой грануляцией.

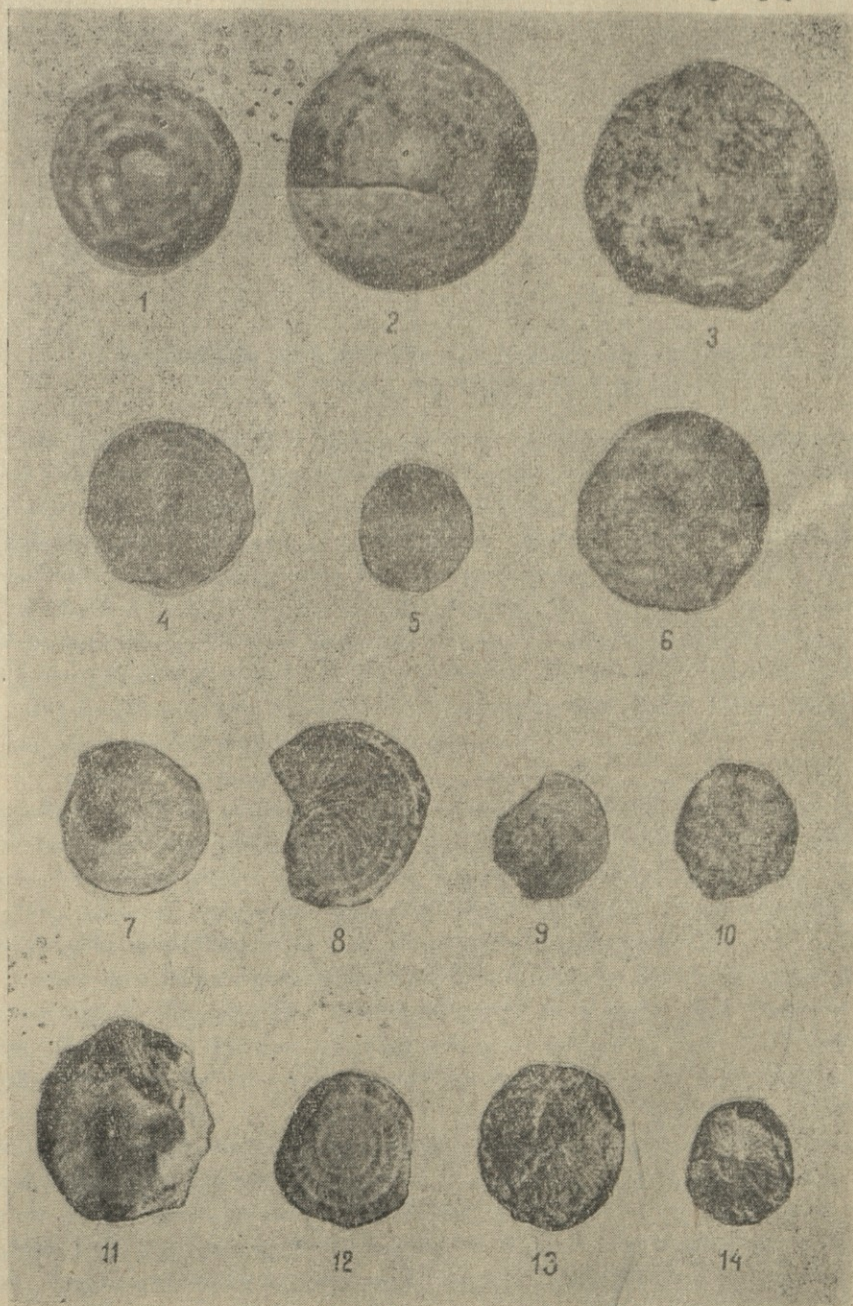
На основании изучения онтогенетического развития *Nummulites kakhadzei* sp. nov., а также анализа литературных данных о сетчатых нуммулитах, предлагается следующая схема филиации этой интересной группы верхнепалеогеновых нуммулитов:

Nummulites fabianii Prev. (верхний эоцен).→*Nummulites retiatus* Rov.→(верхи верхнего эоцена)→*Nummulites kakhadzei* sp. nov. (низы олигоцена)→*Nummulites intermedius* d'Arch. (олигоцен).

Однако предлагаемая схема несомненно должна быть проверена по соответствующим разрезам других регионов. Если после такой проверки схема окажется приемлемой, по названным видам, по нашему мнению, можно будет выделить нуммулитовые зоны в верхнем эоцене и олигоцене.

ტაბულა I.

1. *Nummulites fabianii* Prev. (A). $\times 10$. ერევნის აუზი. ზედა ეოცენი.
2. *Nummulites fabianii* Prev. (B). $\times 10$. ერევნის აუზი. ზედა ეოცენი.
3. *Nummulites fabianii* Prev. (B). $\times 5$. ერევნის აუზი. ზედა ეოცენი.
4. *Nummulites retiatius* Rov. (B). $\times 5$. ერევნის აუზი. ზედა ეოცენის ზედა ნაწილი.
5. *Nummulites intermedius* d'Arch. (A). $\times 5$. ერევნის აუზი. ოლიგოცენი.
6. *Nummulites intermedius* d'Arch. (B). $\times 3$. ერევნის აუზი. ოლიგოცენი.
7. *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (A). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
8. *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (A). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზის ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
9. *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (B). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
10. *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (B). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
11. *Nummulites kakhadzei* sp. nov. (B). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
12. *Nummulites aff. garnieri* de la Harpe (A). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
13. *Nummulites aff. garnieri* de la Harpe (A). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.
14. *Nummulites aff. garnieri* de la Harpe. (A). $\times 5$. პატარა ლიახვის აუზი. ოლიგოცენის ქვედა ნაწილი.





3. ალფაიძე

**თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარება
ალჩაგილურსა და უმდგომარეობა დროში**

თბილისის მიდამოების გეოლოგიისა და გეომორფოლოგიის შესახებ არსებულ ლიტერატურაში შედარებით ცოტაა ისეთი შრომები, რომ აღნიშნული ტერიტორიის რელიეფის განვითარების უკანასკნელ ეტაპებს ეხებოდეს. ამ მხრივ აღსანიშნავია ა. ჯანელიძის რამდენიმე წერილი (7, 8, 9, 13) თბილისის მიდამოების პიდროგრაფიული ქსელისა და რელიეფის განვითარების შესახებ; ვ. პახომოვის შრომები (24, 25), რომლებშიც გეოლოგიური აგებულების გარდა რაიონის გეომორფოლოგია და რელიეფის განვითარების ისტორიაც არის მოკლედ განხილული და დ. წერეთლის შრომა (5), რომელშიც თბილისის მიდამოების სამხრული ნაწილის მეოთხეული ნალექების აღწერა და რელიეფის განვითარების ისტორია არის მოცემული.

თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარების ისტორიის აღჩაგილურ-მეოთხეული ეტაპი საინტერესო არის იმით, რომ ამ პერიოდში ნათლად ჩანს რაიონის გეოლოგიური აგებულების, ტექტონიკური მოძრაობების და ეგზოგენური მორფოგენეტიური ფაქტორების გავლენა რელიეფის ფორმების განვითარებაზე. ამასთან, უძველესი დათარიღებული რელიეფი, რომელიც თბილისის მიდამოებში აღინიშნება სწორედ აღჩაგილური ასაკისა არის.

თბილისის მიდამოების უდიდესი ნაწილი თრიალეთის ქედის აღმოსავლურ დაბოლოებაზე მდებარეობს. რაიონს ჩრდილოეთით ესაზღვრება სხალტისა და საჯურამო-იალნოს ქედები, აღმოსავლეთით — სამგორის ველი, სამხრეთით — ქვემო ქართლის ბარის ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილი მარნეულის ვაკისა და ყარაიას ველის სახით. პ. გამყრელიძის (18, 19) მიერ მოცემული საქართველოს ტექტონიკური აგებულების სქემების მიხედვით თბილისის მიდამოების უდიდესი ნაწილი მდებარეობს აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის სამხრული ზონის დაბოლოებაზე. რაიონს ჩრდილოეთით და აღმოსავლეთით ესაზღვრება საქართველოს ბელტის მოლასური ზონა, ხოლო სამხრეთით იგი გადადის ართვინ-ბოლნისის ბელტის აღმოსავლურ ნაწილში. ა. ჯავახიშვილის (20) საქართველოს გეომორფოლოგიური სქემის მიხედვით თბილისის მიდამოები თავსდება სამხრული საქართველოს მთიანეთის ზონის თრიალეთის ქედის რაიონის აღმოსავლურ ნაწილში და საქართველოს მთათაშუა ბარის ზონის ქვემო ქართლის რაიონის ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში. ამგვარი გეო-



ტექტონიკური და გეომორფოლოგიური მდებარეობის გამო თბილისის მიდამოების რელიეფი საკმაოდ მრავალფეროვანია.

როგორც აღვნიშნეთ, რაიონის უდიდესი ნაწილი მდებარეობს თრიალეთის ქედის აღმოსავლურ დაბოლოებაზე, რომელიც მდინარე მტკვრის თითქმის მერიდიანული მიმართულების გამკვეთი ხეობის საშუალებით მორფოლოგიურად ორ ასიმეტრიულ ნაწილად არის გაყოფილი—მდინარე მტკვრის ხეობის მარჯვენა მხარე (რაიონის დასავლური ნაწილი) ხასიათდება საშუალო სიმაღლის შედარებით ღრმად დანაწევრებული მთაგორიანი რელიეფით, რომელშიც გამოიყოფა ხაზობრივად გავრცელებული თითქმის ერთიმეორის პარალელური განედური მიმართულების ქედები (არმაზის ან საწკებელა-სათოვლეს, ლისის, მამადავითის, თაბორის ან სეიდ-აბადის და თელეთის), რომლებიც აღმოსავლეთისაკენ თანდათან დაბლდება, მტკვრის მარჯვენა ნაპირამდე აღწევენ და ერთიმეორისაგან მტკვრის მარჯვენა შენაკადების (დიღმის-წყლის, ვერის, წავკისის-წყლის ან დაბახანის და ტაბახმელას) ხეობებით არიან გაყოფილი; მტკვრის ხეობის მარცხენა მხარე (რაიონის აღმოსავლური ნაწილი) ხასიათდება შედარებით დაბალი, ნაკლებად დანაწევრებული და ტერასებიანი რელიეფით, სადაც ხაზობრივად გავრცელებული ქედები აღარ გვხვდება, მაგრამ არის ცალკეული მაღლობები, რომელთაც მოსწორებული—ვაკე ზედაპირები აქვთ (ქაშვეთ-წილუბნის, მახათას, ყუენის, ძეძვის გორები). თბილისის მიდამოების რელიეფი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ თანდათან დაბლდება. ამავე მიმართულებით მტკვრის ხეობა თანდათან ფართოვდება და რაიონის სამხრულ ნაწილში მისი ორივე მხარე წარმოდგენილია შედარებით ფართო ვაკეებით, სადაც მხოლოდ ორი ამღლებული რაიონი გამოიყოფა—მარჯვენა მხარეზე იაღლუჯის ქედი, რომელიც ეროზიულად არის ვათიშული თელეთის ქედისაგან და სამხრეთით თანდათან გადადის მარნეულის ვაკეში; მარცხენა მხარეზე სამგორის მაღლობი და ჩათმა-ყაჯარ-დაღის სერი, რომელთაც მოსწორებული ზედაპირები აქვთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ თანდათან გადადიან ყარაიას ველში. სამგორის მაღლობი მდინარე ლოჭინის და მისი შენაკადების ხეობებით არის გაყოფილი ჩრდილო-დასავლეთით მდებარე ქაშვეთ-წილუბნის გორისაგან.

რელიეფის ამგვარი მრავალფეროვნება განსაზღვრავს თბილისის მიდამოების ჰავისა და ჰიდროგრაფიული ქსელის ხასიათს — რაიონის ჩრდილო და დასავლური ნაწილები ხასიათდება შედარებით მეტი ნალექიანობით და ჰიდროგრაფიული ქსელის სიხშირით, ხოლო აღმოსავლური და სამხრული ნაწილები მშრალი, ნახევრად უდაბნოსათვის დამახასიათებელი ჰავით და სუსტად განვითარებული ჰიდროგრაფიული ქსელით.

აღზავილური დროისათვის თბილისის მიდამოებში არსებული თრიალეთური სტრუქტურები (თელეთის, მამადავითის, ლისის, მცხეთის ანტიკლინები და იაღლუჯის, კრწანისის, საბურთალოს და ქვემო ავჭალის სინკლინები) უკვე ჩამოყალიბებული იყო და რაიონი აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემის აღმოსავლურ დაბოლოებას წარმოადგენდა. სტრუქტურების განვითარების შესწავლის საფუძველზე ირკვევა, რომ ისინი განვითარების მთელი ისტორიის მანძილზე დასავლეთისაკენ უფრო აზევებული და შენაოჭებული იყვნენ, ხოლო აღმოსავლეთისაკენ თანდათან დაძირვას და გაშლას განიცდიდნენ. ასე რომ, თბილისის მიდამოების ტექტონიკური აგებულების თანამედროვე სურათი მემკვიდრეობით



არის მიღებული, ამავე დროს, ირკვევა, რომ ის ზეწრული ნაოჭები, რომლებიც სისტემის დაბოლოების მეზობლად ბელტებზე არის განვითარებული, ძირითადად უკვე ჩამოყალიბებული იყო, რაც იქედანაც ჩანს, რომ გარე კახეთისა და უდაბნოს რაიონებში ალჩაგილური ნალექები კუთხური უთანხმოებით ეხება იქ წარმოდგენილი ნაოჭების (აზამბურის, არხაშენის, უდაბნოს ანტიკლინების) უფრო ძველ ნალექებს. ასე რომ, ალჩაგილური დროისათვის თბილისის მიდამოები ხმელეთს წარმოადგენდა და მისი გადარეცხვა წარმოებდა.

ალჩაგილურ დროს ტერიტორიის სამხრეთ-აღმოსავლური ნაწილი „ზღვამ“ დაიკავა, რაც კარგად ჩანს სადგურ იორისა და სოფელ სართიჭალის მიდამოებში წარმოდგენილი, ზოგან თითქმის ჰორიზონტულად განლაგებული, ზოგან დანაოჭებული ზოლებრივი (თხელშრეებრივი) თიხებისა და ქვიშიანი თიხების მიხედვით, რომლებშიც ალჩაგილური სართულისათვის დამახასიათებელი ზღვიური ფაუნა ჯერ კიდევ ნ. კუდრიავეცივის (23) მიერ არის აღნიშნული 1932 წელს. ამ ნალექების ანალოგი წარმონაქმნები ვ. პახომოვის (24) აღნიშნული აქვს ვაზიანის მიდამოებში, ხოლო კ. მაცხოვრიანი და დ. ჩხეიძე (4) ნავთლულ-რუსთავის რკინიგზის გასწვრივ, სოფლების — გაჩიანისა და ყარაჯალარის მიდამოებში, და უფრო ჩრდილოეთითაც, აღნიშნავენ პორიზონტულად განლაგებულ ზოლებრივ თიხებს, რომლებსაც მათში დაცული მიკროფაუნის (ოსტრაკოდების) მიხედვით ზედაპლიოცენ-ქვედამეოთხეულ წარმონაქმნებად თვლიან. ალჩაგილური „ზღვა“, როგორც ა. ჯანელიძე (11) და დ. ბულიევილი (14) აღნიშნავენ, უბის სახით შემოიჭრა მდინარე იორის ძველი ხეობის საშუალებით, რომელიც იმ დროს აზამბურის ქედის დასავლური ფერდის გასწვრივ გადიოდა, და დაიკავა სოფელ სართიჭალისა და ვაზიანის მიდამოები. ვფიქრობ, „ზღვა“ ამ ტერიტორიის სამხრეთ-დასავლეთისაკენაც გავრცელდა და ის ზოლებრივი თიხები, რომლებიც სოფლების — გამარჯვების, გაჩიანისა და ყარაჯალარის მიდამოებში არის წარმოდგენილი, ამ „ზღვის“ უბეში არის დალექილი. ჩემი დაკვირვებით, აღნიშნული ნალექები და მათი შემნაცვლებელი კონგლომერატები და თიხები ჩრდილოეთით აწყდებიან თელეთის ანტიკლინის სამხრული ფრთის ზედაეოცენურ და მაიკობურ ნალექებს; ხოლო სამხრეთით — ჩათმის (რუსთავის) ანტიკლინის მაიკობურ ნალექებს და, ამრიგად, მათ ამ ორ სტრუქტურას შუა არსებული ტერიტორია უკავიათ. ასე რომ, „ზღვა“ სართიჭალის რაიონიდან გავრცელდა, ერთი მხრივ, თელეთის ანტიკლინის სამხრეთით და, მეორე მხრივ, არხაშენისა და ჩათმის (რუსთავის) ანტიკლინების ჩრდილოეთით მდებარე სტრუქტურულად დადაბლებულ ტერიტორიაზე. გამოდის რომ, იმ დროს ჩათმის გორისა და იაღლუჯის ზოლი, თელეთის ქედი, თბილისის მიდამოების ცენტრული და ჩრდილო-აღმოსავლური ნაწილები ზღვის დონის ზევით მდებარეობდნენ და ზღვის სანაპირო რაიონებს წარმოადგენდნენ. უნდა ვიფიქროთ, რომ მათი აბსოლუტური სიმაღლე ნაკლები იყო ახლანდელთან შედარებით და მათი თანამედროვე ჰიფსომეტრიული მდებარეობა ალჩაგილურის შემდგომი ახევეების შედეგს წარმოადგენს.

თბილისის მიდამოებს გარეთ, უდაბნოს რაიონში და სამხრულ კახეთში, ზღვიურ ალჩაგილურ ნალექებს ზევით მოჰყვებიან კონტინენტური კონგლომერატები, რომლებიც ასევე ალჩაგილურად არიან მიჩნეული (ნ. კუდრიავეცივი; 23; გ. ჭელიძე, 6; დ. ბულიევილი, 14, 15). მსგავსი სურათი უნდა იყოს სამგორის

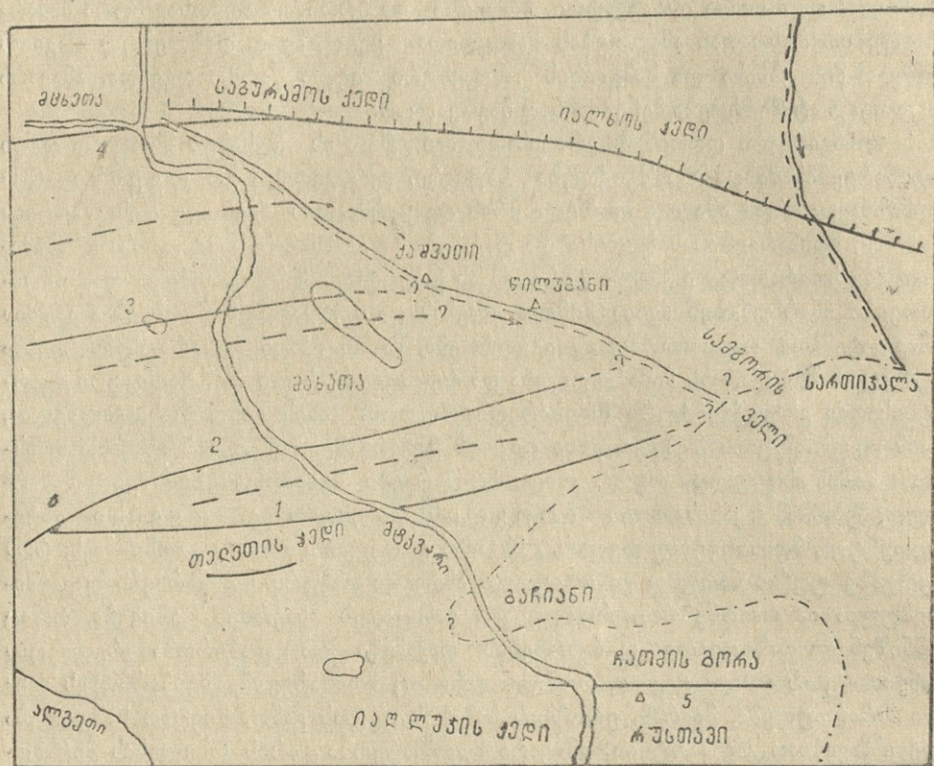
ველის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილშიც და, ვფიქრობ, გაჩიან-ყარაჯალარის ზოლებრივი თიხები ჯეირნის ველის ფარგლებიდან სამგორის კონგლომერატებს ქვეშ ვრცელდებიან და სართიჭალის რაიონის აღჩაგილურ თიხებს უკავშირდებიან. ასე რომ, კონტინენტური ნალექები ჭრილში აგრძელებენ ზღვიურ ნალექებს, რაც ზღვის უკანდახევას მოწმობს და, როგორც ჩანს, ამ პროცესს თანსდევდა იმ მდინარის წინსვლა, რომელმაც ზღვიურ ნალექებს სამგორის კონგლომერატები მოჰფინა და ქაშვეთ-წილუბნისა და სამგორის ალუვიური ველი წარმოშვა.

ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ი (24, 25) თბილისის მიდამოების ოროგრაფიული დახასიათებისას აღნიშნავს, რომ ცალკეული ამაღლებების მაქსიმალური აბსოლუტური სიმაღლეების მიხედვით თანამედროვის საწყის რელიეფად შეიძლება ჩათვალოს პენეპლენი, ან დენუდაციური ზედაპირი, რომელიც მას უახლოვდებოდა. აღნიშნული ზედაპირის ნარჩენებად მდინარე მტკვრის ხეობის მარცხენა მხარეზე მას მიაჩნდა ქაშვეთ-წილუბნის პლატო და სამგორის ველი. ხეობის იმავე მხარეზე, იალნოს ქედის წყალგამყოფზე, ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ი აღნიშნავს დახრილ ეროზიულ პლატოებს და შესაძლებლად მიაჩნია, რომ ისინი ქაშვეთ-წილუბნის პლატოს სინქრონულ ზედაპირებს წარმოადგენდნენ. ხეობის მარჯვენა მხარეზე აღნიშნული პენეპლენის (თუ დენუდაციური ზედაპირის) ნარჩენებად ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ს მიაჩნდა იალლუჯის ქედის თხემური ნაწილი და დიდმისწყლის, ვერის და ალგეთის ხეობებს შუა წყალგამყოფების ზედაპირები. ქაშვეთ-წილუბნის პლატოს ასაკი. ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ს ზედა აღჩაგილურად მიაჩნდა. პლატოს აღჩაგილურ (ან ზედაპლიოცენურ) ასაკს აღნიშნავენ ა. ჯ ა ნ ე ლ ი ძ ე (10), პ. გ ა მ ყ რ ე ლ ი ძ ე (17), კ. მ ა ც ხ ო ნ ა შ ვ ი ლ ი და დ. ჩ ხ ე ი ძ ე (4) და ა. ც ა ვ ა რ ე ლ ი (27). რაც შეეხება ქედების წყალგამყოფებზე ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ს მ ი ე რ აღნიშნულ დახრილ პლატოებს, მათი პენეპლენის ნაშთებად ჩათვლა არ შეიძლება, ვინაიდან აღჩაგილურში პენეპლენი ვერ წარმოიშობოდა. პენეპლენი გულისხმობს მთების მოსწორებას, რასაც ხანგრძლივი დრო და გარკვეული ტექტონიკური რეჟიმი ესაჭიროება. როგორც ცნობილია, მეოტურ-პონტურში და აღჩაგილურში ილექებოდა მიაპლიოცენური წყების და ალაზნის სერიის კონგლომერატები და, მათსადაამე, უხეში მასალის ჩამოტანა მთელი ამ დროის განმავლობაში გრძელდებოდა, რაც მთების აზეგებას გულისხმობს. აზეგების პროცესში პენეპლენის წარმოშობა წარმოუდგენელია. მეორე მხრივ, თუ გავითვალისწინებთ თბილისის მიდამოების გეოლოგიური განვითარების ისტორიას და სტრუქტურების ბუნებას, რომლის მიხედვით ნაოჭების ღერძები დასავლეთით უფრო აზეგებულია და აღმოსავლეთით დაძირვას და თვითონ ნაოჭები გაშლას განიცდიან, უნდა ვიფიქროთ, რომ ვ. პ ა ხ ო მ ო ვ ს მ ი ე რ აღნიშნულ ზედაპირებს დახრილობა იმ დროსაც უნდა ჰქონოდა, მხოლოდ დახრის კუთხე შეიძლებოდა ყოფილიყო ნაკლები. ამასთან, როგორც ზევით აღვნიშნეთ, აღჩაგილურ დროს თბილისის მიდამოები წარმოადგენდა ზღვის სანაპირო, შედარებით დაბალ რაიონს. მის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში ზღვის შემოჭრა, შესაძლოა, დაძირვით იყო გამოწვეული. ამგვარი მდებარეობისა და ტექტონიკური რეჟიმის გამო აღნიშნულ ტერიტორიაზე სიღრმითი ეროზია რამდენადმე შენელებული იქნებოდა, რის გამოც რელიეფს ნაკლებად დანაწევრებული და დენუდაციით რამდენადმე შეცვლილი სტრუქტურული ხასიათი უნდა

ქონოდა და რაიონი დასავლური, ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლური მიმართულებით თანდათან ამალღებს განიცდიდა. ყველაზე დადაბლებულ ადგილს ქაშვეთ-წილუბნისა და სამგორის ალუვიური ველი წარმოადგენდა. ამგვარი რელიეფი არ შეიძლება პენეპლენად ჩავთვალოთ.

ალჩაგილური დროის ჰიდროგრაფიული ქსელის შესახებ მხოლოდ დიდი მდინარეების მიხედვით შეიძლება საუბარი. ჯერ კიდევ ვ. დევისი (21) აღნიშნავდა, რომ ამა თუ იმ ზედაპირის დეფორმაციის შემდეგ დისლოკაციის ტემპის, მდინარეების სიდიდისა და დაქანების და ქანების სიმტკიცის შესაბამისად ჰიდროგრაფიული ქსელი გარდაქმნას განიცდის. ამასთან, უფრო დიდი მდინარეები ინარჩუნებენ ძველ მიმართულებას და აღრმავებენ ხეობებს თითქმის იმავე ტემპით, როგორითაც აზვეება ხდება, მაშინ როცა პატარა მდინარეებმა შეიძლება შეიცვალონ მიმართულება და რელიეფის ახალი ტექტონიკური ფორმებისადმი კონსექვენტური მდებარეობა მიიღონ. ამის გამო მოსალოდნელია, რომ დეფორმაციის შემდეგ წინა ციკლის პატარა მდინარეები სრულიად მოისპონ, მაშინ როდესაც, უფრო დიდი მდინარეები შეინარჩუნებენ ძველ მიმართულებებს. ამ უკანასკნელთა პოუელის მიხედვით ვ. დევისი ანტიცედენტურ მდინარეებად თვლის. სხვაგან ვ. დევისი (22) აღნიშნავს, რომ ყველაზე უფრო ნათლად გამოსახული ანტიცედენტური მდინარეები დაკავშირებულია იმ რაიონებთან, რომლებმაც განიცადეს საერთო აზვეება, რამაც უმნიშვნელოდ შეცვალა ფერდობების დაქანება და განაპირობა რელიეფის განვითარების ახალი ციკლი, რომლის დროსაც მდინარეებმა შეინარჩუნეს ძველი მიმართულება, მაგრამ, ეროზიის ბაზისის ცვლის გამო, მიეცათ საშუალება გაედრმავებიათ კალაპოტები. ამგვარი მდგომარეობა არის თბილისის მიდამოებშიც, სადაც ალჩაგილური მდინარეებიდან მხოლოდ მდინარე მტკვარი არის შემორჩენილი.

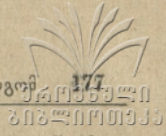
მდინარე მტკვრის ხეობის აღწერისას ხშირად აღნიშნავენ თბილისის მონაკვეთზე მის ანტიცედენტურობას. მაგრამ აქ დასაზუსტებელი არის—რის მიმართ არის ეს ხეობა ანტიცედენტური და როდიდან. ცნობილია, რომ ალჩაგილურ დროს მდინარე მტკვარი ქაშვეთ-წილუბნის გორისა და სამგორის ველის მიმართულებით გაედინებოდა და ის კონგლომერატები, რომლებიც იქ არის წარმოდგენილი, მის ალუვიონს წარმოადგენს. მანამდე მტკვარი (ან ნაცვალ-მტკვარი ა. ჯანელიძის მიხედვით) კახეთის ქედისაკენ მიემართებოდა, მაგრამ შემდეგ, კახეთის ქედის დანაოჭებისა და აზვეების გამო, მას აქეთ გზა გადაეკეტა და თანდათან სამხრეთისაკენ გადმოინაცვლა. გამოდის, რომ იმ დროს მტკვარი არ წარმოადგენდა ანტიცედენტურ მდინარეს და აზვეების ტემპი იმდენად სწრაფი იყო, რომ მდინარეს მიმართულება შეეცვალა. ალჩაგილში მტკვარი მიედინებოდა ქაშვეთ-წილუბნის უბანზე და დაიწყო ხეობის გამომუშავება იმ ადგილზე, სადაც თრიალეთური ნაოჭების ღერძების დაძირვა და თვითონ ნაოჭების გაშლა ხდება, ე. ი. სტრუქტურულად დადაბლებულ ადგილზე (ნახ. 1). მისი ხეობის მარცხენა მხარე ახალდანაოჭებული და აზვეებული მოპლიოცენური ნალექებით იყო აგებული, ხოლო მარჯვენა — თრიალეთური სტრუქტურების აზვეებული ნაწილებით. მდინარე გაედინებოდა სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, ზღვის უბისაკენ, რომელსაც აზერბაიჯანის ბელტი, საქართველოს ბელტის გარე კახეთის ქვეზონის ნაწილი და ართვინ-ბოლნისის ბელტის თეთრი წყარო-ასურეთის



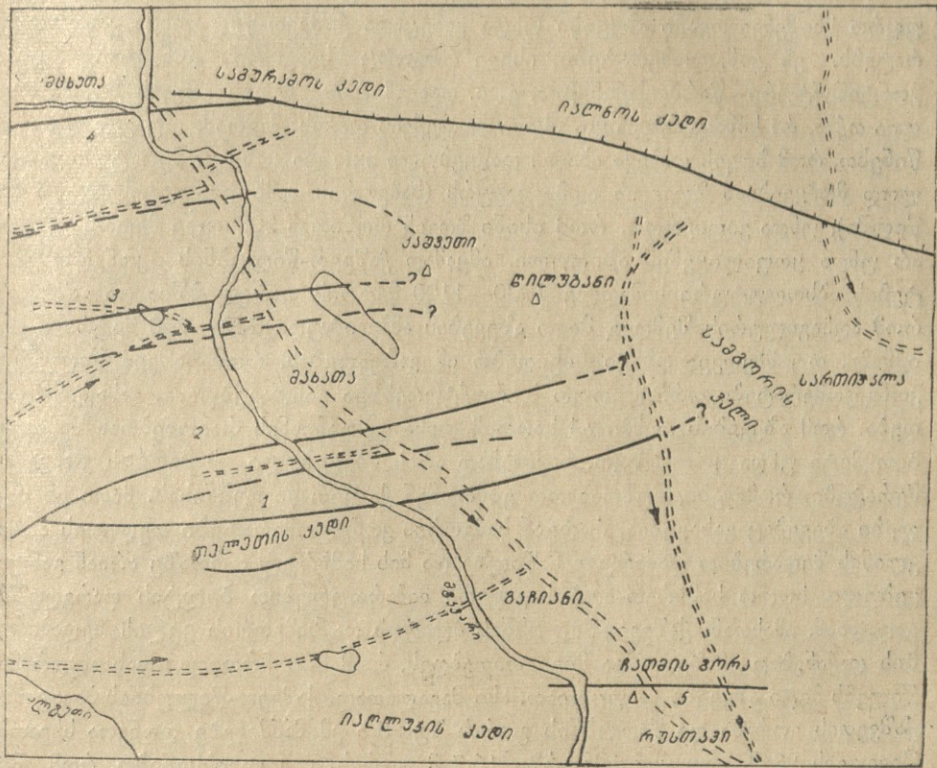
- ალფაილური მდინარეები
- ალფაილური ზღვის საზღვაკი
- ანტიკლინალები: 1.თაღეთის, 2.მავაღაპითის კედლის 4.მასათის, 5.კათის(რუსთავის)
- სინკლინალები
- რევევის ხაზი

ნახ. 1.

ქვეზონის ნაწილი ეკავა. ასე რომ, მტკვარი იმ დროს ტექტონიკურად ჩადაბლებულ ადგილებში მიედინებოდა და მისი მიმართულება რაიონის ტექტონიკური აგებულებით იყო გაპირობებული. ასეთ მდინარეებს ვ. დევისი (29) ტიპიურ კონსექვენტურ მდინარეებს უწოდებს და აღნიშნავს, რომ მათ სავსებით გარკვეული მდებარეობა და მიმართულება აქვთ. მაშ გამოდის, რომ მტკვარი ალფაილურ დროს კონსექვენტურ მდინარეს წარმოადგენდა. ამის შემდეგ მოხდა თრიალეთის ქედის დაბოლოების აზეგება (ამ საკითხზე ქვემოთ გვექნება საუბარი) და მტკვარმა სტრუქტურების გარდიგარდმოდ დაიწყო გამკვეთი ხეობის გამომუშავება (ნახ. 2), აზეგების ტემპის შესაბამისად, შეინარჩუნა რა ძველი მიმართულება. აქედან დასკვნა, რომ მდინარე მტკვარი თბილისის მიდამოებში ანტეცედენტურ მდინარეს წარმოადგენს ალფაილურის შემდეგ და თრიალეთის ქედის აღმოსავლური დაბოლოების მიმართ და აღნიშნულ ტერიტორიაზე მისი ხეობაც და თრიალეთის ქედიც ახალგაზრდა და ალფაილურის შემდგომი არიან.



თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარებაზე ძირითადი გავლენა მოახდინეს ალჩვილურის შემდგომმა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა, რაიონის გეოლოგიურმა აგებულებამ და მდინარე წყლის ეროზიულმა მოქმედებამ.



- ==== მდინარეები
- ანტიკლინები: 1. თალეთის, 2. მამაკავეითის, 3. ლისის, 4. მხანთის, 5. ჩათვის (რუსთავის)
- - სინკლინები
- |||| რღვევის ბაზი

ნახ. 2.

ტექტონიკურმა მოძრაობებმა გამოიწვიეს ალჩვილური და უფრო ძველი ნალექების დანაოჭება და თბილისის მიდამოების ტერიტორიის აზევება. დანაოჭება ვანსაკუთრებით კარგად შეიმჩნევა გარე-კახეთისა და უდაბნოს რაიონების ზეწრული ნაოჭების მიხედვით, სადაც ალჩვილური დანაოჭებულია მიოცენურ ნალექებთან ერთად. ალჩვილურის შემდგომი აზევების ამპლიტუდის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ ალჩვილური ნალექების ფუძის ახლანდელი ჰიფსომეტრიული მდებარეობის მიხედვით, რომელიც დაიდგინება ბურღილების მონაცემების და ზედაპირული დაკვირვების მიხედვით. ამ მონაცემების მიხედვით, სადგურ იორის მიდამოში ალჩვილური ნალექების აზევება სულ ცოტა 750 მ მაინც უდრის (ფუძის ახლანდელ ჰიფსომეტრიულ მდებარეობას მიმატებული ნა-

ლექების სისქე); მდინარე ლოჭინის მარცხენა მხარეზე, სოფელ გამარჯვებასთან და მისგან უფრო სამხრეთით, სოფელ გაჩინთან — შესაბამისად 600 და 550 მ. როგორც ჩანს, აწევება მეტი იყო ჩრდილო-აღმოსავლეთით, სართიჭალისაკენ, რაც, შესაძლოა, კახეთის ქედის გავლენის შედეგი იყოს. უფრო მნიშვნელოვანი აწევება უნდა განეცადა ქაშვეთ-წილუბნის კონგლომერატებს. ეს კონგლომერატები, ისევე როგორც სამგორის კონგლომერატები, კონტინენტური წარმონაქმნებია, ე. ი. დალექილია ზღვის დონის ზევით, ძნელია თქმა, რა სიმაღლეზე იყო ისინი დალექვის დროს. მაგრამ, თუ გავთვალისწინებთ, რომ ზღვის დახევა ახალი დაწყებული იყო და კონგლომერატები უშუალოდ მოჰყვებიან ზღვიურ აღჩაგილურს (სამგორის სამხრეთ-აღმოსავლურ ნაწილში), უნდა ვიფიქროთ, რომ ისინი ზღვის დონიდან 200-ოდ მეტრზე ზევით არ უნდა ყოფილიყვნენ აზიდული. ამყამად ქაშვეთ-წილუბნის კონგლომერატების აბსოლუტური სიმაღლე 1000—1100 მეტრის ფარგლებშია და გამოდის, რომ აღჩაგილურის შემდეგ მათი აწევების ამპლიტუდი 800—900 მეტრი მაინც იქნება. თუ მხედველობაში მივიღებთ იმ გარემოებას, რომ ქაშვეთ-წილუბნის კონგლომერატები თრიალეთურ სტრუქტურებზეა განლაგებული, გასაგები გახდება, რომ აწევების ტემპი აქ სართიჭალისა და გაჩინის რაიონებთან შედარებით მეტი უნდა ყოფილიყო. ნაკლებად არის აწევებული სამგორის კონგლომერატები, რომლებიც უშუალოდ ებმოდნენ ქაშვეთ-წილუბნისას. მათი ეს ნაკლები აწევებაც გასაგებია, რადგან სამგორის კონგლომერატები თელეთის ანტიკლინის შედარებით დაძირულ ნაწილზე და მის სამხრულ ფრთაზე არიან განლაგებული, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულებით ბელტის ფარგლებში გადადიან. ამასთან, ქაშვეთ-წილუბნის პლატოს და სამგორის ველის ზედაპირების დაქანებაც იმაზე უნდა მიგვითითებდეს, რომ მათ ჩრდილო-დასავლურ ნაწილებს მეტი აწევება განუცდიათ. ასე მაგალითად, ქაშვეთ-წილუბნის პლატოზე ქაშვეთის გორასა და წილუბნის გორას შუა 5,5 კმ მანძილზე დონეთა სხვაობა შეადგენს 92 მ, ანუ კილომეტრზე 16,7 მ უდრის. თუ გავიხსენებთ, რომ მდ. მტკვრის კალაპოტის ახლანდელი ვარდნა 1 კმ-ზე თბილისის მიდამოებში 2,5—3 მეტრს აღწევს, უნდა ვიფიქროთ, რომ ქაშვეთ-წილუბნის პლატოს ზედაპირის ახლანდელი დაქანება პირველადი არ უნდა იყოს და მისი არათანაბარი აწევების შედეგს წარმოადგენს. ამრიგად, თბილისის მიდამოების სხვადასხვა ნაწილების აწევება აღჩაგილურის შემდეგ სხვადასხვა ტემპით მიმდინარეობდა და აწევების ამპლიტუდი 500—900 მეტრის ფარგლებში თავსდება. აწევება კიდევ უფრო მეტი უნდა ყოფილიყო რაიონის დასავლურ და ჩრდილო ნაწილებში.

აღჩაგილურის შემდგომი ტექტონიკური მოძრაობების მეორე თავისებურება არის საერთო აწევების გვერდით შეფარდებითი დაძირვის ზოლების არსებობა, რაც რელიეფშიც პოულობს გამოხატულებას. ასეთები არიან მუხრანის ველი რაიონის ჩრდილოეთით (3, 26) და მარნეულისა და ყარაიას ველი რაიონის სამხრეთით (26, 28).

აღჩაგილურის შემდგომ ტექტონიკურ მოძრაობებს თან ახლდა იმ ზეწრული ნაოჭების განვითარება, რომლებიც ადრე წარმოიშვნენ და მიოპლიოცენურ დროსაც ვითარდებოდნენ. ზეწრულა ნაოჭები მკაფიოდ არის გამოხატული რელიეფში თბილისის მიდამოების სამხრეთ-აღმოსავლეთით (გარე კახეთი, უდაბნოს რაიონი), სადაც ჰავის სიმშრალის გამო ეროზიული პროცესები ნაკლებად არის

განვითარებული და რელიეფი სტრუქტურების ფორმას იმეორებს შერბილებულად. საგურამო-იალნოს ქედის ახევებაში შესამჩნევი როლი ითამაშა მოძრაობამ, რომელიც მიოცენური და მიოპლიოცენური ნალექების შემოცოცებასთან არის დაკავშირებული. ეს მოძრაობა ჯერ კიდევ მიოპლიოცენური დანაოჭების დროს უნდა დაწყებულიყო და როგორც ზემო ავჭალის დისლოკაციის მიხედვით ჩანს, მეოთხეულშიც გრძელდებოდა (12).

ამრიგად, ალჩაგილურის შემდგომმა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა თბილისის მიდამოების სტრუქტურების შემდგომი განვითარება და საერთო ახევება გამოიწვიეს. რაიონის ახევებას მოჰყვა ეროზიული და დენუდაციური პროცესების გააქტივება და მეოთხეული დროის განმავლობაში წარმოიქმნა ეროზიული რელიეფი, რომელიც სტრუქტურებისა და ქანების ლითოლოგიური შედგენილობის ზეგავლენით განვითარდა.

ჯერ კიდევ 1925 წელს ა. ჯანელიძემ (7) აღნიშნა, რომ თბილისის მიდამოში მდინარე მტკვრის მიერ ხეობა გაჭრილია ახევების პროცესში. ამგვარად, უარყოფილი იქნა მანამდე არსებული შეხედულება, თითქოს ხეობის გაჭრამდე დიღმის სინკლინში (დიღმის ველი და ქვემო ავჭალის ტერიტორია) ტბა უნდა დაგუბებულიყო (თბილისის მიდამოებში მდინარე მტკვრის ხეობის ანტიცედენტურობის შესახებ ზემოთ უკვე გვქონდა საუბარი). მაშასადამე, თბილისის მიდამოების რელიეფის გამომუშავებაში ძირითადი როლი ითამაშა მდინარე მტკვარმა, რომელიც მთავარ ჰიდროგრაფიულ არტერიას და ეროზიის ადგილობრივ ბაზის წარმოადგენს. ა. ჯანელიძემ (7) თბილისის მიდამოებში ქაშვეთისა და სამგორის ალუვიური ველის გარდა აღნიშნა მტკვრის ოთხი ტერასი (ზევიდან ქვევით) — მახათის, ლოტკის გორის, ვაკე-ავლაბრის და ჩუღურეთის. აღნიშნული ტერასები ცოკოლიან, ციკლიურ ტერასებს მიეკუთვნებიან და ისინი თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარების ისტორიისათვის დასაყრდენს წარმოადგენენ (ზოგჯერ თბილისის მიდამოებში აღნიშნავენ ტერასებას მეტ რაოდენობას და ასეთ შემთხვევაში ან ჭალის ტერასს და ქაშვეთის პლატოს იღებენ სათვალავში, ან ლოკალური ტერასებიც არის მხედველობაში მიღებული).

ახლა შეძლებისდაგვარად გავყვეთ თბილისის მიდამოების ჰიდროგრაფიული ქსელისა და რელიეფის განვითარების პროცესს ქაშვეთ-წილუბნისა და სამგორის ალუვიური ველის წარმოშობის შემდეგ, ე. ი. მას შემდეგ, რაც რაიონის ახევება დაიწყო. აღნიშნული ალუვიური ველის შემდეგ მდინარე მტკვრის მოქმედების კვალი ჩანს მახათის მაღლობზე შემორჩენილი ალუვიონის მიხედვით, რომელიც ზედაეოცენური ნალექების ეროზიულად მოვაკებულ ზედაპირზე არის განლაგებული. აღნიშნული მაღლობის მოსწორებული ზედაპირი თბილისის მიდამოებში მტკვრის უმადლეს ტერასს წარმოადგენს. მახათის ტერასის შესაბამის დონეზე არის მისგან ჩრდილოეთით მდებარე ყენის გორისა და ნაქალაქევის მაღლობის (მდინარე მტკვრის მარჯვენა მხარეზე, ავჭალის ვიწრობთან) მოვაკებული ზედაპირები, მტკვრის ალუვიონით დაფარული, და ჯვრისა და ზემო ავჭალის მაღლობების ზედაპირები, რომლებზეც ალუვიონი მხოლოდ ზოგ ადგილას არის შემორჩენილი. რაიონის სამხრულ ნაწილში მახათის ტერასის შესატყვისი არის ჩათმა-ყაჯარ-დაღის სერი (ქ. რუსთავის ჩრდილოეთით), რომელსაც აგრეთვე ალუვიონით დაფარული მოვაკებული ზედაპირი აქვს. თბილისის მიდა-

მოებს გარეთ, შესატყვის ტერასს აღნიშნავენ ჯანდარის ტბის ჩრდილოეთით (4). ამრიგად, ქაშვეთ-წილუბნისა და სამგორის ალუვიური ველის წარმოქმნის შემდეგ მტკვარმა მარჯვნივ გადმოინაცვლა და დაიწყო ხეობის გაღრმავება. მისი მარჯვნივ გადმოადგილება იმის შედეგია, რომ მარცხნივ აზვევებს განიციდინენ კანეთისა და საგურამო-იალნოს ქედები, რომელთა მოძრაობის ტემპი, როგორც ჩანს, მეტი იყო, ვიდრე თრიალეთის აღმოსავლური დაბოლოებისა. ამრიგად, მტკვარმა თრიალეთური სტრუქტურების გარდიგარდმო იწყო დინება, ზოგადად იმავე მიმართულებით, როგორც ამჟამადაც აქვს (თითქმის მერიდიანული). (ნახ. 2).

