

290
1997

თბილისის უნივერსიტეტის შრომები
ТРУДЫ ТБИЛИССКОГО УНИВЕРСИТЕТА
PROCEEDINGS OF TBILISI UNIVERSITY



322

115

გეოგრაფია ☒ გეოლოგია
ГЕОГРАФИЯ ☒ ГЕОЛОГИЯ
GEOGRAPHY ☒ GEOLOGY

თბილისი ТБИЛИСИ TBILISI

1997




თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
ИЗДАТЕЛЬСТВО ТБИЛИССКОГО УНИВЕРСИТЕТА
TBILISI UNIVERSITY PRESS



ГЕОГРАФИЯ ГЕОЛОГИЯ

ТБИЛИСИ 1997


290
1997
პ. 322

(115)

გეობრაფია გეოლოგია

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

ქ. ჩანტურიშვილი, გ. დევდარიანი, ო. ხმალაძე, ნ. სხირტლაძე
(რედაქტორი), ზ. ტატიანიძე, ა. ცაგარელი, ა. ხანთაძე, გ. ცაგარელი,
მ. მელიქსეთ-ბეკი (სეკრეტარი).

სარედაქციო კოლეგია

ლ. ჭანტურიშვილი, გ. დევდარიანი, ო. ხმალაძე, ნ. სხირტლაძე (რედაქტორი),
ზ. ტატიანიძე, ა. ცაგარელი, ა. ხანთაძე, გ. ცაგარელი, მ. მელიქსეთ-ბეკი
(მდივანი).

21004
Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, К. Г. ШИРИНЯН, С. И. КУЛОШВИЛИ

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ (ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ) ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗА

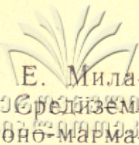
В альпийской складчатой системе бывшей СССР Кавказ представляет собой один из регионов, где вулканические образования имеют весьма широкие площадные распространения и принимают существенное участие в геологическом строении.

Общеизвестно, что на территории Кавказа, как и на большей части Средиземноморского складчатого пояса, в пределах которого расположен Кавказ, конец эоценового времени знаменуется сменой геосинклинального режима орогенным. С этого момента на месте геосинклинальных бассейнов Большого и Малого Кавказа начинается формирование горно-складчатых сооружений, разделенных наложенными межгорными и предгорными прогибами, выполненными моласовыми формациями.

Ранняя стадия орогенного этапа (олигоцен, нижний и средний миоцен) характеризуется относительно спокойным тектоническим режимом и почти полным отсутствием проявления вулканизма. Резкая активизация процессов горнообразования и складкообразования отмечается на Кавказе в конце миоцена. Рубеж миоцена и плиоцена рассматривается многими исследователями как начало неотектонического этапа на Кавказе.

Активизация процессов тектогенеза, связанная с проявлением аттической фазы складчатости, сопровождается и оживлением вулканической деятельности. Этот орогенный вулканизм проявился исключительно в наземных условиях и по своей интенсивности заметно уступал вулканизму более ранних этапов альпийского цикла развития Кавказа.

Орогенный вулканизм Кавказа может быть подразделен на два этапа: верхнемиоценово-нижнеплиоценовый (возможно, частично и среднеплиоценовый) и верхнеплиоценово-четвертичный. В настоящей статье рассматривается наиболее поздний — верхнеплиоценово-четвертичный этап. Вулканическая активность позднеорогенного времени в значительной степени контролируется вновь образовавшимися поперечными структурами. Наиболее крупной из них является Транскавказский ареал поперечных разломов, приуроченный к одноименному поднятию. Выделенное впервые Г. Абигом (1899) оно, по его представлениям, прослеживается от Месопотамской низменности через Арагат—Арагац—Карагач—Абул—Годороби до г. Самсар. По некоторым данным (Хайн, 1949; Милановский и Короновский, 1973 и др.), эта зона продолжается далее на север, в направлении г. Казбег—г. Эльбрус—



Минераловодский выступ до Ставропольского выступа. Е. Е. Милановский (1976) рассматривает её как участок пересечения Средиземноморского и северной части Африкано-Аравийского тектонико-магматических поясов, в пределах которых имело место интерференция вертикальных и горизонтальных движений, свойственных каждому из них.

Наиболее отличительной чертой этой зоны в кавказском секторе является её наложенность на все разнородные субширотные структурные элементы складчатого пояса, что совершенно исключает возможность связи неоген-четвертичного вулканизма с палеозонами Бенюфа (Короновский, 1982). Отдельные исследователи связывают некоторые особенности позднеорогенного вулканизма Кавказа с процессами субдукции. Так, например, итальянские геологи, посвятившие много лет исследованиям молодого вулканизма Восточной Анатолии считают, что происхождение известково-щелочной магмы связано с субдукцией Африкано-Аравийской плиты под Евроазиатскую плиту (Innocenti, Mozzuoli, Pasquare G и др., 1976).

А. Н. Вартапетян (1980), придерживаясь того же мнения, отмечает, что «из неотектонических зон субдукций достаточно чётко выделяется зона, падающая на север, под Большой Кавказ. Она определяется как по расположению геофизических полей, морфоструктурных и тектонических элементов, так и по существующей здесь сейсмофокальной зоне, падающей на глубину 150 км...». По его же данным хорошо выделяется зона субдукции, падающая на север, под Армянское нагорье. Однако В. С. Попов, Н. В. Короновский (1987), изучившие геохимическую специализацию неогенно-четвертичных вулканитов Большого Кавказа, устанавливают закономерности латерального изменения геохимических элементов и доказывают, что наблюдающиеся особенности хорошо объясняются существованием коровых магматических очагов, в которых плавлению подвергается различный материал. Латеральная геохимическая зональность противоречит предположению о решающей роли субдукции в возникновении новейшего вулканизма.

По данным М. Б. Лордкипанидзе (1980), в пределах центрального сегмента Альпийско-Гималайского пояса неоген-четвертичный вулканический цикл проявился в условиях коллизии Евразии с Афро-Аравией, когда продолжающаяся конвергенция столкнувшихся континентальных блоков привела к дроблению и взаимному надвиганию — скупиванию пластин континентальной коры. На этом плане вулканические извержения позднеорогенного этапа развития Кавказа происходят в условиях интенсивных восходящих, блоково-глыбовых дифференциальных движений.

Об этом свидетельствует постепенное сокращение площадей депрессионных долин и всех древних форм рельефа «...с последовательным увеличением предгорных ступеней за счет разъедания склонов» (Асланян, 1977). Темп общего сводового поднятия в пределах Малого Кавказа за всё плиоценовое и плейстоценовое время составлял 10 см за 50 лет или 2 км за 1 млн. лет (Асланян, 1977). На Большом Кавказе амплитуда поднятий за это время была значительно большей. С учетом размытого слоя она оценивается от 4—5 (Цагарели, 1964) до 6—7 км (Растворова, 1973).

Анализ особенностей пространственного размещения вулканических формаций так же, как и фациальные и петрохимические особенности вулканитов, дают основание неовулканическую область Кавказа подразделить на две структурно-формационные области.

Первая из этих областей, названная нами Западной вулканической зоной, имеет меридиональное простирание и в тектоническом плане совпадает с Транскавказским поперечным поднятием.

Эта вулканическая зона протягивается от Эльбрусской вулканической области, находящейся в наиболее приподнятой части северного крыла Большого Кавказа, до крупнейшего вулканического массива Армянского нагорья — Больш. Арарата (5156 м).

Вторая область, которую мы называем Восточной вулканической зоной, имеет северо-запад-юго-восточное простирание. Она локализована на территории Малого Кавказа, в пределах Мисхано-Зангезурского мегаантиклинория и контролируется Анкавано-Сюникским глубинным разломом.

Западная вулканическая зона пересекает все донеогеновые структуры общекавказского простирания и по имеющимся данным (Бадалян, Оганесян, Пирузян, 1978) характеризуется слабым магнитным полем, относительным максимумом поля Δg , высокой сейсмичностью (до 8—9 баллов) и повышенным значением геотермического поля (Смирнов, 1968).

Восточная вулканическая зона характеризуется резко отрицательными значениями силы тяжести, относительно слабой сейсмичностью и положительными интенсивными аномалиями магнитного поля (Бадалян, Оганесян, Пирузян, 1978).

Западная вулканическая зона в силу своей высокой подвижности представляется как область, где процессы теплопереноса от мантии в земную кору достигали максимальных значений (Ширинян, 1980). Об этом, в частности, свидетельствует расположение вдоль этой зоны наиболее крупных полигенных вулканов Большого и Малого Кавказа (Эльбрус, Казбек, Непискало, Самсар, Арагац, Арарат) с продолжительностью активности до 2 млн. лет, что указывает на огромную тепловую инерцию астеносферного слоя под этой зоной.

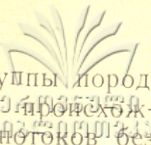
Транскавказское поперечное поднятие, контролирующее вулканизм Западной зоны, отличается большой сложностью. В его пределах формируются изолированные друг от друга вулканические районы, главными из которых с юга на север являются Арагацкая, Джавахетская, Бакуринская, Кельско-Казбекская, Эльбрус-Кюгенская и др.

В аналогичной тектонической ситуации, в пределах Восточной зоны вулканизма, формируются приуроченные к отдельным блоковым поднятиям Гегамская, Айоцзор-Варденисская, Сюникская и Кафанская вулканические области.

Связь отдельных вулканических ассоциаций с перечисленными выше вулкано-тектоническими областями, на чем мы еще остановимся, а также петрохимическая индивидуальность вулканитов в пределах каждого из них, указывают на наличие самостоятельных магматических очагов разной глубины, питавших центры извержений каждого из вулкано-структурных участков. Имеющиеся на этот счет геофизические данные (Shimozuru, 1963) дают основание полагать, что в верхней мантии, вероятно, существуют сплюсненно-сфероидальные камеры, величина которых не превышает нескольких десятков км, что хорошо согласуется с размерами вулканических нагорий Кавказа.

Естественно, что основные различия в распределении вулканических серий наблюдаются между главными вулканическими зонами Кавказа — Западной и Восточной, генетически связанными с Транскавказским поперечным поднятием и Мисхано-Зангезурской мегаантиклинальной структурой.

Прежде чем изложить эти различия, считаем нужным отметить, что сложный комплекс новейших вулканических образований Кав-



каза подразделяется на три главные петрогенетические группы пород, представленные: 1) вулканитами первичного мантийного происхождения, излившимися на поверхность в виде базальтовых потоков без существенных признаков дифференциации и контаминации; 2) кислой дифференцированной серией вулканитов первичного корового (палингеного) происхождения риолит-дацитового состава; 3) мантийно-коровыми вулканитами, рассматриваемыми как продукты метаморфизованных мантийных магм, подвергшихся частичной или значительной контаминации и дифференциации при взаимодействии с веществом земной коры.

Мантийный базальтовый вулканизм проявился, главным образом, в Западной зоне, частично охватив также примыкающие с востока ограниченные площади Восточной зоны (Гегамская вулканическая область).

Риолит или липарит-дацитовый вулканизм в виде разрозненных локальных проявлений известен в обеих вулканических зонах.

Наиболее сложна картина пространственного размещения различных парагенетических ассоциаций мантийно-коровых вулканитов, представляющих наиболее характерный комплекс пород как главных, так и подчиненных им вулканических структур. Этот тип вулканизма в зоне Транскавказского поперечного поднятия обычно начинается эффузивно-эксплозивной активностью андезито-базальтовой магмы, которая эволюционирует до дацитов, а иногда, как это мы наблюдаем в Эльбрусской области, до риолитов. В отдельных вулканических районах, как например, в Арагацком, этот цикл повторяется многократно. Для зоны в целом характерно значительное преобладание объема кислых вулканитов над основными.

В Восточной зоне картина противоположная. Здесь эволюция вулканического процесса в благоприятных условиях завершается образованием андезитовой магмы, причем, последняя по зоне в целом по общему объему значительно уступает базальт-андезито-базальтовой серии пород. В некоторых районах этой зоны как, например, в пределах Кафанской блоковой структуры, вулканизм проявлялся только базальтовыми породами.

По сравнению с известково-щелочной провинцией Западной зоны, вулканизм Восточной зоны относится к щелочному типу. Здесь широким распространением пользуются щелочные базальты, трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты, в меньшей мере недосыщенные фельдшпатоидные базальты, базаниты, лимбургиты.

В Восточной зоне полностью отсутствуют продукты игнимбонтового вулканизма, пользующиеся широким распространением в Западной зоне (Эльбрусский, Чегемский, Арагацкий вулканические районы).

Таким образом, как по петрографическому составу, так и по петрохимическим особенностям, верхнеплиоцен-четвертичные вулканогенные образования Западной и Восточной зон Кавказа заметно отличаются друг от друга.

Ниже излагаются петрогенетические особенности выделенных трех главных петрологических типов пород и пространственно-временные закономерности их размещения.

Верхнеплиоцен-четвертичный вулканический цикл Кавказа начинается линейными (трещинными) излияниями мантийных базальтовых лав, известных в геологической литературе под названием «долеритовые базальты».

Указанные базальты в пределах Закавказья известны на Ахалкалакском, Лорийском и Котайском плато в бассейнах оз. Севан, рр. Ахурян, Машавера, Храни, Алгети, Дебед и в некоторых других мес-

тах. Возраст долеритовых базальтов определяется как акчагыл-ранний вилафранк с абсолютным возрастом $3,5 \pm 0,3$ млн. лет (Аслабян, Багдасарян, Ширинян, 1978). По более ранним данным (Заридзе, Татришвили, 1948), к югу от Аджаро-Триалетского хребта в районе Цалки потоки долеритовых базальтов переслаиваются озерными отложениями, содержащими остатки позднеплиоценовых млекопитающих (*Elephas planifrons*, *Equus cf. Stenonis*). Эти же долериты широко развиты и в пределах Нижне-Карталинского плато (Дманиси, Гомарети, Тетрицкаро и др.), где они несогласно перекрывают как древние (палеозойские), так и более молодые (эоценовые и миоплиоценовые) образования (Схиртладзе, 1958).

Абсолютный возраст андезит-базальтов и этих долеритов составляет $1,00 \pm 0,30 - 2,36 \pm 0,60$ млн. лет (Рубинштейн, Адамия и др., 1972).

Излившиеся в верхнеплиоценовое время потоки долеритовых базальтов намагничены обратно, но, по имеющимся литературным данным (Адамия, Храмов, 1963; Глевасская, Дзоенидзе и др., 1975), в некоторых районах известны сравнительно небольшие объемы прямо намагниченных лав, относимых к нижнему плейстоцену.

Следовательно, есть все основания считать, что начавшиеся в верхнем плиоцене (в вилафранке) излияния базальтов продолжались до начала нижнего плейстоцена. По единому мнению исследователей, излияния рассматриваемого типа базальтов происходили по глубинным разломам, а точнее, по глубинным взрезам, представляющим, по В. В. Белоусову (1975), глубинные разломы без горизонтальных смещений крыльев. Глубина взрезов определяется мощностью земной коры, которая для Закавказья по геофизическим данным составляет в среднем 52 ± 2 км.

Глубинные взрезы, служившие каналами сквозных излияний базальтовых расплавов из очагов верхней мантии, по своему структурному положению приурочены к ареалу Транскавказского поперечного поднятия, которое рассматривается как северное звено Африканской рифтовой системы (Милановский, Короновский, 1973). Значит, есть основания предполагать, что и в Закавказье мы имеем проявление базальтового вулканизма рифтового типа.

Как показали проведенные исследования (Толстой, Ширинян и др., 1980), долеритовые базальты Закавказья близки к базальтам рифтовых зон и по своим физическим свойствам (скорости распространения упругих волн, теплопроводности, плотностным характеристикам, магнитным свойствам и др.).

Приведенные данные вместе с излагаемыми ниже результатами всестороннего изучения петрохимических и геохимических исследований долеритовых базальтов позволяют классифицировать их как щелочные оливиновые толеиты с высоким содержанием глинозема.

В ряду характерных особенностей рассматриваемых базальтов следует отметить их щелочной характер при низком содержании калия (менее 1,5%), повышенную глиноземность, резко пониженные концентрации Rb и Li (Толстой, Ширинян и др., 1980).

Отмеченные характеристики, а также глубины последнего равновесного состояния магмы по составу титаномагнетита (Печерский, 1971), дают основание говорить об абиссальности долерито-базальтовой магмы, образовавшейся в результате частичного плавления верхней мантии (до 15—20%) на глубинах порядка 50 ± 5 км.

Следующая петрографическая категория вулканитов представлена породами риолитовой формации, главными составными частями которой являются риолиты, риолито-дациты и дациты.

Породы липаритовой формации известны по всему Кавказу, однако в виде локальных проявлений, связанных с активностью центральных, моноклиновых, куполовидных вулканов. В целом, этот тип вулканизма представляется как не получившее широкое развитие явление с довольно ограниченной ролью пород формации в общем балансе всех новейших вулканических образований. Достаточно указать, что на всей территории Кавказа описано около 1,5 десятка моноклиновых вулканических центров риолитовой магмы. Объем пород, слагающих отдельные вулканические постройки, невелик и вместе с отходящими от центров короткими потоками колеблется от 0,2 до 5 км³.

Геофизические данные указывают на то, что все очаги липаритовой магмы приурочены к участкам относительных минимумов силы тяжести. Это объясняется дефектами масс, обусловленными локальными утолщениями гранитно-метаморфического слоя земной коры и его приподнятостью (Тулиани, 1981). Так, например, в районе Фонтанского относительного минимума (Центральная Армения), где расположено несколько центров активности липаритовой магмы, глубина залегания гранитно-метаморфического слоя от дневной поверхности составляет всего 3,5 км. Аналогичная картина наблюдается и в пределах других вулканических центров.

Породы риолитовой формации С. Г. Карапетян (1972) и другие рассматривают как палингены, возникшие в результате плавления гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Наиболее ранние проявления корового липаритового вулканизма приурочены к верхнеплиоценовому (апшеронскому) времени. В отдельных районах Транскавказского поперечного поднятия они следуют за мантийным базальтовым вулканизмом. Однако их нельзя отнести к кислым дифференциатам мантийной базальтовой магмы, как это пытаются представить некоторые исследователи. Это два контрастных по составу типа пород, между которыми продукты дифференциации в виде вулканитов промежуточного состава всегда отсутствуют. Более того, в конце верхнего плиоцена и в начале раннего постплиоцена излияния липаритов и мантийных базальтов происходили параллельно, но из разобщенных магматических очагов.

В зоне Транскавказского поперечного поднятия возраст риолитов баксанской свиты, определенный по трекам осколков деления урана, составляет 1,6 млн. лет (Комаров и др., 1972).

В области Мисхано-Зангезурского антиклинория (Восточная зона вулканизма) возраст риолитового вулканизма более молодой. Здесь, в районе Гегамского нагорья известны вулканы, возраст которых составляет 510 тыс. лет (вулкан Спитаксар) и 325 тыс. лет (вулкан Атис). В районе Сюникского нагорья риолитовые пески залегают на размытой поверхности нижнечетвертичных диатомитов, а трековый возраст, определенный для риолитовых стекол вулкана Базенк равен 300 тыс. лет. В этой же зоне возраст риолитов крупного вулкана Артена составляет 1,6 млн. лет.

Петрохимические породы риолитовой формации, в целом, относятся к известково-щелочной серии, причем, эриолитовая ветвь ассоциации проявляет склонность к щелочным породам, а дацитовая — к известковистым. В целом породы рассматриваемой формации различных вулканических областей обладают очень близкими петрохимическими особенностями, что свидетельствует, с одной стороны, о един-

стве источника и условий их образования, а с другой — о наиболее легкоплавком составе расплава, состоящего из трех основных компонентов (ортоклаз, альбит, кварц).

В верхнеплиоцен-четвертичном комплексе пород наиболее пространственными являются вулканы мантийно-коревой генетической группы. Пространственно-временные закономерности распределения вулкаников этой группы, а также особенности их эволюции во времени очень сложны и имеют свои специфические особенности как в пределах крупных тектонических структур (Транскавказское поперечное поднятие и Мисхано-Зангезурский антиклинорий), так и в составляющих их относительно обособленных блоково-глыбовых поднятиях.

В пределах Мисхано-Зангезурской структуры с запада на восток располагаются следующие, контролируемые вулканизмом блоковые поднятия: Гегамская, Айоцзор-Варденисская, Сюникская и Кафанская, представленные одноименными щитовидными вулканическими нагорьями.

Восточная зона является классической областью проявления аркального вулканизма с рядом отличительных признаков: многочисленность центров извержений, кратковременность активности в каком-либо пункте, отсутствие больших вулканических построек.

При аркальном вулканизме центры вулканической активности не обнаруживают прямой связи с глубинными магмоподводящими разломами (с глубинными взрезами). Это доказывается и тем, что по данным геофизических исследований никакой связи между планом расположения вулканических центров и аномалиями гравитационных и магнитных полей не обнаруживается, и, как правило, основная часть линейно вытянутых вулканических центров располагается в пределах безградиентных зон (Ширинян, Аджимамудов, 1966).

Центральные полигенные вулканы для Восточной зоны вулканизма не характерны. Во всей зоне известен единственный центр такого типа — вулкан Ишханасар, расположенный в крайней юго-восточной части Сюникского глубинного разлома. Направление этого разлома достаточно хорошо прослеживается на юг линейно расположенной цепью из 20 моногенных вулканов — центров извержений высокощелочных базальтовых лав. Вполне возможно, разлом представляет собой северное продолжение известного в южной Армении Гиратахского глубинного разлома. Наличие разломной линии от вулкана Ишханасар на юг, по направлению к Гиратахскому разлому, подтверждено геофизическими наблюдениями (Ширинян, Аджимамудов, 1966).

Ишханасар (3551,5), второй после Арагана вулканический массив Закавказья, представляет типичный пример слоистого лавового вулкана с весьма умеренной эксплозивной активностью. Ишханасар состоит из сотен потоков андезито-базальтовой и андезитовой лавы. Лавовые потоки разных составов чередуются в разрезе вулканической постройки без определенной закономерности. Отсутствие базальтов на протяжении всей активности вулкана Ишханасар является вообще характерной особенностью полигенных вулканов Кавказа и свидетельствует об отсутствии прямой связи вулкана с очагом в верхней мантии и о дифференциации и контаминации первичных мантйных расплавов в промежуточном (внутрикоровом) очаге вулкана.

Внутри Восточной зоны наблюдается горизонтальная зональность состава парагенетических ассоциаций вулканических пород и петрохимических их особенностей. При переходе от одной блоковой структуры к другой меняется и картина объемных соотношений вулкаников различного состава. Так, например, в границах Гегамской блоковой

структуры состав вулканитов меняется в пределах базальт-андезит при примерно равных объемах андезитов-базальтов и андезитов и резко подчиненной роли базальтов (до 10% от общего объема). Согласно систематике, предложенной А. А. Маракушевым (1973), вулканиты Гегамской области можно отнести к щелочному типу.

В пределах Варденисской структуры при тех же пределах колебаний состава вулканитов наблюдается значительное увеличение объема основных по составу пород (андезито-базальты 60%, базальты 20%). Намечается тенденция перехода к трахитовым сериям пород.

Далее к юго-востоку, с переходом в Сюникское вулканическое нагорье, тенденция к увеличению щелочности и меланократовости возрастает. Достаточно указать, что в общем объеме пород ареальных извержений объем андезитовых вулканитов не превышает 1%. Сравнительно увеличивается и калиевая щелочность и преобладают трахитовые серии пород.

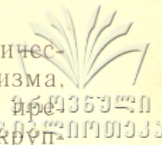
Своеобразной спецификой отличается вулканизм Кафанской блоковой структуры, расположенной в крайней юго-восточной части Армении. Вулканизм здесь проявляется в небольших масштабах, причем, исключительно базальтовым составом.

Базальты Кафанского блока характеризуются высокой меланократовостью, магнизиальностью, известковитостью, щелочностью и недосыщенностью кремнеземом. По своим петрохимическим характеристикам они относятся к лимбургитам и нефелиновым базанитам и являются уникальными образованиями среди всех вулканических образований Кавказа. Особенности базальтоидов Кафанской блоковой структуры обусловлены геологической спецификой строения этого участка земной коры. К началу позднеорогенной тектонической активизации Кафанский сегмент представлял собой дислоцированную жесткую блоковую структуру платформенного режима развития. Именно высокой степенью консолидации Кафанской блоковой структуры обусловлено проникновение магмаподводящих разломов на большие глубины и вынос меланократовой щелочной магмы.

Рассматривая особенности мантийно-корового вулканизма Транскавказского поперечного поднятия, прежде всего отметим одну отличительную особенность вулканизма этой зоны, выраженную максимальным развитием здесь полигенных вулканов, свидетельствующих об устойчивой локализации вулканических центров, а также о большой длительности развития магматических процессов. Указанные условия, как и следовало ожидать, благоприятствовали контаминации первичных магматических расплавов путем более интенсивного освоения силикатического вещества земной коры. Именно этим можно объяснить тот факт, что базальт-андезитовая специфика ареальных извержений Мисхано-Зангезурской тектонической зоны, в ареале Транскавказского поперечного поднятия, сменяется андезито-базальт-дацитовой, а местами и риолитовой спецификой.

Возникновение полигенных вулканов, видимо, одно из главных следствий взаимного пересечения Средиземноморских (широтных) и Африкано-Аравийских (меридиональных) тектонических структур.

В южной части Транскавказского поперечного поднятия расположено Арагацкое вулканическое нагорье и одноименный полигенный вулкан — Арагац (4095 м). Арагацкое вулканическое нагорье занимает площадь более чем 3000 км² и представлено огромным щитовидным массивом с окружностью основания более 200 км. В его строении принимают участие верхнеплиоцен-четвертичные вулканиты, состав которых меняется от андезитов-базальтов до дацитов включительно.

Для Арагацкôго вулканического нагорья характерно классическое сочетание полигенного и моногенного ареального вулканизма. Арагац имеет форму плоско-выпуклого щита с относительным вышением над Араратской равниной более, чем на 3000 м. Это крупный стратовулкан с кратером на вершине. В активности вулкана выделяется три крупных цикла, каждый из которых начинается андезито-базальтами и завершается дацитами.

На Арагацком вулканическом нагорье относительно бурно проявился и ареальный вулканизм, представленный почти 150 моногенными вулканическими центрами (шлаковыми, шлаково-лавовыми, лавовыми конусами). Центры активности контролируются локальными трещинами раскрытия самых различных простираний.

Большинство центров ареальных извержений имеет андезитовый состав (60–70% вулканов), андезито-базальты и базальты соответственно представлены 55 и 15 центрами. Остальная часть приходится на андезито-дацит-дацитовые и риолитовые вулканы.

К востоку от Арагаца расположен полигенный вулкан Араилер (2577 м). Эволюция вулканических пород Араилер, как и Арагаца, имеет гомодромную последовательность, причем, при той же андезито-базальт-андезит-дацитовой парагенетической ассоциации.

Мантийно-коровый вулканизм широко проявлялся и в более северных вулканических областях Транскавказского поперечного поднятия (Схиртладзе, Короновский, Ширинян, 1975).

Севернее Арагацкой вулканической области простирается обширное Джавахетское вулканическое нагорье, расположенное на пересечении меридиональной полосы Транскавказского поперечного поднятия с наиболее приподнятой частью близ широтного Сомхето-Карабахского антиклинория.

В пределах Джавахетского нагорья главными орографическими единицами являются Самсарский и Кечутский (Джавахетский) хребты, связанные с крупными глубинными разломами. Первый из них занимает среднюю часть нагорья и состоит из ряда крупных вулканических сооружений, среди которых главными являются Большой Абул, Годореби, Самсар, Шавнабада, Тавкветили и др.

Большой Абул — это сильно разрушенный вулканический массив с абсолютной высотой 3304 м, при относительной — 1300—1400 м и с диаметром основания около 6 км. На северном склоне вулкана лежит новейший центр трещинного характера, откуда мощные лавовые потоки спускаются в бассейн оз. Тапаравани.

К северу от этого вулкана возвышается полигенный кратерный вулкан Годореби. Абсолютная высота вулкана равна 3191 м, относительная — 350—400 м, диаметр основания конуса до 2 км.

Следующий к северу вулкан — Самсар. По форме — это полукольцевой хребет с хорошо выраженной открытой на северо-восток кальдерой, диаметром около 3 км. Абсолютная высота Самсара равна 3285 м, относительная — 1000 м.

К северу от Самсара возвышается группа сложных двойных вулканов: Шавнабада, Тавкветили и Бебери-Клде. Первые два имеют форму усеченного конуса с кратерной впадиной диаметром около 100—150 м. Абсолютная высота Шавнаба — 2929 м, Тавкветили — 2584 м. Вулкан Бебери-Клде расположен к востоку от Шавнабада. Это тоже сложный двойной сильно разрушенный вулкан с абсолютной высотой 2400 м и относительной — 150—250 м.

Характерно, что в пределах Самсарского хребта основные эффузивы отсутствуют. Вместо этого здесь широко развиты андезитовые, андезит-дацитовые и дацитовые вулканиты.

Кечутский хребет расположен на восточной окраине Джавахетского нагорья и вытянут в меридиональном направлении, почти параллельно Самсарскому хребту. Высота хребта колеблется в пределах 2300—2800 м при ширине от 5 до 6 км на севере и до 15—20 км на юге. В отличие от Самсарского хребта, Кечутский хребет характеризуется сравнительно мягким рельефом, довольно широкой, местами платообразной гребневой частью, на которой возвышаются куполообразные вулканические массивы: Акчала, Далидаг, Кечут, Ампад, Емликли, Гулябай и др. Однако встречаются и псевдовулканические эрозионные формы (Чатах, Шамбиани и др.).

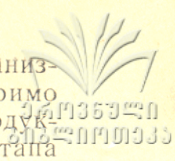
На карте аномалий силы тяжести хорошо отражаются зоны глубинных разломов. При этом межзональным разломам — Южно-Триалетскому и Локско-Агдамскому в гравиметрическом поле соответствуют хорошо выраженные ступени со значительными горизонтальными градиентами. Трансзональные меридиональные магмоподводящие Самсарский и Кечутский разломы характеризуются весьма однородным гравитационным полем, с абсолютным значением Δg , несколько пониженным по сравнению со смежными зонами Ахалкалакского плато и Параванской котловины. Эти различия объясняются тем, что продольные межзональные разломы сопровождаются значительными вертикальными перемещениями (в результате чего возмущающие массы оказываются на различных глубинах), а Самсарский и Кечутский разломы не сопровождались сколько-нибудь значительными вертикальными движениями. Пониженные значения силы тяжести вдоль этих разломов могут быть объяснены внедрением кислых магм, обладающих меньшей плотностью по сравнению с метаморфическим субстратом Джавахетского нагорья.

Характерный разрез вулканических образований восточной части Джавахетского нагорья наблюдается в пределах Кечутского хребта. Последний как и все описанные выше вулканические хребты (Гегамский, Сюникский, Варденисский, Аравацкий), характеризуется асимметрией поперечного профиля. Центры ареальной вулканической активности располагаются на пологом западном склоне хребта. Полигенные центральные вулканы, как уже отмечалось, располагаются вдоль водораздела.

На Кечутском хребте в позднем плиоцен-четвертичном этапе выделяются два цикла вулканизма. Первый цикл начинается в позднеплиоценовое время и завершается в начале среднего плейстоцена. Характерными образованиями этого времени являются (снизу вверх): двупироксеновые андезиты-базальты, кварцсодержащие андезиты, роговообманковые андезиты-дациты, гиалодациты. Второй цикл соответствует верхам среднечетвертичного времени и представлен двупироксеновыми андезиты-базальтами и андезитами (Харазян, 1968).

Иная картина наблюдается в бассейне оз. Тапаравани. Здесь в строении Кечутского хребта, кроме указанных пород, в первом цикле участвуют долериты (в низах разреза), выше которых следуют андезиты-базальты, андезиты и андезиты-дациты (Дзоценидзе, Кулошвили, Тутберидзе, 1975).

Наиболее поздние вулканические образования на Джавахетском нагорье известны на Самсарском хребте, где они представлены позднеплейстоценовыми и голоценовыми андезиты-дацитами и дацитами. Северо-западную периферию Малого Кавказа образует Аджаро-Триалетская складчатая система, сформировавшаяся на месте верхнемелового-палеогенового рифтового трога, заложенного на жестком субстрате Закавказского срединного массива.



По сравнению с широко развитым здесь палеогеновым вулканизмом, позднеорогенный вулканизм Аджаро-Триалети был неизмеримо меньше как по интенсивности, так и по объему накопившихся продуктов (Схиртладзе, 1978). Вулканическая активность новейшего этапа фактически ограничивается центральной частью Аджаро-Триалети, расположенной непосредственно к северу от Джавахетского нагорья. При этом большинство центров извержения тяготеют к разрывным нарушениям, в первую очередь к Бакуриани-Торскому надвигу. К ним относятся линейно вытянутая цепочка вулканических центров — Мухера, Цихиджвари, Саргвави, давших как лавовые, так и взрывные продукты. Лавовые потоки растекались по существующим ущельям на большие расстояния с образованием в некоторых местах платообразных участков. Так, например, лавовый поток вулканического центра Саргвави, расположенного в истоках р. Гуджаретисцкали, распространяется по ее ущелью на расстояние до 20 км, Мухера слагает плато Бакуриани, Садгери и др.

Все новейшие вулканические образования Аджаро-Триалети представлены типичными андезитами, среди которых различаются авгитовые, гиперстеновые и гиперстен-авгитовые разновидности, принадлежащие к известково-щелочной серии.

Слабая вулканическая активность Аджаро-Триалети на позднеорогенном этапе, по-видимому, стоит в связи с относительным затуханием тектонической активности этого региона. Сейсмическая активность, являющаяся показателем современного тектонического состояния, в пределах рассматриваемой зоны значительно слабее, чем в большинстве других тектонических зон Кавказа. Характерно, что все наиболее сильные землетрясения Аджаро-Триалети так же, как и новейшие вулканические проявления, приурочены к ее центральной полосе, входящей опять-таки в систему Транскавказского поперечного поднятия.

В пределах складчатой системы Большого Кавказа проявления новейшего вулканизма пространственно приурочены к ее центральному, наиболее приподнятому сегменту, также входящему в зону Транскавказского поперечного поднятия. Этот сегмент захватывает как часть ядра горстантиклинория Большого Кавказа, так и оба его склона, в пределах которых расположено несколько обособленных вулканических районов.

На южном склоне Большого Кавказа в направлении с юга на север выделяются Джавский, Кельский и Казбекский вулканические районы, связанные и с продольными, и поперечными тектоническими нарушениями. Основной из них — Казбекско-Цхинвальский разлом (Милановский, 1968).

Джавская группа вулканов приурочена к тектонической границе между флишевой зоной Большого Кавказа и Грузинской глыбой. Здесь на сравнительно небольшой территории в бассейне р. Большой Лиахви насчитывается около десятка небольших моногенных вулканов, извержения которых датируется в основном поздним плейстоценом. Основанием для этого служат морфологические особенности лавовых потоков, а также залегания их на наиболее низких (до 10—12 м) террасах.

Продукты активности вулканов Джавского района представлены исключительно лавами, без пирокластических образований. По составу все лавы очень близки между собой и представлены пироксеновыми андезитами.

Расположенное севернее — Кельское вулканическое нагорье занимает верховье рр. Белой Арагви, Ксани и Большой Лиахви. Для

этого района характерен центральный тип извержений, представленный как моногенными, так и полигенными вулканами (М. Непискало, Нарвани и др.). Моногенная активность представлена лавовыми и шлаковыми конусами, а также экструзивными куполами (Келин-Бэ, Непискало и др.). В пределах Кельского нагорья начальные этапы вулканической активности повсеместно представлены, главным образом, излияниями андезито-базальтовых лав. Последующие извержения становятся более кислыми и дают сначала гиперстеновые андезиты и андезито-дациты, а затем и роговообманково-гиперстеновые дациты и риодациты (Схиртладзе, 1958). Часто такая смена пород наблюдается в пределах одного и того же вулканического центра. В отдельных случаях наблюдаются и отклонения от указанной закономерности и появление андезито-базальтовых лав на поздних стадиях извержения (вулкан Сакохе и др.).

К северу от Кельского нагорья, в верховьях р. Терек, находится Казбекский вулканический район. В тектоническом отношении он расположен в зоне перехода от складчатой системы южного склона Большого Кавказа к горстантиклинорию Главного хребта, границей между которыми служит крупнейшее разрывное нарушение Кавказа — т. н. «Главный надвиг».

Казбекский район — один из наиболее активных в отношении сейсмичности районов на Кавказе, причем определения динамических параметров в очагах некоторых казбекских землетрясений (Гоцадзе, 1957) показало, что здесь сейсмическая активность определяется разломами как поперечными, так и общекавказского простираения. Е. Е. Милановский (1968) отмечает, что карта эпицентров Казбекского района имеет форму вытянутого треугольника, основание которого совпадает с линией поперечного Казбек-Цхинвальского разлома, а высота вытянута вдоль «Главного надвига». По мнению указанного исследователя, в Казбекском районе основные разломы, как и на Джавахетском нагорье, контролирующие проявления новейшего вулканизма, определяют и сейсмическую активность этих регионов.

Главными вулканическими центрами района являются крупные полигенные вулканы Казбек и Кабарджина и несколько моногенных лавовых вулканов (Миллиона, Садзеле и др.).

Вулкан Казбек характеризуется многократной эффузивной и эксплозивной деятельностью. В пределах массива отмечаются также боковые извержения в виде лавовых вулканов и экструзивных куполов (Шевардени, Ткаршети и др.).

Проведенные в последние годы палеомагнитные исследования (Векуа, Майсурадзе и др., 1982) молодых вулканитов центральной части Большого Кавказа внесли определенную ясность в вопрос о возрасте и стратиграфическом положении этих вулканитов, в частности, вулканиты Казбека датируются как плейстоценовые образования, кроме Ткаршетского потока, возраст которого определяется как средний голоцен (Джанелидзе, 1980).

Состав вулканических образований Казбека, начиная с первых излияний и кончая последними, изменялся от гиперстеновых андезитов в начале этапа до гиперстеновых и роговообманковых андезито-дацитов и дацитов в конце. При этом все извержения, за исключением последнего, хотя и слабо, сопровождалось эксплозивной активностью.

Вулканиты Кабарджина представлены лавами, дайковыми телами, эруптивной брекчией и агломератом, а все породы — биотит-гиперстеновыми, гиперстено-роговообманковыми вулканитами, состав которых колеблется от андезита до дацита. Закономерность смены состава вулканитов гомодронная. Исключение составляет дайка гиперс-

теновой базальтовой породы, которая, по-видимому, является остаточным продуктом кристаллизационной дифференциации (Влодавец, Шаврова, 1953).

На северном склоне Большого Кавказа находится Эльбрусская вулканическая область, которая расположена в пределах наиболее приподнятого участка Эльбруско-Малкинско-Минераловодского поднятия (Милановский, Короновский, 1973).

В Эльбрусской области выделяются два района новейшей вулканической активности — Эльбрус-Кюгенский и Нижнечегемский.

Эльбрус-Кюгенский район расположен на участке максимального воздымания палеозойского фундамента Б. Кавказа и приурочен к центральной части Пшекиш-Тырныузской шовной зоны. Последняя представляет собой крупную разломную зону, отделяющую мегаантиклинорий Главного хребта от Северо-Кавказского краевого массива. В пределах Эльбрус-Кюгенского района выделяются несколько крупных обособленных вулканических массивов — Эльбрус, Верхний Чегем, Кыртык-Сурх, Крандух и др. Согласно Н. В. Короновскому (1971), большинство этих вулканических центров локализуется в узлах пересечения Пшекиш-Тырныузского шва с поперечными разломами.

21004
Все проявления новейшего вулканизма Эльбрус-Кюгенского района относятся к позднеплиоценово-четвертичному этапу. Начальная, позднеплиоценовая стадия этого этапа характеризуется широким развитием как лавовых, так и вулканокластических образований. Так, в районе Эльбруса в это время накопилась мощная (до 2 км.) толща лав, туфов туфобрекчий, игнимбритов, риолитового, риолито-дацитового и, реже, дацитового состава (Масуренков, 1961). Мощные проявления кислого игнимбритового вулканизма отмечаются и в районе Верхнего Чегема.

В пределах Сурх-Крандухского участка в начале позднего плиоцена происходили излияния андезито-базальтовых лав, являющихся наиболее основными породами не только данного района, но и всего северного склона Большого Кавказа. Вскрытый эрозией нект вулкана Крандух сложен эруптивной брекчией пористых андезито-базальтовых лав и шлаков в рыхлой красной туфовой массе. Отсутствие постепенных переходов между андезито-базальтовыми лавами и кислыми вулканиками послужило основанием полагать, что образование основной магмы, вероятно, было связано с более глубокими очагами, чем очаги, давшие кислую дацитовую или риолитовую магму. Основная магма выводилась на поверхность по зонам очень глубоких разломов (Тырныузский шов) и трещин через вышележащий «гранитно-метаморфический слой» (Милановский, Короновский, 1973).

Четвертичный вулканизм Эльбрус-Кюгенского района, в отличие от позднеплиоценового, выражен в основном в лавовой фации. Излияния лав происходили в течение всего четвертичного времени, причем, наибольшей интенсивности они достигли в начале позднего плейстоцена (Короновский, 1971). По составу они представлены риолито-дацитами, дацитами, андезито-дацитами, реже трахиандезитами и андезито-базальтами.

Наиболее значительным вулканическим центром рассматриваемой области является крупнейший на Кавказе полигенный стратовулкан Эльбрус (5633 м). По данным Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1973), огромный вулканический конус Эльбруса, диаметром более 15 км и относительной высотой около 3 км, насажен на самую северную часть горантиклинория Главного хребта и участок соч-

ления его с Тырныаузской шовной зоной, где эти зоны пересекаются Эльбрусским поперечным глубинным разломом северо—северо-восточного простирания.

В строении вулкана, по данным тех же авторов, выделяются два главных комплекса — плиоценовый и четвертичный. Суммарная мощность толщи плиоценовых лав превышает 1,5 км, они деформированы и падают в сторону центра вулканического массива, очевидно, выполняя вулканотектоническую депрессию (кальдеру). Четвертичный комплекс вулканитов представлен среднеплейстоценовыми, верхнеплейстоценовыми и голоценовыми лавами. По взаимоотношению с ледниковыми отложениями Е. Е. Милановский и Н. В. Короновский определяют возраст последнего извержения менее 2 тыс. лет назад. Магматическая активность Эльбруса продолжается по сей день, о чем свидетельствуют паро-газовыделения и огромная локальная отрицательная гравияномалия, связанная с аномально легкой возмущающей массой, представляющей, по мнению М. В. Авдулова (1962), столб сильно нагретого магматического материала, содержащего большое количество водяных паров. Состав продуктов извержений вулкана Эльбрус колеблется в узких пределах от риолитов до дацитов в плиоцене и от дацитов до андезито-дацитов в четвертичном.

К северо-востоку от описанного района расположен Нижнечегемский вулканический район, занимающий междуречье рр. Баксан, Чегем, Шалушка и Гунделен. В тектоническом отношении этот район располагается у северной окраины Северо-Кавказского краевого массива и приурочен к крутой Кабардинской флекуре, отделяющей этот массив от предгорной впадины (Короновский, 1971).

Вулканизм Нижнечегемского района проявился в течение позднего плиоцена и плейстоцена, причем, максимальная вспышка вулканизма относится к позднему плиоцену, а более слабая к верхнему плейстоцену.

Верхнеплиоценовые вулканиты описываемого района представлены довольно мощной толщей игнимбритовых туфов и туфобрекчий, которые расчленяются на два комплекса: комплекс риолитовых туфов и игнимбритов, занимающих водораздельные пространства современных рек, и комплекс риолитовых и дацитовых пирокластических образований, заполняющих древние долины (кызбурунская и баксангесская толща). Мощность всего комплекса 250—350 м.

После длительного перерыва, в позднем плейстоцене образуется комплекс дацитовых и риолито-дацитовых игнимбритовых туфов и туфобрекчий современных речных долин (рр. Баксан, Чегем, Тунделен) мощностью 50—70 м.

Таким образом, характерной особенностью вулканизма Нижнечегемского района является игнимбритовый вулканизм. Магматические проявления в виде газовой-пирокластической смеси осуществлялись из многочисленных трещин и трубообразных жерл. Каждая фаза извержения начиналась с наиболее кислых продуктов и заканчивалась менее кислыми. В целом позднеплейстоценовые вулканиты отличаются от позднеплиоценовых менее кислым составом (Милановский, Короновский, 1973).

По мнению Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского, кислая магма, относимая к нормальному известково-щелочному ряду, выплавлялась анатектически в нижней части «гранитно-метаморфического слоя». Возникновению очагов плавления, вероятно, благоприятствовали относительно сильные деформации кристаллической коры в зонах флексурных перегибов, при которых создавались локальные зоны пониженного давления. Коровое происхождение кислых расплавов

Эльбрус-Кюгенского и Нижнечегемского районов, как и всей провинции Большого Кавказа, в дальнейшем было подтверждено детальными петрогеохимическими исследованиями З. К. Станкевича (1976) и М. И. Толстого, В. Г. Молявко, И. М. Остафийчука (1980). В пользу корового происхождения кислых расплавов, в частности, свидетельствуют такие петрологические признаки, как повышенная глиноземистость, низкое содержание магния и закисного железа, характер геохимической специализации, состав ксенолитов и др. Тенденция к повышению основности вулканитов во времени объясняется увеличением глубины первичных и промежуточных очагов и явлениями контаминации первичных магм. При этом тип и характер извержений определяются мощностью, составом (в т. ч. водонасыщенностью) и проницаемостью пород перекрывающего осадочного чехла.

Кафедра минералогии и петрографии

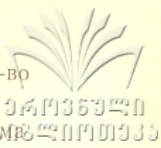
ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. — Геология Армянского нагорья. Западная часть Зап. Кавказского отделения геогр. общества., кн. XXI, 1899.
- Адамия Ш. А., Храмов А. Н. — Некоторые результаты палеомагнитных исследований в южной части Грузии — Матер. У Всесоюзн. конф. по палеомагнетизму, Красноярск, 1963.
- Авдулов М. В. — О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1962, 1962, № 9.
- Азизбеков Ш. А. — Геология Нахичеванской АССР. Геолгетехиздат, 1961.
- Асланян А. Т. — Региональная геология Армении. — Ереван, «Айпетрат», 1958.
- Асланян А. Т. — Вулкано-тектоническая активность в Армянском нагорье в плиоцене и в плейстоцене. — Изв. АН Арм. ССР. «Наука о Земле», 1977, № 6, том, ХХХ,
- Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. — Изв. АН Арм. ССР, «Наука о Земле», том. ХХХI, 1978, № 6.
- Бадалян М. С., Оганесян Ш. С., Пирюзян С. А. — О некоторых соотношениях между геофизическими полями и новейшим вулканизмом Армянской ССР — Изв. АН Арм. ССР. «Науки о Земле», 1978, ХХХI, № 1.
- Белоусов В. В. — Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Вардапетян А. Н. — Новейшая тектоника плит и вулканизм Кавказской области — В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые, Тбилиси, 1980.
- Векуа Л. В., Маисурадзе Г. М., Какулия В. К., Павленишвили Е. Ш., Сологашвили Д. З. — Магнитостратиграфия позднекайнозойских вулканитов Грузии. — В кн.: Четвертичная система Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1982.
- Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. — Гора Кабарджин — Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, 1953, вып. 7.
- Габриелян А. А. — Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд-во Арм. ССР, 1964.
- Глевасская А. М., Дзоценидзе Н. М., Михайлова Н. П., Цыкора К. Н., Кулошвили С. И. — Особенности развития вулканизма Южно-Грузинского нагорья по палеомагнитным данным — В кн.: Методы палеовулканических реконструкций. Вулканизм докембрия. (Материалы — II Всесоюзного симпозиума по палеовулканологии), Петрозаводск, 1975.