თუ აღჩაგილური დროის მტკვრის შენაკადების შესახებ რაიმეს თქმა ძნელი იყო, ახლა ზოგიერთი მისი შენაკადის შესახებ უკვე მეტნაკლები დაბეჯითებით შეიძლება ლაპარაკი. რაიონის ჩრდილო ნაწილში მტკვარს მარჯვნიდან ერთვოდა მდინარე დიღმის-წყალი. მის უმაღლეს ტერასს შეესაბამება დიღმის ველის დასავლეთით არსებული შედარებით ვრცელი პლატოსებური მადლობის ზედაპირი, რომელიც ალუვიონით არის მოფენილი (თელოვანის ველი). ეს ტერასი ძირითადად დიღმის სინკლინის ფარგლებში თავსდება და დონის მიხედვით ნაქალაქევისა და მახათის ტერასებს უკავშირდება. ასე რომ, იმ დროს დიღმის-წყალი მაიკოპურ ნალექებში გაჭრილ სინკლინურ ხეობაში მიედინებოდა და შემდეგ ერთვოდა მდინარე მტკვარს. ხეობის მარცხენა მხარეს წარმოადგენდა საწყებელა-სათოვლეს (არმაზის) ქედის სამხრული კალთა, რომელიც მცხეთის ანტიკლინის სამხრულ ფრთას ემთხვევა, ხოლო მარჯვენას — ლისის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთას თანხვედრილი ლისის ქედის ჩრდილო ფერდი და, ამრიგად, რელიეფს სტრუქტურულ-ეროზიული ხასიათი ჰქონდა.

ლისის ქედის სამხრეთით მიედინებოდა მდინარე ვერე, რომლის იმდროინდელი კვალი წყნეთის პლატოზე შეიმჩნევა — პლატო წარმოადგენს დელუვიონით ამოვსებულ ძველ ნახეობარს, რომელიც მამადავითის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში იყო გაჭრილი. აღმოსავლეთისაკენ ვერე, შესაძლოა, საბურთალოს სინკლინის მაიკოპურ ნალექებში აჩენდა სინკლინურ ხეობას და შემდეგ ერთვოდა მტკვარს. შესაძლოა, მდინარე ვერეს მარცხნიდან უკვე იმ დროსვე ერთვოდა ხევი, რომელიც ლისის ქედის თაღურ ნაწილში იყო გაჭრილი. ვერის ხეობის მარცხენა მხარეს (საბურთალოს მიდამოებში) ლისის ქედის სამხრული ფერდი (ლისის ანტიკლინის სამხრული ფრთა) წარმოადგენდა, ხოლო მარჯვენას — მამადავითის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთას თანხვედრილი ფერდი. ასე რომ, რელიეფი აქაც დიღმის-წყლის ხეობის მსგავსად, სტრუქტურულ-ეროზიული ხასიათისა იყო.

საინტერესოა მდინარე წავკისის-წყლისა და მდინარე ტაბახმელას ხეობების საკითხი. წავკისის ტაფობის მორფოლოგიაზე დაკვირვება, ჰიდროგრაფიული ქსელის მოხაზულობა და სტრუქტურებთან დამოკიდებულება გვაფიქრებინებს, რომ იმ დროს წავკისის-წყალი უკავშირდებოდა მდინარე ტაბახმელას. მდინარე მოედინებოდა კრწანისის სინკლინში განვითარებულ ხეობაში სოფელ შინდისის ტერიტორიაზე გადავლით და მისი მამადავითის ანტიკლინთან დაკავშირება შემდგომი მოვლენა არის. როგორც ჩანს, მდინარე წავკისის-წყლის მიმართულების შეცვლა მოხდა მდინარე დაბახანის მიერ (უკუსვლითი ეროზიის პროცესში) მოტაცების შედეგად. წავკისის ტაფობის ფორმა გეოლოგიური აგებულებით

არის გაპირობებული. ძველი ხეობა გამომუშავებული იყო კრწანისის სარტყლის ნის გულში წარმოდგენილ ზედაეოცენურ ქვიშაქვებში და თიხებში, რომელთაც ქვეშ უდევს შუაეოცენური ვულკანოგენური წყების ნალექები, რომლებიც ეროზიის მიმართ უფრო მედეგი არიან. ამის გამო, წავკისის-წყალს გვერდითი ეროზიის მეტი საშუალება ჰქონდა. ხეობის მარჯვენა მხარეს წარმოდგენდა თელეთის ანტიკლინური ქედის ჩრდილო ფერდი, ხოლო მარცხენას — მამადავითისა და თაბორის ქედები, რომლებიც მამადავითის ანტიკლინის თალურ ნაწილს ემთხვევოდნენ.

შედარებით რთული არის თელეთისა და იაღლუჯის ქედის ეროზიულად გათიშვის დროის საკითხი. კოდა-წალასკურის ვაკე, რომელიც აღნიშნულ ქედებს ერთიმეორისაგან ყოფს და ძველ ეროზიულ ხეობას წარმოადგენს, მახათის ტერასის მომდევნო ლოჭკის გორის ტერასის წარმოშობის ეტაპს ეკუთვნის და უფრო ადრეული კვალი აღნიშნული ვაკის ფარგლებში არ ჩანს.

მდინარე მტკვრის მარცხენა შენაკადებიდან მახათის ტერასის წარმოშობის დროისათვის შეიმჩნევა მდინარე ლოჭინის და, ნაკლები დამაჯერებლობით, მდინარე გლდანის-წყლის არსებობა.

სოფლების — მარტყოფისა და ახალსოფლის ჩრდილოეთით კარგად ჩანს მოვაკებული ზედაპირების მქონე წაგრძელებული ბორცვები, რომლებიც ერთიმეორისაგან ნორის-ხევის, მდინარე ლოჭინის და საცხენისის ხეობებით არიან გაყოფილი. აღნიშნული ბორცვების ზედაპირები ახალსოფლის ვაკის ზედაპირზე მაღლა და სამგორის ველის ზედაპირზე დაბლა მდებარეობენ და მახათის ტერასის შესატყვისი არიან. როგორც ჩანს, ისინი იმ ერთი მთლიანი ზედაპირის ნაშთებს წარმოადგენენ, რომელიც იალნოს ქედის სამხრული ფერდიდან მომდინარე ხეობის შეერთების შედეგად წარმოიქმნებოდა. შეერთების შემდეგ ისინი სამხრეთისაკენ, მდინარე მტკვრისაკენ, მიემართებოდნენ ერთი მდინარის სახით. ამ მდინარემ უკვე იმ დროსვე გათიშა ერთიმეორისაგან ქაშვეთ-წილუბნის გორა და სამგორის ველი.

შედარებით ნაკლებად არის ვადარჩენილი მდ. გლდანის-წყლის იმდროინდელი კვალი. სოფელ გლდანის დასავლეთით, ერთ-ერთ მოვაკებული ზედაპირის მქონე გორაკზე კარგად ჩანს გლდანის-წყლის თანამედროვე რიყის მსგავსი შედგენილობის კონგლომერატი, რომელიც მაიკოპური ქანების ეროზიულ ზედაპირზე არის განლაგებული და, უთუოდ, წარმოადგენს გლდანის-წყლის ალუვიონს, რომელიც ყენის გორისა და მახათის ტერასის თანადროულია.

მდინარეები ლოჭინი და გლდანის-წყალი სტრუქტურების მიმართულებას არ ემორჩილებოდნენ — ისინი შრეების დაქანების საწინააღმდეგოდ მოემართებოდნენ საგურამო-იალნოს ქედიდან, რომელიც რღვევის ზოლის გასწვრივ განიციდდა შედარებით სწრაფ აზევენას, და ჰკვეთდნენ რა თრიალეთური სტრუქტურების ფრთებს, ერთვოდნენ მტკვარს.

ამრიგად, უკვე მახათის ტერასის წარმოშობის დროს თბილისის მიდამოების ჰიდროგრაფიული ქსელი ძირითადად ჩამოყალიბებული იყო (იხ. ნახ. 2). მდ. მტკვრის ანტიცედენტური ხეობის მარჯვენა მხარეს განვითარდა კონსექვენტური მდინარეული ქსელი და მდინარეების მიმართულება სტრუქტურების მიმართულებით და ლითოლოგიით იყო გაპირობებული, ხოლო მარცხენა მხარეზე



მდინარეთა მიმართულებას საგურამო-იალნოს ქედის აზვევება განსაზღვრავდა. ამავე დროს გამოისახა ძირითადი ოროგრაფიული ერთეულები — მარჯვენა მხარეზე სტრუქტურულ-ეროზიული განედური ქედები (არმაზის, ლისის, მამადავითის, თელეთის), ხოლო მარცხენა მხარეზე — ტექტონიკურ-ეროზიული საგურამო-იალნოს ქედი. ამ დროსვე მდ. ლოჭინის ხეობის საშუალებით გაიყო ქაშვეთ-წილუბნის პლატო და სამგორის ველი.

მახათის ტერასის ასაკი ლ. ვარდანიანცის (16) და დ. წერეთლის (5, 29) მიხედვით შეესაბამება მინგჩაურის რაიონის ყარაჯას გორის უმაღლესი ტერასის ასაკს, რომლის ნალექებშიც ზედაბაქოური ზღვიური ფაუნა არის აღნიშნული.

განვითარების მომდევნო ეტაბი მოიცავს დროს მახათის ტერასიდან ლოტკის გორის ტერასის წარმოშობამდე. მახათის ტერასის ზედაბირის დაქანების მიხედვით ჩანს, რომ მტკვარმა მარცხნივ გადაინაცვლა და გაჭრა ხეობა, რომელიც „მლაშე ტბების დებრესიის“ სახელით არის ცნობილი („თბილისის ზღვის“ წყალსაცავი). აქედან მდინარე დებრესიის სამხრეთ-აღმოსავლეთით ნავთლულ-ორხევის ვაკეზე და შემდეგ ჭვირნის ველის დონეზე მიედინებოდა, ქმნიდა რა ფართო ხეობას. ხეობის ფორმა ორხევის ვაკის ფარგლებში გაპირობებული იყო მამადავითის ანტიკლინის დაძირულ თაღურ ნაწილში წარმოდგენილი ნავთლულის შრეების ლითოლოგიური თავისებურებით (თხელშრეებრივი თიხები და ქვიშაქვები), ხოლო ჭვირნის ველის ფარგლებში მდინარე მიედინებოდა ჰორიზონტულად განლაგებულ აღჩავილურ ზოლებრივ თიხებზე და ქვიშაინ თიხებზე და თავისუფალი დივავაციის საშუალება ჰქონდა.

ძნელია თქმა, სად ერთვოდნენ ამ დროს მტკვარს მისი მარჯვენა შენაკადები — დიდმის-წყალი, ვერე და წავკისის-წყალი, რადგან ყენის გორა-მახათის მაღლობზე მათი ხეობების კვალი არ ჩანს. შესაძლოა, დიდმის-წყალი ისევ დიდმის სინკლინის მიმართულებას მიჰყვებოდა და ყენის გორის ჩრდილოეთით უერთდებოდა მტკვარს, ან უკვე ლისის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში გადმონაცვლა და მდ. ვერეს და წავკისის-წყლის შეერთების შემდეგ მახათას გორის სამხრეთით გადიოდა მტკვრისაკენ. შესაძლოა, სწორედ ეს ხეობა გამოიყენა მტკვარმა, როცა „მლაშე ტბების დებრესია“ მიატოვა, მარჯვნივ გადმონაცვლა და დაიწყო ლოტკის გორის ტერასის მოვაკება. დაახლოებით იმავე პერიოდს ეკუთვნის დიდმის-წყლის მიერ ლისის ანტიკლინური ხეობის მდინარის მოტაცება (სოფელ წოდორეთთან), რომელიც მანამდე ლისის ქედის დაბოლოებამდე აღწევდა.

რაიონის სამხრულ ნაწილში უკვე ნათლად შეიმჩნევა თელეთისა და იაღლუჯის ქედების ეროზიული გათიშვა იმ მდინარის მიერ, რომელიც კოდაწალასკურის ველის გავლით სოფელ სოღანლულთან ერთვოდა მდინარე მტკვარს მარიაშის ტაძრის ნანგრევების მიდამოში არსებული ტერასის დონეზე, რომელიც ლოტკის გორისას შეესაბამება. ეს ხეობა ჯერ კიდევ ვ. პახოშოვის (24, 25) აქვს ნახსენები და აღნიშნავს, რომ იმ დროს მდინარე ალგეთი იაღლუჯის ქედის ჩრდილოეთით ერთვოდა მტკვარს. ამ აზრს იზიარებს ი. კაკაბაძე (2), რომელსაც იაღლუჯის ქედის ჩრდილო-დასავლურ ნაწილში აღნიშნული აქვს ალუვიონი, რომელიც ძირითადად ეფუზიური ქანების რიყის ქვებისაგან შედგება (ეს ალუვიონი მეც მაქვს ნახული) და, მისი ალგეთის ალუ-

ვიურ ნალექებთან შედარების საფუძველზე, გამოთქვამს მოსაზრებებს, თელეთისა და იაღლუჯის ქედებს შუა მოთავსებული ხეობა, მდინარე ალგეთა ძველი ხეობა არის. როგორც ჩანს, დასავლეთიდან მომდინარე ალგეთი იაღლუჯის კონგლომერატებს გვერდს უქცევდა და მაიკოპურ ნალექებში ჭრიდა ხეობას.

მტკვრის იმდროინდელი მარცხენა შენაკადებიდან კარგად შეიმჩნევა მდინარე ლოჭინის არსებობა, რომელიც ახალსოფლის ვაკეზე მიედინებოდა (ეს ვაკე კარგად ებმის ჯეირნის ველს) და, შემორჩენილი ტერასების მიხედვით, გლდანის-წყლისა და მდინარე ხევძმარის არსებობა. ეს უკანასკნელი იმ დროს გლდანის-წყლის მარცხენა შენაკადს წარმოადგენდა.

ამრიგად, აღნიშნულ პერიოდში კვლავ გრძელდებოდა მდინარეთა ხეობების გაღრმავება და რელიეფის აღმავალი განვითარება. ამგვარი ტენდენცია შეიმჩნევა მომდევნო ეტაპებზედაც, რომლებიც საბურთალოს (ვაკე-ავლაბრის) და დიდუბის (ჩულურეთის) ტერასების ჩამოყალიბების დროს მოიცავს. ამ პერიოდში მომხდარი ცვლილებების ცალკეულ დეტალებზე აქ არ შეგჩერდებით და აღვნიშნავთ მხოლოდ შედარებით მნიშვნელოვან მოვლენებს. ერთ-ერთი ასეთი იყო მდინარე ალგეთის მიერ კოდა-წალასკურის ხეობის მიტოვება და სამხრეთ-აღმოსავლური მიმართულებით ვადანაცვლება, რასაც ვ. პახომოვი (24, 25) მარნეულის ველის დაძირვას მიაწერს. ამავე პერიოდში მდინარე დიდმის-წყალმა იზოკლინური ხეობა გამოიმუშავა ლისის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში, ხოლო მდინარე ვერის ხეობამ განიცადა თავისებური ევოლუცია, რაც აღწერილი აქვს ა. ჯანელიძეს (7, 8, 9), და მამადავითის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში გაჭრილ იზოკლინურ ხეობად იქცა. მდინარე ხევძმარი საბურთალოს ტერასის წარმოშობის დროს ჯერ კიდევ გლდანის-წყლის შენაკადს წარმოადგენდა და მხოლოდ ამის შემდეგ მკვეთრად შეიცვალა მიმართულება და ქვემო-აჭყალის სინკლინის გარდვიგარდმოდ გავლით ერთვის მტკვარს. აშკარაა, რომ ხევძმარის მიმართულების შეცვლა მოხდა მისი მდ. მტკვრის ერთ-ერთი შენაკადი ხევის მიერ მოტაცების შედეგად. ამ ხევმა უკუსვლითი ეროზიით ხევძმარის ქვემო წელს მიაღწია და ვინაიდან მისი ეროზიის ბაზისი (მდინარე მტკვარი) უფრო ქვევით იყო და სწრაფადაც დაბლდებოდა, ვიდრე მდინარე ხევძმარისა (მდინარე გლდანის-წყალი), იგი უფრო ძლიერი აღმოჩნდა. მდ. ხევძმარის ქვემო წელი მიტოვებული დარჩა.

ლოტკის ვორის ტერასის წარმოშობის შემდგომ პერიოდში, მაგრამ სხვადასხვა დროს არიან წარმოშობილი თბილისის მიდამოების ტბები, რომლებიც ძველ ნახეობარებში — მლაშე ტბების დეპრესიაში (კუჟიის, ილუნდიანის, ავლაბრის ტბები), ლისის ძველ ხეობაში (ლისის ტბა), კოდა-წალასკურის ძველ ხეობაში (კუშისის ტბა), ხევძმარის ქვემო წელში (გლდანის ტბები) — არიან გაჩენილი. თაბაშირის შემცველ ნალექებთან დაკავშირებული მათი დეპრესიების სუფოზიური გზით წარმოშობა და სუფოზიის პროცესის არსებობა, რაც აღნიშნული მაქვს სათანადო წერილში (1), ეჭვს არ იწვევს, მხოლოდ საკითხის ოდენობითი მხარე მოითხოვს დაზუსტებას.

პიროგრაფიული ქსელის განვითარებას და ხეობების გაღრმავებას თან ახლდა იმ ძირითადი მორფოგრაფიული ელემენტების განვითარება, რომლებიც ციკლის დასაწყისშივე ჩაისახენ, და ახალი ფორმების წარმოშობა და განვითარება.



რება. მტკვრის ხეობის მარჯვენა მხარეზე მკაფიოდ გამოისახა საშუალო სიღრმის განედური ქედები, რომლებიც რაიონის დასავლურ ნაწილში შედარებით დრმა V-მაგვარი ხეობებით არიან ერთიმეორისგან გაყოფილი. ქედები აღმოსავლეთისაკენ, მდინარე მტკვრისაკენ, თანდათან დაბლდებიან და მათ შუა არსებული ხეობებიც გაფართოებას განიცდიან. ქედები ძირითადად ანტიკლინურ ნაოჭებს ემთხვევიან და მათი ასიმეტრიული ფორმა და სწორი, ან ოდნავ ამოზნეჭილი ფერდობების დაქანება თითქმის ემთხვევა სტრუქტურების ფორმას და მათი ფრთების დაქანებას. ასე მაგალითად, არმაზის ქედის სამხრული კალთა ემთხვევა მცხეთის ანტიკლინის სამხრულ ფრთას; ლისის ქედის ჩრდილო ფერდი ციცაბოდ, თითქმის იმავე კუთხით ეცემა, როგორცაც ლისის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთის ზედაეოცენური ნალექების შრეები. სამხრული ფერდი შედარებით დამრეცია და ისიც ანტიკლინის ფრთის დაქანებას იმეორებს. რამდენადმე განსხვავებული აგებულება აქვს მამადავითის ქედს, რომელიც მამადავითის ანტიკლინის ჩრდილო ფრთაში არის განვითარებული. ქედი გამოისახა მდინარე ვერის და წავკისის-წყლის შერჩევითი ეროზიით წარმოშობილი იზოკლინური ხეობების განვითარების შედეგად. მამადავითის ქედის ჩრდილო ფერდის დაქანება თითქმის ემთხვევა ნაოჭის ჩრდილო ფრთის დაქანებას, ხოლო სამხრული ფერდის დაქანება შრეების დაქანების საწინააღმდეგოდ არის მიმართული და ქედს კუესტური ფორმა აქვს. მამადავითის ანტიკლინის თალურ ნაწილს ემთხვევა თაბორის (სეიდ-აბადის) ქედი, რომლის ჩრდილო ციცაბო ფერდი დაბახანის წყების ნალექებში წარმოქმნილი სტრუქტურული საფეხურებით არის გართულებული, ხოლო სამხრული ფერდი მამადავითის ანტიკლინის სამხრული ფრთის დაქანებას ემთხვევა. კარგად გამოსახულ სტრუქტურულ ქედს წარმოადგენს თელეთის ქედი, რომელიც თელეთის ანტიკლინს ემთხვევა და ნაოჭის ფორმას იმეორებს — დასავლურ ნაწილში ციცაბოდ ეცემა მისი სამხრული ფერდი, ხოლო აღმოსავლურში — ჩრდილო ფერდი. ქედის ფართო თხემი ნაოჭის ფართო თაღს წარმოადგენს. რამდენადმე განსხვავებული ბუნების არის იაღლუჯის ქედი, რომელიც იაღლუჯის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში განვითარებულ ეროზიულ ქედს წარმოადგენს და თელეთის ქედისაგან გაყოფილი არის მაიკოპურ ნალექებში გაჭრილი მდინარე ალგეთის ძველი ხეობით. ქედის შედარებით ციცაბო ჩრდილო ფერდი მიოცენური და მიობლიოცენური ნალექების შრეების დაქანების საწინააღმდეგოდ ეცემა, ხოლო სამხრული თითქმის ემთხვევა შრეების დაქანებას და თანდათან გადადის მარნეულის აკუმულაციურ ვაკეში, რომელიც შუა და ზედა მეოთხეულში დაძირვას განიცდის (28). ასე რომ, მდინარე მტკვრის ხეობის მარჯვენა მხარის რელიეფი, ძირითადად, სტრუქტურულ-ეროზიულ ხასიათს ატარებს და რელიეფის ფორმების თავისებურება სტრუქტურებისა და მათი ამგები ნალექების ლითოლოგიური ხასიათით არის გაპირობებული.

სხვაგვარი სურათი ვვაქვს მდინარე მტკვრის ხეობის მარცხენა მხარეზე. აქეთ რელიეფი მტკვრის მარჯვნივ გადმოადგილების პროცესში ეროზიული მოქმედების შედეგად არის დადაბლებული და სტრუქტურები, რომლებიც აქეთ თანდათან დაძირვას და გაშლას განიცდიან, რელიეფის ფორმებზე გავლენას ვერ ახდენენ. ასე რომ, აქეთ რელიეფს ძირითადად ეროზიული ხასიათი აქვს და მთავარ როლს მტკვრის და მისი შენაკადების (გლდანის-წყლის, ლოჭინის) ტერასები თამაშობენ.