საქართველოს
აкадеმიის
ბიბლიოთეკა

- Г о а ц а д з е О. Д. — О динамических характеристиках очагов Кавказских землетрясений. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 3.
- Д ж а н е л и д з е Ч. П. — Палеогеография Грузии в голоцене, Тбилиси, «Мецниереба», 1980.
- Д з о ц е н и д з е Н. М. — Геология Кельского вулканического нагорья (на грузинском языке), Тбилиси, «Мецниереба», 1972.
- Д з о ц е н и д з е Н. М., К у л о ш в и л и С. И., Т у т б е р и д з е Б. Д. — К геологии вулканогенных образований центральной части Джавахетского хребта. — Сообщ. АН ГССР, 1975, № 3.
- З а р и д з е Г. М., Т а т р и ш в и л и П. Ф. — О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинская ССР, юж. склон Аджаро-Триалетского хребта.—Дан СССР, новая серия, 1948, т. IX № 1.
- К а р а п е т я н С. Г. — Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Ереван, изд. АН Арм. ССР, 1972.
- К а р а п е т я н С. Г. — Плиоплейстоценовые вулканические породы. — В кн.: Геология Арм. ССР, Изд. АН СССР, 1970.
- К а р а п е т я н К. И. — Вулканы Гегамского нагорья. — В кн. Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1973.
- К о м а р о в А. Н., С к о в о р о д к и н Н. В., К а р а п е т я н С. Г. — Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. «Геохимия», 1972, № 6.
- К о р о н о в с к и й Н. В. — Путеводитель экскурсий XV Генеральной Ассамблеи МГГС, Тбилиси, «Мецниереба», 1971.
- К о р о н о в с к и й Н. В. — Геодинамические обстановки проявления кайнозойского вулканизма на Кавказе и в Альпийском поясе.—В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., «Наука», 1982.
- Л о р д к и п а н и д з е М. Б. — Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, «Мецниереба», 1980.
- М а р а к у ш е в А. А. — Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.—Изд. вузов, геол. и разведка, 1973, № 8.
- М а с у р е н к о в Ю. П. Кайнозойский вулканизм Эльбрусской вулканической области. — Тр. ИГЕМ, вып: 51, 1961.
- М а с у р е н к о в Ю. П., Г о р и ц к и й Ю. А. — Разогрев и плавление среды вокруг вулканического канала. — Бюл. вулканол. ст., 1978, № 55.
- М и л а н о в с к и й Е. Е.—Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- М и л а н о в с к и й Е. Е. —Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.
- М и л а н о в с к и й Е. Е., К о р о н о в с к и й Н. В. — Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии, М., «Недра», 1973.
- П а ф ф е н г о л ц К. Н. — Геология Армении. М.—Л., Геолиздат, 1948.
- П е ч е р с к и й Д. М. — Связь магнитных свойств изверженных горных пород с условиями их образования. — Автореф. доктор. дис. М., 1971.
- П о п о в В. С., К о р о н о в с к и й Н. В. — Латеральная геохимическая зональность новейших вулканитов Большого Кавказа и ее тектоническое значение.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М., «Наука», 1987.
- Р а с т в о р о в а В. А.—Формирование рельефа гор. М., «Наука», 1973.
- Р у б и н ш т е й н М. М., А д а м и я Ш. А., Д а в н о з а ш в и л и Д. Н., Д о б р ы н и н В. Н., Р о з е н т у р Л. М. — Датирование некоторых верхнеогеновых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 4.
- С м и р н о в Я. Б. — Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии — Геотектоника, 1968, № 6.
- С т а н к е в и ч Э. Қ. — Новейший магматизм Большого Кавказа, Л., «Недра», 1976.



Схиртладзе Н. И. — Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГССР, 1958, Тбилиси.

Схиртладзе Н. И. — Характер развития неогено-антропогенного вулканизма в складчатых областях Аджаро-Триалети и Южного склона Большого Кавказа. — Материалы докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978.

Схиртладзе Н. И., Королевский Н. В., Ширинян К. Г. — Позднеорогенный (неоген-антропогенный) вулканизм Кавказа. — Тез. докл. Советско-Индийского симпозиума. Тбилиси. «Мецниереба», 1975.

Толстой М. И., Ширинян К. Г., Остафийчук И. М. и др. — Состав, физические свойства и вопросы петрогенезиса новейших вулканических образований Армении. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1980.

Тулгани Л. И. — К вопросу о природе орогенного вулканизма. В сб. Вулканизм и литогенез. Тбилиси, «Мецниереба», 1981.

Хаин В. Е. — Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — «Советская Геология», 1949, № 39.

Харазян Э. Х. — Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян. — Изв. АН Арм. ССР, «Наука о земле», 1968, № 5.

Цагарели А. Л. — Четвертичная тектоника Грузии. — XXII сессия МГК. Докл. сов. геол. пробл. II. М., «Недра», 1964.

Ширинян К. Г. — К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. — Изв. АН Арм. ССР, «Наука о земле», 1975, т. XXIX, № 1.

Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. — Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исслед.) В кн.: Вулканизм и глубинное строение земли. М., «Наука», 1966.

Ширинян К. Г. — Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения. Изв. АН Арм. ССР. «Наука о земле», 1980, т. XXXIII № 3.

Innocenti F., Marruoli R., Pasquare G., Radicati D., Brozolo F Villari L. — Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian Plates (Lake Van, Eastern Turkey), Journal of Volcanology and Geothermal Research, I. 1976.

Shimozuru D. Geophysical evidences for suggesting the existence of molten pockets. in the Earth's upper mantle — Bull. volcanology, tome XXVI, Napoli, 1963.

ბ. სხირტლაძე, კ. შირინიანი, ს. ყულოშვილი

კავკასიის გვიანოროგენული (ზედალიოცენ-მეოცენული) ვულკანიზმი

რეზიუმე

ავტორთა მონაცემებით კავკასიის გვიანოროგენული ვულკანიტები ორ სტრუქტურულ ფორმაციულ არეს (ოლქს) წარმოქმნიან, სახელდობრ: ა) დასავლურს, რომელიც მერიდიონალური მიმართულებით ვრცელდება და უკავშირდება ტრანსკავკასიურ გარდეგარდმო აზეებს და ბ) აღმოსავლურს — სუბგანედური მიმართულებით, რომელიც მისხანო-ზანგეზურის მეგანტიკლინური სტრუქტურის ფარგლებში ექტევა. ამასთან, დასავლური ოლქის ვულკანიზმი ანდეზიტო-ბაზალტური მაგმის აქტივიზაციით იწყება და ევოლუციონირდება ლაციტე-

ბამდე, ხოლო აღმოსავლური არის ვულკანები ტუტე რიგს წარმოქმნიან ტუტე
ბაზალტების, ტრაქიბაზალტების და ზოგჯერ ფელდშპატიანი ბაზალტების.
საერთოდ კი, ამ სტრუქტურულ ფორმაციულ არეში განვითარებული გვიანობის
გენული ვულკანური წარმონაქმნები სამ მთავარ პეტროგრაფიულ ჯგუფად იყო-
ფა: I — პირველადი — მანტიური წარმოშობის ვულკანიტები (დოლერიტები და
ბაზალტები), II — ქერქული წარმოშობის ვულკანიტები (რიოლიტ-დაციტები) და
III — მანტიურ-ქერქული წარმოშობის ვულკანიტები (ანდეზიტ-დაციტები).

N. SKHIRTLDZE, K. SHIRINIAN, S. KULOSHVILI

LATE OROGENIC (UPPER PLIOCENE-QUATERNARY) VOLCANISM OF THE CAUCASUS

Summary

According to the authors' data, Caucasian late orogenic volcanites form two structure-formational areas, namely: a) western, extending meridionally and connected with the Transcaucasian transversal uplift, and b) eastern sublatitudinal, falling within the Miskhan-Zangezur megaanticline structure. The volcanism of the western region starts with the activization of andesitic-basaltic magma, evolving up to dacites. The volcanites of the eastern area, form alkaline series in the shape of alkali-basalts, trachy-basalts, and sometimes feldsparbearing basalts. Generally speaking, Caucasian late orogenic volcanic formations are divided into three main petrogenetic groups: I) primary-volcanites of mantle origin (dolerites and basalts), II) volcanites of crustal origin (rhyolite-dacites), and III) volcanites of mantle-crustal origin (andesite-dacites).

Б. Д. ТУТБЕРИДЗЕ

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ ИЗ МОЛОДЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ

Гидротермально-метаморфизированные породы в пределах Джавахетского нагорья впервые были зафиксированы у подножья СЗ склона тектоно-эрозионного массива Ельдага сотрудниками УГ при СМ ГССР Д. Г. Джигаури и другими. Эти породы детально осматрены и специально изучены нами.

Гидротермально-метаморфизированная зона местами обнажается карьерным способом. Максимальная ширина зоны до 200 м, протяженность до 1 км, видимая мощность до 25 м. При осмотре зоны в первую очередь бросается в глаза пестрый цвет слагающих ее пород. По цвету среди гидротермально-метаморфизированных пород можно выделить следующие разновидности: а) белесоватые и молочно-белые, (обр. 740, 1229), б) цвета слоновой кости, переходящей в перламутровый цвет с жирным блеском (обр. 1231) в) красные, кирпично-красные сильно лимонитизированные породы, которые по литологическому признаку и по структурным особенностям соответствуют лито-кристалло-витрокластическим псамитовым туфам (обр. 1232).

В строении гидротермально-метаморфизированных пород, как показало микроскопическое изучение, главную роль играет опал. Кроме того в породе в подчиненном количестве присутствуют микролиты породообразующих минералов (плаггиоклазы и некоторые сильно измененные темные силикаты). Следует отметить, что почти во всех породах породообразующие минералы частично или нацело замещены опалом.

Под микроскопом ясно видно, что на протяжении всего процесса гидротермального преобразования хорошо сохранилась структура исходных пород. По оптико-аналитическим данным можно заключить, что гидротермально-метаморфизированные породы рассматриваемого региона определяются как опалиты.

Таблица 1.

Химический состав опалитов Джавахетского нагорья

п/п	№ обр.	Компоненты мол. %						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	740	95,30	—	—	—	—	—	—
2	1229	92,20	0,75	1,60	0,31	—	—	0,15
3	1231	93,26	0,40	0,80	0,46	—	—	0,15
4	1232	66,65	0,65	7,69	8,78	0,28	—	0,10

В таб. 1. приведены результаты химических анализов гидротермально-метаморфизированных пород (ГМП).

Компоненты мол. %

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	влага	ППП	P ₂ O ₅	SO ₃
—	—	—	—	—	—	—
0,65	0,50	0,20	2,07	1,41	0,05	0,12
0,53	0,10	0,10	2,93	1,14	0,05	—
0,76	0,10	1,40	2,20	8,40	0,33	3,00

Примечание: Обр. 1 и 2—белесоватые и молочно-белые опалиты, 3—цвета слоновой кости опалиты, 4—красные, кирпично-красные опалиты (аналитик Н. Джабуа, УГ при СМ ГССР).

Как видно из таблицы, анализы опалитов выявили четкое различие между ними. В частности, опалиты 1, 2, 3 разновидности по химическому составу близки. Опалиты же 4-ой разновидности сильно отличаются от предыдущих по содержанию кремнезема (SiO₂ 66,65 против 92,20—95,30) и окисного железа (Fe₂O₃ 8,78 против 0,31—0,46).

Анализируя химический состав опалитов, легко можно убедиться в том, что в процессе опализации происходит существенное изменение вещественного состава исходных пород. Это выражается в том, что при интенсивном кислотном выщелачивании из исходных пород выносятся почти все породообразующие компоненты, кроме SiO₂ и TiO₂. В результате процесса происходит интенсивное обесцвечивание исходных пород.

Особого внимания заслуживает поведение TiO₂ в процессе опализации. В частности, его количество в изучаемых опалитах совершенно сходно с его содержанием в кислых и умеренно кислых неизменных эффузивных породах рассматриваемого региона. Этот факт хорошо согласуется в высказыванием С. И. Набоко о том, что в процессе кислотного выщелачивания титан в основном сохраняется в опалитах (1).

В таб. 2. приводятся основные линии кристобалита на рентгенограмме.

Таблица 2.

обр. 740		обр. 1229		обр. 1231		обр. 1232	
I	d	I	d	I	d	I	d
100	4,12	100	4,12	100	4,12	100	4,12
5	3,36	5	3,36	5	3,35	5	3,32
5	2,78	5	2,78	5	2,75	5	2,75
10	2,50	10	2,50	10	2,51	10	2,50

Примечание: аналитики Н. Вяхирев (КИМС), И. Швелидзе (ИГ АН ГССР).

В некоторых образцах анализированных опалитов совместно с кристобалитом обнаружен монтмориллонит.

В опалитах приближенно-количественным спектральным анализом было установлено наличие следующих микроэлементов (см. таб. 3).

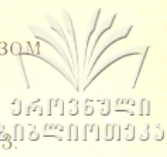


Таблица 3.

Содержание некоторых малых элементов в опалитах Джавахетского нагорья

п/п	№ обр.	микроэлементы (вес. %)					
		Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr
1	1229	—	—	—	—	—	—
2	1231	—	—	—	—	—	—
3	1232	0,0003	<0,001	<0,01	0,00072	—	—

микроэлементы (вес. %).

V	Ti	Mn	Zr	Mo	Ba	As
<0,001	0,011	—	<0,0022	—	—	—
<0,0008	0,025	—	<0,002	—	—	—
0,0085	0,045	<0,01	<0,0022	<0,0022	—	—

Кроме отмеченных элементов в породе не обнаружены: Bi, W, Sb, As, Sn, Tl. (аналитик М. Ахалкацишвили, ТГУ).

Закономерность распределения некоторых микроэлементов в изучаемых опалитах показывает, что в процессе опализации из исходных пород совместно с породообразующими компонентами происходит выщелачивание и микроэлементов.

Как видно из таблицы, процесс кислотного выщелачивания происходит чрезвычайно неравномерно. Особенно интенсивно проявляется он в опалитах 1 и 2 разновидности. Здесь в результате процесса опализации из исходных пород выщелачиваются почти все микроэлементы, кроме V, Ti, Zr. Что касается опалитов 4-ой разновидности, они отличаются от предыдущих тем, что в этих породах микроэлементы еще сохранены. Это по-видимому говорит о том, что в них мы наблюдаем лишь начальную стадию опализации.

Касаясь вопроса генезиса изучаемых опалитов, Д. Г. Джигаури считает, что исходными породами являются брекчиевая часть кисатибской свиты верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста. Однако полевые наблюдения и микроскопическое изучение гидротермально-метаморфизированных пород дают возможность предположить, что исходными породами, по которым развились опалиты, являются, скорее всего, туфы и туфобрекчии среднего эоцена, игравшие существенную роль в геологическом строении тектоно-эрозионного блока Ельдага. По нашему мнению процесс опализации происходил после полного формирования исходных пород под влиянием высококремнистых гидротермальных растворов.

В рельефе зона гидротермально-метаморфизированных пород выделяется своим линейным простиранием, которое очевидно совпадает

с глубинным тектоническим нарушением, служившим подводящим каналом и местом разгрузки гидротермальных высококремнистых сульфатно-хлоридных растворов.

Нам кажется, что источником кремнезема является кислый вулканизм верхнего миоцена, продукты которого пользуются широким площадным распространением в пределах Южно-грузинского вулканического нагорья, в целом, и Джавахетского нагорья, в частности. Здесь же можно отметить, что вулканический центр, с которым генетически связаны опализирующие гидротермальные растворы, удален от области распространения вышеописанных гидротермально-метаморфизированных зон, поскольку в данном участке вулканические центры отсутствуют.

В заключение отметим, что опалиты Джавахетского нагорья по степени упорядоченности являются сходными породами, но отличаются друг от друга по степени интенсивности процесса опализации.

Кафедра минералогии и петрографии

ЛИТЕРАТУРА

1. Набоко С. И., Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях, Изд-во АН СССР, М., 1963.

B. TUTBERIDZE

HYDROTHERMALLY METAMORPHIZED VOLCANITES FROM THE YOUNG VOLCANIC FORMATIONS OF THE JAVAKHETI UPLAND

Summary

Opalites, developed in the hydrothermally altered zones of the Cenozoic volcanic formations of the Javakheti upland, are discussed. a view is advanced regarding their genesis.

ბ. თუთბერიძე

ჰიდროთერმალურად მეტამორფოზირებული ქანები ჯავახეთის
ზეგნის ახალგაზრდა ვულკანურ წარმონაქმნებში

რეზიუმე

შრომში განხილულია ჯავახეთის ზეგნის კაინოზოური ეულკანური ფორმაციების ჰიდროთერმალურად მეტამორფოზირებულ ზონებში განვითარებული ოპალიტები. გამოთქმულია მოსაზრება მათი გენეზისის შესახებ.



Е. Б. ЯКОБИДЗЕ

НОВЫЙ ВИД РОДА CONIOPTERIS ИЗ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

Характерный для юрских флор род *Coniopteris* (1) в Грузии приурочен к среднеюрским отложениям и его представители являются ведущими компонентами для флор байоса и бата (2,3). В байосских образованиях встречаются — *Coniopteris angustiloba* Brick, *C. himenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. muggayana* (Brongn.) Brongn. (с. Спети и р. Ехвеура, Западная Грузия), а в бате помимо этих видов установлен еще и четвертый — *C. georgica* Iakobidze nov. sp. (р. Бзыби, Ткварчели, р. Магана, Ткибули, Гелати, Шаори, с. Ахкерпи). Наличие в батской флоре нового вида *C. georgica* представляет значительный интерес, так как расширяет видовой состав *Coniopteris* в флорах Евразии и, кроме того, является одним из отличительных признаков при выделении байосской и батской флор в самостоятельные комплексы.

Ниже приводится описание нового вида *Coniopteris georgia* Iakobidze nov. sp., найденного в батских отложениях Ткибули, Гелати, Шаорас. Ахкерпи.

Тип	Pteropsida
Порядок	Filicales
Род	<i>Coniopteris</i> Brongniart, 1849

Coniopteris georgica Iakobidze nov., sp.

Табл. 1, фиг. 1—5

Голотип. Тбилисский государственный университет № 4/34—74; бат, угленосная свита, Ткибули (Западная Грузия).

Диагноз. Листья тонкой консистенции, триждыперистые. Главный стержень 0,5—1 мм в диаметре; на нем почти под прямым углом, поочередно с интервалом в 6 мм (с каждой стороны), расположены довольно длинные (свыше 32 мм) и узкие (9—17 мм) линейные перья второго порядка; на тоненький (0,5 мм) стержень этих перьев, также под прямым углом, супротив расположены короткие (4—9 мм длины) и узкие (2—3 мм ширины) перья третьего порядка. Перышки мелкие веерообразные с закругленными и расширенными верхушками и суженными, нисходящими по стержню основаниями. На перьях при основной части листа перышки четко отделяются друг от друга глубокими, доходящими до стержня

выемками; в приверхушечной же части выемки неглубокие, поэтому основания перышек сливаются, образуя в таких случаях волнистые края. Жилкование трудно различимое, но характерное для рода *Coniopteris* Gies. Отходящая от стержня средняя жилка достигает середины пластинки перышка, где, дихотомически делясь, располагается на нескольких (2—4) веточках. Вторичные жилки немногочисленные, дихотомирующие один раз и направляющиеся затем в края перышка.

Описание материала. В коллекции имеется около 15 образцов с отпечатками листьев типа *Coniopteris* разной степени сохранности.

На табл. 1, фиг. 1. представлен отпечаток, принятый нами за голотип. Отпечаток, изображенный на табл. 1, рис. 5, является небольшим фрагментом аналогичного триждыперистого листа. На табл. 1, рис. 3 приведены перья второго порядка длиной 52 мм, при ширине 8 мм; на стержне второго порядка расположены перья третьего порядка с мелкими перышками. Форма перьев третьего порядка и перышек хорошо видна на отпечатке, изображенном на табл. 1, фиг. 2; на табл. 1, фиг. 4 представлен отпечаток редуцированного спороносного листа. Сорусы крупные, сферические, при этом к основанию они более крупные.

Сравнение. Триждыперистые листья, форма перьев и перышек, характер жилкования позволяют отнести описанные отпечатки к роду *Coniopteris*.

В среднеюрской флоре Грузии в настоящее время помимо *C. georgica* Iakobidze nov. sp., установлены еще 3 вида *Coniopteris*, а именно *C. angustiloba* Brick (Брик, 1933), *C. himenophylloides* (Brongniart) Seward, (Seward, 1900), *C. murrayana* (Brongniart) Brongniart (Brongniart, 1849). От всех трех видов описанные отпечатки отличаются формой листьев, перьев и перышек, их мелкими размерами. В отличие от *C. georgica*. у *C. angustiloba* перышки ромбидальной формы и сильно расчлененные на овальные лопасти. Для *C. himenophylloides* характерны более крупные, глубоко расчлененные на 5—8 лопастей, с слегка заостренными верхушками перышки. Перышки у *C. murrayana* ланцетные или овальные с заостренными верхушками и сравнительно с *C. georgica* несколько более крупных размеров.

Из мелколистных форм описанные отпечатки наибольшее сходство обнаруживают с *Coniopteris furssenkoi* Prunada (Принада, 1938 а), *C. kumbelensis* Brick (Брик, 1953), *C. simplex* (Lindley et Hutton) Harris (Harris, 1961), *C. vialovae* Turutanova-Ketova (Турютанова-Кетова, 1958) и *C. zindanensis* Brick (Брик, 1953), однако имеются и существенные отличия. В отличие от *C. georgica* у *C. furssenkoi* листья дваждыперистые, причем перья второго порядка короткие (11 мм) и мелкие, перышки разделены на 3 неглубокие лопасти; для *C. Kumbelensis* характерны овально-вытянутые перышки с суженными верхушками. У *C. simplex* перышки узкие с длинными тонкими основаниями, разделенные на 2—2 неглубокие лопасти. У близкого вида *C. vialovae* листья дваждыперистые, перья линейно-ланцетного очертания и короткие, расположенные на стержне под острым углом. Для *C. zindanensis* характерны дваждыперистые листья, перышки ромбидального очертания с острыми верхушками и городчатыми краями, расчлененные на 3—5 лопастей. Таким образом, описанные

отпечатки по морфологическим признакам отличаются от близких видов, встречающихся в палеоботанической литературе, что позволяет выделить новый вид.

Местонахождение. Бат, угленосная свита Ткибули, Гелати. обр. № 4/34 — 74, 5/73 — 78; батские отложения с. Ахкери. обр. № 24/116 — 80.

Кафедра геологии и палеонтологии



Рис. 1—5.

Coniopteris georgica Jakobidze sp. nov.

Бат, угленосная свита, Ткибули.

1. Часть триждыперистого листа с линейными перьями и мелкими перышками. Обр. № 4/34—74.
2. Небольшой фрагмент листа. Обр. № 4/5—78.
3. Фрагмент перьев второго и третьего порядка. Обр. № 4/1—78.
4. Фрагмент спороносного листа. Обр. 4/9—74.

Бат, угленосная свита, Гелати.

5. Небольшой фрагмент триждыперистого листа. Обр. 5/73—78.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В. А. Вахрамеев, И. А. Добрускина, и Е. Д. Заклинская., С. В. Мейен. Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 207, с. 213—282.
2. Е. В. Якобидзе. Сообщения АН Груз. ССР, 99, № 2, 1980.
3. Е. В. Якобидзе, Б. Д. Карашвили, Г. И. Сванидзе. Сообщение АН Груз. ССР, 110, № 3, 1983.

ე. ვ. ი ა კ ი ბ ი ძ ე

გვარის CONIOPTERIS ახალი სახე საქართველოში
შუაიურული ნალექებიდან

რეზიუმე

იურულისათვის დამახასიათებელი გვარი *Coniopteris*-ი საქართველოში შუაიურულ ნალექებთანაა დაკავშირებული. ბაიოსში გვხვდება — *Coniopteris angustiloba* Brick, *C. himenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. murrayana*

(Brongn.) Brongniart. ბათში კი ამათ ემატება კიდევ ერთი სახე *C. Georgica* Iakobidze nov. sp. წინამდებარე სტატიაში მოცემულია ახალი სახის *C. Georgica*-ს აღწერა. იგი ნაპოვნია ტყიბულის, გელათის, შაორის და სტრ. სხეულებს ბათურ ნალექებში.

E. B. IAKOBIDZE

A NEW SPECIES OF THE GENUS CONIOPTERIS FROM THE
MIDDLE JURASSIC SEDIMENTS OF GEORGIA

Summary

The Genus *Coniopteris*, characteristic of the Jurassic, is connected with the middle Jurassic sediments of Georgia. *Coniopteris angustiloba* Brick, *C. himenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. murrayana* Brongn) Brongnart occur in Bajocian. One more species, *C. Georgica* Iakobidze nov.sp., is added to them in Bathian.

The new species, *C. georgica* is described. It is found in the Bathian sediments of Tkibuli, Gelati, Shaori, and v. Akhkerpi.

Н. И. МРЕВЛИШВИЛИ

К ВОПРОСУ О СИСТЕМАТИКЕ КРУПНЫХ ФОРАМИНИФЕР

Нуммулитиды и орбитоидиды обычно и на полном основании объединяемые многими авторами под общим названием — «крупные фораминиферы» составляют чётко обособленную группу в классе Foraminifera. Действительно, гигантские размеры их раковин (диаметр нередко достигает 100 мм, а иногда и больше) по сравнению со всеми остальными представителями ископаемых одноклеточных организмов, многокамерность (порою до нескольких сотен и более) и уплощенная дисковидная или чечевицеобразная (реже звездообразная) форма, обусловленная спирально-плоскостным или циклическим развитием камер, а также наличие дополнительных скелетных образований (столбиков, трансверзальных трабекул и т. д.), давали основание уже первым авторам систем классификаций фораминифер выделить нуммулитиды и орбитоидиды в качестве самостоятельных таксонов (чаще семейств). Однако при определении их объема и систематического места и состава нередко допускались ошибки и, как выяснилось впоследствии, порою довольно грубые — и это вполне естественно, т. к. в то время в распоряжении палеонтологов имелись весьма скудные и неполноценные данные об этой многочисленной группе фораминифер.

Как известно, Ф. Ж. Пикто (1), автор одной из первых систем классификации фораминифер, нуммулитиды (роды *Numulites*, *Assilina*, *Operculina*) включил в состав семейства *Nautiloidea* отряда *Helicostegues*, а орбитоидиды — в отряд *Cyclostegues*. Несколько позже А. Э. Рейсс (2,3) в одно семейство *Nummulitidae* объединил роды *Nummulites*, *Assilina*, *Amphistegina*, *Cycloclipeus*, *Orbitoides* и *Conulites*. В системе Г. Б. Брэди (4) все известные в то время виды мел-палеогеновых крупных фораминифер составили одно семейство — *Nummulitidae*. Ж. А. Кэшмен (6) в группе крупных фораминифер выделяет три семейства — *Camerinidae*, *Orbitoididea* и *Discocyclinidae*, а Ж. Геллоуей (6) — *Camerinidae*, *Orbitoididea* и *Cycli-clipeidae* (с подсемействами *Cycloclipeinae* и *Discocyclininae*). В системе М. Ф. Глесснера (7) в качестве самостоятельных семейств фигурируют *Nummulitidae* (*Camerinidae*, по Глесснеру), *Discocyclinidae* и *Orbitoididea*, входящие в состав отряда *Rotaliida*. В надсемейство *Rotaliidea* включают названные три семейства также Ж. Сигаль (8) и Р. Покорни (9).

В 1959 году в капитальном издании — «Основы палеонтологии» была опубликована ещё одна система классификации фораминифер, разработанная известным советским учёным А. В. Фурсенко совместно с коллективом авторитетных микропалеонтологов Советского Союза. Крупные спирально-плоскостные и циклические формы с развитым

дополнительным скелетом и системой каналов. А. В. Фурсенко объединил в отряд Nummulitida, в состав которого вошли пять семейств: Nummulitidae, Miogypsinidae, Orbitoididae, Discocyclinidae и Lepidocyclinidae. Интересно, что тогда же А. В. Фурсенко писал: «Может быть, этот отряд представляет собою сборную группу, причём семейство Nummulitidae, с одной стороны, и остальные семейства, с другой, отвечают по меньшей мере двум самостоятельным направлениям филогенетического развития» («Основы палеонтологии», т. I, с. 149). За прошедшие с тех пор 30 лет был накоплен новый фактический материал по морфологии и филогении крупных фораминифер, подтверждающий правильность предположения А. В. Фурсенко. Советские специалисты по крупным фораминиферам, учитывая существенные различия важнейших морфологических элементов (главным образом отражающих закономерности роста раковины в процессе онтогенеза) раковин нуммулитов и орбитоидов (10), пришли к выводу о целесообразности выделения двух самостоятельных надсемейств внутри отряда Nummulitidea и Orbitoididea (11). Более того, Л. В. Башкиров (12), анализируя данные сравнительной морфологии и онтогенеза, дискоциклиниды, орбитоидиды и лепидоциклиниды объединил в один крупный таксон и возвел его в ранг отряда. Год спустя, на VIII Всесоюзном совещании специалистов по крупным фораминиферам (г. Львов, 1981), было принято решение о возведении в ранг самостоятельных отрядов орбитоидид (s.l.) и нуммулитид. Несколько позже С. М. Григорян (13) обосновала статус этих двух отрядов данными по богатой и разнообразной фауне меловых и палеогеновых крупных фораминифер Армении. Она дала несколько измененную схему классификации отрядов Nummulitidea и Orbitoididea. В составе отряда Nummulitidea она выделила два семейства: Nummulitidea и Miogypsinidea, объединяющих восемь подсемейств и 13 родов. В состав отряда Orbitoididea включены семейства Orbitoididae, Discocyclinidae и Lepidocyclinidae.

Как уже указывалось выше, представители группы крупных фораминифер стоят совершенно обособленно от всех видов других отрядов класса Foraminifera: начнём с того, что даже самые мелкие формы нуммулитид и орбитоидид имеют раковины намного крупнее, чем микроскопические раковины видов микрофораминифер. Существенным отличительным признаком является многокамерность; даже в относительно мелких раковинках мегасферических особей (формы А) насчитывается несколько десятков камер (назовем, к примеру, самые примитивные виды нуммулитов — *N. fraasi* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe и др.), не говоря уже о микросферических генерациях многих видов, раковины которых подразделены на несколько тысяч камер (*Nummulites polygyratus* Desh., *N. Distans* Desh., *N. millescaput* Boubee др.). Крупная мегасфера, нередко превосходящая по размерам раковины взрослых особей микрофораминифер (так например, диаметр эмбриональной камеры у *Nummulites millescaput* Boubee иногда достигает 1,7 мм), также является весьма характерным и, безусловно, важным систематическим признаком нуммулитид и орбитоидид. Всё это должно указывать на более высокую организацию видов крупных фораминифер, учитывая при этом и факт появления нуммулитид и орбитоидид позже остальных отрядов класса Foraminifera — где-то в начале позднего мела. Поэтому трудно согласиться с авторами, которые семейства крупных фораминифер включают в отряд (или надсемейство) роталиид (7, 8, 9 др.).

Общность вышеперечисленных признаков, одинаковый габитус плоских линзовидных или чечевицеобразных раковин и, возможно



не в меньшей мере, общий ареал обитания в пределах одной зоогеографической области (области Тетис) и почти полное совпадение эпихорей (поздний мел-палеоген) дали повод некоторым авторам для объединения дискоциклинид, орбитонид, нуммулитид и других крупных фораминифер в один крупный таксон («Основы палеонтологии», т. 1, 1959).

Вместе с тем углубленный анализ данных сравнительной морфологии раковин представителей разных родов крупных фораминифер, изучение закономерностей онтогенеза и морфогенеза, стратиграфического и географического распространения выявляют существенную разницу между нуммулитидами и орбитонидами (s.l. — включая близкие к ним семейства).

1. Начнём с того, что представители нуммулитид имеют сложную канальную систему. Правда, это не единственный таксон, в котором установлено наличие канальной системы — каналы наблюдаются и в некоторых семействах отряда *Rotaliida*. Однако, наблюдаемые только у нуммулитид хордальные разветвления каналов, бесспорно, указывают на более высокую организацию этого явно эволюционного признака.

У представителей семейства орбитонид и связанных с ним групп настоящая канальная система не наблюдается. И хотя у дискоциклинид установлены «каналы», они в значительной степени отличаются от канальной системы нуммулитид — здесь наблюдаются своего рода тёмные полосы (ниточки), которые окружают камеры. Как показали исследования последних десятилетий, они являются хитиновой частью стенки раковины и ничего общего не имеют с каналами.

2. Различия в закономерностях роста раковины в процессе онтогенеза между представителями орбитонид и нуммулитид известно уже давно. Это и явилось, в сущности, одним из решающих факторов при выделении в качестве самостоятельных семейств орбитонид, дискоциклинид и нуммулитид. Напомним, что рост раковины в процессе онтогенетического развития нуммулитид осуществляется путём спирального нарастания в одной плоскости камер, разных по степени инволютности у разных родов (от эволютных до полностью инволютных). В раковинах орбитонид спиральное расположение камер наблюдается только в самом начале онтогенетического развития микросферических индивидов (рекапитуляция?). Основная же закономерность — это образование циклических камер в экваториальной плоскости раковины и латеральных — по обе стороны слоя экваториальных камер. Хотя очень трудно говорить о степени организации этого признака, но если морфогенез раковины фораминифер будем рассматривать как реализацию генетического кода, то не остаётся оснований для сомнений, что микроструктура ядра и цитоплазмы орбитонид (s.l.) и нуммулитид отличалась значительно.

3. Единственный морфологический элемент, остающийся без изменения в течение всего жизненного цикла каждого индивида крупных фораминифер — это эмбриональный аппарат. Поэтому его форма, размеры, характер и расположение периэмбриональных камер должны иметь важное систематическое значение, т. к. трудно усомниться в том, что именно эмбриональная камера — самая начальная стадия онтогенеза, унаследовала черты предков. Нуммулитиды и орбитониды значительно отличаются по всем признакам строения нуклеоконха мегасферических форм. Нуклеоконх у представителей нуммулитид обычно состоит из двух камер — первая (протоконх) более крупная, круглая, вторая (дейтероконх) всегда меньших размеров — серповидная, круглая или в виде полукруга. Далее следуют обычные,

характерные для взрослого индивида, камеры. Каждая последующая камера нуммулитид сообщается только с предыдущей камерой через форамен и столоны и со средой — через поры. У орбитоидид, дискоциклинид, лепидоциклинид и других близких к ним форм «ювенириум» состоит из эмбриона и непионта. За двухкамерным эмбрионом следуют непионические (младенческие) камеры, сообщаемые прямо с нуклеоконхом.

На основании всего вышеизложенного можно прийти к выводу, что под общим названием «крупные фораминиферы» объединены две разные, равноценные естественные филогенетические ветви, которые при наличии некоторых общих черт по таким важнейшим эволюционным морфологическим признакам как канальная система, закономерности морфогенеза и эмбриональная стадия онтогенетического развития, по всей вероятности, отражающим изменения в микроструктуре ядра и цитоплазмы, весьма существенно отличаются друг от друга. Нет никакого сомнения, что мы имеем дело с двумя самостоятельными таксонами по рангу отвечающими, скорее всего, отряду. Только многокамерность и общий габитус одинаково крупных плоскоспиральных или циклических раковин вряд ли могут послужить убедительным основанием для их объединения в один отряд. С другой стороны, было бы еще менее убедительно их включение в качестве самостоятельных семейств в какой-либо другой отряд класса Foraminifera (например, в отряд *Rotaliida*), от которых орбитоидиды и нуммулитиды отличаются более высокой степенью организации. Таким образом, мы присоединяемся к тем авторам, которые считают целесообразным возведение в ранг отрядов семейства *Nummulitidae* Carpenter, 1859 и семейства *Orbitoididae* Prever, 1900. Учитывая вышеизложенные различия, диагнозы этих двух отрядов можно сформулировать следующим образом:

Отряд *Orbitoidida*

Диагноз. Раковина крупная, иногда достигающая нескольких десятков миллиметров, двусторонне-симметричная, чечевицеобразная, дисковидная, седловидная или звездчатая, многокамерная. Нуклеоконх у форм В спиральный, у форм А — двух-, четырёх- или многокамерный. Эмбриональный аппарат в двухкамерном (протоконх и дейтероконх разграничены тоненькой перегородочкой) нуклеоконхе, будучи окружён более или менее толстой стенкой непионических камер, бывает трёх типов: анизолепидиновый — протоконх и дейтероконх почти одинаковых размеров; нефролепидиновый — дейтероконх охватывает половину окружности протоконха; элелипидиновый — дейтероконх почти целиком охватывает протоконх. Эмбрион окружён непионическими (младенческими) камерами. В процессе онтогенеза в неонической (во взрослой) стадии образуются многочисленные, разнообразные по форме циклические камеры, составляющие экваториальный слой. Они сообщаются между собою столонами. У большинства форм наблюдаются боковые (латеральные) камеры, сгруппированные вокруг столбиков. Они сообщаются между собою и экваториальными камерами столонами и тонкими порами.

Состав: Семейство — *Orbitoididae* Prever, 1900; *Discocyclinidae* Vaughan et Cole, 1940; *Lepidocyclinidae* Schaffen, 1933.

Стратиграфическое и географическое распространение: Маастрихт — нижний миоцен. Представители этого отряда имели широкое географическое распространение в геосинкли-

нали Тетис, эпиплатформенных бассейнах Европы, Северной Африки, Америки, Новой Зеландии.



Отряд Nummulitida

Диагноз: Раковина крупная, иногда очень больших размеров, двусторонне-симметричная, реже—асимметричная, чечевицеобразная или дисковидная; состоит из нескольких или многочисленных оборотов с разной степенью инволютности (от эволютных до полностью инволютных) на разных стадиях онтогенеза. На поверхности имеются септальные швы от простых — радиальных до сильно извилистых, вихреобразных. Характерно наличие дополнительных скелетных элементов (поперечных трабекул, столбиков, «шпор»). Онтогенез протекает постепенным спирально-плоскостным нарастанием камер, отгороженных друг от друга септами. Камеры многочисленные, от десятков до нескольких тысяч, простые или подразделены вторичными септами на мелкие камерки. Нуклеоконх у мегасферической генерации (формы А) состоит из протоконха и дейтероконха и бывает двух типов — изопидинового (протоконх и дейтероконх оба одинаковой сферической формы, одинаковых размеров, или же протоконх несколько больше); анизопидинового — протоконх намного крупнее; имеет сферическую форму и отделен от серповидного дейтероконха тоненькой перегородкой. Все последующие камеры имеют серповидную, ромбическую или прямоугольную форму, изменяются они в процессе онтогенеза только в размерах. В некоторых родах (как например, *Heterostegina* и др.) камеры подразделены на вторичные камерки. Иногда во взрослой стадии развиваются циклически расположенные камеры (род *Heterocyclina* Hottinger, 1977).

Стенка раковины слоистая, перфорированная. Характерно наличие краевой хорды, иногда сильно развитой, и канальной системы, состоящей из следующих элементов: спирального (или хордального) канала, пронизывающего краевую хорду, боковых ответвлений и внутрисептальных (вертикальных и горизонтальных) каналов.

Состав: Выделяются два семейства *Miscellaneidae* Sigal, 1952 и *Nummulitidae* Carpenter, 1859.

Стратиграфическое и географическое распространение: Палеоген — ныне. Географическое распространение очень широкое — от Центральной Америки до Юго-Восточной Азии, в Индонезии, на островах Микронезии и Новой Каледонии, на юго-о. Мадагаскар.

Некоторые авторы в состав отряда *Nummulitida* в качестве самостоятельного таксона включают семейство *Miogypsinidae* (13). В предложенной нами схеме классификации крупных фораминифер вопрос о месте семейства *Miogypsinidae* остаётся открытым. По закономерностям роста раковины в процессе онтогенеза представители этого семейства очень близко стоят к орбитоидам. Вместе с тем наличие системы каналов у миогипсинид порождает определенную неуверенность в правомочности их включения в отряд *Orbitoidida*. Не имея раковин миогипсинид в нашей коллекции, мы лишены возможности высказать определенное мнение по этому поводу. На наш взгляд, не исключено, что появление системы каналов у представителей олигоцен-нижнемиоценового семейства *Miogypsinidae* следует рассматривать как признак более высокой организации ядра и цитоплазмы у орбитоидид, развившийся на конечном этапе их эволюции.

Семейство *Miscellaneidae* Sigal, 1952
Типовой род *Miscellanea* Pfender, 1934



Диагноз: Раковина крупная, спирально-плоскостная по оси навивания, дисковидная или чечевицеобразная. Центральная гранула крупная, а развитые вдоль септальных линий — мелкие. Спиральная хорда и, соответственно, хордальное сплетение каналов отсутствует. На их месте развит вторичный простой спиральный канал с округлым поперечным сечением. Септы и камеры многочисленны. Устья расположены не совсем у основания септ.

Состав: Семейство до сих пор не изучено в должной мере, поэтому его родовой состав пока окончательно не установлен. Кроме рода *Miscellanea* Pfender, 1934, в данное семейство входят род *Sulco-perculina* Thalmann, 1934 и совершенно условно, только на основании наличия простой системы каналов — род *Laffiteina* Marie, 1946.

Стратиграфическое и географическое распространение: Верхний мел—верхний эоцен Средиземноморской провинции, Северной Африки, Индии, Центральной Америки.

Семейство *Nummulitidae* Carpenter, 1859
Типовой род *Nummulites* Lamarck, 1801

Диагноз: Раковина спирально-плоскостная, двусторонне-симметричная, дисковидная или чечевицеобразная. Хорошо развиты краевая хорда и хордальная система каналов, а также интерсептальные каналы. Обороты и полости камер от эволютных до полностью инволютных на разных стадиях индивидуального развития у отдельных родов. Септы и камеры многочисленные. Камеры расположены спирально, простые или подразделены на вторичные камерки. Устья расположены у основания септ.

Состав: Три подсемейства — *Siderolitinae*, Sigal, 1952, *Heterotegininae* Galloway, 1933 и *Nummulitinae* Carpenter, 1859.

Стратиграфическое и географическое распространение: Верхний мел—ныне. Многочисленные представители семейства *Nummulitidae* имели широкое распространение в пределах геосинклинали Тетис и связанных с нею эпиконтинентальных бассейнах Европы, Азии, Африки, а также Центральной Америки, в восточной части Тихоокеанской области.

Подсемейство *Siderolitinae* Sigal, 1952
Типовой род *Siderolites* Lamarck, 1801

Диагноз: Раковина чечевицеобразная или плоская, дисковидная, иногда с радиальными лучами, сильно гранулированная. Обороты инволютные. Сильно развит спиральный валик. Многочисленные каналцы — межсептальные, радиальные и спиральные.

Состав: Три рода — *Pellatospira* Boussac, 1906, *Siderolites* Lamarck, 1801, *Arnodiella* H. Douvillé, 1907.

Стратиграфическое и географическое распространение: Верхний мел—ныне. Немногочисленные виды этого семейства описаны из Закавказья, Средней Азии, Средиземноморской провинции и Индо-Тихоокеанской области.

Подсемейство *Heterostegininae* Galloway, 1933
Типовой род *Heterostegina* Orbigny, 1826



Диагноз: Раковина дисковидная или чечевицеобразная. Обороты инволютные в молодой стадии, во взрослой — иногда эволютные. Камеры простые у молодых индивидов, у взрослых — образуются вторичные септы, которые подразделяют камеры на дополнительные мелкие камерки. Спиральная хорда присутствует только в ранних оборотах. Электронно-микроскопические исследования показали, что у форм со вторичными септами, образованными складками септальных пластинок, септурные каналы превращаются во вторичные латеральные каналы.

Состав: Пять родов. — *Heterostegina* Orbigny, 1826, *Grzibowskia* Bieda, 1950, *Spiroclipeus* H. Douville, 1905, *Cycloclipeus* Carpenter, 1856, *Heterocyclina* Hottinger, 1977.

Стратиграфическое и географическое распространение: Эоцен — ныне, в Средиземноморской и Индо-Тихоокеанской областях, а также в Центральной Америке.

Подсемейство *Nummulitinae* Carpenter, 1859
Типовой род *Nummulites* Lamarck, 1801

Диагноз: Раковина дисковидная или чечевицеобразная, линзовидная. Обороты и полости камер с разной степенью инволютности — от эволютных до полностью инволютных. Камеры простые. Спиральный валик и хордальное сплетение каналов развиты хорошо.

Состав: *Nummulites* Lamarck, 1801, *Assilina* Orbigny, 1826, *Operculina* Orbigny, 1826, *Operculinella* Jabe, 1918, *Ranicotalia* Caudri, 1944.

Стратиграфическое и географическое распространение: Палеоцен — ныне. Средиземноморская область и сопредельные регионы Европы, Африки, Азии, Юг бывшего СССР, Индия, Юго-Восточная Азия, Центральная Америка, о. Мадагаскар.

Подсемейство *Nummulitinae* является наиболее многочисленным и разнообразным таксоном в отряде *Nummulitida*. Только один род *Nummulites* насчитывает более 200 видов. О родовом составе этого подсемейства до сих пор нет единого мнения. Причиной тому является отнюдь не его недостаточная изученность. Придавая решающее значение при классификации совершенно разным морфологическим элементам, как родовым признакам, разные исследователи по-разному определяют родовой состав семейства *Nummulitidae*. Как показал Г. И. Немков (14), в подсемейство *Nummulitinae* разными авторами были ошибочно включены четырнадцать родов, относящиеся к другим таксонам класса *Fogaminifera*, или же приводились неправильные родовые названия — синонимы правомерных названий родов подсемейства *Nummulitinae*.

На данном этапе наших знаний приведенное выше определение родового состава подсемейства является наиболее убедительным и научно-обоснованным. Все пять родов имеют морфологические элементы, характерные для подсемейства — плоско-спиральную, инволютную, полуинволютную или эволютную, крупную (иногда очень крупную) раковину, спиральную хорду (иногда сильно утолщенную), многочисленные простые (без вторичных камерек) камеры разной формы. Вместе с тем отличаются они друг от друга признаками, которые на полном основании можно считать родовыми. Самым существенным из них,

по-видимому, следует признать закономерность нарастания спиральной полости и ее стенки, в первую очередь, степень инволютивности оборотов на разных стадиях онтогенеза. Рассмотрим с этой точки зрения последовательно все пять родов данного подсемейства.

1. Представители рода *Nummulites*, как правило, имеют инволютные раковины и только в исключительных случаях в самом конце онтогенеза развивается полуинволютный последний оборот, обычно у видов, являющихся конечными членами некоторых филогенетических рядов. Назовём к примеру *Nummulites variolarius* (Lam.), *N. orbigny* (Galleoti) и *N. bouillei* de la Harpe (15).

2. Раковинки видов *Assilina* характеризуются полуинволютными оборотами и только на самой ранней стадии онтогенеза образуются инволютные обороты. Другая отличительная черта рода—это прямые, перпендикулярные к предыдущему обороту септы и прямоугольные камеры, соответственно—радиальные септальные швы, которые на поверхности раковины прослеживаются только до спирального шва предыдущего оборота.

3. Все виды, относящиеся к роду *Operculina*, имеют плоскую или (реже) линзовидную раковину с немногочисленными эволютными оборотами, быстро нарастающими в высоту. Только на самой ранней стадии индивидуального развития наблюдается инволютность. Камеры высокие, серповидной формы. Септальные линии радиальные и на каждом обороте прослеживаются от периферического края данного оборота до предыдущего оборота.

4. Инволютные обороты молодых особей рода *Operculinella* мало отличаются от нуммулитов, но во взрослой стадии рост спиральной полости осуществляется быстрым увеличением ее высоты, так что эволютный последний оборот резко выделяется от предыдущих как на поверхности, так и в экваториальном и аксиальном сечениях. Камеры сильно вытянуты в высоту и приобретают форму полукольца.

5. Все виды крупных фораминифер, объединенные в свое время М. Сизанкур (16) под названием «гребневидные фораминиферы» и выделяемые в настоящее время в самостоятельный род *Ranicothalia* (17), отличаются быстровозрастающими эволютными оборотами на взрослой стадии, в то время как на ранней стадии онтогенеза наблюдается инволютность. Благодаря наличию сильно утолщенного хордального скелета представители этого рода составляют четко обособленный таксон среди всех родов подсемейства нуммулитин.

Заканчивая обзор объема подсемейства *Nummulitinae*, необходимо коснуться новой характеристики родового состава этого таксона, данной Л. Готтингером (18) на основании исключительно результатов изучения микроструктуры стенки раковины. Придавая огромное значение исследованиям микроструктуры раковины при больших увеличениях (с применением электронного микроскопа) для уточнения многих вопросов систематики и филогении фораминифер, вообще, и нуммулитид, в частности, мы всё же не можем считать оправданным такой односторонний подход к решению проблем систематики ископаемых фораминифер. Упразднение какого-либо рода, довольно четко охарактеризованного такими важными признаками как закономерности морфогенеза только на основании геометрии столонов, закономерная функциональная связь которой с живым организмом (ядром и цитоплазмой) и условиями его обитания еще не выяснена, может привести к неточной трактовке статуса уже известных родов. Если даже принять, что существует какой-либо один-единственный отличительный микроструктурный признак—самый существенный и самый надёжный сис-

тематический критерий, то, безусловно, в каждом роде ему должны соответствовать и некоторые другие макроструктурные родовые признаки — определённые морфологические элементы, присущие только данному роду. Имея дело с ископаемыми фораминиферами, когда ранность палеонтологического материала не всегда предоставляет возможность изучения микроструктурных элементов, наряду с последними необходимо иметь под рукою классификационные признаки именно из числа макроструктурных морфологических элементов. Игнорирование ими вряд ли будет способствовать разработке научно обоснованной классификации.