მდინარე მტკვრის ახლანდელი ხეობის ფორმა რაიონის გეოლოგიურ-ტექტონიკურმა პირობებით არის გაპირობებული. რაიონის ჩრდილო ნაწილში მცხეთა-ზემო ავჭალის მონაკვეთზე მტკვარი მოედინება ვიწრო ხეობაში, რომელიც შუა- და ზედაეოცენურ ნალექებში და ქვედაოლიგოცენურ (?) სქელშრებრივ კვარციან ქვიშაქვებში არის გაჭრილი. ავჭალის ვიწრობის შემდეგ მდინარის ხეობა მნიშვნელოვნად ფართოვდება და მისი ფართო ჭალა გამომუშაებულია ქვემო ავჭალის (დიღმის) სინკლინის გულში წარმოდგენილ მაიკოპურ ნალექებში. დიდუბე-ორთაჭალის მონაკვეთზე მტკვარი კვეთს ლისის, მამადავითის და თელეთის ანტიკლინების ამგებ შუა- და ზედაეოცენურ ნალექებს, მისი ხეობა კვლავ შევიწროვებას განიცდის და მეტეხის ციხის რაიონში ვიწრო კლდეკარს ქმნის. თელეთის ანტიკლინის გავლის შემდეგ მტკვრის ჭალა ფართოვდება (მაიკოპურ ნალექებში) და შემდეგ, სამხრეთით, მდინარე მიაწყდება რა ჭერ ჩამთა-ყაჯარ-დაღის სერს (მარცხნივ) და იაღლუჯის ქედს (მარჯვნივ) გადის ფართო აკუმულაციურ ალუვიურ ვაკეზე (ყარაიას ველზე).

ამრიგად, თბილისის მიდამოების რელიეფის განვითარებაზე ძირითადი გავლენა მოახდინა რაიონის გეოლოგიურმა აგებულებამ, ტექტონიკურმა მოძრაობებმა და მდინარე წყლის ეროზიულ-აკუმულაციურმა მოქმედებამ. ალჩაგილურის შემდგომმა ტექტონიკურმა მოძრაობებმა განაპირობეს რაიონის საერთო აზვევება და რელიეფის აღმავალი განვითარება. ამასთან, საერთო აზვევების ფონზე რაიონის უკიდურეს სამხრულ ნაწილში გამოიყოფა შეფარდებითი დაძირვის ზოლი (მარნეულის ვაკე და ყარაიას ველი), რაც კარგად ჩანს ამ ადგილებში ალუვიური ნალექების სისქის მიხედვით და იმითაც, რომ სამხრული მიმართულებით მდინარე მტკვრის ტერასების შეახლოვება და მათი აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლეების თანდათანო კლება ხდება. მტკვრის ტერასების არსებობა იმაზე მიგვითითებს, რომ აზვევება მიმდინარეობდა არათანაბარი ტემპით, ბიძგების სახით. აზვევების რაიონში მდინარე მტკვრისა და მისი შენაკადების ეროზიული მოქმედების შედეგად გეოლოგიური აგებულების შესაბამისად განვითარდა: ა) სტრუქტურულ-ეროზიული რელიეფი განედური მიმართულების ქედებით, მდინარე მტკვრის ხეობის მარჯვენა მხარეზე, და ბ) ეროზიული ტერასებიანი რელიეფი, მარცხენა მხარეზე. რაიონის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლურ ნაწილში გამოიყო ტექტონიკურ-ეროზიული ხასიათის საგურამო-იანოს ქედი, რომელიც შეცოცების ზოლის გასწვრივ განიცდის აზვევებას.

ლიტერატურა

1. ალვაიძე ვ., სუფოზიის როლი თბილისის მიდამოების ტბების წარმოშობაში, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 111, 1965.
2. კაკარავა ი., თბილისის მიდამოების პალეოგენი, საქ. გეოლოგიური ინსტიტუტის მოამბე, ტ. II, ნაკვ. I, საქ. მეცნ. აკად. საქართვე. ფილიალის და თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი. 1936.
3. კოლოშვილი ლ., მუხრანის ველის წარმოშობისათვის ახალგაზრდა ტექტონიკურ მოძრაობასთან დაკავშირებით, საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XII, № 5, 1951.
4. მაცხოროშვილი კ., ჩხეიძე დ., თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთ დაბოლოების (ქ. თბილისის რაიონი) მეოთხეული ნალექები, საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლოგ. ინსტიტუტის ფონდები, 1962.



5. წერეთელი დ., ქვემო ქართლის ბარის რელიეფი და მეოთხეული ნალექების აკადემიის ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. VIII, ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია, 1957.
6. კელიძე გ., მტკვრის ხეობის გეოლოგიური აგებულება ქ. რუსთავსა და წითელ ხიდს შუა, საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტ. VIII (XIII), 1955.
7. ჯანელიძე ა., ტფილისის მიდამოების ჰიდროგრაფიისათვის, ტფილისის უნივერსიტეტის შრომები, V, 1925.
8. ჯანელიძე ა., მდინარე ვერის ხეობა ტფილისის მიდამოებში, საქ. მუზეუმის შრომები, III, 1927.
9. ჯანელიძე ა., თბილისის მეწყრები და მეწყრული მოვლენების გეოლოგიური მნიშვნელობა, მოხსენებათა კრებული, თბილისის სახ. უნივერსიტეტის სამეცნიერო სესიები, № 1, 1947.
10. ჯანელიძე ა., კახეთის ქედის გვიანი მესამეულის კონგლომერატების წყების გამო, საქ. სსრ მეცნ. აკად. შრომები, ტ. X, № 3, 1949.
11. ჯანელიძე ა., ცივის წყების ასაკის შესახებ, საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის შრომები, ტ. X, № 4, 1949.
12. ჯანელიძე ა., ზემო ავჭალის დისლოკაცია, საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის შრომები ტ. XI, № 1, 1950.
13. ჯანელიძე ა., თბილისი და გეოლოგია, თბილისი 1500, საიუბილეო კრებული, თსუ, 1958.
14. Булейшвили Д. А., Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии, Гостоптехиздат, Л., 1960.
15. Булейшвили Д. А., Плиоцен. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Изд-во «Недра», М., 1964.
16. Варданянц Л. А., Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
17. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы, Труды Геол. ин-та АН Гр. ССР, Монография, № 2, Изд-во АН Груз. ССР, 1949.
18. Гамкрелидзе П. Д., Тектоника, Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Изд-во «Недра», М., 1964.
19. Гамкрелидзе П. Д., Схема тектонического строения Грузии, Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии, Путеводитель экскурсий, Тбилиси, 1965.
20. Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР (Типы рельефа и районы их распространения), Изд-во АН СССР, М.-Л., 1947.
21. Дэвис В. М., Реки и долины Пенсильвании, Геоморфологические очерки (перевод с английского), Изд-во Иностран. лит., М., 1962.
22. Дэвис В. М., Реки северного Нью-Джерси и общие замечания по классификации рек, Геоморфологические очерки (перевод с английского), Изд-во Иностран. лит., М., 1962.
23. Кудрявцев Н. А., Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры, Труды Нефт-геол. развед. ин-та, сер. 15, вып. 32, 1932.
24. Пахомов В. Е., Геологическое строение Тифлисского района. Фонды Треста Грузнефти, 1935.
25. Пахомов В. Е., К геоморфологии Дзегви-Даллярского участка долины реки Куры (Закавказье), Изв. Государств. географ. общ., т. 69, вып. 5, 1937.
26. Цагарели А. Л., Четвертичная система, Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, изд-во «Недра», М., 1964.
27. Цагарели А. Л., Геоморфология, Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, изд-во «Недра», М., 1964.
28. Цагарели А. Л. и Мацхонашвили К. Г., Геоморфология, Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии, Труды Геологич. ин-та АН

- Груз. ССР, новая серия, вып. 1, изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1965.
29. Церетели Д. В., Плейстоценовые отложения и развитие рельефа Грузии, Автореферат докторской диссертации, Тбилиси, 1965.

გეოლოგიის და პალეონტოლოგიის კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 5. VII. 1966 წ.)

В. С. АЛПАИДЗЕ

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ОКРЕСТНОСТЕЙ г. ТБИЛИСИ В АКЧАГЫЛЕ И ПОСЛЕДУЮЩЕЕ ВРЕМЯ

Резюме

В акчагыльское время окрестности г. Тбилиси представляли прибрежный район залива акчагыльского моря с молорасчлененным и сравнительно низким рельефом, черты которого, из-за замедления тектонических движений и эрозионных процессов, определялись в основном тектоническим строением района. Из рек акчагыльского времени можно назвать р. Куру, аллювий которой сохранился на г. Кашвети—Цилубани и Самгорском поле, которые являются остатками аллювиальной равнины. Следы малых рек в рельефе не сохранились.

С конца акчагыльского времени наблюдается усиление восходящих тектонических движений, которые обусловили отступление моря и усиление эрозионных процессов. В результате тектонических движений р. Кура, которая в акчагыле занимала тектонически пониженный район и являлась консеквентной рекой, постепенно перемещается вправо и становится антецедентной по отношению воздымающегося восточного окончания Триалетского хребта, вырабатывая на этом месте сквозную долину. В это же время начали развиваться притоки р. Куры, которые в соответствии с направлением тектонических структур образовали консеквентную гидрографическую сеть. В ходе эрозионного действия р. Куры и её притоков на правой стороне долины р. Куры образовался горно-долинный структурно-эрозионный тип рельефа с хребтами широтно-го направления и средней высоты, где хребты в основном совпадают с антиклинальными структурами. На левой стороне долины, где структуры постепенно погружаются и выколаживаются, в результате эрозионного действия р. Куры и её постепенного перемещения вправо, образовался сравнительно низкий террасированный рельеф. В южной части района в результате относительного погружения образовалась широкая аккумулятивная аллювиальная равнина (Марнеульская равнина и Караязская степь), а в северной части, вдоль линии взброса, воздымается средневысотный эрозионно-тектонический Сагурамский хребет.

მ. კაკაბაძე

კოლხიდიტების ფილიაციის საკითხისათვის

ამონიტების ამა თუ იმ ჯგუფის ფილოგენეტიური კავშირების შესწავლისათვის ონტოგენიური კვლევის მეფოდს, გეოქრონოლოგიური მონაცემების გათვალისწინებით, გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს.

კოლხიდიტებში ნიჟარის საერთო ფორმის, სკულპტურის და ხვეულის განივი კვეთის მიხედვით ონტოგენიის შემდეგი სტადიები გაირჩევა:

I. ჰელიკოიდური სტადია—ნიჟარა ჰელიკოიდური ფორმისაა. მისი ხვეულების რაოდენობა იცვლება ორიდან რვაამდე. შესაბამისად, ცვალებადია ჰელიქსის ფორმაც (დაბალი, საშუალო, მაღალი). ამ სტადიაში სამი ქვესტადია გაირჩევა:

1. გლუვი ნიჟარის ქვესტადია—ნიჟარის ეს მონაკვეთი განხვეულია. იგი ჰელიქსის წვეროს წარმოადგენს. წიბოები ჯერ არ არის წარმოქმნილი. ხვეულის განივი კვეთი ელიფსურია, უფრო განიერი, ვიდრე მაღალი.

2. წიბოების ჩასახვის ქვესტადია—ჰელიქსის პირველ ხვეულზე ჩნდება წიბოები; ისინი სიფონურ და ანტიციფონურ მხარეზე არ გადადიან. ხვეულის განივი კვეთი ელიფსურია, უფრო განიერი, ვიდრე მაღალი.

3. წიბოების სრული ჩამოყალიბების ქვესტადია—წიბოები სიფონურ მხარეზე ჯერ დასუსტებულია, ხოლო შემდეგ ნორმული. ჰელიქსის ბოლო ხვეულზე მთავარი წიბოების გვერდით ზოგჯერ ტოტებიც შეიმჩნევა. ხვეულის განივი კვეთი წრიულია. ზოგ ფორმებს ჰელიქსის ბოლო ხვეულის სიფონურ მხარეზე ერთი ან ორი წყვილი კოპების მწკრივი აქვს განვითარებული.

II. დისკოიდური სტადია—ხვეულები ერთ სიბრტყეშია დახვეული. მათი რაოდენობა იცვლება ნახევარი ხვეულიდან სამამდე. დისკო ხვეულებრივ ევოლუტური ან სუსტად ინვოლუტურია, იშვიათად კი—კრიოცერატიტული. მოკაზმულობა შედგება მთავარი და დამატებითი წიბოებისაგან. ზოგიერთ ფორმებს ხვეულის სიფონურ მხარეზე ერთი ან ორი წყვილი კოპების მწკრივი აქვს განვითარებული. კოპების გაჩენა ხშირად დისკოზე იწყება, იშვიათად კი ჰელიქსის უკანასკნელ ხვეულზე. ისინი დისკოს პირველ ხვეულზე სწრაფად ძლიერდებიან და დისკოიდურ სტადიაზევე ქრებიან. დამატებითი წიბოები ხვეულებრივ ხვეულის შუა ან ზედა მესამედში იწყებიან და სიფონური მხარისკენ არიან მიმართული. კოპებიანი კოლხიდიტების ერთ ჯგუფში კი დამა-

ტებითი წიბოები (ჩანამატი, ტოტები) ანტისიფონური მხარისკენაა მიმართული. ხვეულის განივი კვეთი ცვალებადია; იგი შეიძლება იყოს ელიფსური, ოვალური ან ტრაპეციოიდური.

III. განხვეული სტადია—ამ სტადიაში ორი ქვესტადია გამოიყოფა:

1. გამართული ღეროს ქვესტადია—ღერო მორთულია მთავარი და დამატებითი წიბოებით. ჩანამატი წიბოები განვითარებულია როგორც სიფონურ, ისე ანტისიფონურ მხარეზე. მილის განივი კვეთი ელიფსურია, უფრო მაღალი, ვიდრე განიერი.

2. კავის ქვესტადია—კავზე დამატებითი წიბოები თანდათანობით ქრებიან და კავის უკუქცეულ ნაწილზე განვითარებულია მხოლოდ მთავარი წიბოები, რომლებიც მსხვილია და ერთმანეთს მნიშვნელოვნადაა დაცილებული. მილის განივი კვეთი ოთხკუთხედურს უახლოვდება.

ამრიგად, კოლხიდიტების ნიჟარის მორფოლოგიურ ნიშანთა განვითარებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა. კერძოდ, ჰელიკოიდურ სტადიაზე დამატებითი წიბოები მხოლოდ ჰელიქსის ბოლო ხვეულზე ჩნდებიან. შემდეგ, დისკოზე და ღეროზე, არის როგორც მთავარი, ისე დამატებითი წიბოები, ხოლო კავის უკუქცეულ ნაწილზე მხოლოდ მთავარი წიბოებია განვითარებული.

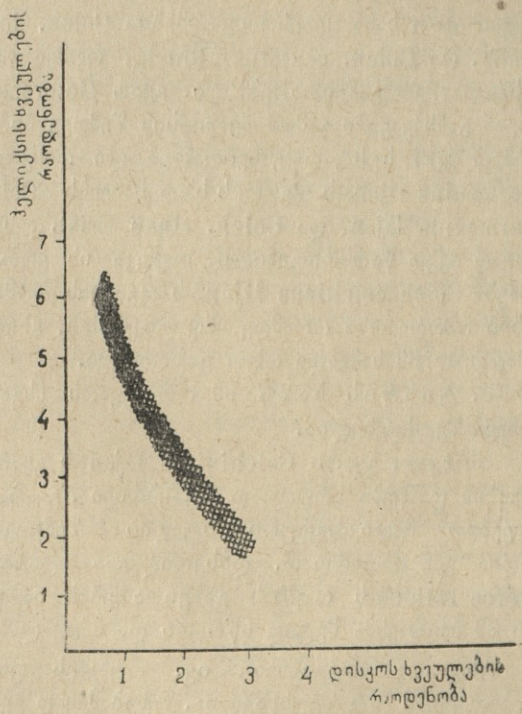
კანონზომიერება შეიმჩნევა კოპებიანი კოლხიდიტების სკულპტურის განვითარებაშიც. მათ კოპები ჰელიქსის ბოლო ხვეულზე ან დისკოს დასაწყისში უჩნდებათ. ისინი განვითარების მაქსიმუმს დისკოს პირველსავე ხვეულზე აღწევენ და დისკოიდურ სტადიაზევე ქრებიან. იმ ფორმებს, რომელთაც წყვილი კოპების ერთი მწკრივი აქვთ (*Imerites densecostatus* Renng.-ის ჯგუფი) კოპები დისკოს პირველსავე ხვეულზე ან მეორე ხვეულის დასაწყისში უქრებათ. რაც შეეხება *Im. giraudi* Kil.-ის ჯგუფის წარმომადგენლებს, მათ კოპები (ორი წყვილი) დისკოს მომდევნო ხვეულებზეც გასდევთ. კიდის კოპები ყოველთვის უფრო სუსტია, ვიდრე სიფონური კოპები.

კანონზომიერება შეიმჩნევა აგრეთვე ხვეულის განივი კვეთის ცვლაში. სახელობრ, ხვეულის განივი კვეთის გაგანიერების მაქსიმუმებია ჰელიკოიდური სტადიის დასაწყისი და განხვეული სტადიის ბოლო—კავის უკუქცეული ნაწილი, გაბრტყელებისა კი—დისკოიდური სტადია და ღეროს დასაწყისი. საყურადღებოა, რომ ხვეულის განივი კვეთის ცვლა კოლხიდიტების სხვადასხვა წარმომადგენლებში სხვადასხვა ტემპებით ხდება, მაგრამ შემოადინიშნული ზოგადი კანონზომიერება არსად დარღვეული არ არის.

კოლხიდიტების ფილოგენიის საკითხების შესწავლის თვალსაზრისით საინტერესოა, აგრეთვე, ჰელიკოიდური და დისკოიდური სტადიების ხანგრძლივობის ურთიერთდამოკიდებულების თავისებურება: ის ფორმები, რომელთაც დისკო სუსტად აქვთ განვითარებული, კარგად განვითარებული ჰელიქსით ხასიათდებიან და პირიქით, ფორმები, რომელთაც დაბალი ჰელიქსი აქვთ, კარგად განვითარებული დისკოთი ხასიათდებიან. ნახ. 1-ზე მოცემული დიაგრამა კარგად გამოხატავს ჰელიკოიდური და დისკოიდური ხვეულების შემოადინიშნულ უკუპროპორციულ დამოკიდებულებას. კოლხიდიტების ინდივიდუალ-

ლური განვითარების ზოგადი კანონზომიერების განხილვის შემდეგ შევხებით მათი ფილიაციის საკითხს.

კოლხიდიტების წარმოშობის საკითხს პირველად ალ. ჯანელიძე (1) შეხ-ხო. მიუხედავად იმისა, რომ იმ დროისათვის (1926 წ.) კოლხიდიტის სულ რამდენიმე ნიმუში იყო ცნობილი, ავტორი ამ მცირე მასალის გაანალიზების გზით მნიშვნელოვან დასკვნამდე მივიდა. ალ. ჯანელიძე აღნიშნავს: „ახალი გვარის ნათესაობა საკმაოდ გარკვეული არის. **Lytocera**ტიდებთან, როგორც **Turrilites** ან **Macroscaphites**, დაახლოვება შეუძლებელია. ტიხრის ხაზი, წიბოების განვითარება და მილის განაკვეთი ნათლად მოწმობს, რომ **Hoplitid-**ების მონათესავე ჯგუფთან გვაქვს საქმე. განსაკუთრებით ახლოს დგას **Colchidites**-თან **Heteroceras d'Orb...** თუ მხედველობაში მივიღებთ განხვეული ნაწილის ძლიერ განვითარებას, ძნელი საფიქრებელი იქნება, რომ **Colchidites** ევოლუციის დასაწყისი იყოს. პირიქით, უფრო დასაჯერებელია, რომ ეს ფორმა განვითარების გრძელი პროცესის დასკვნას წარმოადგენს. თუ ეს ასეა, მაშინ ჰელიკოიდური დახვევა პალინგენეტურ ითვისება იქნება და **Colchidites**-ის წინაპრები ჰელიკოიდურ ფორმებში უნდა ვეძიოთ. ასეთი არის **Heteroceras**, რომელიც ქრონოლოგიურადაც მას წინ უძღვის“.



ნახ. 1.

შემდგომ, კოლხიდიტების წარმოშობის საკითხს გაკვრით ეხებიან ივ. რუხაძე (4), ი. როიო-გომესი (5), მ. ერისთავი (3) და სხვისინი, ალ. ჯანელიძის მსგავსად, კოლხიდიტების წინაპრებად გვარ **Heteroceras d'Orb.**-ს ასახელებენ. რაც შეეხება კოლხიდიტების სხვადასხვა ჯგუფების ურთიერთდამოკიდებულებას, აღსანიშნავია, რომ სხეულზე ავტორებს, გარდა მ. ერისთავისა, ამ მიმართულებით რაიმე სპეციალური გამოკვლევა არ ჩატარებიათ.

ჯერ განვიხილოთ კოლხიდიტების გვარ **Heteroceras d'Orb.**-სგან წარმოშობის მაჩვენებელი ნიშნები.

კოლხიდიტებს შორის გვარ **Heteroceras d'Orb.**-სთან განსაკუთრებით ახლოს დგას გვარი **Colchidites Djan. (s. str.)**. ონტოგენიის საწყისი სტადიების მსგავსება, გარდამავალი ფორმები, სკულპტურისა და ტიხრის ხაზის საერთო

ხასიათი ამ ორ გვარს შორის გენეტურ კავშირზე მიგვიჩივებს. განვიხილოთ ეს ნიშნები უფრო დეტალურად:

1. ონტოგენიის საწყისი სტადიების მსგავსება. პირველი სტადია ორივე გვარს ჰელიკოიდური აქვს. მათ ჰელიქსის საერთო ფორმა, დახვევის ხასიათი, სკულპტურა, ხვეულის განივი კვეთის ცვალებადობა და სხვა სრულიად მსგავსი აქვთ. იმდენად მსგავსი, რომ ამ ორი გვარის მხოლოდ ჰელიკოიდური ნაწილები რომ ავიღოთ, ვერ ვიტყვი რომელია ჰეტეროცერასი და რომელი კოლხიდიტი.