Кафедра геологии и палеонтологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Pictet F. J. *Traité de paleontologie ou histoire naturelle des animaux fossiles considérés dans leurs rapports. zoologiques et geologiques.* 2-eme éd., t. 4. Paris J. B. Baillier et fils. 1857, 768 p.
2. Reuss A. E. *Classification of the Foraminifera.*—“Ann, Mag- Nat. Hist“, 1861,, ser. 3, v. 8, N 44 (Miscellaneous), 190 p.
3. Reuss A. E. *Entwurf einer sistematischen Zusammenstellung der Fonaminiferen.*— „Sitz. Akad. Wiss. Wien. Math.—Natur- Kl.“, 1862, Bd. 44 (1861), Abt. I, s. 355—396.
4. Brady H. B. *Report of the Foraminifera dredged by HMS “Challenger during the years 1873—1876. Rept. Sci. Results Explor. Voyage. IMS “Challenger,, v. 9 (Zoology). London, 1884. 814 p.*
5. Cushman J. A. *An outline of reclassification of the Foraminifera.* “Contr. Cushman Lab. Foram. Res.“, 1927, pt. I, v- 3, p. 1—105.
6. Galloway J- J. A *Manual of Foraminifera*—Bloomington’ Indiana, 1933, 483 p.
7. Glaessner M. F. *Principles of Micropaleontology.* Melbourn, 1945.
8. Sigal Z. *Ordre de Foraminifères.* In „Traité de Paléontologie“, I, Piveteau (Ed.) Paris. 1952.
9. Pocerony V. *Grundzuge der Zoologischen Micropalaontologie.* Praha. Naklad. Gesk. Acad. Ved., 1954, 651 S.
10. Фусенко А. В. Подкласс фораминифера. Общая часть. — В кн.: «Основы палеонтологии». М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 115—168.
11. Бархатова Н. Н., Немков Г. И., Портная Е. Л. Система отряда Nummulitida. Материалы VIII микропалеонтологического совещания. «Систематика и морфология микроорганизмов», Изд-во «Элм», Баку, 1980, с. 26—27.
12. Башкиров Л. В. Морфология и онтогенез как основные критерии систематики орбитонидов. Материалы VIII микропалеонтологического совещания. «Систематика и морфология микроорганизмов». Изд-во «Элм», Баку, 1980, с. 26—27.
13. Григорян С. М. Нуммулиты и орбитониды Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1986, с. 218.
14. Немков Г. И. Систематика и филогения подсемейства Nummulitinae «Вопросы микропалеонтологии», вып. 23, 1980.
15. Мрелишвили Н. И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Изд-во Тбилисского университета, Тбилиси, 1978, 240 с.
16. Gizancourt M. Nummulites de l’île de la Barbade. *Mém. Soc. Géol. France* 1948, vol, 27, fasc. I, № 5
17. Butterlin J. et Monod O. Biostratigraphie (Paléocène a Eocene moyen)• *Etude des „Nummulites“ cordelées“ et revision de se groupe.* *Eclogae geol. Helv.,* vol. 62/2, 1969, p. 583—604.
18. Hottinger L. Foraminifères, operculiniformes. *Mém. du Mus. Nat. d’Histoire Natur.. Serie C, Sc, de la Terre, t. XI, 1977.*



რ ე ზ ი უ მ ე

მსხვილი ფორამინიფერების ჯგუფში გაერთიანებული განმარჩეული ერთ-უჯრედიანი ორგანიზმების — ორბიტოიდების და ნუმულიტების, ნიჟარების მორფოლოგიის, ონტოგენეზის და მორფოგენეზის კანონზომიერებათა ანალიზი ნათელყოფს, რომ ამ საერთო სახელით ავტორები დღემდე აღწერდნენ ორი განსხვავებული, ტოლფასოვანი, ბუნებრივი ფილოგენეტიური შტოს წარმომადგენლებს, რომლებიც ერთგვარი მსგავსების (მრავალკამერიანობა, მსხვილი ნიჟარების მეტნაკლებად ერთნაირი ჰაბიტუსი და ზოგი სხვა) მიუხედავად, მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან ერთიმეორისაგან ისეთი არსებითი ევოლუციური ნიშნებით, როგორცაა არხთა სისტემა, ონტოგენეტიური განვითარების ემბრიონალური სტადია, მორფოგენეზის პროცესი. ეს, უთუოდ, ბირთვისა და ციტოპლაზმის მიკროსტრუქტურაში არსებული მნიშვნელოვანი სხვაობის ანარეკლია. როგორც ჩანს, საქმე გვაქვს ორ დამოუკიდებელ ტაქსონთან, რომლებიც რანგით რიგის ტოლფასი უნდა იყვნენ. არ არის მართებული მათი ერთ რიგად (*Nummulitida*) გაერთიანება, ისევე როგორც დამოუკიდებელი ოჯახების სტატუსით ფორამინიფერების სხვა რომელიმე რიგთან (მაგ. *Rotaliida*-სთან) გაერთიანება.

რიგი *Orbitoidida* აერთიანებს ოჯახებს *Orbitoididae* Prever, 1900; *Discocyclinidae* Vaughan et Cole, 1940; *Lepidocyclinidae* Schaffer რიგი *Nummulitida* ორ ოჯახს შეიცავს — *Miscellaneidae* Sigal, 1952 და *Nummulitidae* Carpenter, 1859; ამ უკანასკნელში სამი ქვეოჯახი გამოიყოფა: *Siderolitininae* Sigal, 1952 (გვარები *Pellatispira*, *Siderolites*, *Arnodiella*), *Heterostegininae*, Calloway, 1933 (გვარები *Heterosteginina*, *Grzibowskia*, *Spiroclipeus*, *Cycloclipeus*, *Heterocyclus*) და *Nummulitinae* Carpenter, 1859 (გვარები *Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*, *Operculinella*, *Ranikothalia*).

მხოლოდ და მხოლოდ სტოლონების გეომეტრიის კანონზომიერებათა მიხედვით (პოტინგერი), თუ ამასთან სრულიად უგულვებლევყოფთ მაკროსტრუქტურულ მორფოლოგიურ ელემენტებს, არ შეიძლება მართებულად მივიჩნიოთ ნუმულიტიდების (და საერთოდ ფორამინიფერების) სისტემატიკის რევიზია.

N. MREVLISHVILI

ON THE TAXONOMY OF LARGE FORAMINIFERS

Summary

The analysis of protozoan unicellular organisms — orbitoids and nummulites — and the regularities of their shell morphilogy, ontogeny and morphogenesis shows that hitherto authors have described two different, synonymous representatives of a natural phylogenetic branch under a common name; despite some similarity (multiseptate character, more or less similar habitus of large shells, etc) they considerably differ from each other in such evolutionary features as canal systems, embryonal stage of ontogenetic development, process of morphogenesis. Undoubtedly this reflects the existing considerable difference within the mic-

rostructure of the nucleus and cytoplasm. We are apparently dealing with two independent taxa that, according to their class, have the status of order. It is wrong to unite them in one order (Nummulitida) nor is it correct to give them the status of an independent family and combine them with any other order of foraminifers (e. g. Rotaliida).

Families Orbitoididae Prever, 1900; Discocyclinidae Vaughan et Cole, 1940; Lepidicyclinidae Schaffen, 1933 are united in the order of Orbitoidida.

The order of Nummulitida contains two families — Miscellaneidae Sigal, 1952 and Nummulitidae Carpenter, 1859: in the last three subfamilies are distinguished: Siderolitinae Sigal, 1952 (genera Pellatispira, Siderolites and Arnodiella), Heterostegininae Galloway, 1933 (genera Heterostegina, Grzibowskia, Spiroclipeus and Heterocyclus) and Nummulitidae Carpenter, 1859 (genera Nummulites, Assilina, Operculina, Operculinella and Ranikothalia).

Revision of the taxonomy of nummulites (and foraminifers in general) should not be carried out only according to the regularities of stolone geometry (18), if the elements of macrostructural morphology are absolutely ignored.



О. Г. ХМАЛАДЗЕ., О. Д. ШАУТИДЗЕ

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА УЧАСТКЕ РУСЛА С ОСЕРЕДКОВЫМ И ПОБОЧНЕВЫМ ТИПОМ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА НА Р. РИОНИ

На участке стационарных русловых исследований р. Риони у ж.-д. ст. Риони русловой процесс протекает по схеме побочного и осередкового типа (4). Ниже, на основе 10-летних стационарных наблюдений, представляется возможным проследить развитие русловых деформаций весьма распространенных для участков рек горно-предгорной зоны.

Совмещение русловых съемок за все годы наблюдений на участке показало, что изменение положения бровок русла, т. е. плановых деформаций, не наблюдалось. В основном на участке происходили внутрирусловые деформации.

За весь период исследований на этом участке представляют интерес 1976—1978 годы, когда обнаруживается смещение русловых форм в виде целостных структур (рис. 1): ухвостье осередка в зоне поперечников 1—2, правобережного побочня в зоне поперечников 1—6 и левобережного осередка—побочня в зоне поперечников 5—9. Попытаемся разобраться в механизме этих переформирований русла.

Период 1976—1977 гг. по водности был низким. Средний и максимальный расход воды за период был ниже средних многолетних значений. За отмеченный период произошли лишь локальные деформации русла (рис. 1) во время августовского паводка 1977 г., достигшего величины $530 \text{ м}^3/\text{с}$. Деформации в русле выразились лишь в смещении ухвостья осередка, расположенного между поперечниками 1—2, вправо, в сторону русла на 10 м, и влево, к контуру правобережного побочня на 12 м. (рис. 1).

Период 1977—1978 гг. по виду и темпам внутрирусловых деформаций на исследуемом участке занимает особое положение. Как видно из рис. 1 в этот период произошло смещение русловых форм вниз по течению структурной формы. Этот период, по сравнению со всеми предыдущими периодами наблюдений, характеризовался самым высоким стоком воды. Средний расход за период 1977—1978 гг. превысил норму на 25.5%, а максимальный расход был значительно выше максимальных расходов, наблюдававшихся за все предыдущие годы наших исследований и составил величину $688 \text{ м}^3/\text{с}$, что всего на 0,6% меньше многолетней нормы максимальных расходов воды.

Как следует из рис. 1, на котором представлены результаты совмещения русловых съемок за 1976, 1977 и 1978 гг., ухвостье осередка в зоне поперечников 1—3 сместилось вниз на 90—100 м. Правобережный побочень сместился вниз по течению на 120—140 м. Левобере-

жний осередок-побочень размылся в верхней части на 90–200 м. и сместился вниз по течению на 90 м. В период 1977–1978 гг. на исследуемом участке прошли четыре волны паводков, превышающие расход воды 400 м³/с. Один из этих паводков прошел в октябре 1977 г. с ма-

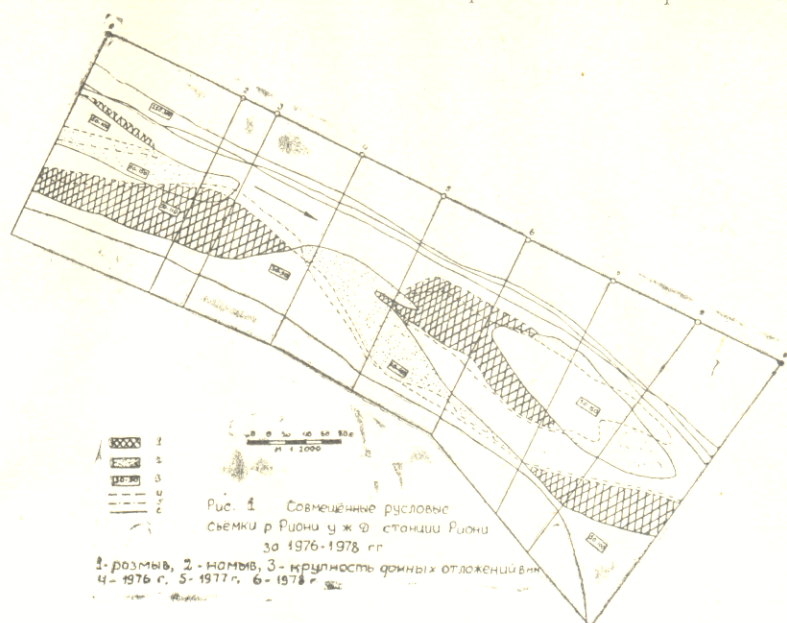


Рис. 1. Совмещенные русловые съемки р. Риони у ж.-д. станции Риони за 1976–1978 гг. 1—размыв, 2—намыв, 3—намыв размывтого участка, 4—крупность донных отложений в мм, 5—1976 г., 6—1977 г., 7—1978 г.

ксимумом 586 м³/с. Из трех максимальных расходов воды, прошедших на участке в 1978 г., два были чуть ниже указанного значения и лишь один достиг значения 688 м³/с.

Из совмещения русловых съемок 1976–1977 гг. (рис. 1) мы увидели, что максимальный расход воды за этот период (530 м³/с), т. е. в порядке тех, которые имели место в октябре 1977 г., в апреле и июле 1978 г., вызвал лишь мелкие деформации русла, но не целостные смещения русловых форм. Поэтому совершенно очевидно, что изображенные на рис. 1 переформирования русла в виде смещения русловых форм, были вызваны паводком апреля 1978 г., во время которого максимальный мгновенный расход воды достигал значения 688 м³/с, который и был принят в качестве расчетного. Этот расход воды и использован для сопоставления полученных нами натуральных величин смещения русловых мезоформ с расчетными по методу ГГИ (2, 6).

Анализ следует начать с оценки форм транспорта наносов, для чего представляется целесообразным использование рекомендаций А. Б. Клавена, полученных на основе измерений в лотках и на реках (6).

В соответствии с этими рекомендациями следует, что при изменении глубины потока от 1 до 6 м. в устойчивом взвешенном состоянии находятся частицы крупностью соответственно менее 0,8–4 мм. (от крупного песка до среднего гравия), частицы крупностью от 0,8 до 3 мм. (при глубине 0,5) и от 4 мм. до 45 мм. (при глубине 6 м.). Все частицы сальтируются, достигая при этом середины потока. Частицы, крупность которых при глубине потока 0,5 м. больше $d=7$ мм,

а при глубине потока 6 м. больше 85 мм. находятся в состоянии донного влечения. Рассмотрение ежегодных картограмм донных отложений на исследуемом участке приводит к выводу, что донные наносы перемещаются исключительно в форме донного влечения. 303000000000

В табл. 1 приведен расчет смещения русловых мезоформ на исследуемом участке р. Риони по методике ГГИ на основе формулы (2, 6),

$$C_{\Delta} = 950V \frac{hr}{\Delta} Fr^3,$$

(2, 6) где C_{Δ} — скорость смещения фрагмента мезоформ в м/сут на единицу фронта движения. Значения скорости потока v , глубины H и соответственно Fr над мезоформой нами осреднялись по ширине форм, а высота микроформ на поверхности мезоформ принималась равной

$$h_r = 0,25H, \text{ при } H < 1 \text{ м}$$

$$h_r = 0,2 + 0,1H, \text{ при } H > 1 \text{ м}$$

Таблица № 1

Результаты расчета смещения русловых мезоформ на р. Риони у ж.-д. станции Риони по методу ГГИ (паводок 1978 г.)

№№	Характеристика потока и русла	Мезоформы		
		ухвостье осередка	правобережный побочень	левобережный осередок-побочень
1	Высота мезоформ Δ , м	1,50	3,20	2,20
2	Осредненная скорость потока на мезоформе V , м/с.	1,30	3,15	2,80
3	Глубина потока H , м	1,92	2,55	1,40
4	Высота микроформ	0,39	0,46	0,34
	$hr = 0,2 + 0,1H$	0,53	0,63	0,75
5	Число Фруда $Fr = \frac{V}{\sqrt{gH}}$	0,14	0,25	0,42
6	$Fr^3 \frac{hr}{\Delta}$	0,26	0,14	0,15
7	Скорость смещения мезоформы C_{Δ} , м/сут по расчету	80	105	167
8	Измеренная в натуре скорость смещения мезоформы C_{Δ} , м/сут.	90—100	120—140	90—200

Как следует из табл. 1 результаты расчета по методу ГГИ близки к измеренным в паводок 1978 г. величинам смещения мезоформ на исследуемом участке русла р. Риони у ж.-д. ст. Риони.

Кафедра гидрологии суши ТГУ и Колхидская гидрометобсерватория

ლიტერატურა

- 1) Караушев А. В. — Теория и методы расчета речных наносов. Гидрометеондиздат, Л., 1977, 270 с., 2) Копалиани З. Д. — Приближенный метод расчета перемещения мезоформ речного русла, Тр. ГГИ, вып. 288, Гидрометеондиздат, Л., 1983, с. 9—15., 3) Копалиани З. Д., Ромашин В. В.—Проблемы русловой динамики горных рек. Тр. ГГИ, вып. 183, Гидрометеондиздат, Л., 1970, с. 81—98, 4) Копалиани З. Д., Жук М. М., Першин С. К. — Донные отложения русел рек участков Байкало-Амурской магистрали. Вопросы гидрологии суши. Гидрометеондиздат, Л., 1978, с. 109—123, 5) Романовский В. В. — Исследование и расчет гидравлических параметров наносов. Автореферат канд. дис. Л., 1973, 23 с. 6) Снйщенко Б. Ф., Копалиани З. Д., Снйщенко Д. В. — Рекомендации по учету деформаций речных русел при проектировании инженерных сооружений на реках зоны БАМ. Гидрометеондиздат, Л., 1983, 71 с.

ხმალაძე ო. ზ., შაუთიძე ო. დ.

მდინარე რიონის კალაპოტის დეფორმაციების გამოკვლევები

რ ე ზ ი უ მ ე

ათი წლის განმავლობაში წარმოებული სტაციონარული დაკვირვებების საფუძველზე დადგენილია მდ. რიონის კალაპოტის ცალკეული ფორმების განვითარების თავისებურებანი, კალაპოტის დეფორმაციის მოცულობა, მიმართულება და მისი განვითარების ტემპი.

O. KHMALADZE, O. SHAUTIDZE

STUDY OF THE DEFORMATIONS OF THE RIONI RIVER — BED

S u m m a r y

The specificities of the development of the Rioni river-bed, as well as the scope, direction, and rate of deformation, have been determined on the basis of a decade of observations.

6. სიღაშალი, 6. მოცონალიძე

საქართველოს სამრეწველო-ქალაქების კლიმატურ-აეოლოგიური დასასიათება

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება საქართველოს ტერიტორიაზე ძირითადად, განისაზღვრება ადგილობრივი წარმოშობის ბუნებრივი და სამრეწველო აეროზოლებით და დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე: ტერიტორიის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზე, ზოგად და ადგილობრივ ცირკულაციაზე, სინოპტიკურ სიტუაციაზე, გაჭუჭყიანების წყაროს სიმძლავრეზე და ტიპზე და ა. შ.

სამრეწველო აეროზოლის წარმოქმნა დაკავშირებულია ისეთ სამრეწველო ცენტრებთან, როგორცაა: თბილისი, ქუთაისი, რუსთავი, ზესტაფონი, ტყვარჩელი და სხვა.

თუ შედარებით მცირე ქალაქებში ატმოსფერო ბინძურდება, ძირითადად, სამრეწველო წარმოშობის აეროზოლით—რუსთავის მეტალურგიული, ზესტაფონის ფეროშენადნობთა, ქუთაისის მანქანათმშენებლობისა და რკინა-ბეტონის ქარხნები და ა. შ., თბილისში მას ემატება ავტოტრანსპორტის გამონაბოლქვი.

საქართველოში ატმოსფეროს ძირითადი დამაბინძურებელია მტკვრი, ნახშირჟანგი (CO), აზოტის ორჟანგი (NO_2) და გოგირდის ორჟანგი (SO_2).

ლიტერატურული მონაცემებით CO -ს კონცენტრაცია შეადგენს ზოგადი გაჭუჭყიანების 50-65% -ს. იგი იწვევს სისხლის დაავადებას, სათბურის ეფექტს და სხვა. CO ძირითადად წარმოიქმნება სათბობის წვით. გოგირდის ორჟანგი (SO_2) არის უხილავი გაზი, კარგად შთაინთქმება ღრუბლისა და ნისლის წვეთების, თოვლის, ნოტიო ნიადაგისა და მცენარეული საფარის მიერ, SO_2 იწვევს სასუნთქი ორგანოების ქრონიკულ დაავადებას, ჟანგბადის უკმარისობას და სხვა. იგი რეაქციაში შედის ჟანგბადთან და გოგირდის ანჰიდრიდთან, რომელიც შემდეგ უერთდება ჰაერში მყოფ ნახშირბადს და წარმოქმნის გოგირდმჟავას, რაც იწვევს ნიადაგისა და წყლის ჟანგვას.

დავახასიათოთ საქართველოს ძირითადი სამრეწველო ქალაქები.

თბილისი — საქართველოს დედაქალაქი, წარმოადგენს მილიონიან ქალაქს, რაც შეადგენს საქართველოს მოსახლეობის 25% -ს. ქალაქში გაჭუჭყიანების 300-მდე წყაროა, მათგან 50—მსხვილი. საჭაერო აუზი თბილისში ძირითადად ბინძურდება სამრეწველო აეროზოლით, გამათბობელი მოწყობილობებით, ავტოტრანსპორტით და მტკვრით, გაბატონებული ქარებია ჩრდილოეთის (23%), ჩრდილო-დასავლეთის (23%) და სამხრეთ-დასავლეთის (25%).

რუსთავი — მდ. მტკვრის ხეობაშია თბილისიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთით 27 კმ-ის დაშორებით. მოსახლეობა შეადგენს 140 ათასს. ქალაქში გაჭუჭყიანების 20-ზე მეტი წყაროა, მეტალურგიული, ქიმიური, ცემენტის, ცენტროლიტი და

სხვა. რუსთავში 3000-მდე ავტომანქანაა. გაბატონებული ქარებია ჩრდილო-დასავლეთის (45%).

ქუთაისი — მსხვილი ინდუსტრიული ცენტრია, მოსახლეობა 200 ათასამდე. ქალაქში 30-მდე ატმოსფეროს დამაბინძურებელი წყაროა, მათგან მნიშვნელოვანია: ქიმიური, მანქანათმშენებლობის, რკინა-ბეტონის, ავტოსამკვეთებელი ქარხნები, მსუბუქი და კვების მრეწველობის საწარმოები, თევზგადამამუშავებელი ქარხანა, პურის კომბინატი და სხვა. აქაც ჰაერის გაჭუჭყიანებაში დიდ როლს ასრულებს ავტოტრანსპორტი, რომელთა რიცხვი აქ 5 ათასამდეა. ქალაქში 50-მდე საქვაბეა. გაბატონებული ქარებია აღმოსავლეთის (53%) და დასავლეთის (26%).

ზესტაფონი — სამრეწველო ცენტრია, დაახლოებით 22 ათასი მცხოვრებით. ქალაქში 20-მდე გამაჭუჭყიანებელი წყაროა. მათგან ძირითადია ფეროშენადნობთა ქარხანა, ქიმიკომბინატი, კვების და მსუბუქი მრეწველობის საწარმოები. ზესტაფონში დაახლოებით 1000 ავტომანქანაა, რომელთაც შეაქვთ თავის წვლილი ჰაერის დაბინძურებაში. ჰაერის მთავარი დამაბინძურებელი—ფეროშენადნობთა ქარხანა მოთავსებულია ქალაქის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში. გაბატონებული ქარებია დასავლეთის (38%) და აღმოსავლეთის (35%).

ბათუმი — აჭარის ავტონომიური რესპუბლიკის დედაქალაქი, ითვლის 122 ათას მცხოვრებს. ქალაქში დაახლოებით 30-მდე გამაჭუჭყიანებელი წყაროა: ნავთობგადამამუშავებელი, გემთმშენებელი, მანქანათმშენებელი, ქიმიური ქარხნები, ხორცკომბინატი და სხვა. — ქალაქი არ არის გაზიფიცირებული და გათბობის ძირითადი წყაროა მაზუთი. ჰაერის დამაბინძურებელი წყაროები ძირითადად განლაგებულია მის სამხრეთ-დასავლეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში—ქალაქში 2 ათასამდე ავტომანქანაა. ქარის გაბატონებული მიმართულებაა სამხრეთ-დასავლეთი.