2. გარდამავალი ფორმები. გვარ *Heteroceras d'Orb.*-ს უფრო *Colch. intermedius Djan.*-ს ჯგუფი უახლოვდება. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით საინტერესო ფორმებია *Colch. longus Rouch.*, *Colch. rotundus Rouch.* და *Colch. costatus Rouch.*, რომელთაც დისკოიდური სტადია ძალზე ზუსტად აქვთ განვითარებული. გვარ *Heteroceras d'Orb.*-ს წარმომადგენლებისგან განსხვავებით მათ ჰელიქსის შემდეგ პირდაპირ ღერო კი არ ეწყებათ, არამედ ჯერ სუსტად განვითარებული დისკოიდური ნაწილი აქვთ¹. *Colch. intermedius Djan.*-ს ჯგუფის სხვა სახეებს—*Colch. rouchadzei Erist.*, *Colch. intermedius Djan.* და *Colch. tinae Erist.* დისკოიდური ნაწილი კიდევ უფრო კარგად აქვთ წარმოდგენილი, თუმცა ის ერთ ხვეულს არ აღემატება. რაც შეეხება *Colch. colchicus Djan.*-ს ჯგუფის წარმომადგენლებს, მათ დისკოს ხვეულების რაოდენობა ორამდე, ხოლო *Colch. shaoriensis Djan.*-ს ჯგუფის წარმომადგენლებს სამამდე აქვთ გაზრდილი.

3. ტიხრის ხაზი ამ ორ გვარს მსგავსი აქვს და ამ ნიშნით მათი გარჩევა შეუძლებელია.

ამრიგად, გვარი *Colchidites Djan.*-ს გვარ *Heteroceras d'Orb.*-სგან წარმომობის დაშვება სრულიად ბუნებრივია. გვარ *Heteroceras d'Orb.*-სგან განსხვავებით ჰელიკოიდური სტადიის შემდეგ კოლხიდიტებს დისკოიდური სტადია განუვითარდათ. დისკოიდური სტადიის წარმოშობა, როგორც ჩანს, *Heteroceratidae*-ს ოჯახის განვითარების ისტორიაში მნიშვნელოვანი ეტაპი იყო: ამ პროცესმა მეტად სწრაფი და მრავალმხრივი ევოლუცია გამოიწვია.

როგორც აღვნიშნეთ, ივ. რუხაძეს ფილოგენეტური მიმართულებით კოლხიდიტები არ შეუსწავლია. შესაბამისად გვარ *Colchidites Djan.*-ს შემოაღნიშნული სამი ჯგუფი—*Colch. intermedius Djan.*, *Colch. shaoriensis Djan.* და *Colch. colchicus Djan.* მის მიერ ფილოგენეტური თანამიმდევრობით არ არის დალაგებული. მ. ერისთავმა (3) აღნიშნა, რომ ეს ჯგუფები გვარ *Colchi-*

¹ გარდამავალი ფორმების განხილვასთან დაკავშირებით საინტერესოა ვ. დრუშჩიცის (2) შენიშვნა: „Ряд видов, которые относились к роду *Colchidites* после ревизии, по-видимому, будут принадлежать к роду *Heteroceras*“. ავტორს ასეთ სახეებად მიაჩნია *Colch. ellipticus Rouch.* და *Colch. rotundus Rouch.* *Colch. ellipticus Rouch.*-ის, როგორც გარდამავალ ფორმად განხილვა, ცხადია, გაუგებრობასთან არის დაკავშირებული. ივ. რუხაძის (4) მიერ ამ სახელით აღწერილი ფორმა კარგად განვითარებული დისკოთი (ხვეულების რაოდენობა 1,5-ზე მეტია) ხასიათდება. რაც შეეხება *Colch. rotundus Rouch.*, მას ისევე როგორც *Colch. longus Rouch.* და *Colch. costatus Rouch.*, დისკოს „ფრაგმენტი“ უკვე განვითარებული აქვს და მისი გვარ *Heteroceras d'Orb.*-ში მოთავსება გაუმართლებელი იქნებოდა.

dites Djan-ს განვითარების მიმართულებას კარგად გამოხატავენ და ისინი დალაგა თანმიმდევრობით—*Colch. intermedius Djan.*, *Colch. colchicus Djan.* და *Colch. shaoriensis Djan.*

მართლაც, *Colch. intermedius Djan.*-ს ჯგუფი გარდამავალს წარმოადგენს გვარ *Heteroceras d'Orb.*-სა და გვარ *Colchidites Djan.*-ს შუა. იგი ხასიათდება კარგად განვითარებული ჰელიქსით და სუსტად განვითარებული დისკოთი. *Colch. colchicus Djan.*-ს ჯგუფში გაერთიანებული სახეებისთვის დამახასიათებელია კარგად განვითარებული ჰელიქსი და წინა ჯგუფთან შედარებით უფრო ძლიერ განვითარებული დისკო. რაც შეეხება განხვეულ ნაწილს, იგი ორივე ჯგუფს კარგად აქვს წარმოდგენილი. მესამე—*Colch. shaoriensis Djan.*-ს ჯგუფი კიდევ უფრო შორს დგას გვარ *Heteroceras d'Orb.*-სგან. აქ დისკოიდური ხვეულების რაოდენობა სამამდეა გაზრდილი (შესაძლებელია მეტიც) ხოლო ჰელიკოიდური ხვეულების რაოდენობა საგრძნობლად შეცვარებულია (იცივლება 2-დან 3-მდე).

ამრიგად, გვ. *Heteroceras d'Orb.* და გვ. *Colchidites Djan.* შორის ზემოაღნიშნული უწყვეტი თანამიმდევრობა თვით გვ. *Colchidites Djan.*-ს ჯგუფებშიც კარგად ჩანს: გვ. *Heteroceras d'Orb.*, → გვ. *Colch. intermedius* → გვ. *Colch. colchicus* → გვ. *Colch. shaoriensis*. როგორც ვხედავთ გვარ *Colchidites Djan.*-ს განვითარების ძირითადი ხაზი ჰელიკოიდური სტადიის შემცირებისა და დისკოიდური სტადიის გაზრდისკენ იყო მიმართული. საინტერესოა, აგრეთვე, ხვეულის განივი კვეთის ცვლის სურათიც; ირკვევა, რომ გარდამავალი—*Colch. intermedius Djan.*-ს ჯგუფისგან განსხვავებით *Colch. colchicus Djan.* და, განსაკუთრებით კი მესამე—*Colch. shaoriensis Djan.* ჯგუფები უფრო ბრტყელი დისკოს ხვეულებით ხასიათდებიან.

ახლა შევეხებით გვარ *Imerites Rouch.* სახელით გაერთიანებული ჯგუფების წარმოშობის თანამიმდევრობის საკითხს. ივ. რუხაძემ (4) ამ გვარში სახეთა ორი ჯგუფი გააერთიანა—1. ჯგუფი *Im. giraudi Kil.*, რომელიც ხასიათდება ხვეულის სიფონურ მხარეზე წყვილი კოპების ორი მწკრივით და 2. ჯგუფი *Im. densecostatus Renng.*, რომელიც ხასიათდება წყვილი კოპების ერთი მწკრივით. ონტოგენურმა შესწავლამ დაგვანახა, რომ *Im. giraudi Kil.* და *Im. densecostatus Renng.* ჯგუფები სხვა ძირითადი ნიშნებითაც მკაფიოდ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. ასე მაგალითად, ა) *Im. giraudi Kil.*-ის ჯგუფის წარმომადგენლებს კოპების მწკრივი დისკოს მეორე, ზოგჯერ კი მესამე ხვეულზეც გასდევს; *Im. densecostatus Renng.*-ის ჯგუფის წარმომადგენლებს კი, როგორც წესი, კოპები დისკოს პირველი ხვეულის ბოლოს ან მეორე ხვეულის დასაწყისში უჭრებათ; ბ) *Im. giraudi Kil.*-ის ჯგუფის წარმომადგენლებისთვის ტოტები არ არის დამახასიათებელი, ხოლო ჩანამატი წიბოები იწვითა და მათ სიფონურ მხარეზე კოპები არ აქვთ განვითარებული. რაც ეეხება *Im. densecostatus Renng.*-ის ჯგუფს, იგი ხასიათდება როგორც ჩანამატი წიბოებით, ისე ტოტებით, რომელთაც სიფონურ მხარეზე, მთავარი წიბოების მსგავსად კოპები აქვთ განვითარებული; გ) საინტერესოა, აგრეთვე, რომ განსხვავებით *Im. densecostatus Renng.*-ის ჯგუფისაგან, რომელსაც დისკოზე ურთიერთშემხები ხვეულები ახასიათებს, *Im. giraudi Kil.*-ის ჯგუფის წარმომადგენლებისთვის დისკოზე კრიოცერატიტული ხვეულები არის დამახასიათებელი.



საყურადღებოა მათი ქრონოლოგიური შედარებაც: *Im. giraudi* Kil.-ის ჯგუფი ჩნდება ზედა ბარემის *Heteroceras leenhardti*-ს ზონაში და მომდევნო *Colchidites securiformis*-ის ზონაშიც აღის. *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფი კი მხოლოდ *Colchidites securiformis*-ის ზონისათვის არის დამახასიათებელი.

ამ ჯგუფების ფილიაციის შესახებ მეტად საინტერესო მოსაზრება აქვს გამოთქმული მ. ერისთავს (3); იგი აღნიშნავს: „Если группа *Colchidites (Imerites) giraudi* Kil. несомненно отделилась от *Heteroceras* раньше, чем *Colchidites sensu str.*, то неясно положение группы *Colch. (Im.) densecostatus* Renng. Если производить её от группы *Colchidites (Imerites) giraudi* Kil., то придётся допустить, что в ряде *Heteroceras sensu str.*—группа *giraudi*—группа *densecostatus* наблюдалось обратное развитие, выжившееся в появлении двух рядов бугорков у группы *Colchidites (Imerites) giraudi* Kil. и в последующем исчезновении одного ряда у группы *Colch. (Im.) densecostatus* Renng. Поэтому приходится группу *Colchidites (Imerites) densecostatus* Renng. считать за параллельную ветвь с *Colch. (Im.) giraudi* Kil. или же производить её от групп *Colch. securiformis* Sim.¹ и *Colch. colchicus* Dj., с которыми она имеет много общего по величине геликса и спиральной части. Однако нельзя не принять во внимание, что группа *Colchidites (Imerites) densecostatus* Renng. появляется одновременно со всеми тремя группами *Colchidites sensu str.* Скорее всего среди колхидитов имеется ряд параллельно развивающихся ветвей“.

Im giraudi Kil. და *Im. densecostatus* Renng. ჯგუფების შედარებიდან დავინახეთ, რომ ისინი მკაფიოდ განსხვავდებიან არა მარტო კოპების ხასიათით, არამედ მთავარი და დამატებითი წიბოებისა და დისკოიდური ხვეულების თავისებურებითაც. ამიტომ, მათი დაახლოება, ანუ უშუალო გენეტური კავშირი, ძნელი წარმოსადგენია.

მეორე მხრივ, საინტერესოა, რომ *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფი მსგავსებას იჩენს გვარ *Colchidites* Djan.-ში შემავალ *Colch. colchicus* Djan.-ს ჯგუფთან. ვარდა იმისა, რომ პელიქსისა და დისკოს საერთო ფორმით, ხვეულის განივი კვეთითა და წიბოების ხასიათით ისინი ერთმანეთს ემსგავსებიან, აღსანიშნავია, რომ მათ შორის გარდამავალი ფორმებიც არსებობენ. ასეთებია *Im. microcostatus* Rouch., *Im. semituberculatus* Rouch., *Im. planus* Rouch. და სხვა; მათ სიფონური კოპები დისკოს პირველი ხვეულის საწყის ნაწილზე (ძალიან მცირე მონაკვეთზე) სუსტად, ჩანასახის ფორმით აქვთ წარმოდგენილი. კოპები იმდენად სუსტადაა განვითარებული, რომ მ. ერისთავმა, ივ. რუხაძისაგან განსხვავებით, ისინი გვარ *Colchidites* Djan.-ში გააერთიანა.

სტრატეგრაფიულად *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფი და გვარი *Colchidites* Djan. მხოლოდ *Colchidites securiformis*-ის ზონიდან იყო ცნობილი. მაგრამ ჩემს მიერ ქ. ქუთაისის მიდამოებში (წყალწითელას ჭრილი) *Heteroceras leenhardti*-ს ზონაში ნაპოვნია *Colchidites kutaisiensis* sp. nov.-ს ერთი ნიმუში, რომელიც *Colch. intermedius* Djan.-ს ჯგუფს ეკუთვნის. ეს შემთხვევა ერთადერთია, მაგრამ, თავისთავად მეტად მნიშვნელოვანი. შესაძლებელია ამ

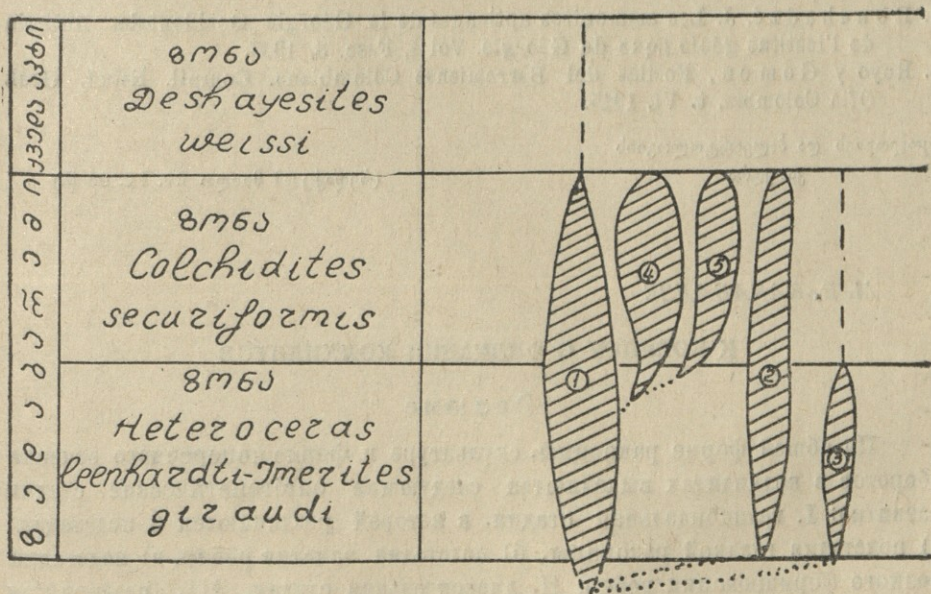
¹ მ. ერისთავი აქ გულისხმობს *Colch. shaoriensis* Djan.-ის ჯგუფს.

ჯგუფის წარმომადგენლები *Heteroceras leenhardti*-ს ზონიდან აღმოჩნდეს. ამრიგად, გვარი *Colchidites* Djan. Im. densecostatus Renng.-ის ჯგუფს ქრონოლოგიურად წინ უძღვის.

თუ ჩამოთვლილ ნიშნებს მხედველობაში მივიღებთ (ნიჟარის მორფოლოგიური ნიშნების მსგავსება, გარდამავალი ფორმები და ქრონოლოგიური მონაცემები) თითქოს უფრო ბუნებრივია დავუშვათ, რომ *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფი გვარ *Colchidites* Djan.-საგან, უფრო ზუსტად, *Colch. colchicus* Djan.-ს ჯგუფისაგან მომდინარეობდეს.

აქვე უნდა შევნიშნო, რომ როგორც *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფის, ისე გვარ *Colchidites* Djan.-ს აღნიშნული სამი ჯგუფის (*Colch. intermedius* Djan.—*Colch. colchicus* Djan.—*Colch. shaoriensis* Djan.) ფილიაცია ისე კი არ უნდა წარმოვიდგინოთ, რომ ერთის წარმოშობა-განვითარება მეორის მოსპობას ნიშნავს. პირიქით, ქრონოლოგიური დაკვირვება გვიჩვენებს, რომ ამ ჯგუფების განვითარება პარალელურად მიმდინარეობდა.

რაც შეეხება *Im. giraudi* Kil.-ის ჯგუფს, იგი, როგორც აღვნიშნეთ, *Im. densecostatus* Renng.-ის ჯგუფისაგან მკაფიოდ განსხვავებულია. ეს ჯგუფი



ნახ. 2. კოლხიდიტების ფილიაციის სქემა:

- 1—გვარი *Heteroceras* d'Orb. 2—ჯგუფი *Imerites giraudi* Kil.
- 3—ჯგუფი *Imerites dichotomus* Erist. 4—გვარი *Colchidites* Djan.
- 5—ჯგუფი *Imerites densecostatus* Renng.

უფრო ადრე *Heteroceras leenhardti*-ს ზონაში გამოეყო პეტროცერასებს და განვითარების სრულიად დამოუკიდებელი შტო მოგვცა.

კობებიან კოლხიდიტებში ზემოაღნიშნული ორი ჯგუფის გვერდით გამოიყოფა მესამე ჯგუფი (პირობითად მას *Im. dichotomus* Erist.-ს ჯგუფს ვუწოდებთ. იგი, ისევე როგორც *Im. giraudi* Kil.-ის ჯგუფი, *Heteroceras leenhardti*-ს ზონაში ჩნდება, მასაც ორი წყვილი—სიფონური და კიდის კობების მწკრი-



საქართველოს
ბუნებისმეტყველების
აкадеმიის
გამომცემი

ვი ახასიათებს. მაგრამ *Im. giraudi* Kil.-ის ჯგუფისგან განსხვავებით აქ კიდის კოპები, როგორც წესი, ტოტების შეერთების წერტილს წარმოადგენს. ამასთანავე, საყურადღებოა, რომ ჩანამატი წიბოები, ისევე როგორც ტოტები, ანტიციფონური მხარისკენ არიან მიმართული. ამ მხრივ ეს ჯგუფი კოლხიდიტების დანარჩენი ჯგუფებისაგან მკაფიოდ განსხვავდება. ბუნებრივია დავუშვათ, რომ ეს ჯგუფიც დამოუკიდებელ შტოს წარმოადგენს.

ამრიგად, ყველა ზემოთ მოყვანილი მოსაზრებებისა და დაკვირვებების მიხედვით კოლხიდიტების ფილიაციის შემდგენიანი სქემა შეიძლება წარმოვიდგინოთ (ნახ. 2).

ლიტერატურა

1. ჯანელიძე ა. ი., გეოლოგიური და პალეონტოლოგიური ნარევი. ტფილისის უნივერსიტეტის მოამბე, VI, 1926.
2. Друщич В. В., О стратиграфическом положении колхидитовых слоев зоны *Colchidites securiformis*, ДАН СССР, том 152, № 6, 1933.
3. Эристави М. С., Нижнемеловая фауна Грузии, Институт геологии и минералогии, АН ГССР, Тбилиси, 1955.
4. Rouchadze J. Les ammonites aptiennes de la Géorgie Occidentale. Bulletin de l'institut géologique de Géorgie. Vol I, Fasc. 3, 1933.
5. Royo y Gomez., Fósiles del Barremiense Colombiano. Compil. Estud. Geol. Ofic Colombia, t. VI, 1945.

გეოლოგიის და პალეონტოლოგიის
კათედრა

(რედაქციამ მიიღო 29. IX. 66 წ.)

М. В. КАКАБАДЗЕ

К ВОПРОСУ О ФИЛИАЦИИ КОЛХИДИТОВ

Резюме

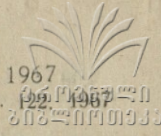
По общей форме раковины, скульптуре и форме поперечного сечения оборотов в колхидитах выделяются следующие онтогенетические стадии развития: I. геликоидальная стадия, в которой различаются 3 подстадии: а) подстадия гладкой раковины, б) подстадия зачатия рёбер, в) подстадия полного формирования ребер; II. дискоидальная стадия. III. развернутая стадия, в которой выделяются 2 подстадии: а) подстадия выпрямленного ствола и б) подстадия крючка.

Генетическая связь между родами *Heteroceras* и *Colchidites* (1) не вызывает сомнений. Систематизация групп рода *Colchidites* Djan. в порядке: гр. *Colch. intermedius* → гр. *Colch. colchicus* → гр. *Colch. shaoriensis* хорошо выражает основное направление развития этого рода.

Интересен также вопрос о последовательности происхождения групп, объединяемых в род *Imerites* Rouch. Онтогенетические исследования групп *Im. giraudi* Kil. и *Im. densecostatus* Renng. показали, что эти группы резко отличаются друг от друга. С другой стороны, группа *Im. densecos-*

tatus Renng. по форме и величине геликса, дискоидальной части, поперечного сечения оборотов и по общему характеру скульптуры имеет много общего с группой *Colch. colchicus* Djan. Примечательно также наличие переходных форм (*Im. microcostatus* Rouch., *Im. semituberculatus* Rouch. и др.) между ними. Перечисленные признаки указывают на генетическую связь между этими группами.

В бугорчатых колхидитах (*Imerites*), помимо группы *Im. giraudi* Kil. и *Im. densecostatus* Renng., выделяется третья группа — *Im. dichotomus* Erist., которая характеризуется двумя рядами парных бугорков. Дихотомные и простые рёбра исходят из краевых бугорков и непрерывно переходят на антисифональную сторону. Этими признаками группа *Im. dichotomus* Erist. четко отличается от других групп, являясь отдельной ветвью колхидитов.



5. ს ს ი რ ტ ლ ა ძ ე

საქართველოს შუაიურული პორფირიტული წყების პეტროგრაფიის ზოგი საკითხი

შუაიურული პორფირიტული წყება საქართველოს გეოლოგიურ აგებულებაში მეტად მნიშვნელოვან როლს თამაშობს და ამიტომ იგი თავიდანვე იმსახურებდა მკვლევართა დიდ ყურადღებას. წყების სტრატეგრაფიის და გავრცელების შესახებ ბევრი რამ აღრინდელი გამოკვლევებიდან არის ცნობილი, მაგრამ მისი პეტროგრაფიული ბუნება დიდხანს გაურკვეველი იყო. როგორც ცნობილია, ეს დიდი ხარვეზი გ. ძოწენიძის მიერ იქნა შევსებული, რომელმაც წარმატებით შეისწავლა წყების პეტროგრაფია (1938—1948) და ნათელი სურათი დაგვიხატა მისი აგებულების, მასში შემავალი ქანების ქიმიზმის და წყებასთან დაკავშირებული სასარგებლო ნამარხების შესახებ. გ. ძოწენიძის პირველმა გამოკვლევებმა სამხრეთ ოსეთისა და ზემო რაჭის პორფირიტულ წყებაში ბევრი ახალი და საინტერესო კანონზომიერებანი გამოავლინა. კერძოდ: პირველად აქ იქნა დადგენილი გეოსინკლინური ვულკანოგენი ფორმაციებისათვის ესოდენ დამახასიათებელი სპილიტური ლავებისა და პიროკლასტების არსებობა. აქვე ნაჩვენები იქნა წყების ამგები ქანების შემდეგი თანამიმდევრობა: ქვედა ნაწილში — სპილიტები პირველადი ალბიტით, შუაში — რქატყუარაიანი და პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები და ზევით — ავგიტ-ლამბრადორიანი პორფირიტები. ასეთი თანამიმდევრობა შემდეგში სხვაგანაც იქნა შემჩნეული და ამიტომ პეტროგრაფების უმეტესობის მიერ იგი საერთოდ დამახასიათებლად იქნა მიჩნეული მთლიანად საქართველოს პორფირიტული წყებისათვის.