ტყვარჩელი — ერთ-ერთი მსხვილი სამრეწველო ცენტრია 22 ათასამდე მცხოვრებით, ქალაქში 15-ზე მეტი დამაბინძურებელი წყაროა — ძირითადად ქვანახშირმომპოვებელი საწარმოები, რომლებიც განლაგებულია მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. გაბატონებულ ქარებს გაჭუჭყიანებული ჰაერი გადააქვთ სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან ჩრდილო-დასავლეთისაკენ.

მტვრით ყველაზე მეტად დაბინძურებულია ქალაქები: ზესტაფონი, ქუთაისი, რუსთავი, თბილისი და კასპი, სადაც საშუალო თვიური 2—3-ჯერ, ხოლო ერთ-ჯერადი კონცენტრაცია კი რამდენიმე ათეულჯერ აღემატება ზღვრულად დასაშვებ სიდიდეს. ამასთან, მტვრის რაოდენობა განსაკუთრებით დიდია გაზაფხულზე და ზაფხულში, როცა უფრო ინტენსიურია ატმოსფერული აღრევები, მეტია ქარის სიჩქარე.

CO-ს კონცენტრაციის მაქსიმუმი აღინიშნება ქ. ქუთაისსა და თბილისში. აქ ფაბრიკა-ქარხნების გამონაბოლქვს ემატება ავტოტრანსპორტის გამონაბოლქვი. ქ. რუსთავში GO ზღვრულად დასაშვებ ნორმებს აღემატება გაზაფხულზე.

SO₂-ის რაოდენობა რუსთავსა და ტყვარჩელში 3—4-ჯერ, თბილისსა და ქუთაისში 2—3-ჯერ, ხოლო ბათუმში 1,5-ჯერ აღემატება ზღ. დ. რ.

NO₂-ით განსაკუთრებითაა დაბინძურებული რუსთავი და ქუთაისი. ზესტაფონსა და ბათუმში მისი რაოდენობა აღემატება ზღ. დ. რ., ახალციხეში, გორში, კასპში, მარნეულში და ტყვარჩელში მისი რაოდენობა ზღ. დ. კ.-ზე ნაკლებია.

ქ. თბილისში ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება მეტია წელიწადის ცივ პერიოდში, რაც დაკავშირებულია ზამთრის ინვერსიებთან, ამასთან ქალაქის ცენტრში (დაკვირვების № 1 პუნქტის მონაცემები, დ. აღმაშენებლის ქ.) მტვრითა და GO-თი ჰაერის დაბინძურება მეტია, ვიდრე გარეუბნებში (№ 6 პუნქტი, ვაშლიჯვარი).

ბოლო წლებში (1990—93 წწ.) ავტოტრანსპორტისა და წარმოების შემცირებასთან დაკავშირებით მოსალოდნელი იყო ატმოსფერული ჰაერის გაწმენდა. მინარევების ზოგიერთი ინგრედიენტის, კერძოდ, SO_2 -ისა და CO -ს შემცირება მართლაც შეემცირა, მაგრამ მტვრის კონცენტრაცია კი, პირიქით, განსაკუთრებით გაზაფხულზე და ზაფხულში, რაც გამოწვეულია როგორც მეტეოროლოგიური პირობებით, ასევე ანტისანიტარიული მდგომარეობით, კერძოდ, ბოლო წლებში ადარ ხდება ქალაქების სველი წესით დასუფთავება.

გარდა ზემოჩამოთვლილი ოთხი ინგრედიენტისა, ატმოსფეროში მომატებული რაოდენობითაა: ფენოლი, ოზონი, ტყვია, ფორმალდეჰიდები, მძიმე მეტალები, რაც უარყოფითად მოქმედებს ადამიანის ჯანმრთელობაზე, განსაკუთრებით ბავშვებზე.

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება აუარესებს არა მარტო ადამიანის ჯანმრთელობას, არამედ კლიმატსაც, კერძოდ, იგი ცვლის მზის რადიაციულ რეჟიმს, რომელიც წარმოადგენს ერთ-ერთ კლიმატწარმომქმნელ ფაქტორს. აეროზოლი ამცირებს მოკლეტალღოვან რადიაციას და ზრდის გრძელტალღოვანს (სათბურის ეფექტი), რაც იწვევს სითბოს რეჟიმის შეცვლას.

ქ. თბილისის ინსოლაციური რეჟიმის შეფასების მიზნით გამოთვლილ იქნა ატმოსფეროს გამჭვირვალობა 1985—1992 წლის ჩათვლით. გამოთვლილ იქნა როგორც საერთო, ისე წყლის ორთქლისა და აეროზოლური გამჭვირვალობა.

1955—92 წლების მონაცემებით ატმოსფეროს საერთო გამჭვირვალობა თანდათან მცირდება 72-დან 52% -მდე, გამოწვეულია 1990—1992 წლები, როცა ატმოსფეროს საერთო გამჭვირვალობამ 2% -ით მოიმატა, რაც აიხსნება ამ წლებში ჰაერში გაზური მინარევების შემცირებით, ამასთან, საერთო გამჭვირვალობა ნაკლებია წელიწადის თბილ პერიოდში, მტვრის რაოდენობის მომატების გამო.

წყლის ორთქლით განპირობებული გამჭვირვალობა ნაკლებია ზაფხულში, ზამთართან შედარებით, რაც დაკავშირებულია წყლის ორთქლის წლიურ სვლასთან. 1976 წლიდან მოყოლებული წყლის ორთქლის რაოდენობა ქ. თბილისის მონაცემებით ზაფხულში თანდათან მატულობს, ხოლო ზამთარში — უცვლელია.

აეროზოლური გამჭვირვალობა ძირითადად განპირობებული მტვრით და წლების მიხედვით მცირდება.

1990—92 წლების მონაცემებით მზის პირდაპირი რადიაციის შესუსტება ატმოსფეროში ქ. თბილისში ზამთრობით დაახლოებით 36,4%-ია, აქედან 10,9% მოდის წყლის ორთქლზე და 16,0% აეროზოლებზე. ზაფხულში მზის პირდაპირი რადიაციის შესუსტება 49%-ია, აქედან 10% განპირობებულია წყლის ორთქლით, ხოლო 29,4% — აეროზოლებით, რადიაციის შესუსტება ჰაერის მოლეკულებით ქ. თბილისში 9,6%-ია.

მზის ინსოლაციური რეჟიმის შეცვლა გამოწვეული წყლის ორთქლით, აეროზოლებით და გაზური მინარევებით აუარესებს კლიმატს. წელიწადის თბილ პერიოდში ხდება მეტი დათბობა (სათბურის ეფექტის გამო), ცივ პერიოდში კი — აციება. იქმნება კონტრასტი, როგორც სეზონებს შორის, ასევე სეზონებს შიგნითაც. სიცივე მკვეთრად იცვლება სიცხით, რაშიც გარკვეული წვლილი ატმოსფეროს გამჭვირვალობის შეცვლასაც მიუძღვის.

ლიტერატურა

1. ვ. სულაქველიძე, ნ. შ. ხიდაშელი — ატმოსფეროს დაბინძურებასთან ბრძოლა ქ. თბილისში. „საქართველოს გარემოს დაცვა“, თსუ-ს გამომცემლობა, 1983 წ. (რუსულ ენაზე).
2. ნ. ხიდაშელი, ნ. მოწონელიძე — ატმოსფეროში მტვრის კონცენტრაციის ცვლილების ემპირიულ-სტატისტიკური ანალიზი ქ. რუსთავისა და ქ. თბილისის მაგალითზე — შემაჯამებელი

სამეცნიერო სესია მიძღვნილი თსუ-ს დაარსების 70 წლისთავისადმი, „მეცნიერება“, თბ., 1988.

3. ნ. ხიდაშელი, ნ. მოწონელიძე — ატმოსფეროს გაჯუჭყიანების გამოკვლევა ქ. რუსთაველის ტერიტორიაზე — თსუ-ს დაარსების 70 წლისადმი მიძღვნილი პირველი რესპუბლიკური კონფერენცია, თბ., 1988.



ХИДАШЕЛИ Н., МОЦОНЕЛИДЗЕ Н.

ЭКОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНДУСТРИАЛЬНЫХ ГОРОДОВ ГРУЗИИ

Резюме

В индустриальных городах Грузии атмосфера загрязняется естественными и промышленными аэрозолями. Большинство этих городов находятся в Западной Грузии, которая характеризуется замкнутой циркуляцией атмосферы, а столица республики — Тбилиси расположена в долине. Все это способствует накоплению аэрозолей в атмосфере.

N. KHIDASHELI, N. MOTSONELIDZE

CLIMAT-ECOLOGIC CHARACTERISTICS OF INDUSTRIAL TOWNS OF GEORGIA

Summary

In industrial towns of Georgia air is being polluted by industrial and autotransport exhausted fumes as well as by natural and anthropologically originated dust. Most of these towns are situated in West Georgia, which is characterized by general circulation of atmosphere. As for the Capital Tbilisi, it is located in a hollow, which causes the accumulation of aerosol in the atmosphere. Thus Georgia is characterized by unfavourable meteorologic-ecologic conditions.

მ. ბოქარია, მ. პანაშვილი, ი. ბუაჩიძე

სწრაფი გამოთვლილი ქარის სიჩქარეების შესახებ

შენობებზე ქარის დატვირთვები გამოითვლება მცირე ალბათობის მაქსიმალური ქარის სიჩქარის მიხედვით, რაც შესაძლებელია 5, 10 და 20 წელიწადში ერთხელ. ამ მონაცემებს ეწოდებათ გამოთვლილი ქარის სიჩქარეები, ისინი გამოითვლებიან ინტეგრალური მრუდების განაწილების განმეორების ექსტრაპოლაციის მეთოდით.

არსებობს ქარის სიჩქარის განაწილების მრუდის აპროქსიმაციის ორი ხერხი. პირველი ხერხი დაფუძნებულია ყოველდღიურ ოთხვადიან დაკვირვებაზე და ქარის სიჩქარის განმეორების ინტეგრალური მრუდის განაწილებაზე. იგი ემორჩილება ფუნქციას:

$$F(x) = e^{-x(\beta)^{\gamma}} \quad (1)$$

სადაც $F(x)$ —ინტეგრალური განმეორებაა იმისა, რომ $\gamma \geq x$, ხოლო β და γ —პარამეტრებია.

მეორე ხერხის მიხედვით გამოიყენება დაკვირვებათა სტატისტიკური წლიური და თვიური მაქსიმუმები. მათი განმეორებები აპროქსიმირდება შემდეგი ფორმულით:

$$\Phi(x) = e^{-x(\beta_1)^{\gamma_1}} \quad (2)$$

სადაც $\Phi(x)$ —ინტეგრალური განმეორებაა იმისა, რომ ქარის სიჩქარე $x < x$.

იმისათვის, რომ შევადაროთ ერთმანეთს სხვადასხვა განმეორების ქარის სიჩქარეები, გამოყენებულია ქარის სიჩქარეები დედამიწის ზედაპირზე და დაახლოებით 500 მ სიმაღლეზე. დაკვირვებები ჩატარდა საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის 24 მეტეოროლოგიურ სადგურზე.

ხუთწლიანი მონაცემების დამუშავების შემდეგ გამოთვლილი იქნა დედამიწის ზედაპირზე და 500 მ სიმაღლეზე სხვადასხვა ქარის სიჩქარის დიფერენციალური განმეორებები და განსაზღვრული იყო ქარის სიჩქარე ფლიუგერით 100, 200 და 500 მ სიმაღლეებზე. ამავე პერიოდისათვის თეორიულად გამოთვლილია ინტეგრალური განმეორების თვიური მაქსიმუმები შემდეგი ფორმულით:

$$\Phi = \frac{m}{n+1} \quad (3)$$

სადაც n —დაკვირვებათა რიცხის წევრთა რიცხვია, რომელიც შედგება ქარის სიჩქარის თვიური მაქსიმუმისაგან, რომელიც განლაგებულია აღმავალი წესით. ხოლო m —რიცხის წევრთა ნომერია.

ინტეგრალური განმეორებები, რომლებიც გამოანგარიშებული იყო დაკვირვებისა და ქარის სიჩქარის თვიური მაქსიმუმების მიხედვით, დაიტანებიან კოორ-



დინატებიან ნომოგრამებზე lgx და $lg \left[lg \frac{1}{F(x)} \right]$; მიღებული სწორები ექსტრა-

პოლირდება ქარის სიჩქარის მხარეს. მათი საშუალებით განისაზღვრება მაქსიმალური ქარის სიჩქარის მქონე უზრუნველყოფა.

ცნობილია, რომ საშუალო დღეღამური მნიშვნელობები მეტეოროლოგიური ელემენტებისათვის განისაზღვრება ძირითადად ოთხვადიანი მონაცემებით. მაგრამ ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები შესაძლებელია აღინიშნოს ამ ვადებს შორის. გარდა ამისა აღმოჩნდა, რომ ოთხვადიანი დაკვირვების შედეგად გამოთვლილი სიჩქარეების მონაცემები უფრო მცირეა, ვიდრე დღე-ღამეში ოთხჯერ მეტად ჩატარებული მონაცემებისა.

აღრე ქარის სიჩქარის განსაზღვრისათვის ტარდებოდა რადიოლოკაციური დაკვირვების მეთოდი, გამოყენებული იყო ოთხვადიანი აეროლოგიური დაკვირვებები. ამ დაკვირვებების საშუალებით განისაზღვრებოდა გამოთვლილი ქარის სიჩქარეები და მათი დატვირთვა შენობებზე.

გამოყენებულ იქნა ყოველსაათობრივი დაკვირვება, რომელიც ჩატარებული იყო მეტ. კოშკზე; კერძოდ, ობნისკში 301 მ-ის სიმაღლეზე 4 წლის განმავლობაში (1964—1967). ამ პერიოდში ჩატარებულ იქნა ქარის მაქსიმალური თვიური სიჩქარეების მასალების ორი ამოკრეფა, ე. ი. ყოველსაათობრივი და ოთხვადიანი—03; 09; 15 და 21 სთ., აღმოჩნდა, რომ ქარის მაქსიმალური სიჩქარე, 32 მ/წმ 301 მ-ზე, აღნიშნული იყო 1965 წლის იანვარში, ამასთან, სტანდარტულ ვადებს შორის. აქ არის ყოველსაათობრივი მაქსიმუმის მაქსიმუმი, რომელიც ამოჩნეულია ოთხი ვადიდან.

ცხრილი 1

Δv მ/წმ	0	1	2	3	4	5	6	10
n	14	8	10	6	4	4	1	1

ცხრილი 1. ჩანს, რომ ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები ემთხვევა 48 თვიდან მხოლოდ 14 თვეს. უმრავლეს შემთხვევაში კი მაქსიმალური ქარის სიჩქარეები ვადებს შორის სჭარბობენ ვადიან დაკვირვებებს.

როგორც უკვე აღვნიშნეთ, სტატისტიკური ექსტრაპოლაციის მეთოდით ქარის სიჩქარის ინტეგრალური განმეორების განსაზღვრა შეიძლება შემდეგი ფორმულით:

$$\Phi(v < x) = e^{-\left(\frac{x}{\beta}\right)^\gamma} \quad (4)$$

სადაც m —რივის წვერთა რივის ნომერია, რომელიც აღმავალი წესით არის განლაგებული $v_1 < v_2 < v_3 < \dots < v_n$; n —არის მაქსიმალური თვიური ქარის სიჩქარის რიცხვი, რომელიც უდრის 48-ს.

ანგარიშის შედეგები მოყვანილია ცხრილში (2). აქ Φ_1 გამოთვლილია ყოველსაათობრივი მონაცემებით, Φ_2 კი—ვადების მიხედვით.

ცხრილი 2

მ/წმ	18	20	22	24	26	28	30	32	34
Φ_1	30,6	47,0	53,0	75,5	83,6	87,7	91,8	95,5	98,0
Φ_2	44,8	61,2	69,4	85,6	89,8	91,8	95,1	98,1	

უკვე აღნიშნული იყო, რომ განმეორებათა $\Phi(x < x)$ განაწილება კარგად აპროქსიმირდება ფუნქციასთან.

ეროვნული
ბიბლიოთეკა
(5)

$$\Phi(x < x) = e^{-\left(\frac{x}{\beta}\right)^{\gamma}}$$

განმეორების ექსტრაპოლაციის მრუდები, როგორც აღრე აღნიშნეთ, დაიტანება ალბათობის ნახაზზე—აბსცისზე, სადაც გადათვლილია $lg[-lg\Phi(x)]$, ორდინატზე კი— lgx და მიღებულია განმეორების განაწილების მრუდები. ექსტრაპოლირებული მიღებული მრუდების საშუალებით შეიძლება მივიღოთ იშვიათად განმეორებადი ქარის სიჩქარეები. მათი მნიშვნელობები, ჩამოხსნილი ამა თუ იმ მრუდიდან, არ აღემატება 2 მ/წმ-ს. თუ ოთხვადიანი მონაცემებით ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები შესაძლებელია 10—20 წელიწადში ერთხელ და უდრის 36—39 მ/წმ-ს, მაშინ ისინი ყოველსაათობრივი დაკვირვების შემდეგ აღწევენ 38—41 მ/წმ.

შედარების შემდეგ დადგინდა, რომ მალალ შენობებზე ქარის დატვირთვები მიღებული ოთხვადიანი აეროლოგიური დაკვირვების შედეგად უნდა გაიზარდოს 2 მ/წმ-ით.

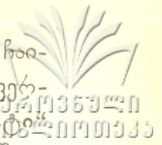
მალღივ შენობებზე ქარის დატვირთვის გამოთვლა რთულდება მათი სიმაღლის გამო. ქარის სიჩქარის არასაკმარისი მასალის გამო, თანამედროვე სტატისტიკაში არსებობს მხოლოდ 4 მეთოდი (ცხრ. 3).

ცხრილი 3

მეთოდი	წუთებში გასაშუალების პერიოდი	ცდომილება		შენიშვნა
		შემთხვევითი მ/წმ	სისტემატური მ/წმ	
1	2	3	4	5
1. ბურთბილოტური დაკვირვება			სიმაღლის მომატება	დაკვირვება არ მიმდინარეობს ნისლსა, თოვლსა და წვიმაში
ა) პუნქტიდან	0,5	2,0		
ბ) ბაზისური	0,5	1,0	მაველობაში	
2. რადიობილოტური ზონდირება	0,5	2,0	—	ვერტიკ. კუთხის დროს 16 შეცდომა 5—6 მ/წმ
3. აეროსტატიკური ზონდირება	5	0,5	სიჩქარის მომატება 10—15% ჯამური მიღების დროს	გაზომვა არ მიმდინარეობს, როცა 12 მ/წმ
4. კოშკური ანძები	3—5-დან 10-მდე		—	—

ამ ცხრილში მოყვანილი მეთოდები განსხვავდება ერთმანეთისაგან გასაშუალების დროის პერიოდით (ან სიმაღლით). პირველი ორი მეთოდი იძლევა ქარის სიჩქარის მონაცემს 50-100 მ-ის სიმაღლეზე და ამასთან დროის მოკლე პერიოდისათვის. დანარჩენი ორი მეთოდი კი იძლევა გასაშუალებულ ქარის სიჩქარეს მოცემულ დონეზე, მაგრამ დროის დიდ ინტერვალში.

ქარის პროფილის განსაზღვრისათვის ყველაზე ხელსაყრელი მეთოდია რადიობილოტური ზონდირება. ამ მეთოდით ზონდირება ხდება თითქმის ამინდის



ნებისმიერ პირობებში. რადიოპილოტური ზონდირების ცდომილებად უნდა ჩაითვალოს შემთხვევითი შეცდომები ქარის დიდი სიჩქარეების დროს, როდესაც ვერტიკალური კუთხეები მცირეა და რადიოთეოლოლიტის მაჩვენებელი „მაღალკუთხედის“ არამდგრადია. სტატისტიკური მონაცემების დიდი რივის გასაშუალოებისას, შეცდომები მეორდება, მაგრამ სადაც დაკვირვების რიგი მცირეა, შეცდომები მაშინვე გამოძვლავდება ხოლმე.

დიდ ინტერესს იწვევს მაღალ კოშკურ ანძებზე სისტემატური დაკვირვებები, მაგრამ ამ ანძების რაოდენობა მცირეა და ამიტომ მისი მონაცემები საიმედო არ არის.

ქარის სიჩქარეზე დაკვირვების შედეგები დაიტანება თვიურ ცხრილებში, სადაც მისი პოლარული ხასიათი მიიყვანება სტანდარტულ დონემდე—0,0; 0,2; 0,5 კმ დედამიწის ზედაპირზე და 0,2; 0,5; 1,0 კმ ზღვის დონეზე.

უკანასკნელ წლებში მიღებული მონაცემების მიხედვით შესაძლებელია დავახასიათოთ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის ქარის რეჟიმი. აეროსტატიკური ზონდირების მეთოდი საშუალებას იძლევა ზუსტად განვსაზღვროთ ქარის სიჩქარე ქვედა ფენებში, კერძოდ 0,5 კმ-ზე, და 12—15 მ/წმ-ის შემდეგ სიჩქარის დაკვირვება არ წარმოებს.

განვიხილოთ ქარის საშუალო სიჩქარის პროფილი ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში, რომელიც განსხვავდება თავისი ქვეფენილი, ზედაპირის ხორკლიანობით (Z_0), თავისი სითბოფიზიკური თვისებებით, რომელიც დამოკიდებულია ნიადაგის ტემპერატურაზე (t_0), თავისუფალი ატმოსფეროს თერმულ და ქარის სიჩქარის რეჟიმზე, გეოსტროფიულ ქარზე (v_g) და ჰაერის ტემპერატურაზე (T_H) სასაზღვრო ფენის ზედა ფენებში (H), სხვაობა $T_0 - T$ ახასიათებს მთელი სასაზღვრო ფენის თერმულ სტრატეფიკაციას.

რადგანაც მასალა ქარის სიჩქარის პროფილის დასახასიათებლად მცირეა, ამიტომ იგი განისაზღვრება თეორიულად, ხარისხობრივი და ლოგარითმული კანონის საშუალებით.

ხარისხობრივი კანონი შემდეგნაირად გამოისახება:

$$U_z/U_{10} = (Z, Z_{10})^{\frac{1}{n}} \quad (6)$$

სადაც Z_{10} —ქვედა საზღვრის ქარის სიჩქარეა, Z —დონე, რომელზედაც უნდა განისაზღვროს ქარის სიჩქარე; U_z და U_{10} —ქარის სიჩქარე Z_1 და Z_{10} სიმაღლეებზე. გამოთვლის დროს Z_{10} არის სიმაღლე, რომელიც მიიღება ფლიუგერის სიმაღლეზე.

ქარის სიჩქარეები 100 მ-ისა და 10 მ-ის სიმაღლეზე ერთმანეთთან ახალ მონაცემებს იძლევიან და ხარისხის მაჩვენებელი მერყეობს 0,16—0,25-ს შორის.

ცხრილი 4

პუნქტი			
1. ვიქტორიის ყურე (აფრიკა)	1,44	6,2	0,16
2. ბელფორდი (ინგლისი)	1,48	5,9	0,17
3. ოქსფორდი (ინგლისი)	1,48	5,9	0,17
4. ვოეიკოვი (რუსეთი)	1,47	5,9	0,17
5. ევრინი (აშშ)	—	4,5	0,22
6. კვიკობორნი (გერმანია)	1,71	4,3	0,23
7. უპტონი (აშშ)	1,71	4,0	0,25

შენობებზე ქარის დატვირთვის განსაზღვრისათვის შემოღებულია დამატებითი კანონი - ქარის სიჩქარის ცვალებადობის კანონი სიმაღლის მიხედვით:

$$U_z = U_{10} \frac{Z_n Z/Z_0}{Z_n Z_{10}/Z_0} \quad (7)$$

სიმაღლის მიხედვით
ქარის სიჩქარის ცვალებადობის კანონი
სიმაღლის მიხედვით

ამასთან, ხორკლიანობის პარამეტრი Z_0 დაბლობი ადგილებისათვის მუდმივ სიდიდედ მიიღება და სიჩქარის მოქმედება ექსტრაპოლირდება 350 მ-ის სიმაღლეზე. დიდ სიმაღლეზე ქარის დატვირთვები ითვლება უცვლელ სიდიდედ. აქვე შეიძლება ვისარგებლოთ შესწორებული კოეფიციენტი K -თი, რომელიც გამოისახება შემდეგნაირად: $\frac{U_z}{U_{10}} = \sqrt{K}$ (8). ეს დამოკიდებულება გამოთვლილია (8) ფორმულით და განხილულია ცხრილში (5)

ცხრილი 5

მეზონი	სიმაღლე დედამიწის ზედაპირზე (მ)								
	25	50	100	150	200	300	400	500	
გაზაფხული	4,6	1,21	1,31	1,45	1,37	1,57	1,67	1,76	1,84
ზაფხული	4,8	1,16	1,27	1,33	1,51	1,39	1,50	1,58	1,67
შემოდგომა	4,4	1,18	1,27	1,39	1,83	1,61	1,75	1,93	2,04
ზამთარი	5,1	1,34	1,53	1,70	1,54	1,93	2,10	2,25	2,35
წელიწადი	4,8	1,21	1,31	1,44	1,52	1,60	1,70	1,83	1,87
	1,00	1,17	1,36	1,48	1,55	1,66	1,70	1,76	1,80

ამ ცხრილში მოყვანილი საშუალო სიჩქარეების შეფარდება ფენებს შორის (25—500 მ—10 მ) გამოთვლილია ვოეიკოვოში აეროსტატიკური ზონდირების მონაცემების მიხედვით.