ბოლო დროს წყების გავრცელების ზოგი რაიონის დეტალურმა შესწავლამ ზემოაღნიშნული თანამიმდევრობა დაადასტურა, მაგრამ ისეთი ადგილებიც აღმოჩნდა, სადაც წყების ქვედა ნაწილებისათვის დამახასიათებელი სპილიტური პორფირონტი საერთოდ არ გამოიყოფა და ამ უკანასკნელის ადგილი ფუძე პლაგიოკლაზიან პორფირიტებს აქვს ფაციალურად დაკავებული; არის ისეთი უბნებიც, სადაც სპილიტებისა და ავგიტ-ლამბრადორიანი პორფირიტების მორიგეობას აქვს ადგილი. ამასთან, ამგვარი სურათი შეიმჩნევა არა მხოლოდ გეოსინკლინურ ზოლში, არამედ ბაქნურ უბნებზედაც.



რომ სურათი უფრო ნათელი იყოს, ქვემოთ მოვიტანთ საქართველოს შუა-იურული პორფირიტული წყების მეტნაკლებად სრულად შესწავლილი ჭრილების ზოგად დახასიათებას. დავიწყებთ წყების გავრცელების აღმოსავლეთი რაიონებიდან.

კავკასიონის სამხრეთი კალთის შუაიურული პორფირიტული წყების გავრცელების ზოლის აღმოსავლეთ გავრცელებას წარმოადგენს მდ. არაგვის და ქსნის ვულკანოგენური ბაიოსური, რომელიც აღნიშნული მდინარეების შუა ნაწილში გამოიყოფა¹.

მდინარე არაგვის აუზში ბაიოსური პორფირიტული წყების საკმაოდ მძლავრი გამოსავლები სოფელ ეთვალისსა და მგლიანს შორის აღინიშნება, სადაც ეს წყება ანტიკლინური ნაოჭის აგებულებაში მონაწილეობს და თანაც იმგვარად, რომ ნაოჭის გულში ფაუნისტურად დათარიღებული ზედალიასური გამოდის, ფრთებში კი ბაიოსურია გაშიშვლებული. ამასთან, ზედალიასური ნალექები უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებით და ამონიტური ფაუნის (*Mytiloides Quenstedti* Pčel. *Dumortieria brancoi* Ben. და სხვ.) შემცველი ფიქლებრივი ალეროლითებით არის წარმოდგენილი.

ბაიოსური თანხმობით მოუყვება ლიასურ ქვიშაქვებს და ნაოჭის ორივე ფრთაშია გაშიშვლებული. წყების საერთო სიმძლავრე დაახლოებით 600—700 მ. ფარგლებში იცვლება. საყურადღებოა, რომ წყების გავრცელების სხვადასხვა უბანზე შედგენილ ჭრილებში, რომლებიც ვ. ქოიავასა და ჩემს მიერ იქნა შესწავლილი, საოცრად ერთნაირი სურათი ჩანს. ქვედა ნაწილში უმთავრესად მსხვილნატეხოვანი ბრეჩჩიები გვაქვს, შუა ნაწილში მასიური ბრეჩჩიები და ლოდებია გაბატონებული, ხოლო ზედა ნაწილში კვლავ მსხვილნატეხოვანი ბრეჩჩიები ჩანს, რომლებშიც აქა-იქ შრეებრივი ტუფებიც გამოერევა. ამასთან, ყურადღებას იქცევს ის გარემოება, რომ წყების პეტროგრაფიული ბუნება ყველა ჭრილში და თვითეული ჭრილის ყველა ნაწილში საეხებით ერთნაირია და ტიპური ავგიტ-ლაბრადორიანი და, იშვიათად, რქატყუარიანი პორფირიტებით არის წარმოდგენილი. ისე, რომ ეთვალისის მასივში, სადაც ბაიოსური პორფირიტული წყება სტრატეგრაფიული ხარვეზის გარეშე უშუალოდ მოსდევს ზედალიასურ ტერიგენულ ნალექებს, ბაიოსური ქვედა ნაწილიდანვე დაწყებული მთელ სიმძლავრეზე ავგიტ-ლაბრადორიანი და რქატყუარიანი პორფირიტული მასალით არის აგებული; სპილიტური ლავები ან მათი პიროკლასტები ამ ზოლში არ გვხვდება.

რამდენადმე დასავლეთით ბაიოსური პორფირიტული წყება მდინარე ქსნის ხეობაში, სოფელ ყანჩავეთსა და ჯვარისუბანს შორის გამოიყოფა. პორფირიტული წყება აქ სინკლინურ განლაგებაშია და მძლავრი გაშიშვლების სახით გასდევს ქსნის მარცხენა მხარეს — სოფელ იკოთსა და კორინთას შორის. ვულკანოგენი წყების სიმძლავრე აქაც დაახლოებით 600—700 მეტრია.

¹ უფრო აღმოსავლეთით შუაიურული პორფირიტული წყება კახეთის ქედში (ჭრემისხევი-წითელწყარო) და ალაზანგაღმა კახეთში (შაქრიანი) აღინიშნება, მაგრამ მათ შესახებ ჯერ კიდევ არ მოგვეპოვება სათანადო პეტროგრაფიული მონაცემები.

დეტალური კრილი, რომელიც სინკლინის სამხრეთ ფრთაშია შედგენილი, გვიჩვენებს: კრილის ქვედა ნაწილში, დაახლოებით 10—15 მ სიმაღლის სპილიტური ტუფოლავის გამოსავალი ჩანს, რომელშიც პირველადი ალბიტია დადგენილი. ამ უკანასკნელს აღმავალ კრილში მსხვილ და წვრილნატეხოვანი ბრექჩიების მძლავრი დასტა მოსდევს, რომელიც ძირითადად ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების მასალით არის წარმოდგენილი. ქანების ძირითადი შემადგენელი კომპონენტები, საერთოდ, საღად გამოიყურებიან, მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ლაბრადორი ნაპრალების გასწვრივ ქლორიტით და კალციტით არის ჩანაცვლებული. რაც შეეხება სპილიტებს, ისინი დასტის სულ ქვედა ნაწილის ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ბრექჩიების ნატეხებში გვხვდებიან და მათგან არა მარტო შედგენილობით, არამედ ძირითადი მასის სტრუქტურითაც განსხვავდებიან.

აღმავალ კრილში ისევ სპილიტური ბრექჩიების და ტუფების დასტა ჩანს. სპილიტები აქაც ისეთივე ხასიათისაა, როგორც ეს კრილის დასაწყისში იყო. სპილიტურ დასტას ზევით ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების პიროკლასტები მოუყვებიან, რომლებშიც საკმაოდ საღი ლაბრადორი და კლინობიროქსენი აღინიშნება. კრილს ამთავრებს არგილიტის და ქვიშაქვების მძლავრი დასტები, რომელნიც ნაოჭის გულს იკავებენ და ასაკობრივად ბათურად ისაზღვრებიან.

რაც შეეხება ნაოჭის ჩრდილო ფრთას, აქ ცუდი გაშიშვლების გამო წყების გამოსავლებს წყვეტილი ხასიათი აქვს და ამიტომ ნორმული კრილის შედგენა შეუძლებელი ხდება. მაგრამ ის კრილი, რომელიც ზემოთ მოვიყვანეთ, უფლებას გვაძლევს დაბეჯითებით ვთქვათ, რომ ქსნის ხეობაში, არაგვის ხეობისაგან განსხვავებით, ბაიოსური ვულკანოგენური წყება სპილიტებით და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებით არის აგებული და თანაც იმგვარად, რომ აქ ამ ქანების მკაფიო მორიგეობა ჩანს.

მდინარე ქსნის ხეობიდან დასავლეთ მიმართულებით პორფირიტული წყების გავრცელების ზოლი ძირულის მასივის სამხრეთ და ჩრდილოეთ პერიფერიებზე გამოიყოფა (ტყემთა, ნიკორაგული, ხუნევი, ვერტყვილის ჭალა). ს. ჩიხელიძის (13) გამოკვლევებით ვიცით, რომ წყების გავრცელების სამხრეთ ზოლში მდინარეების ჩხერიმელის და ძირულის ხეობებში სპილიტები (ლავები და პიროკლასტები) არ გვხვდებიან. მართალია, ზოგ ადგილებში ავტორს ალბიტიაანი პორფირიტები აქვს შენიშნული, მაგრამ ამ ქანებს ან ლოკალური გავრცელება აქვთ ან მათში ალბიტი უდავოდ მეორადი ბუნებისაა.

რომ სურათი უფრო ნათელი იყოს შევეხოთ ზოგიერთ კრილს კონკრეტულად.

პორფირიტული წყების ის ზოლი, რომელიც ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ და სამხრეთ პერიფერიას უკავშირდება, მდინარე ჩხერიმელისა და ძირულის ხეობებში შიშვლდება. აქ პორფირიტული წყების ქანები ლიასურ ქვიშაქვებსა და კირქვებს, ან ზოგ ადგილას მასივის კრისტალურ ქანებს უშუალოდ თავზე ადევს. რიგ კრილებში (მოლითი, ჭარტალა, გრიგოლათი-ხუნევი, ვერტყვილის ჭალა) წყების შემადგენელი პიროკლასტები და ლავები მიმართებაზე ერთმანეთს ცვლიან ფაციალურად, მაგრამ შედგენილობით ყველგან აქ მხოლოდ ავგიტ-ლაბრადორიანი ან რქატყუარიანი-ლაბრადორიანი ლავები და პიროკლასტები გვაქვს, სპილიტები კი არსად შეინიშნება. მაგრამ, რამდენადმე,

დასავლეთით. შრომა-საღვინეს ზოლზე, სადაც პორფირიტულ წყებაში უმთავრესად შრეებრივი პიროკლასტებია წარმოდგენილი, ლაგები კი შედარებით ცოტაა, მთლიანად სპილიტებით არის აგებული (ნ. ნიჟარაძე). რაც შეეხება ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს, ისინი აქ (შორაპნის სადგურთან) მხოლოდ დაიკების სახით გვხვდებიან.

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე, დუნთა-სხვიტორის უბანზე და მდინარე ჩიხურაზე პორფირიტული წყება ძირიდანვე ლაბრადორიანი პორფირიტებით უნდა იყოს წარმოდგენილი (ლ. სუხიაშვილი, ი. მარკოზია). შედგენილ ჭრილში წყების სიმძლავრე 500—600 მეტრს შეადგენს.

სახეგრის რაიონის ჩრდილოეთით — სამხრეთ ოსეთ-რაჭის ზოლზე, მდინარეებზე — ფაწაზე, ჯეჯორაზე, ქვედრულაზე, საკაურაზე და მთა სირხ-ლებერტის ჩრდილო კალთაზე პორფირიტული წყების ქვედა ჰორიზონტები სპილიტური ლაგებითა და პიროკლასტებით არის აგებული, ხოლო ზედა ჰორიზონტები — რქატყუარაიანი და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებით. ეს ის ადგილებია, სადაც გ. ძოწენიძის მიერ პირველად იქნა დადგენილი ზემოაღნიშნული თანამიმდევრობა: ქვედა ნაწილში სპილიტური, ხოლო ზედაში — საშუალო და ფუძე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები.

ანალოგიური სურათი ჩანს ქუთაისის რაიონში, წიფლარის ხევი-ყონეთ-მეჩქენის რაიონში, თუმცა აქ ჭრილების მნიშვნელოვანი ნაწილი ნორმულ ტერიტორიულ ნალექებს უკავია.

პორფირიტული წყების მომდევნო — დასავლეთი ზოლი, რომელიც ცხენისწყალს და ენგურს შორის ტერიტორიას მოიცავს, თავისი აგებულებით სამხრეთ ოსეთ-რაჭის პორფირიტულ წყებას მოგვაგონებს. აქაც წყების ქვედა ნაწილი სპილიტური და კერატოფირული მასალით არის აგებული (თ. ჯანელიძე), შუა და ნაწილობრივ ზედა ნაწილი კი — რქატყუარაიანი, ავგიტ-ლაბრადორიანი და პლაგიოკლაზიანი პორფირიტებით. რაც შეეხება წყების ზედა ნაწილს, იგი აქ ჰიპერსტენიანი ბაზალტებით და ზოგ უბანში მათთან მორიგეობაში მყოფ ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს უკავიათ. მაგრამ ისიც უნდა აღინიშნოს, რომ ყველა ჭრილში როდია ასეთი თანამიმდევრობა შემჩნეული. არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა სპილიტურ ჰორიზონტში ფუძე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების ლაგებისა და პიროკლასტოლითების მორიგეობა ჩანს (საქერია-ციციბულას ჭრილი), ან ჭრილის ზედა ნაწილში ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტები ჰიპერსტენიან ბაზალტებთან მორიგეობენ. ამრიგად, გამოდის, რომ ცალკე ჰორიზონტების მკაფიოდ ერთმანეთისაგან გამოყოფა ყველგან არ ხერხდება.

აფხაზეთის ტერიტორიის აღმოსავლეთ ნაწილში, კერძოდ მდ. ლალიძგაზე, აკარმარის მიდამოებში, პორფირიტული წყების ფუძე არ ჩანს, მაგრამ ის, რაც დღემდე ეროზიას გაუშიშვლებია, გ. ძოწენიძის მონაცემებით, ასეთ სურათს გვიჩვენებს: მდ. ლალიძგის ერთ-ერთ შენაკადში — მდინარე დიდ მახმეზე, ნახშირიანი წყების ქვეშ, ფუძესთან ახლოს მსხვილნატეხოვანი ტუფები და ტუფობრექჩიები შიშვლდებიან. ამასთან, ირკვევა, რომ ტუფური ქანი და ბრექჩიის კემენტი შედგენილობით ავგიტიან და უავგიტო ალბიტიან პორფირიტებს (სპილიტებს?) შეესატყვისება, ხოლო რაც შეეხება ბრექჩიის ნატეხებს, ისინი ავგიტ-ლაბრადორიან პორფირიტებს წარმოადგენენ. სტრატეგრაფიულად რამდენად-

მე ღრმად ამავე ტუფებში ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის განფენი გამო-
 დის, რომლის ქვევით გამოდიან გრაუვაკური ქვიშაქვები და მათთან მორიგეობა-
 ში მყოფი ფერფლის ტუფები. ამ უკანასკნელთა შორის, მაგრამ ახლა უკვე მდინა-
 რე პატარა მახმეზე, ბიოტიტიან-კვარციანი პორფირიტის საკმაოდ მოზრდილი
 სხეულია, რომელშიც გაალბიტებული პლაგიოკლაზია დადგენილი. აი ამ სხეუ-
 ლის ქვეშ ახლა უკვე ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის განფენები და ტუ-
 ფები გვაქვს.

ლალიძის სათავეებში და მდინარე ხოჯალზე პორფირიტული წყების ზედა
 ნაწილი გრაუვაკური ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი. ეს უკანასკნელნი ავე-
 ბული არიან ანდეზიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების მასალით და მცირეოდენ-
 ნი კვარცისაგან. რაც შეეხება წყების ქვედა ნაწილს, აქ ავგიტ-ალბიტიანი პორ-
 ფირიტების განფენები და ასეთივე შედგენილობის პიროკლასტები გვაქვს.

ამრიგად, ლალიძის ხეობის პორფირიტულ წყებაში ალბიტიანი პორფირი-
 ტების ლავეები და პიროკლასტები გვაქვს როგორც წყების ქვედა, ისე ზედა
 ნაწილში.

ლალიძისაგან დასავლეთით, მდინარე მოქვზე, გ. ძოწენიძის, ნ. ასტახოვის
 და ა. ვარბაჩენკოს (6) მონაცემებით, პორფირიტულ წყებაში ორგვარი ფაციესი
 გამოიყოფა: ქვევით ვულკანოგენური, წარმოდგენილი სხვადასხვა ტუფებით,
 ლავური ბრექჩიებით და განფენებით, ზევით კი ნორმულ დანალექ წყებასთან
 გვაქვს საქმე. ეს უკანასკნელი კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვებით, ფიქლებით და
 ტუფოგენური ქვიშაქვებით არიან აგებული.

პირველი ანუ ქვედა პორიზონტი რთული შედგენილობისაა. მის აგებულე-
 ბაში მონაწილეობენ ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ტუფები, ლავური
 ბრექჩიები და განფენები. შედარებით ნაკლებია ფუძე პლაგიოკლაზიანი (მდინა-
 რე ღუბო) და რქატყუარიანი პორფირიტები ტუფებითურთ (მდინარეები
 ულისი, პიციკვარა). ისე, რომ სპილიტური ფაზა, ავტორების სიტყვებით, რომ
 ვთქვათ, მდინარე მოქვზე დადგენილი არ არის.

მდინარე კოდორზე და მის შენაკადებში პორფირიტული წყება გ. ჩხო-
 ტუას მიხედვით სინკლინურ განლაგებაშია და უშუალოდ მოსდევს ფაუნისტუ-
 რად დათარიღებულ ლიასურ ფიქლებსა და ქვიშაქვებს. წყება, რომლის სიმძ-
 ლავრე 2—2,5 კმ აღწევს, აგებულია სხვადასხვა ტუფებით, პორფირიტის განფე-
 ნებით, ტუფოქვიშაქვების და ზოგჯერ ტუფო-ფიქლების მორიგეობით. ამთში
 გაბატონებული ადგილი უჭირავს ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებს, მაგრამ
 სპილიტებიც საკმაო რაოდენობით აღინიშნებიან. გარდა ამისა, წყებაში გვხვდე-
 ბიან აგრეთვე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტები გაალბიტებული პლაგიოკლაზით
 და მელაფირები (რქატყუარიან-ოლივინიანი ქანები).

გ. ჩხოტუას ამ მონაცემებში კონკრეტულად არ არის ნაჩვენები ჭრილებში
 ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების და სპილიტების ადგილი, მაგრამ ხაზ-
 გასმით აღნიშნულია, რომ წყებაში ძნელია გამოიყოს ისეთი პორიზონტები,
 რომელთაც დიდი პორიზონტული გავრცელება ჰქონდეთ; ხშირია მათი შეცვლა
 მიმართებაზე, ასე მაგალითად, მდინარე ახარაზე პორფირიტული წყება ალბი-
 ტოფირიტებით იწყება, ხოლო სოფელ ჩხალთის მიდამოებში წყების ფუძე ავგიტ-
 ლაბრადორიანი პორფირიტებით არის აგებული. კიდევ უფრო დასავლეთით,
 მდინარე ბზიფზე განვითარებულ პორფირიტულ წყებაში ადრე მხოლოდ ავგიტ-



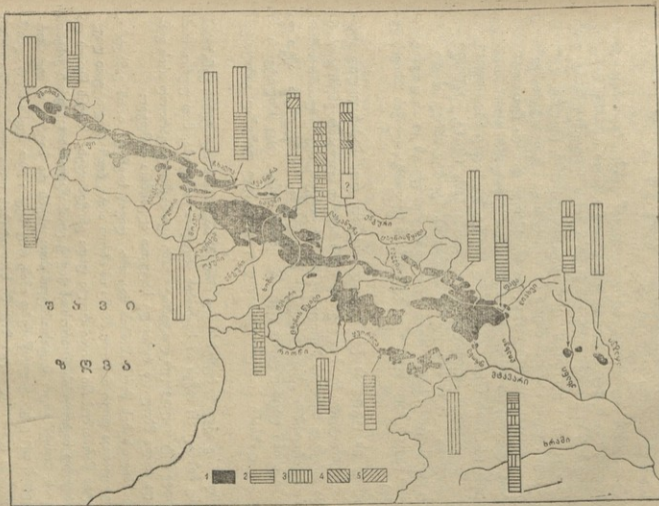
ლაბრადორიანი პორფირიტების მასალის არსებობაზე მიუთითებდნენ, სპილიტები კი ცალკე ნატეხების სახით იყო აღნიშნული ლაბრადორიანი პორფირიტების ბრეჩქიებში. მაგრამ უკანასკნელ დროს (ი. ჩეჩელაშვილი) ე. წ. ბზიფის ანტიკლინის თაღზე დადგმულ ჭაბურღილში, რომელიც ლიასურამდე დავიდა, ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ქვეშ ე. ი. ვულკანოგენების ქვედა ნაწილში, სპილიტების არსებობაც იქნა დადგენილი. წყების საერთო სიმძლავრე 1,5 კმ-დეა ნავარაუდევია.

ბზიფიდან დასავლეთით, მდ. ფსოუზე, ვ. კუროჩკინის მონაცემების მიხედვით, შუაიურულ პორფირიტულ წყებაში, რომლის სიმძლავრე 2,5—3 კმ-ია, ისე როგორც მდინარე ლალიძგაზე და მოქეზე, აქაც ორი ფაციესი ვაირჩევა: ქვედა ვულკანოგენი და ზედა ქვიშიან-თიხიანი. ამათგან ქვედა ჰორიზონტი თანდათან გადადის ზედა ლიასურ ქვიშიანი ფიქლების წყებაში და იწყება კვარციტების მსგავსი ქანებით, რომლებშიც მცირე სიმძლავრის ტუფები გამოიყრება. ეს უკანასკნელი გ. რობინსონს კვარცპორფირის ტუფებად მიაჩნია. აღმავალ ჭრილში კვარციტების მსგავს ქანებს ავგიტიანი პორფირიტების განფენები, ტუფები, ბრეჩქიები და ტუფო-ფიქლები ცვლიან. რაც შეეხება სპილიტების ჰორიზონტს, მისი აქ არსებობა ნაჩვენები არ არის.

ასეთია კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ფარგლებში გავრცელებული შუაიურული პორფირიტული წყების ზოგადი ხასიათი.

ახლა ვნახოთ, როგორი სურათი ჩანს ამ მხრივ საქართველოს სხვა ადგილებში.