მოცემული ცხრილის მონაცემებს ქარის საშუალო პროფილს უწოდებენ. საინტერესოა, როგორ გამოიყენება ქარის საშუალო პროფილი ჰაერის ტემპერატურის სტრატოფიკაციის ფორმულისათვის (7) ინვერსიულ და იზოთერმულ ფენებში.

ცხრილი 6

ქარის საშუალო პროფილი

პროფილი (მ)	გრადიენტი		შემთხვევათა რიცხვი	U-ის მნიშვნელობა Z-ზე 16 მ	
	ქვემოთ	ზემოთ		(მ/წმ)	გაფანტვა (მ/წმ)
50	არამდგრადი	ინვერსია	4	5,3	3,3—6,8
150	იზოთერმული	იზოთერმული	12	4,0	2,3—5,8
300	ინვერსია	მდგრადი	17	3,3	1,0—5,6
400	იზოთერმული	ინვერსია	5	3,4	2,1—4,8
500	ინვერსია	იზოთერმული	7	2,8	1,2—4,4

მაღალ შენობებზე ქარის დატვირთვის გამოთვლის დროს აუცილებელია მხედველობაში მივიღოთ სიჩქარის დაწოლის დინამიკური მოქმედების პულსაცია, რომელიც გამოწვეულია ქარის, ე. წ. ფეთქვით და Z_x -ით აღინიშნება:

ქარის ფეთქვის კოეფიციენტი

სიმაღლე დედამიწის ზედაპირიდან (მ)

სეზონები	სიმაღლე დედამიწის ზედაპირიდან (მ)							
	25	50	100	150	200	300	400	500
თბილი	1,35	1,30	1,27	1,20	1,18	1,12	1,10	1,08
ცივი	1,22	1,25	1,23	1,20	1,18	1,12	1,08	1,05

ცხრილში 7 მოყვანილია Z_x ფეთქვის კოეფიციენტი, რომელიც მიღებულია ვოეიკოვოში, აშშ-ში 10 მ-ის სიმაღლეზე. გამოთვლილი 1,30, 170 მ-ზე—1,14 და 400 მ-ზე—1,08.

თუ ქარის სიჩქარეს გამოვთვლით ლოგარითმული კანონით და შემდეგ (7) ფორმულაში ჩავსვათ, მაშინ ლ. ე. ანაპოლსკაიას მიერ გამოთვლილ ქარის სიჩქარეებს დავუპირისპირებთ სიჩქარეებს, რომლებიც შესაძლებელია 5 წელიწადში ერთხელ 350 მ-ის სიმაღლეზე. მივიღებთ მონაცემებს, რომლებიც ესაჭიროება კონსტრუქტორს დაპროექტებისათვის.

ლიტერატურა

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
2. Анапольская Л. Е. Основные принципы климатического районирования для строительства, Труды ГГО, вып. 149, 1963.
3. Анапольская Л. Е., Гаидин Л. Е. Климатические параметры в СН и П, используемые при проектировании различных сооружений. ГУГМС. Информационное письмо № 15 „Вопросы прикладной климатологии“. ГИМИЗ, М., 1966.
4. Аронин Д. Э. Климат и архитектура, Гос. изд. литературы по строительству, архитектуре и стр. материалам. М., 1959.
5. Бокерия М. Г. Температурно-ветровой режим высокогорной зоны Кавкази-они (Большой Кавказ). Сообщения АН ГССР, 59, № 2, 1970.

М. Г. БОКЕРИА, М. Г. БЕНАШВИЛИ, И. Г. БУАЧИДЗЕ

СВЕДЕНИЯ О РАСЧЕТНЫХ СКОРОСТЯХ ВЕТРА

Резюме

На конструктивные сооружения наибольшее влияние оказывают нагрузки скоростей ветра. Известно, что средние суточные значения метеорологических элементов определяются в основном четырех- и восьмисрочными данными. Оказалось, что при четырехсрочных наблюдениях показатели расчетных скоростей более занижены, нежели в восьмисрочных наблюдениях.

Во время ежечасных наблюдений оказалось, что максимальные скорости отмечены были между сроками.

Интегральные повторения скоростей ветра определяются методом статистической экстраполяции. На высоких конструкциях ветровые нагрузки, полученные четырехсрочными аэрологическими наблюдениями, надо увеличить на 22 м/сек.

Скорости ветров по логарифмическому закону, вычисленные Л. Е. Анапольской, которые возможны в 5 лет раз на 350-метровой высоте, должны использоваться при проектировании сооружений.

M. G. BOKERIA, M. G. BENASHVILI,

I. G. BUACHIDZE

DATA ON CALCULATED WIND VELOCITIES

Summary

Design structures are heavily loaded by wind velocity. As is known, the average daily values of meteorological phenomena are chiefly derived from four — and eight — time observations. At four — time observations the velocity data proved to be somewhat lowered than at eight — time observations. At hourly observations maximal velocities were noted between the observation time spans.

Integral recurrences of wind velocities can be derived by the method of statistical extrapolation.

In the case of high structures, wind loadings obtained by four — time aerological observations should be increased by 22 m/sec.

Wind velocities occurring once in five years at the altitude of 350 m, calculated by Z. E. Anapolskaya according to the algorithm law, should be taken into consideration.

მ. ბოკერია, მ. ბანაშვილი

**ზოგადი ცნობები კლიმატური პარამეტრების შესახებ
სამშენებლო ნორმებსა და წესებში სხვადასხვა
კონსტრუქციების დაპროექტების დროს**

სამშენებლო ნორმებსა და წესებში განხილული და შეფასებულია ის პარამეტრები, რომლებიც დაგეგმარებისა და დაპროექტების დროს უნდა იყოს გამოყენებული არქიტექტორებისა და მშენებლების მიერ. ამ პარამეტრების უგულვებელყოფა ნიშნავს კონსტრუქციების ხანგრძლივობის უარყოფას, მათი ტიპოლოგიური სისტემის დარღვევას, რაც გამოიწვევს სამშენებლო-კლიმატურ ქაოსს. გამოთვლილი მონაცემები მოყვანილია ქვემოთ ცალ-ცალკე.

„სამშენებლო კლიმატოლოგიასა“ და „გეოფიზიკაში“ მასალები ძირითადად შედგენილია ჰიდრომეტეოლოგიის მონაცემებით, თუმცა გამონაკლის წარმოადგენს მხოლოდ ზოგიერთი დამატებითი მასალა, რომელიც დაზუსტებას მოითხოვს. სამშენებლო ნორმებსა და წესებში გამოთვლილი ტემპერატურისა და ქარის სიჩქარის გარდა, ყველა სტატისტიკური მასალა მიღებულია ცნობარებიდან. იმისათვის, რომ წარმოვიდგინოთ ახლად გამოქვეყნებული შრომების მონაცემები, მოვიყვანოთ ორი მაგალითი: ზამთრის ყველაზე ცივი დღეებისა და ზამთრის სავენტილაციო ტემპერატურების გამოსათვლელად.

ყოფილი სსრკ-ის მთელი ტერიტორიისათვის მოხდა 800 სადგურისა და 5200 პუნქტის მონაცემების დამუშავება, რაც ნიშნავს, რომ საკითხი საკმაოდ კარგად არის შესწავლილი; სამშენებლო წესების ზოგიერთი რეკომენდაცია („სამშენებლო კლიმატოლოგია“) განსაკუთრებულ ყურადღებასა და ახსნას მოითხოვს. აღსანიშნავია, რომ ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მონაცემებისა და საშუალო აბსოლუტური სინოტივის მიხედვით შეიძლება გამოითვალოს ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე; ამასთან ერთად, თუ შეფარდებითი სინოტივე მეტი აღმოჩნდება წყლის ორთქლის მაქსიმალურ მნიშვნელობაზე, მაშინ შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელობად შეიძლება მივიღოთ სიდიდე, რომელიც შეესაბამება მითითებული წყლის ორთქლის სიმკვრივის მაქსიმალურ მონაცემებს.

ასეთი რეკომენდაციის გამოყენების დროს ცდომილება შეიძლება იყოს 10—20%, განსაკუთრებით ზამთრის პერიოდში.

განგარიშებული ჰაერის ტემპერატურა (ცივი ხუთდღიურები, სამდღიურები და ზამთრის სავენტილაციო ტემპერატურები) გათვლილია ახალი მონაცემებით და მიღებულია დაზუსტებული დარაიონება ამ მახასიათებლის მიხედვით. გამოთვლა ხდება შემდეგი ფორმულებით:

$$t_{p_1} = 1,31 \text{ } t_y \text{ } \text{ც. თ.} + A$$

$$t_{p_3} = 1,25 \text{ } t_y \text{ } \text{ც. თ.} + B$$

$$t_{p_5} = 1,15 \text{ } t_y \text{ } \text{ც. თ.} + B$$



სადაც tp_1 , tp_3 , tp_5 გამოთვლილი ტემპერატურებია, რომლებიც შეესაბამებიან 1. უცივეს დღე-ღამეს, 3. უცივეს დღე-ღამეს და 5. უცივეს დღე-ღამეს. ty . ც. თ. არის ყველაზე ცივი თვის საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურა, ხოლო A, B, B, კი მათი კოფიცენტებია (ცხრილი 1).

ცხრილი 1

რაიონი	A	B	B
I	-24,2	-22,5	-14,6
II	-21,2	-19,5	-17,6
III	-18,2	-16,5	-20,6
IV	-15,2	-13,5	-11,6
V	-12,2	-10,5	-8,6
VI	-9,2	-7,5	-5,6
VII	-6,2	-4,5	
VIII	-3,2	-1,5	

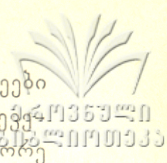
შენობის სითბოს გაცემის შეფასება სამშენებლო წესების მიხედვით ხდება ყველაზე ცივი ხუთდღიურის ტემპერატურისა და ქარის სიჩქარის მიხედვით 3 ყველაზე ცივი თვისათვის.

იმისათვის, რომ დაუპირისპირონ ერთმანეთს ყველაზე ცივი ხუთდღიურის ტემპერატურა ქარის სიჩქარესა და მიმართულებას, შემოიღეს ქარის სიჩქარის დახასიათება რუმბების მიხედვით, რომელთა განმეორება შეადგენს 16 %-ს. ამგვარად, დაპირისპირებული იყო ორი სხვადასხვა მახასიათებელი: ცივი ხუთდღიურის ტემპერატურა, რომელიც ძირითადად შესაძლებელია ექვს წელიწადში ერთხელ (16%) მრავალწლიური ქარის მიმართულების განმეორებასთან ერთად რომელიმე კონკრეტული თვისთვის. სრულიად ნათელია, რომ ეს დაპირისპირება არ იძლევა სათანადო ინფორმაციას და არ ასახავს ყველაზე ცივი ხუთდღიურის ქარის რეჟიმის პერიოდს.

ცხრილი 2

ქარის საშუალო სიჩქარეები

სადგური	ქარის საშუალო სიჩქარე (მ/წმ) გათვლილი სამშენებლო წესებით	გამოთვლები სამშენებლო წესების მიხედვით	
		მიმართულება	საშუალო სიჩქარე (მ/წმ)
1	2	3	4
გორკი	5,1	70—12%	5,4
		703—22%	5,3
		3—19%	4,6
		10—32%	6,9
		103—25%	8,1
უფა	7,5		
პეტროპავლოვსკი	2,7	—37%	2,4
		3—25%	3,0
		3—48%	6,3
კამჩატკაზე ქრასნოიარსკი	5,8	3—30%	5,3
		3—16%	5,0
სვერდლოვსკი	5,4	3—36%	5,9



ცხრილი № 2-ის პირველ სვეტში მოყვანილია საშუალო ქარის სიჩქარეები იანვრის თვეში, რომლებიც მეორდება 6 წელიწადში ერთხელ (16% შემთხვევაში). ისინი გამოთვლილია სამშენებლო ნორმებისა და წესების მიხედვით, ექვსე სვეტში — ქარის სიჩქარე და განმეორება მიმართულებებისათვის, რომელთა შემთხვევა უდრის 16%-ს და გამოიყენება პირველი სვეტის მონაცემების გამო-სათვლელად. იმ სადგურებზე, რომლებზედაც ქარის მიმართულება სიმკვეთრით არ გამოირჩევა, სამშენებლო წესებისა და ნორმების ავტორები იძულებულნი იყვნენ გამოეყენებინათ ქარის სიჩქარე მიმართულების გარეშე. მაგალითად, მოს-კოვში, იანვარში ქარის საშუალო სიჩქარეები მიმართულების მიხედვით განა-წილებულია შემდეგნაირად:

- სა — 16% — 5,4 მ/წმ
- ს — 14% — 4,6 მ/წმ
- სდ — 17% — 4,4 მ/წმ
- დ — 20% — 4,8 მ/წმ
- ჩდ — 14% — 6,3 მ/წმ

ძლიერი ქარები (ჩდ) მოსკოვში არ იქნება მხედველობაში მიღებული, რად-გან მისი განმეორება 16%-ია. ამ მდგომარეობის გამო მოსკოვის საშუალო ქარის სიჩქარედ მიღებულია — 4,9 მ/წმ, ამიტომ ეს მონაცემები უგულებელყოფილია.

იმისათვის, რომ ზუსტად განისაზღვროს ქარის გავლენა შენობის სითბოს-გაცემაზე, აუცილებელია გამოვიყენოთ არა მარტო ერთი მეტეოროლოგიური ელემენტი, არამედ ჰაერის ტემპერატურა და ქარის სიჩქარე ერთობლივად, გარდა ამისა, ქარის სიჩქარის მიმართულების განმეორება.

ამერიკელი არქიტექტორის ჯ. არონინის წიგნში (5) მნიშვნელოვანი ადგილი აქვს დათმობილი ქარის ხარისხობრივ შეფასებას (ცხრილი 3), ხოლო თანამე-დროვე სპეციალისტები თვლიან, რომ კლიმატური ფაქტორების ერთობლივი მოქმედება აპირობებს შენობის როგორც კომფორტულ, ასევე დისკომფორტულ მიკროკლიმატურ პირობებს.

ც ხ რ ი ლ ი 3

ქარის სარგებლობა	ქარის ზანანი
ქარი ვენტილაციის საშუალებაა	ქარი ავრცელებს კვამლს
ქარი აორთქლებს სინოტივეს და აშრობს ხმელეთს	ქარის საშუალებით სინოტივე იჭრება ხმელეთისა და შემომზღულდავი კონსტრუქციების ზედაპირზე
ქარი—გადამაცხებელია	ქარი—გადამაცხებელია
ქარი—ენერჯის წყაროა	ქარი—თოვლის დამაგროვებელია
ქარი აფერხებს ღამის ცივი ჰაერის შემოჭრას	ქარი თხოულობს მშენებლებისაგან მყარ კონსტრუქციებს

მაგალითად, ერთი და იგივე ტემპერატურა (18°) შეიძლება იყოს კომფორტული ჰაერის უმოდრაობის ანუ ატმოსფერული სიწყნარის დროს დისკომფორტუ-ლი 5 მ/წმ-ზე ძლიერი ქარის სიჩქარის დროს. ასეთი შესამების დროს $t = 18^\circ$, $v \leq 5$ მ/წმ) იგრძნობა კლიმატური დისკომფორტი. ამიტომ ამ ორი ელემენტის

განხილვა ცალ-ცალკე მშენებლობის დროს შეუძლებელიც არის. შემდგომში პარამეტრად, რომელიც მოქმედებს შენობის სითბოს გაცემაზე — შემოღობულია ეფექტური ტემპერატურა. რას წარმოადგენს ეფექტური ტემპერატურა, რომლის დროსაც შენობას ექნებოდა ისეთივე სითბოს გაცემა ატმოსფერული სიწყნარის დროს, როგორც მას აქვს მოცემული ქარის სიჩქარისა და ჰაერის ტემპერატურის დროს. ფორმულას, რომელიც აკავშირებს t -რეალურ ტემპერატურასა და ქარის სიჩქარე v -ს, აქვს შემდეგი სახე:

$$T^1 = T_a - (\beta A \beta - 1) (T_B - T_a) \quad (1)$$

სადაც T^1 ეფექტური ტემპერატურაა, β — კოეფიციენტი და უდრის $\sqrt{3cV}^1$ (C — დამოკიდებულია შენობის ინფილტრაციის თვისებებზე); T_B — შენობის შიდა ტემპერატურაა, რომელიც $= 18^\circ$.

C -ს მნიშვნელობები, გამოთვლილი შენობისათვის $= 0,008$ $\text{წმ}^2/\text{მ}$ ($\beta = 0,155$); $G = 0,11$ $\text{წმ}^2/\text{მ}^2$ ($\beta = 0,82$) და $G = 0,014$ $\text{წმ}^2/\text{მ}^2$ ($\beta = 0,205$); მასიური შენობებისათვის მიღებულია C -ს უფრო მცირე მონაცემები, $C = 0,005$ $\text{წმ}^2/\text{მ}^2$.

გაანგარიშება ხდება გრძელვადიანი, 25-წლიანი პერიოდის მასალის მიხედვით, ე. ი. ჰაერის ტემპერატურისა და ქარის სიჩქარის ცალ-ცალკე დამუშავებით. T^1 გამოითვლება (1) ფორმულით (მაგალითად, C ერთნაირი მნიშვნელობის ეფექტური ტემპერატურის დროს ($-25^\circ C$), როგორი იქნება T^1 -სა და v -ს ურთიერთმომქმედება.

ტ ა ბ რ ი ლ 4

T^1 და V^1 ურთიერთდამოკიდებულება

T (გრად.)	-25°	-21°	-11°	-5°
V (მ/წმ)	0-1	4-5	10-11	14-15

ეს მონაცემები შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მშენებლობის და დაპროექტების სხვადასხვა საკითხის გადაწყვეტის დროს.

ეს საკითხი ეხება სითბოს თვისებებისა და სითბოგამტარობის გამოთვლილი კოეფიციენტების შერჩევის პრინციპებს. შევჩერდეთ ზოგიერთ რეკომენდაციაზე;

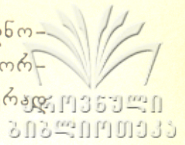
1. გამოსათვლელი კოეფიციენტების შერჩევის ძირითად კრიტერიუმად გამოიყენება კლიმატის დანესტიანების ხარისხი, რომელიც გამოისახება ფორმულით:

$$w = \phi - QS \frac{P\varphi}{\sqrt{At}} \quad (2)$$

სადაც P ნალექების რაოდენობაა, At — ჰაერის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა, QS — მზის რადიაციის რაოდენობა, φ — ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე.

სამშენებლო ნორმებსა და წესებში K -მონაცემების მიხედვით გამოყოფილია ზონები: მშრალი ($K < 5$), ზომიერი ($K = 5-9$), ნოტიო ($K > 9$).

K -ს მიხედვით აგებული სქემა ემსახურება სითბოგამტარობის კოეფიციენტების შერჩევას იმასთან დაკავშირებით, ტერიტორია ეკუთვნის მშრალ, ზომიერ, თუ ნოტიო ზონას, სითბოგამტარობის კოეფიციენტი იცვლება 15-20%-მდე, რაც, რა თქმა უნდა, გავლენას ახდენს შენობაზე.



სამშენებლო ნორმების მიხედვით ზომიერ ზონაში განიხილება ჭარბადნოტიო რაიონი ცივი ზამთრით, ცივი ზაფხულით და ხანგრძლივი ნალექებით (ვორკუტა), აგრეთვე ნოტიო კლიმატით, ზომიერად თბილი ზაფხულითა და ზომიერად რბილი ზამთრით.

მშრალ ზონაში განიხილება რაიონები, რომლებიც გამოირჩევიან როგორც სინოტივით, ასევე ზაფხულისა და ზამთრის ტემპერატურით.

ჰაერის სინოტივის საკითხის განხილვისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ მ. ი. ბუდიკოვის კლასიფიკაციით.

შენობაში წლის სხვადასხვა სეზონში შესაძლებელი სინოტივის დაგროვების გამო მოხდა სინოტივის რეჟიმის ნორმების მიხედვით წლის დაყოფა სეზონებად. ჰაერის ტემპერატურის მიხედვით ზამთრის პერიოდს ეკუთვნის ის დრო, როდესაც საშუალო ჰაერის ტემპერატურა — 5°-ზე დაბლა ეცემა. ის დრო, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა მერყეობს +5°-სა და — 5° შორის, მიჩნეულია შემოდგომა/გაზაფხულის პერიოდებად, ზაფხულის პერიოდი დგება იმ დროს, როცა საშუალო ტემპერატურა 5°-ზე მეტია (ჩრდილოეთ რაიონებს ეხება).

რა თქმა უნდა, სეზონების ასეთი დაყოფა არ არის მართებული ყველა შემთხვევისათვის, რადგან ზოგიერთ რაიონში თეორიულად ქრება ზამთარი და ზაფხული, გაზაფხული და შემოდგომა, რის გამოც სამშენებლო ნორმებში ამ საკითხის დაზუსტებაა საჭირო.

გათბობის სისტემა, ვენტილაცია და ჰაერის კონდიციონირება. ვენტილაციის გამოსათვლელად გამოიყენება ზამთრის გასათვლელი სავენტილაციო ტემპერატურა და სითბომემცველობა, რომელიც შეესაბამება ამ ტემპერატურისა და ყველაზე ცივი თვის საშუალო შეფარდებით სინოტივს.

სითბომემცველობა გამოითვლება ფორმულით:

$$J = 0,24t + d(595\gamma + 0,47t) \tag{3}$$

სადაც d — სითბომემცველობაა.

სავენტილაციო ისეთი ტემპერატურაა, რომელიც შეესაბამება გათბობის პერიოდის 15%-ს, ე. ი. კომპლექსურ სიდიდეს სხვადასხვა სინოტივის დროს.

გათბობის სისტემის დაპროექტების დროს გამოიყენება ყველაზე ცივი ხუთდღიურის ტემპერატურა და სითბომემცველობა, რომელსაც შეესაბამება ტემპერატურა და 13 საათზე ყველაზე ცივი თვის საშუალო შეფარდებითი სინოტივე.

კონდიციონერის დაპროექტება ხდება ჰაერის ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმისა და ყველაზე ცივი თვის 13 საათზე შეფარდებითი სინოტივის მასალის გამოყენების საშუალებით.

თბილი პერიოდისათვის გარე ჰაერის გასათვლელ პარამეტრებად ითვლება მაქსიმალური ტემპერატურა და 13 საათზე ყველაზე ცხელი თვის შეფარდებითი სინოტივე.

კონდიციონერების, ვენტილაციისა და გათბობის სისტემების დაპროექტებისათვის მხედველობაში მიიღება დღეღამური ტემპერატურა და შეფარდებითი სინოტივე, განსხვავება დღე-ღამის განმავლობაში ტემპერატურისა და შეფარდებითი სინოტივის ერთობლივი მოქმედებისა.

ერთობლივი კლიმატური მონაცემების გამოყენება არქიტექტორს, დამპროექტებელს, მშენებელს საშუალებას მისცემს გააუმჯობესოს შენობის მიკროკლიმატური პირობები.

დატვირთვა და მოქმედება შემომზღუდავ კონსტრუქციებზე და საერთოდ ყოველგვარ შენობაზე ქარის სიჩქარე და თოვლის საფარი დიდ ზეგავლენას ახდენს, განსაკუთრებით წლის ცივ პერიოდში.