როგორც ცნობილია, შუაიურული, მძლავრი პორფირიტული წყება სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე, კერძოდ, ლოქის მასივის პერიფერიებზეა გავრცელებული. აქ ეს წყება სხვადასხვა დროს შესწავლილი აქვს მრავალ მკვლევარს და მათ შორის ვ. გ. გრუშევიცის (3), კ. გაბუნიას და პ. გამყრელიძეს (2), ვ. კომარს და ბ. ვისოცკის (1946 წ.), ვ. ზესაშვილს (1955 წ.), რომელთაც გაშუქებული აქვთ წყების სტრატეგრაფიული მდებარეობის საკითხი და მისი საერთო პეტროგრაფიული ბუნება. გარდა ამისა, წყების ის ნაწილი, რომელიც საქართველოს ტერიტორიაზეა გავრცელებული ბოლო წლებში სპეციალურად შეისწავლა გ. ჩიხრაძემ (14). მან დეტალურად აღწერა რამდენიმე დამახასიათებელი ჭრილი და აჩვენა, რომ წყება აგებულია ისეთი პორფირიტებით და პიროკლასტებით, რომლებშიც გაალბიტებული პლაგიოკლაზი და, მასთან ერთად, დენაორთიტიზაციის პროდუქტები — ეპიდოტი, პრენიტი ან რელიქტური ფუქე პლაგიოკლაზი გვხვდება, მაგრამ აქვე ისეთი პორფირიტებიც არის, რომლებშიც ალბიტი ჩანს, ხოლო დენაორთიტიზაციის პროდუქტები არ შეიმჩნევა. ეს ქანები ნამდვილი სპილიტებია. ყველა ამათ გვერდით გამოიყოფა ვულკანური ქანების მესამე ჯგუფი, რომლებშიც საშუალო ან ფუქე პლაგიოკლაზი აღინიშნება. ესენი ძირითადად ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტებია. თუ რა ადგილი უჭირავს ყველა ამ ქანებს შესწავლილ ჭრილებში ეს ჩანს აქვე მოტანილ 1 სურათზე, სადაც ძნელი არ არის იმის დანახვა, რომ აქ ჩვენ ზემოაღნიშნული ქანების მორიგეობასთან გვაქვს საქმე და თანაც იმგვარად, რომ ალბიტის და გაალბიტებული პორფირიტები გვაქვს როგორც წყების ფუქეში, ისე მის ზედა ნაწილში. ასევე უნდა ითქვას ანდეზინ-ლაბრადორიანი პორფირიტების შესახებ, რომლებიც ტუფოგენ გრაუვაკებთან ერთად სპორადულად არიან



სურ. 1. საქართველოს შუაიურული პორფირიტული წყების გავრცელების სქემა და კრილები: 1. პორფირიტული წყების გამოსაელები; 2. ალბიტინი პორფირიტები—სპილიტები; 3. ლაბრადორიანი პორფირიტები; 4. რტატყუარიანი პორფირიტები; 5. ჰიპერსტენიანი ბაზალტები.



გამორეული ალბიტის პორფირიტებში. ისე, რომ მოტანილი ჭრილობის ლოქის მასივის პერიფერიებზე არ ხერხდება ცალკეული ჰორიზონტების — სპილიტური ან ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების გამოყოფა, როგორც ეს სამხრეთ ოსეთისა და რაჭის პორფირიტულ წყებაშია შესაძლებელი. ამრიგად, თუ ახლა მთლიანად შევჯამებთ ზემომოტანილ ფაქტობრივ მასალას შეგვიძლია დასკვნის სახით აღვნიშნოთ შემდეგი:

1. საქართველოს შუაიურულ პორფირიტულ წყებაში, როგორც გეოსინკლინურ ზოლში, ისე ბელტის პერიფერიებზე, დიდ ადგილს იკავებენ სპილიტები, რომლებიც მეტ შემთხვევაში წყების ქვედა ნაწილს შეადგენენ (ქსანი, ფაწა, ჯეჯორი, რიონის აუზი, ყვირილა, ცხენისწყალი, ტეხური, ენგური, ლალიძგა, კოდორი, ბზიფი), თუმცა არიან ისეთი რაიონები, სადაც სპილიტები საერთოდ არ გვხვდებიან (არაგვი, ჩხერიმელა, ძირულა, მოქვი, კოდორის შენაკადი ახარა, სოფ. ჩხალთა, ფსხოლუ) და მათ ადგილს ჭრილში ავგიტ-ლაბრადორიანი ან სხვა პორფირიტები იკავებენ, ანდა ისეთი ჭრილებიც გვაქვს, სადაც სპილიტებისა და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების მორიგეობა ჩანს (ქსანი, ცხენისწყალი, ტეხური, ლალიძგა, ლოქის მასივის პერიფერიები). მეორეს მხრივ, ისეთი შემთხვევებიც გვაქვს, როცა სპილიტები მხოლოდ წყების ფუძეს კი არ უკავშირდებიან, არამედ წყების ზედა ნაწილშიც გვხვდებიან (ლალიძგა, ლოქის მასივის პერიფერიები).

ყოველივე ეს უფლებას გვაძლევს დავასკვნათ, რომ საქართველოს შუაიურული პორფირიტული წყების გავრცელების ზოლში ვულკანოგენურ გეოსინკლინში და აგრეთვე ბელტის პერიფერიებზე სპილიტურ, ავგიტ-ლაბრადორიან და სხვა პორფირიტების „ჰორიზონტებს“ ლოკალური გავრცელება აქვთ და მიმართებაზე ისინი ფაციალურად ცვლიან ერთმანეთს, რაც სპილიტების ან ფუძე პლაგიოკლაზიანი პორფირიტების დამოუკიდებელ ფაზებად გამოყოფას ეწინააღმდეგება.

გამომდინარე აქედან, ბუნებრივად იბადება საკითხი სპილიტების გენეზისის შესახებ. მე მიზნად არ მაქვს ამ საკითხის ვრცლად გაშუქება, მით უფრო, რომ თანამედროვე პეტროლოგიურ ლიტერატურაში იგი საკმაოდ ფართოდ არის განხილული და მინდა მხოლოდ ორიოდ სიტყვით აღვნიშნო შემდეგი:

დღეს სპილიტების წარმოშობის საკითხი დავის საგნად არის გამხდარი. მაგრამ მკვლევართა დიდი ნაწილი მაინც იმ აზრის არის, რომ სპილიტური ლავების ალბიტის წარმოშობაში დიდი როლი უნდა ენიჭებოდეს ზღვის წყალს და შლამს, როგორც ნატრიუმის წყაროს ან კიდევ გეოსინკლინის ფსკერის ქანების ასიმილაციას, პოსტმაგმურ მეტასომატურ პროცესებს და საერთოდ მეტამორფიზმს. მაგრამ, თუ გავითვალისწინებთ იმას, რაც ზევით იყო ჩვენს მიერ აღნიშნული, კერძოდ, გეოსინკლინურ ზოლში სპილიტების ლოკალურ გავრცელებას ან სპილიტებისა და ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების ერთმანეთთან მორიგეობას, მაშინ ზღვის გარემოს ან პოსტმაგმური პროცესების გავლენა ამ მოვლენის ახსნისათვის ნაკლებ დამაჯერებელი ხდება. ამიტომ იძულებული ვართ, რომ პირველადი ალბიტის გაჩენის მიზეზი ისევ მაგმურ კერაში, მაგმის კრისტალიზაციის სპეციფიკურ პირობებში ვეძიოთ, ამ მოსაზრებებს კი ადრეც და ახლაც ჰყავს მომხრეები.

ლიტერატურა

1. Белянкин Д. С., Петров В. П., Петрография Грузии, Изд. АН СССР, сер. I, вып. II, 1945.
2. Габуния К. Е., Гамкрелидзе П. Д., Геология южной части Борчалинского района, Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., т. I, (VII), 1942.
3. Грушевой Г. С., Алавердское медное месторождение в Закавказье, Тр. ГГРУ, вып. I, 1930.
4. Дзоценидзе Г. С., Материалы к петрографии порфиритовой серии (Верхняя Рача и Южн. Осетия), Вестник Геол. инстит. Грузии, т. III, № 1, 1938.
5. Дзоценидзе Г. С., О некоторых образованиях альбитовых диабазов. Сообщ. АН ГССР, т. III, № 4, 1943.
6. Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Изд. АН ГССР, Монографии, I, 1948.
7. Дзоценидзе Г. С., Юрский вулканизм Закавказья. Вопросы вулканизма, Тр. I-го Всесоюзного вулканологического совещания, Изд. АН СССР, 1962.
8. Заридзе Г. М., Среднеюрский магматический цикл в Грузии, Сообщ. АН ГССР, т. V, № 2, 1944.
9. Зесашвили В. И., Геология части бассейна р. Поладаури, Тр. Инстит. геол. АН ГССР, т. IX (XIV), вып. I, 1956.
10. Кахадзе И. Р., Грузия в юрское время, Тр. Инстит. геол. АН ГССР, серия геол., т. III (VIII), 1947.
11. Комар В. А. и Высоцкий Б. П., Геолого-структурные исследования в Борчалинском районе ГССР, 1945—46.
12. Лебедев А. П., Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 113, 1950.
13. Чихелидзе С. С., Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива, Тр. Инстит. геол. АН ГССР, сер. геол., т. IV (IX), 1948.
14. Чихрадзе Г. С., Некоторые вопросы литологии лейяских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии, Тр. Инстит. геол. АН ГССР, вып. III, 1965.

მინერალოგიის და პეტროგრაფიის კატედრა

(რედაქციამ მიიღო 29.V. 1966)

Н. И. СХИРТЛАДЗЕ

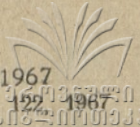
НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГРАФИИ СРЕДНЕЮРСКОЙ ПОРФИРИТОВОЙ СВИТЫ ГРУЗИИ

Резюме

Накопившийся к настоящему времени огромный фактический материал по петрографии среднеюрской порфиритовой свиты Грузии, подтверждает ее весьма сложный состав. Устанавливается, что в составе свиты большое место занимают альбитовые и лабрадоровые порфириды. При этом, альбитовые порфириды, то есть спилиты, в большинстве случаев занимающие нижнюю часть свиты, не имеют повсеместного развития; отмечаются такие разрезы (Арагви, Чхеримела, Дзирула—

საქართველოს
აкадеმიის

Хуневи, Мокви, Ахара, Чхалта, Псхоу), где альбитовые порфириды вообще отсутствуют и эти породы фациально замещаются роговообманковыми и чаще авгит-лабрадоровыми порфиридами. Наряду с этим имеются такие разрезы, где с альбитовыми порфиридами чередуются лабрадоровые порфириды (Ксани, басс. Цхенис-Цкали, Техури, Гализга, периферия Локского массива) или же альбитовые порфириды выделяются не только в нижней, но и в верхней части свиты (Гализга, Локский массив). Эти обстоятельства заставляют нас отказаться от выделения вышеотмеченных порфиритов как самостоятельных горизонтов или же фаз.



О. Ш. НАДАРЕЙШВИЛИ

**О ПЕРВИЧНОМ ГЕНЕЗИСЕ, ПОЛИМЕТАМОРФИЗМЕ И ВОЗРАСТЕ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА**

Кристаллические сланцы представляют комплекс метаморфических пород различного возраста и генезиса. В западной части Центрального Кавказа они в основном приурочены к зоне гранитоидов Главного хребта, где играют роль вмещающего субстрата для палеозойских кислых интрузий. В комплекс метаморфических сланцев нами объединены четыре разновозрастные группы метаморфитов, которые характеризуются различной спецификой вещественного состава, текстурно-структурных особенностей и размещения в пространстве: 1) слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, 2) амфиболиты и амфиболовые гнейсы, 3) ортогнейсы (главным образом представленные аплитовидными гнейсами), 4) габбро-амфиболиты (1).

Слюдяные сланцы, древнейшие представители зоны гранитоидов Главного Кавказского хребта, которые составляют большую часть метаморфического субстрата, в разное время испытали воздействие процессов динамо-термального метаморфизма, прогрессивного контактового метаморфизма и калиевого метасоматоза.

Самый древний из них — докембрийский динамо-термальный метаморфизм, вероятно, имел многостадийное развитие. Об этом частично говорит и тот факт, что процесс, в целом имеющий прогрессивный характер, в конце своего развития уступал место ретроградному метаморфизму — явлениям диафтореза. В отмеченном цикле метаморфизма невозможно выделить определенные стадии его развития ввиду того, что позднее наложенный нижнепалеозойский региональный контактовый метаморфизм почти полностью уничтожил (за исключением некоторых реликтовых признаков) проявления предшествующего метаморфического цикла. Динамо-термальный метаморфизм составляет полный цикл докембрийского метаморфизма.

Нижнепалеозойский региональный прогрессивный контактовый метаморфизм охарактеризовался 4 стадиями развития: 1) контакт-термальный метаморфизм, 2) контактовый метасоматоз (в виде Na-метасоматоза), 3) инъекционный метаморфизм и 4) ретроградный метаморфизм. Его мы относим к позднекаледонскому циклу метаморфической эволюции пород (2).

Герцинский цикл метаморфизма в породах комплекса кристалли-

ческих сланцев выявлен неполно. Он в них отобразился в виде калиевого метасоматоза.

Полиметаморфизм более ярко проявил возрастное различие между отдельными группами метаморфических пород: реликтовая природа докембрийского динамо-термального метаморфизма проявилась в породах группы слюдяных сланцев. Не исключается возможность ее проявления и в амфиболитах (часть биотитовых сланцев, с незначительным содержанием кварца, входящих в группу слюдяных сланцев, вероятно, представляет преобразованные амфиболиты); ортогнейсы и габбро-амфиболиты же охарактеризовались только метаморфизмом позднекаледонского и герцинского времени.

Вопрос первичного генезиса кристаллических сланцев Большого Кавказа является проблематичным. Весьма трудно выявить первичную природу многократно метаморфизованных пород. Интересные и достаточно убедительные аргументы приводит для объяснения сложных вопросов этой проблемы в своих исследованиях С. П. Соловьев (3, 4, 5).

На основе изучения геологических, петрологических и химических особенностей кристаллических сланцев, С. П. Соловьев пришел к выводу, что большая часть метаморфитов представляет породы, образовавшиеся главным образом вследствие метаморфизации седиментолитов (глинистые, песчано-глинистые и известково-глинистые породы), остальная же часть — гнейсы и амфиболиты — являются орто- и частично параметаморфитами.

Разделяя взгляды С. П. Соловьева о первичном генезисе пород комплекса кристаллических сланцев Большого Кавказа, мы приводим некоторые дополнительные данные, объясняющие эти вопросы, которые были анализированы на основе фактического материала, имеющегося по кристаллическим сланцам западной части Центрального Кавказа.

1. Для обоснования осадочного первичного генезиса пород группы слюдяных сланцев и гнейсо-сланцев¹ С. П. Соловьевым приведены следующие факты.

В геологическом отношении сланцы в региональных масштабах имеют одинаковые элементы залегания: среди них встречаются согласно залегающие пачки метаморфизованных конгломератов. Гальки из этих конгломератов деформированы; слюдяной цемент, заполняющий промежутки между ними, представляет преобразованную в результате метаморфизма глинистую массу. Различные разновидности сланцев охарактеризовались неодинаковым содержанием главных минеральных компонентов и различной величиной зерен. Отмечаются взаимопереходы между различными подтипами этой группы пород. В ряде участков Центрального Кавказа в кристаллических сланцах обнаружены пачки мраморов, согласно залегающие со сланцами.

Из петрографических особенностей наиболее значительным является отсутствие в них каких-либо реликтовых признаков магматического характера и выявление цирконов округленной формы.

Химизм слюдяных сланцев в общих чертах соответствует химизму осадочных пород.

По нашим соображениям, породы группы слюдяных сланцев и гнейсо-сланцев западной части Центрального Кавказа главным обра-

¹ Определение названия группы пород «слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы» соответствует понятию «большая часть кристаллических сланцев» по С. П. Соловьеву.

зом представляют преобразованные глинистые и песчано-глинистые породы. Об осадочном, первичном генезисе слюдяных сланцев дополнительно можно отметить следующее:

1) Пачки слюдяных сланцев характеризуются большой мощностью.

2) Породы из этой группы выявляют одинаковую реликтность вещественного состава.

3) Наподобие глинистых и песчано-глинистых пород в слюдяных сланцах отмечается повышенное содержание Al_2O_3 и SiO_2 .

4) В группе ортогнейсов объединенные некоторые разновидности силлиманит- и скаполитсодержащих пород можно считать парагнейсовыми образованиями. Гнейсы такого рода, вероятно, формировались вследствие метаморфизации глинистых песчаников¹.

5) В западной части Центрального Кавказа, особенно на южном склоне и перевальной части хребта, среди кристаллических сланцев встречаются участки метаморфизованных (мраморизованных) известковистых пород, что говорит о разнообразии параметаморфитов региона.

2. Амфиболиты и амфиболовые гнейсы С. П. Соловьев считает орто- и параметаморфитами. По данным этого исследователя, ортоамфиболиты имеют секущие по отношению к окружающим слюдяным сланцам простирания, характеризуются реликтами магматических структур и резко отличаются по составу от окружающих их слюдяных сланцев.

Нам представилась возможность объяснить некоторые весьма интересные факты, указывающие на ортогенетический характер амфиболитов.

1) В западной части Центрального Кавказа выявлены амфиболитовые тела малых и больших размеров, которые характеризуются теми же элементами текстуры, что и окружающие их слюдяные сланцы, морфологически же они сохраняют реликтовый облик явно интрузирующего или секущего (дайкообразного) тела — Каракаинский, Нахаро-Клычский массивы и секущие амфиболитовые «дайки» Аксаута, Марухи, Кодори. Вероятно, до метаморфизации они имели габбродиабазовый состав.

2) В районе Малого Зеленчука в биотит-полевошпатовый гнейсовой разновидности амфиболитовых пород (в преобразованном, фельдшпатизированном амфиболите) был выявлен ксенолит слюдяного сланца (рис. 1).

Макроскопически биотит-полевошпатовый гнейс напоминает гранодиорит-гнейс с очковой текстурой. Микроскопическое изучение показало, что данная порода является представителем группы амфиболитов и амфиболовых гнейсов — переходящей разновидностью между пиральспит-рогообманковой субфацией и эпидот-амфиболитовой фацией. Порода сильно фельдшпатизирована. Последнее обуславливает ее крупнопорфиробластовую структуру. В дальнейшем она испытала окварцевание и была незначительно ороговикована. В составе породы прини-

¹ «Парагнейс» имеет двоякое понятие:

- а) образование его толкуется как метаморфизация седимента без привноса вещества извне (песчаник — гнейс); в 4 пункте подразумевается такой путь образования парагнейса;
- б) он образуется путем инъекционной гранитизации или альбитизации парасланца (парасланец — гнейс).

мают участие олигоклаз, биотит, роговая обманка, эпидот-цоизит, кварц, рудный минерал и др.

Ксенолит характеризуется удлинено-треугольным обликом, параллельно сланцеватости инъецирован кварц-полевошпатовым материалом. Лейкократовые инъекции не продолжаются во вмещающем его амфиболите. В то же время плагиоклазовые порфиробласты не прослеживаются в массе ксенолита. Ксенолит представляет биотит-кварц-полевошпатовый сланец. Одинаково ориентированы сланцеватость и полосчатость в ксенолите и вмещающем его амфиболите.

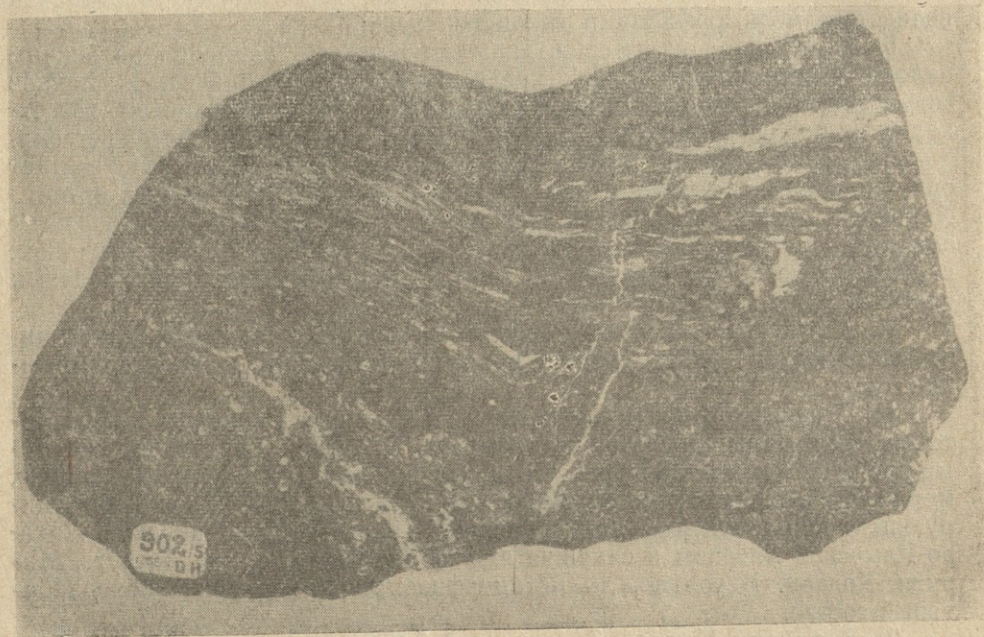


Рис. 1. Ксенолит слюдяного сланца в биотит-полевошпатовом гнейсе (в фельдшпатованном амфиболите). Кти-Теберда.

1:1,5 см

Полиметаморфизм не нарушает морфологического взаимоотношения между вмещающей массой и ксенолитовым включением, он только по-разному отображает гамму метаморфических процессов генетически и по составу отличающихся в породах. Образец в то же время является замечательным примером корреляции метаморфической зоны и фации — гранат-роговообманковой субфации и эпидот-амфиболитовой фации амфиболитовых пород в ксенолитовой массе слюдяного сланца соответствует представитель биотитовой зоны.

3) В слюдяных сланцах согласно залегающие амфиболиты, вероятно, представляли эффузивные тела или пластовые жилы основных пород. Амфиболиты типа пластовых жил, по-видимому, образовались путем метаморфизации основных вулканогенных или интрузивных залежей — силлов. С амфиболитами типа пластовых жил часто ассоциируются серпентиниты.

4) Среди пород амфиболитовой группы, должно быть, имеются и

параамфиболитовые образования. Преобразованными параамфиболитами можно считать меланократовые полосчатые участки в слюдяных сланцах, имеющих биотитовый состав и характеризующихся небольшим распространением. Они объединены в группу слюдяных сланцев под названием биотитовые сланцы (где содержание биотита больше 70%).

Параамфиболиты, вероятно, формировались путем метаморфизации участков глинистых пород, которые были богаты СаО или пород типа граувакк.

Амфиболиты по признакам первичного генезиса классифицируются следующим образом:

1. Параамфиболиты	{ глинистые сланцы, богатые СаО (мергели) породы типа граувакк	} Осадочные, сингенетиче- ские глинистые седиментам
2. Ортоамфиболиты	{ вулканогенно—эффузивные или внут- риформационные или руйзивные плас- товые залежи—породы типа порфи- рит—диабазов	} Образовавшиеся поз- днее осадочных се- диментов
	{ интрузивные тела—породы типа габбро—диабазов	} Образовавшиеся поз- днее осад. седиментов

3. Аплитовидные гнейсы — метаморфизованные кислые магматические образования.

1) Аплитовидные гнейсы характеризуются формой залегания аплитовой жилы или пластовой интрузии.

2) Аплитовидные гнейсы в слюдяных сланцах обуславливают микропластово-жильную мигматизацию (Кургашничат).

3) Интрузивные залежи аплитовидных гнейсов секут ортоамфиболитовые массивы (Клыч, Каракая).

4) В аплитовидных гнейсах отмечаются ксенолитовые включения слюдяных сланцев и амфиболитов полосчатой формы.

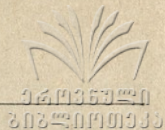
5) О магматическом генезисе аплитовидных гнейсов говорит беспорядочное расположение в них альбитовых порфиробластов, которые образовались в породе позднее, а также ситовидные структуры альбитов, чем не характеризуются альбитизированные парагнейсы.

Аплитовидные гнейсы представляют породы кислого магматического первичного генезиса. До метаморфизации они, вероятно, представляли плагиоаплиты или плагио-диорит-аплиты.

4. Габбро-амфиболиты являются менее метаморфизованными породами. В породах этой группы более или менее сохранена первичная габброидная структура с элементами офитизма. Элементы рассланцевания в них находятся в зачаточном состоянии. Габбро-амфиболиты образуют интрузивные тела средних размеров, штокообразной морфологии.

В макро- и микрогеологической картине взаимоотношения пород комплекса кристаллических сланцев отображается и сравнительный возраст их первичных образований.

Осадки, которые в последующем преобразовались в слюдяные сланцы (парасланцы, частично парагнейсы и, редко, параамфиболиты) являлись самыми древними седиментами на Большом Кавказе. Вслед за осадконакоплением в этой геосинклинальной области формировались основные вулканогенные образования, ультрабазиты и габброиды — первичные образования пород амфиболитовой группы, позднее кислые



интрузии — аплитовидные гнейсы и под конец — сравнительно молодые габброиды.

По возрасту первичные осадочные, вулканогенные, ультраосновные и основные магматические образования мы относим к докембрию. Если эволюцию первичных образований рассмотрим в схеме развития докембрийской геосинклинали Большого Кавказа, то тогда отсутствие признаков динамо-термального регионального метаморфизма в сравнительно молодых образованиях кристаллических сланцев — в аплитовидных гнейсах и габбро-амфиболитах — вполне объяснимо.

В начальной стадии развития докембрийской геосинклинали, в период ее погружения (нисходящего движения), в геосинклинальной полосе (в бассейне) вместе с накоплением глинистого, песчано-глинистого, в основном терригенного материала, имела место активность основного вулканизма. В последующем, с незначительным дислоцированием терригенно-вулканогенных образований геосинклинальной полосы связывалось интродуцирование основной магмы и формирование габброидных (частично ультрабазитовых) тел. В условиях высокого ориентированного давления, а на определенных участках значительно большей температуры, геосинклинальные отложения и магматические образования претерпевали динамо-термальный, региональный метаморфизм — формировались породы групп слюдяных сланцев и амфиболитов. Последний этап развития характеризовался интенсивным дислоцированием геосинклинальных отложений, общим поднятием, формированием кислых гранитоидных интрузий и мигматитовой оторочки. Интродуцирование кислых масс обуславливало контактовый метаморфизм регионально метаморфизованного вмещающего субстрата (нужно отметить, что признаки древнейшего контактового метаморфизма в породах зоны гранитоидов Главного хребта сохранены весьма слабо). На этом, должно быть, заканчивалось развитие докембрийской геосинклинали и связанного с ней полного цикла магматизма.

Во время докембрийского орогенеза в виде метаморфического комплекса формировались слюдяные сланцы и амфиболиты, интрузивные же образования представляли гранитоиды.

Позже, вероятно в верхнепротерозойское время, зарождался новый, позднекаледонский цикл магматизма, первые представители которого — пироксено-амфиболовые габброиды — формировались в слюдяно-сланцево-амфиболитово-гранитоидной вмещающейся среде. С салаирской фазой складкообразования, должно быть, связаны: вторичное дислоцирование слюдисто-сланцево-амфиболитовой свиты; разгнейсование докембрийских гранитов; незначительное проявление динамо-метаморфизма в сравнительно молодых, каледонских габброидах и, наконец, интродуцирование плагиогранит-гранодиоритовой магмы в региональных масштабах, развитие явлений прогрессивного контактового метаморфизма в породах вмещающего субстрата — формирование новых ортометаморфических разновидностей кислого и основного состава и коренное преобразование ранее метаморфизованных сланцев и амфиболитов. Во время прогрессивного контактового метаморфизма особенно выявилась неоднородность метаморфического воздействия на породы различного петрографического состава.

В конце каледонского орогенеза метаморфический комплекс кристаллических сланцев представлял иное, более сложное объединение пород: слюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, амфиболиты и амфиболовые

гнейсы, аплитовидные гнейсы¹, и габбро-амфиболиты; интрузивные же образования были представлены комплексом плагиогранитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, представителями I этапа формирования гранитоидов Главного хребта (2).

По нашим соображениям, в конце нижнего палеозоя бывшая геосинклинальная полоса Центрального Кавказа, вероятно, преобразовалась в консолидированный, жесткий стабильный субстрат.

Метаморфизм, связанный с герцинским циклом магматизма, в зоне Главного хребта (по крайней мере в западной части Центрального Кавказа) проявлен слабо. В среднем палеозое с погружением субстрата (глыбы) метаморфического и гранитоидного строения связывалось образование лампрофировых дайковых тел, что проявилось в сравнительно ослабленных частях кристаллического фундамента. В начале верхнего палеозоя, в конце нижнего карбона, начиналось постепенное воздымание кристаллического субстрата. В него же интродуцировалась нормальная гранитная магма, формировались аляскитовые граниты и аплиты. Процессы, которые были связаны с активностью гранитной магмы, обуславливали значительные преобразования в нижнепалеозойском плагиогранит-гранодиоритовом комплексе пород, однако, в эволюции метаморфитов они не играли столь большой роли.

В конце герцинского цикла среди отдельных групп комплекса кристаллических сланцев появились (оформились) разновидности кали-метасоматизированных метаморфитов. Метасоматическое же преобразование пород интрузивного комплекса завершилось формированием пород семейства двуслюдяных гранитоидов и микроклиновых гранитов. В состав метасоматизированного (внешне не метаморфизированного) интрузивного комплекса вошли также более молодые образования магматического генезиса — герциниды, в виде аляскитовых гранитов и гранит-аплитов. Этим и завершился II этап формирования пород комплекса гранитоидов Главного хребта. Метаморфизация лампрофиров выразилась в формировании участков керсантитового состава в спессартитах.

Примечательно, что во время герцинского орогенеза метаморфизация плагиогранит-гранодиоритовых пород не доходит до формирования их метаморфического облика, они явно сохраняют облик интрузивной породы.

Как видно, состав и строение вмещающего субстрата на разных этапах формирования гранитоидов Главного хребта не были одинаковыми. Во время каледонского магматизма, в период I этапа формирования гранитоидов Главного хребта, роль вмещающего субстрата выполняли только породы комплекса кристаллических сланцев. Герцинский же магматизм и с ним связанные явления развились в субстрате более сложного состава, в строении которого принимали участие комплекс пород кристаллических сланцев, интрузивные образования I этапа формирования комплекса гранитоидов Главного хребта и сравнительно молодые лампрофиры.

Исходя из сказанного, можно заключить, что в зоне гранитоидов

¹ Аплитовидные гнейсы — метаморфизованные пластовые тела, гранитоидов, вероятно, представляют останцы крупных ортогнейсовых тел из мигматитовой части структуры палеоплутона. Последний в зоне гранитоидов Главного хребта не сохранился.



Главного хребта проявившимся трем циклам магматизма соответствует столько же метаморфических циклов: докембрийский, поздне-каледонский и герцинский. Самые древние представители кристаллических сланцев испытали воздействие всех этих трех циклов метаморфизации, они представляют весьма полиметаморфизованные породы. Полиметаморфизованы также и сравнительно молодые образования комплекса кристаллических сланцев. Термин «полиметаморфизм» здесь употребляется в понимании К. Сюй (7). В полиметаморфизме мы подразумеваем не только стадийность внутри одного метаморфического цикла — монометаморфизм по К. Сюй, или ультраметаморфизм по К. Шуркину (6) — от прогрессивного характера развития до регрессивного, но и многостадийную эволюцию породы с начала ее зарождения. Полиметаморфизм является многоциклическим метаморфизмом. Метаморфические циклы в полиметаморфизме генетически не связаны друг с другом.

Схематическая картина полиметаморфической эволюции пород зоны гранитоидов Главного хребта, с учетом фактора времени, дана на таблице-диаграмме (рис. 2).

Кристаллические сланцы Центрального Кавказа представляют сильно метаморфизованные породы, вмещающие массивы гранитоидов докембрийского, каледонского и герцинского циклов. Сложный комплекс древних кристаллических образований слагает фундамент Кавказа.

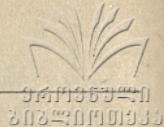
Формирование комплекса кристаллических сланцев охватывает длительное время от докембрия до верхнего палеозоя включительно. Столь значительный период подразумевает не только проявление процессов метаморфической специализации древних разновидностей пород, но и параллельное образование более молодых формаций (главным образом магматического происхождения), постепенно наращивающих толщу кристаллических сланцев.

Формирование комплекса кристаллических сланцев зародилось в докембрийское время, когда вследствие метаморфизации осадочно-вулканогенной свиты и основных магматических тел образовались слюдяные сланцы и амфиболиты. В конце нижнего палеозоя, в кристаллических сланцах формировались (в виде аплитовидных гнейсов) кислые образования докембрийского времени — граниты и частично габброиды каледонского цикла. Последние приобрели облик метаморфической породы только в контактовом ореоле (особенно в полосе внутреннего контактового ореола) гранитоидов Главного хребта, вне пределов же ореола габброиды сохраняют облик интрузивной породы.

Комплекс кристаллических сланцев объединяет разновозрастные и по составу разнообразные породы, разновозрастность которых определяет многостадийность или многоциклическость метаморфизма (полиметаморфизм), а разнообразие их состава указывает на различный характер и степень его.

Среди кристаллических сланцев можно выделить метаморфиты, служащие вмещающим субстратом для всех последующих интрузивных образований (такими являются слюдяные сланцы), а также породы, испытавшие первоначальный метаморфизм в результате формирования гранитоидов Главного хребта (габбро-амфиболиты).

Наиболее интенсивно в кристаллических сланцах проявлены процессы нижнепалеозойского прогрессивного контактового метаморфизма. Современный облик кристаллических сланцев главным образом обусловлен активностью начальной, термально-контактной стадии каледонского метаморфического цикла. Каледонский региональный контакт-



товый метаморфизм в зоне гранитоидов Главного хребта почти полностью уничтожил проявления предшествующего докембрийского цикла. Ввиду слабого развития метаморфизма в герцинское время, отраженная в кристаллических сланцах картина каледонского метаморфизма не изменилась. Последний этап полиметаморфизма сыграл несущественную (не определяющую) роль в формировании современного облика кристаллических сланцев.

Полиметаморфизм кристаллических сланцев на разных участках Большого Кавказа, вероятно, проявлен по-разному. В полосе Передового хребта многостадийность в формировании кристаллических сланцев менее отобразилась, чем в зоне гранитоидов Главного хребта. Их современный облик, главным образом, обусловлен докембрийским метаморфизмом, признаки же нижнепалеозойского метаморфизма в них проявились весьма слабо. На некоторых участках распространения кристаллических сланцев зоны Передового хребта отмечается даже слабое проявление интенсивности докембрийского метаморфизма.

Комплекс кристаллических сланцев зоны гранитоидов Главного хребта объединяет и представителей уруштенского магматического комплекса. Они в этой полосе Кавказа имеют вид совершенно оформившихся метаморфитов. К реликтам уруштенского магматического комплекса относится определенная часть амфиболитов, серпентинитов и аплитовидных гнейсов. Их формирование в метаморфиты завершилось именно в зоне гранитоидов Главного хребта. В зоне же Передового хребта они сохраняют облик интрузивной породы и в комплексе кристаллических сланцев не объединяются. Как видно, в зоне гранитоидов Главного хребта комплекс кристаллических сланцев является более разнообразным и сложным.

Существующие в современной геологической литературе обозначения или предположения о возрасте кристаллических сланцев, в большинстве случаев не сопровождаются нужными объяснениями.

Одни исследователи возраст кристаллических сланцев определяют докембрийским, другие же их относят к докембрию-нижнему палеозою или всецело считают их нижнепалеозойскими образованиями. Были высказаны также мнения и о более молодом их возрасте. Некоторые же исследователи в самом комплексе кристаллических сланцев выделяют разновозрастные свиты. Определяющим фактором для расчленения комплекса кристаллических сланцев на разновозрастные свиты они считают степень метаморфизма. По предложениям этих исследователей, глубокометаморфизованная свита должна быть более древней, чем менее метаморфизованная. Однако в таких случаях вопрос требует дополнительных разъяснений, в частности, чем обусловлена различная метаморфизация свит, является ли она следствием проявления метаморфизма одного возраста или разновозрастных процессов? В то же время непонятно, что подразумевается под таким толкованием — возраст первичных образований, возраст кристаллических сланцев или возраст метаморфизма?

В решении проблемы возраста кристаллических сланцев должны быть учтены данные полиметаморфической эволюции пород во времени.

Говорить что-либо определенное о возрасте кристаллических сланцев можно только в том случае, если сланцы являлись бы почти сингенетичными первичным седиментам и вулканогенным образованиям, т. е. когда формирование метаморфита являлось бы следствием развития одноциклической метаморфизации, вслед за диагенезом породы.

В зоне гранитоидов Главного хребта кристаллические сланцы представляют полиметаморфизованные породы. Различные разновидности кристаллических сланцев формировались в докембрийское время, особенно в нижнем палеозое, а также и в карбоновый период. Метаморфические же сланцы не представляют первичных образований и поэтому лучше судить о возрасте формирования кристаллических сланцев, последний можно определить как докембрий-верхний палеозой.

В том случае, если с достаточной убедительностью решается вопрос генезиса определенной разновидности кристаллического сланца и выясняется его возрастное взаимоотношение с другими представителями комплекса, целесообразно высказать мнение о возрасте первичного образования.

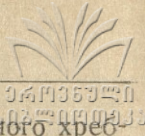
Если же судить о самом возрасте кристаллических сланцев, то тогда необходимо учесть явления метасоматического преобразования породы. Прогрессивно возрастающий процесс метасоматического замещения «старых» минеральных компонентов породы «новыми», постепенно увеличивает роль новообразованного полиминерального агрегата и «омолаживает» метаморфическую породу. Абсолютный возраст породы определяется возрастом породообразующих минералов (слюд, калишпатов и др.), которые, возможно, образованы на последнем этапе полиметаморфизма. В таком случае полученные абсолютным методом цифровые данные будут указывать на верхнепалеозойский (карбоновый) возраст полиминерального агрегата. Значительно метаморфизованный биотит-микроклиновый сланец, первичное образование которого зародилось в докембрийское время, представляется в виде сильно омоложенной породы. На тех участках региона, где герцинский метаморфизм проявлен весьма слабо или же он вообще отсутствует (имеется в виду отсутствие герцинской минерализации), признаки каледонского метаморфизма в породе сохраняются в значительной степени. Таковыми являются слабо- и некалий-метасоматизированные кристаллические сланцы зоны гранитоидов Главного хребта¹.

Чем больше полиметаморфизована порода, тем более омоложена она новыми минеральными агрегатами. В этом отношении определенную роль играет также и степень метаморфизма. В сильно метаморфизованных породах реликты первичного генезиса или предшествующего метаморфического цикла менее сохранены. В определенных условиях высокая степень метаморфизма является вестником молодости данной породы, а не древности ее, низкая же, наоборот.

В кристаллических сланцах зоны гранитоидов Главного хребта минеральные ассоциации нижнепалеозойского возраста представлены более полно и разнообразно, чем в метаморфитах Передового хребта. В полосе Передового хребта кристаллические сланцы являются носителя-

¹ Нужно отметить, что в таких случаях цифровые данные определения абсолютного возраста, возможно, будут указывать на более молодой, герцинский возраст породы. Отмеченное обстоятельство скорее всего является определителем сущности породы микроэлемента — Ag в период герцинского магматизма (потеря Ag), а не реального возраста самой породы в условиях определенной температуры и давления.

Суждения о возрасте породы со ссылкой только на одни цифровые данные определения абсолютного возраста без петрологических интерпретаций кажутся менее убедительными.



მი облика породы докембрийского времени, а в полосе Главного хребта — нижнепалеозойского.

Возраст кристаллических сланцев понятие относительное — он как бы является функцией полиметаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Надарейшвили О. Ш., Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореале интрузии гранитоидов Главного Кавказского хребта, Бюлл. КИМС, № 2, 1959.
2. Надарейшвили О. Ш., О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта, Тр. КИМС, вып. IV (6), геол. серия, 1963.
3. Соловьев С. П., Происхождение кристаллических сланцев верховий р. Баксан. Зап. Всеросс. мин. общ., ч. 67, вып. 2, 1938.
4. Соловьев С. П., О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе, Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 87, вып. 6, 1958.
5. Соловьев С. П., Сравнительная петрология Большого Кавказа и Швейцарских Альп, Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 89, вып. 5, 1960.
6. Шуркин К. А., К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Тр. Лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 7, 1957.
7. Hsu K. Jín h wa, Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism Amer. Jour. Sci., 253, № 4, 1955.

Кафедра минерологии и петрографии

(Поступило в редакцию 2. II. 66)

ო. ნადარეიშვილი

ცენტრალური კავკასიონის დასავლეთ ნაწილის კრისტალური ფიქლების პირველადი გენეზისის, კოლიმეტამორფიზმის და ასაკის შესახებ

რეზიუმე

კავკასიონზე კრისტალური ფიქლების კომპლექსი სახეთა სიმრავლით და რთული შედგენილობით ხასიათდება. გათვალისწინებულ იქნა რა კრისტალური ფიქლების კომპლექსში გაერთიანებული ქანების სივრცობრივი განლაგების, ტექსტურული, სტრუქტურული და ნივთიერი შედგენილობის თავისებურებათა სხვადასხვაობა, ცენტრალური კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში აღნიშნული მეტამორფული კომპლექსი ოთხ დიდ ჯგუფად დანაწევრდა: 1) ქარსიანი ფიქლები და ფიქალ-გნეისები, 2) ამფიბოლიტები და ამფიბოლიანი გნეისები, 3) ორთოგნეისები (ძირითადად წარმოდგენილი აპლიტისებური გნეისებით) და 4) გაბრო-ამფიბოლიტები.

როგორც ირკვევა, ქარსიანი ფიქლების ჯგუფში გაერთიანებული ქანებია მეტამორფიზმამდე თიხა და ქვიშიან თიხა ქანებს წარმოადგენდნენ. ამფიბოლიტების დიდი უმრავლესობა მაგმური (გულკანოგენურ-ეფუზური და ასევე ინტრუზული) წარმოშობისაა, მცირედი ნაწილი კი CaO მდიდარი თიხა ფიქლებისა და გრაუვაკის ტიპის ქანების სახეცვლის შედეგად უნდა იყოს გაჩენილი.

აპლიტისებრი გნეისები — მკვავე მაგმური პირველადი გენეზისის ქანებია, გაბრო-ამფიბოლიტები კი — ფუძე.

კავკასიონის უძველეს სედიმენტებად უნდა მივიჩნიოთ ის ნალექები, რომელნიც შემდგომში გარდაიქმნენ ქარს-ფიქლებად (პარაფიქლები, ნაწილობრივ პარაგნეისები და იშვიათად, პარამფიბოლიტები). ნალექდაგროვების შემდგომ (ნაწილობრივ კი თანადროულად) გეოსინკლინის ზოლში ფორმირდებოდა ვულკანოგენური წარმონაქმნები, ულტრაფუძე და ფუძე ინტრუზიები — სერპენტინიტებისა და ამფიბოლიტების ჯგუფის ქანების პირველადი წარმონაქმნები, უფრო მოგვიანებით მკვავე ინტრუზიები — აპლიტისებრი გნეისები და, ბოლოს; შედარებით ახალგაზრდა — გაბროს ოჯახის ქანები. საფიქრებელია, რომ დანალექი, ვულკანოგენური, ულტრაფუძე, ფუძე და მკვავე მაგმური წარმონაქმნების ასაკი — კამბრიულის წინაა, ალბათ ზედა პროტეროზოული. გაბროების ფორმირება კი შედარებით ახალგაზრდა, ზედა პროტეროზოულ-ქვედა პალეოზოურ დროს უნდა მიეწეროს.

კრისტალური ფიქლების კომპლექსი აერთიანებს სხვადასხვა ასაკის და გენეზისის ქანებს.

კრისტალური ფიქლები პოლიმეტამორფიზებულ ქანებს წარმოადგენენ. მათ განიცადეს მეტამორფიზმის სამი ციკლის ზემოქმედება: კამბიულისწინა, გვიანკალედონური და პერცინული. აღნიშნული ქანები ფორმირდებოდა ხანგრძლივი დროის განმავლობაში — კამბრიულის წინა დროიდან — ზედა პალეოზოურის ჩათვლით. პოლიმეტამორფიზებულ ქანები მეტად არიან გამდიდრებულნი ახალგაზრდა მინერალური წარმონაქმნებით. ამ მოვლენაში არანაკლებ მნიშვნელოვან როლს მეტამორფიზმის ხარისხიც თამაშობს. ძლიერ სახეცვლილ ქანში პირველადი გენეზისის ან წინამორბედი მეტამორფული ციკლის რელიქტები სუსტად არის ხოლმე შემორჩენილი. გარკვეულ პირობებში მეტამორფიზმის მაღალი ხარისხი ქანის „სიახალგაზრდავის“ მაუწყებელია, და არა მისი სიძველისა. ცენტრალური კავკასიონის დასავლეთი ნაწილის კრისტალურ ფიქლებში მკაფიოდ არის ასახული გვიანკალედონური (ქვ. პალეოზოური) მეტამორფიზმი და მასთან დაკავშირებული მოვლენები.

გამომცემლობის რედაქტორები: ბ. შიქაძე, დ. დელიჯანი

ტექ. რედაქტორი ი. ჩაგელიშვილი

კორექტორები: ლ. რაზმაძე, ა. ჭელიძე

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 9/XII-1967 წ.

ქალაქი 60×90/16

ნაბეჭდი თაბახი 21.

სააღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 16, 77.

ტირაჟი 500.

უე 02356

შეკვეთა 1249

ფასი 1 მან. 50 კაპ.

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 1.
Издательство Тбилисского университета, Тбилиси, просп. И. Чавчавадзе, 1.

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 1.
Типография Тбилисского университета, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе, 1.