თოვლიან დატვირთვებში გულისხმობენ მონაცემებს თოვლის საფარის სიმაღლისა და მისი სიმკვრივის შესახებ.

ქარის დატვირთვების გამოთვლები სამშენებლო კონსტრუქციებზე წარმოებს სამი წესით: სიმყარითა და მდგრადობით, დეფორმაციებითა და მდგრადობით. ქარის დატვირთვა მხედველობაში მიიღება სხვადასხვანაირად: დრეკადი კონსტრუქციებისათვის ქარის პულსაციის დინამიკური მოქმედებით; ელექტროგადაცემებისათვის, ხიდებისათვის და კავშირგაბმულობის ხაზებისათვის დადგენილია ქარის მოქმედების განსაკუთრებული მოთხოვნები.

ქარის მოქმედების ნორმატიულს დატვირთვა შენობაზე q^n (კმ/მ²) განისაზღვრება ფორმულით:

$$q^n = q_0 C \quad (4)$$

სადაც C — აეროდინამიკული კოეფიციენტი, ხოლო q_0 — ნორმატიული ქარის დატვირთვა. იგი განისაზღვრება ფორმულით:

$$q_0 = \frac{v^2}{16} \quad (5)$$

სადაც v — ქარის სიჩქარე (მ/წმ).

საცხოვრებელ კომპლექსებზე, საზოგადოებრივ და საწარმოო შენობებზე ქარის დატვირთვის გამოთვლა განისაზღვრება — ნორმატიული ქარის დატვირთვის გამრავლებით 1,2-ზე და მაღალი შენობებისათვის (კოშკი) — 1,3-ზე.

ქარის სიჩქარის ცვლილება მიიღება გარდამავალი კოეფიციენტის საშუალებით სიმაღლის ცვლილებასთან ერთად. ეს კოეფიციენტი ყოფილ საბჭ. კავშირის ტერიტორიისათვის გამოთვლილია ლოგარითმული კანონით, იგი მუდმივი სიდიდეა და $Z_0 = 0,05$ მ-ს, ეს ციფრი გამოიყენება 100 მ-ის სიმაღლემდე, შემდეგ კი დაზუსტებას მოითხოვს.

ქარის სიჩქარის გავრდის სტატისტიკური ალბათობა შეიძლება წარმოვიდგინოთ გამოსახულებით:

$$F(u) = e^{-\left(\frac{u}{\beta}\right)^\gamma} \quad (6)$$

სადაც $F(u)$ — ქარის სიჩქარის მატების ალბათობა.

თუ ფორმულას გავლოგარითმებთ ორჯერ, მაშინ მივიღებთ:

$$\lg(-\lg F) = \gamma \lg u + \lg \lg e - \gamma \lg \beta \quad (7)$$

თუ $F(u)$ -ს მნიშვნელობას დავიტანთ გრაფიკზე $\lg u$ და $\lg(-\lg F)$ კოორდინატებზე, მაშინ წერტილები ამ გრაფიკზე მოთავსდებიან სწორ ხაზზე. მოცემული გრაფიკიდან ჩამოიხსნება სხვადასხვა ალბათობის ქარის სიჩქარის მონაცემები, რომლებიც შეესაბამება განსაზღვრულ სიდიდეს n -ს. კავშირი n -სა და $F(u)$ -ს შორის გამოისახება ფორმულით:

$$n = \frac{1}{NF(u)} \quad (8)$$

სადაც n წლის განმავლობაში დაკვირვებების რიცხვია.

მიიღება რა მხედველობაში მთიანი რაიონების რელიეფის სირთულე და დანაწევრება, მიღებული სქემები და გათვლილი მასალები არ იძლევა ექსპლუატაციის საშუალებას. აღმოჩნდა, რომ საქართველოში უდიდესი ქარის სიჩქარეების განმეორება, როგორც წესი, იმ რაიონებში გვაქვს, სადაც დიდია ერთი და იმავე მიმართულების განმეორებითი ქარები.



დასკვნები

სამშენებლო ნორმებში და წესებში განხილული კლიმატური პარამეტრები ფართოდ არის გამოყენებული სხვადასხვა შენობის დაპროექტების დროს.

სამშენებლო ნორმების ზოგიერთ თავში განხილულია არაზუსტი კლიმატური მახასიათებლები. ჰაერის ტემპერატურა ქარის სიჩქარისა ცივ პერიოდში და ჰაერის ტემპერატურა — შეფარდებითი სინოტივის ზაფხულისა და ზამთრის მონაცემები, აუცილებელ ფაქტორებს წარმოადგენენ შენობის დაგეგმარების, გათბობის, ვენტილაციისა და კონდიციონირების საკითხის გადაწყვეტის დროს.

ლიტერატურა

1. Анапольская Л. Е. Климатические параметры главы СН и П II «Отопление, вентиляция и кондиционирование воздуха (Л. Е. Анапольская, О. Б. Пашина, Л. Б. Успенская.) В. кн. Инф. письмо ГУГМС № 19, М., Гидрометеониздат. 1972.
2. Анапольская Л. Е. Гаидин Л. С. Метеорологические факторы теплового режима зданий. Л., Гидрометеониздат, 1973.
3. Анапольская Л. Е., Завялова И. И. Некоторые характеристики ветра в Африке. — Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. Вып. 32.
4. Бокерия М. Г. Температурно-ветровой режим высокогорной зоны Кавказиони (Большой Кавказ). Сообщения АН ГССР, 59, № 2, 1970.
5. Бокерия М. Г. Климатические данные, используемые при проектировании. Труды ТГУ, Тбилиси, 1984.
6. Гаидин Л. С. О расчетных параметрах теплоотдачи зданий. Труды ГГО, вып. 149, 1963.
7. Строительные нормы и правила, часть II, раздел А, глава 7. Строительная теплотехника. Нормы проектирования. Гос. изд. лит. по стр. арх. и стр. материалам. М., 1963.

М. Г. БОКЕРИА, М. Г. БЕНАШВИЛИ

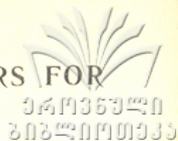
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ В СН и П-е ВО ВРЕМЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ КОНСТРУКЦИЙ

Резюме

Проектировщики и строители во время разрешения проблем типизированного строительства должны принимать во внимание типологию жилищ.

Для создания климатического комфорта в различных зданиях, безусловно, главное слово принадлежит климатологам, поэтому решать вопросы строительства старыми классическими методами недостаточно и здесь основное место должны занять расчетные методы. Например, использование данных расчетных температур воздуха поможет на территории бывшего Советского Союза проектированию легких и металлических конструкций.

M. G. BOKERIA, M. G. BENASHVILI
ASSESSMENT OF CALCULATION PARAMETERS FOR
DESIZNING AND CONSTRUCTION



Summary

In solving problems of typified construction, desizners and builders should take into account the typology of dwellings. Climatologists doubtless play the key role in creating climatic comfort in various buildings. Hence, it is not enough to solve the problem of construction by the odd, classical methods, and they ought to be replaced by calculation methods. Thus, use of the data on colculated air temperatures will help in designing light and metal constructions on the territory of the Soviet Union.



მ. პატრიარქილი

ხობის რაიონის გუნჯარივი პირობები
და რესურსები

ხობის ადმინისტრაციული რაიონი მდებარეობს დასავლეთ საქართველოში — სამეგრელოში, კოლხეთის ვაკის, კერძოდ, ოდიშ-გურიის დაბლობის ფარგლებში. მას ესაზღვრება დასავლეთიდან მდ. რიონის ახალ კალაპოტსა და მდ. ჭურბას შესართავს შორის შავი ზღვა, ჩრდილოეთიდან — ზუგდიდის, სამხრეთიდან — ლანჩხუთის რაიონები, სამხრეთ-დასავლეთიდან ქ. ფოთის საქალაქო საბჭოს ტერიტორია, აღმოსავლეთიდან — სენაკის, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან — ჩხოროწყუს რაიონები.

ადმინისტრაციული რაიონის ცენტრია ქალაქი ხობი.

რაიონის ტერიტორიას კვეთს ამიერკავკასიის რკინიგზის მაგისტრალი; უახლოესი რკინიგზის სადგურია ხობი, რომელიც თბილისიდან დაშორებულია 285 კმ-ით. აქვე გადის საკავშირო მნიშვნელობის გზატკეცილი ბათუმი-სამტრედია-სოჭი. რესპუბლიკური მნიშვნელობისაა ხობი-ყულევი, ხობი-ფოთი, თეკლათი-ჭალადიდის გზები.

რაიონის მოსახლეობის რაოდენობა 1979 წლის მონაცემებით უდრის 38.362, აქედან სოფლის მოსახლეობა შეადგენს 34.558.

ხობის რაიონის ტერიტორიის დიდი ნაწილი უკავია ვაკე დაბლობს, რომელიც დანაწევრებულია მდინარეებით, რომელთაგან მთავარია ჭურბა, მუნჩია, ხობის წყალი და რიონი.

ვაკე დაბლობს ჩრდილო-ჩრდილო-აღმოსავლეთით აკრავს ურთას მთის დასავლეთი და სამხრეთი ფერდობი, აღმოსავლეთით მდ. ხობისწყლის მარჯვენა მხარეზე ჭიხუს ბორცვნალი, ხოლო მარცხენაზე — ბიას მაღლობი, რომლის ჩრდილოეთით მდ. ხობისწყალსა და მის მარჯვენა შემდინარე ჭანისწყალს შორის აკუმულაციური ვაკეა, რომელიც ჩრდილოეთით ხიბულას სერით ისაზღვრება.

ამრიგად, ხობის რაიონის მთავარი ოროგრაფიული ერთეულებია:

1. ჭურბა-ხობისწყალ-რიონის შუეთის ვაკე დაბლობი, 2. ურთას მთა, 3. ჭიხუს ბორცვნარი, 4. ბიას მაღლობი, 5. ხიბულას სერი, 6. ზენის ვაკე-დაბლობი. ისინი შეიძლება აგრეთვე განვიხილოთ მორფოლოგიურ ერთეულებად.

ჭურბა-ხობისწყალ-რიონის ვაკე დაბლობი კოლხეთის ყველაზე ახალგაზრდა ნაწილია, რომელიც ძირითადად ჰოლოცენში ჩამოყალიბდა. არქეოლოგიური ძეგლების არსებობით დასტურდება, რომ ახლანდელი გაუვალი ჭაობები უახლოეს გეოლოგიურ წარსულში გაჩენილა და, რომ ძველ კოლხთა კულტურის აყვავების ეპოქაში ჭაობები საგრძნობლად ნაკლები ყოფილა. სამოსახლოები, რომლებსაც არქეოლოგები ძველი წელთაღრიცხვის IV—III ათასწლეულებით ათარიღებენ, განლაგებულია ხელოვნურ მიწაყრილ ბორცვებზე, რომლებიც თავი-

ანთი ფერდობებით ტორფისა და თიხის უახლესი შრეების ქვეშ არიან დაბირუხნი 4—5 მ სიღრმემდე (ლ. მარუაშვილი, 1970).

დაბლობი აგებულია ზედა მეოთხეული და თანამედროვე მდინარეების ურ-ჭაობური და (ღრმა ფენებში) ზღვიური ნალექებით. აკუმულაციის გავლენით შექმნილია საესებით ბრტყელი ვაკე რელიეფი, ძლიერ მცირე დახრილობით შავი ზღვისაკენ.

დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა, მცირე დახრილობა, გრუნტის წყლის მაღალი მდებარეობა ხელშემწყობი პირობებია ტერიტორიის დაჭაობებისა, რომელსაც ხობის რაიონში საკმაოდ დიდი ფართობი უკავია.

დაბლობის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილში წარმოდგენილია 50-500 მეტრის სიგანის ქვიშიანი ზოლი, 2—3 მეტრის სიმაღლის სანაპირო ზვინულებით. ეს უკანასკნელი ზედაპირული წყლების ჩადენას ზღვაში მნიშვნელოვნად აფერხებს, ამიტომ ვაკე ზედაპირზე გროვდება წყალი, რაც სხვა ფაქტორებთან ერთად იწვევს ჭაობების წარმოშობას. გარდა ამისა, სანაპირო ზვინულები იწვევენ მდინარეთა ქვემო დინების მიმართულების შეცვლას (მდ. ჭურია და სხვ.).

დაბლობი დასერილია მდინარეების—ჭურიას, ხობისწყლის, რიონის, ფიჩორას ხეობებით და მათი შემდინარეებით (მუნჩია, ოხსომური, დღვაბა, ცივი, ცია და სხვ.), რომლებიც ძლიერ მდორედ მიედინებიან.

დაბლობის სამხრეთ ნაწილში მდებარეობს მდ. რიონით გადაკვეთილი ჭა-ლ ა დ ი დ ის ჭაობური მასივი.

ხობის რაიონის რელიეფში მკაფიოდ გამოიყოფა ანთროპოგენული ფორმები, რომელთა შორის აღსანიშნავია სადრენაჟო არხები და კვლები, კვლებთაშორისი ზვინულები, დიხაგუძუბები (ბორცვები), დამბები, ეს უკანასკნელი დღეს ჭაობწარმოქმნის ერთ-ერთ მიზეზად გვევლინება, ბალასტები, რომლებიც დაკავშირებულია რკინიგზის ლიანდაგის გაყვანასთან, ინერტული მასალის კარიერები ხობის რკინიგზის ხილთან და სხვ.

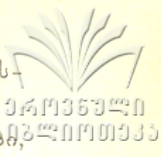
რაიონის ვაკე დაბლობის ფარგლებში შეიძლება გამოიყოს დაბალი რანგის შემდეგი მორფოლოგიური ერთეულები: 1. ზღვის სანაპირო ზოლი: ა) პლაჟი, ბ) სანაპირო დუნური ზვინულები, 2. ზვინულებისპირა დაბლობი (0-0,5 მეტრამდე ჩაღრმავებებით), 3. დაბლობი სიმაღლით — 1—5 მეტრამდე, 4. დაბლობი სიმაღლით 5—20 მეტრამდე, 5. გორაკებისპირა შემალღება სიმაღლით 20—25 მეტრამდე, 6. ანთროპოგენული ფორმები.

ურთას მთა დასავლეთით იწყება მდ. ჯუმიდან და ვრცელდება სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ მდ. ხობისწყლამდე. მისი სიგრძე 12 კმ-ია, სიგანე 2—3 კმ. აბსოლუტური სიმაღლე 400 მ აღემატება. იგი დასავლეთისაკენ მკვეთრად დაბლდება, ერწყმის მთისპირა სერებს.

ურთა ასიმეტრიული სტრუქტურის მქონე ანტიკლინური ციცაბო ფრთით ნაოჭია. სამხრეთი ნაოჭი იბირება სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით (ლ. მარუაშვილი, 1970).

ურთას რელიეფს უმთავრესად გეოლოგიური აგებულება აპირობებს, იგი ძირითადად შედგება ეოცენურ-ცარცული კირქვებისა და მერგელებისაგან, ხოლო ფერდობის ქვედა ნაწილში ოლიგოცენური და მიოცენური ტერიგენული ნალექებია. ფერდობებზე ძირითადი ქანები ხშირად დელუვიონითა და ელუვიონით არის დაფარული. ელუვიონი კირქვების გამოფიტვის შედეგად განვითარდა და უმთავრესად კირქვის ნატეხებისაგან შედგება. კირქვის ნატეხების დიდი ნაწილი ჩამოცვენილია ფერდობის ძირთან.

კარსტი ურთაზე უხვად არის წარმოდგენილი ძაბრებით, მღვიმეებით, ვერტიკალური შახტებით (ადგილობრივი სახელწოდება „ტურამ დუჟი“), რომლებიც



ხშირად ჰორიზონტალურ გვირაბებში გადადიან და გამოსასვლელს მდ. ხობისწყლის ხეობის ძირიდან რამდენიმე სიმაღლეზე პოულობენ.

მღვიმეებით განსაკუთრებით ცნობილია ხეთისა და ხამისკურის მიდამოებში, ურთას მღვიმეები ნაკლებად განიცდიან განვითარებას, რადგან მათი უმრავლესობა მშრალია.

ურთა ჰიდროგრაფიული ქსელით ღარიბია. მის დასავლეთ ბოლოს კვეთს ტრანზიტული მდ. ჯუმი. აღმოსავლეთი ნაწილი გადაკვეთილია მდ. მუნჩიისა და მდ. ხობისწყლის ხეობებით.

ურთას ფარგლებში მდ. მუნჩია ჩქარა მოედინება, ცოცხალი ძალა მას აქ მეტი აქვს. მისი ტალღევი საკმაოდ დახრილია. ხეობა კირქვებში ვიწროა, კალაპოტი უთანაბროდაა დახრილი, ხშირია ჩანჩქერები, მას ერთვის რამდენიმე პატარა შენაკადი. დადგენილია, რომ მდ. მუნჩიამ ურთის მასივი გაკვეთა უკუსვლითი ეროზიის საშუალებით, რაც ამ მდინარის ტერასული ნაფენების ლითოლოგიური შედგენილობით დასტურდება (გრ. დევდარიანი, 1947).

ურთაზე უმეტესად არის მცირე დებიტის კარსტული წყაროები, სოფ. ხეთასთან გამოდის მნიშვნელოვანი წყარო.

ჭიხუს დაბალი (120 მ.) ბორცვნარი მდებარეობს მდ. მუნჩიასა და ხობისწყალს შორის. აქ მარტივი რელიეფის — მოგრძო პარალელური ბორცვების განვითარება ძირითადად გეოლოგიურმა აგებულებამ — ეოცენური ფორამინიფერებიანი მერგელების არსებობამ განაპირობა.

ბიას მაღლობი (200 მ) მდებარეობს მდ. ხობისწყლის მარცხენა მხარეზე; მისი სიგრძეა 8 კმ, სიგანე 4—5 კმ. ძირითადად აგებულია ოლიგოცენური (მაიკოპური) თიხებით, რომლებიც დაფარულია ნეოგენური ქანებით (თიხებით, ქვიშაქვებით, მერგელებით, კონგლომერატებით).

ჭიხუს ბორცვნარი და ბიას მაღლობი ურთასთან შედარებით უფრო მდიდარია ზედაპირული წყლებით, ამიტომ მათ ახასიათებს ხშირი ეროზიული დანაწევრება.

ბიას მაღლობზე კარგად არის გამოხატული მეწყრული რელიეფი.

ხიბულას სერი მდებარეობს ხობისწყალსა და მის მარჯვენა შემდინარე ჭანისწყალს შორის ზღ 100—130 მ სიმაღლეზე. მის შემადგენელ ფხვიერ ნეოგენურ ქანებში განვითარებულია რბილი რელიეფი.

ზენის ვაკე დაბლობი ვრცელდება მდ. ხობისწყალსა და მის მარჯვენა შემდინარე ჭანისწყალს შორის. აბსოლუტური ნიშნულები 40—50 მეტრს არ სცილდება. აგებულია მეოთხეული ზღვიური და კონტინენტური ნალექებით. მცირედ დახრილი დაბლობი დანაწევრებულია მცირე სიღრმის ხეხვებით. ვრცელი აკუმულაციური ტერასები ახასიათებს მდ. ხობისწყლის ხეობას. იქ სადაც მას მდ. ჭანისწყალი შეერთვის მარცხენა ფერდობზე წარმოდგენილია ტერასები: 5—7 მ, 12—15, 22—25 მ. სიმაღლის (გრ. დევდარიანი, 1947).

ხობის რაიონის კლიმატი მთელი წლის განმავლობაში ტენიანია, ხასიათდება თბილი ზამთრით, ზომიერად ცხელი ზაფხულით და ხანგრძლივი თბილი შემოდგომით. აქ უცივესი თვის (იანვრის) საშუალო ტემპერატურა უდრის 5,0—5,5°, უთბილესი (აგვისტოს) 22,0 — 23,0°, ხოლო წლიური 13,0 — 14,0°. აქტიური სავეგეტაციო პერიოდი (10°-იანი დღელამური ჰაერის საშუალო ტემპერატურა) ხობის რაიონის ტერიტორიაზე დგება 27 მარტს და გრძელდება 26 ნოემბრამდე, რაც შეადგენს 243 დღეს. ამ დროის განმავლობაში მიღებული ტემპერატურების ჯამი 4300°-მდეა, რაც სავსებით აკმაყოფილებს ბევრი სუბ-

17 ზენი მეგრულად ნიშნავს ბრტყელძირიან ადგილს.

ტროპიკული (როგორც ბუნებრივი, ისე კულტურული) მცენარის მოთხოვნებს სითბოზე. ყინვიანი დღეები გამორიცხული არ არის. ყველაზე ცივ ზამთარში ჰაერის ტემპერატურა შეიძლება იყოს -10 , -12° -მდე (1949 წელს დაეცა). თუმცა ასეთი ტემპერატურა ძალზე იშვიათია.

ტემპერატურის ძლიერი დაცემა დამლუპველად მოქმედებს სითბოს მოყვარულ კულტურებზე, ამიტომ ხობის რაიონში ციტრუსოვან კულტურებს აშენებენ მყუდრო უბნებში.

რაიონში ძირითადად გაბატონებულია დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ქარები. ამასთან უნდა ითქვას, რომ აღმოსავლეთის მშრალი ქარების განმეორება უფრო ხშირია. ისინი სამეგრელოს ქედის ფერდობიდან დაშვების დროს ადიანატური პროცესებით განიცდიან გათბობას. წარმოიშობა მშრალი და თბილი ფიონური ქარები, რომლებიც განსაკუთრებით კარგად არის გამოსახული სოფ. ხეთაში, ამიტომ ხეთა გამოირჩევა თბილი ზამთრით რაიონში.

წლის ყველა სეზონში დამახასიათებელია ბრიზები, მაგრამ განსაკუთრებით ხშირი და ტიპურია ის ზაფხულობით. რაიონის ტერიტორიაზე საერთოდ ზომიერი ქარი იცის, მაგრამ იშვიათად მოსალოდნელია ძლიერი ქარებიც. ამიტომაც, რომ რაიონის სუბტროპიკული მეურნეობების ირგვლივ შექმნილია ქარსაცავი ზოლები.

რაიონის ტერიტორია მდიდარია ჰიდროკლიმატური რესურსებით. ნალექების მრავალწლიური საშუალო რაოდენობა აქ უდრის 1700 მმ-მდე, მაქსიმუმი ($1000-1200$ მმ) ემთხვევა თბილ პერიოდს, მინიმუმი ($500-600$ მმ) ცივ პერიოდს. აღსანიშნავია, რომ რაიონში მისსა და იენისში იცის გვალვები, ზოგჯერ ზაფხულიც გვალვიანია, ამიტომ ამ პერიოდში მორწყვა აუცილებელია. ზოგჯერ იცის თავსხმა წვიმები, ნალექი თოვლის სახითაც მოდის. თოვლის საფარის დეკადური მაქსიმუმის საშუალო სიმაღლეა $14-18$ სმ. თოვლის საფარი არამდგრადია.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე ხობის რაიონში ყველა თვეში საკმაოდ მაღალია, მაგრამ იგი რამდენჯერმე მცირდება ($70-75\%$) გაზაფხულის პირველ ორ თვეს, ამაღლებას განიცდის აგვისტოსა და სექტემბერში (85%).

ხობის რაიონის ტერიტორია მიეკუთვნება ჭარბად დანესტიანების ზონას (საქართველოს სსრ ატლასი, 1964), სადაც წლიური დატენიანება $2,0-2,5$ მმ ფარგლებშია. დატენიანების კოეფიციენტი ყველაზე მშრალ თვეებშიც კი $1-1,5$ მმ-ია.

ამ რიგად, კლიმატური პირობები ხობის რაიონის ტერიტორიაზე უაღრესად ხელსაყრელია ციტრუსოვანი კულტურებისათვის. უარყოფითია მხოლოდ გვალვა გაზაფხულზე და იშვიათად წაყინვები.

მდინარეთა შორის აღსანიშნავია ხობისწყალი თავისი შემდინარეებით, რიონი, ფიჩორა, ჭურია და ცივი (იხ. ცხრილი 1).

ვაკე დაბლობზე მდინარეები ვაკის ტიპისაა, მათ ახასიათებს მეანდრული კალაპოტები და მდორე დინება. აქაურ მდინარეთა წლიური ჩამონადენის $50-60\%$ წვიმის წყლებით საზრდოობაზე მოდის, $20-25\%$ მიწისქვეშა წყლებზე, დანარჩენი კი თოვლის დნობის წყლებზე. მათი მსველელობის შესაბამისად დამახასიათებელია დონეებისა და ხარჯის მკვეთრი რყევა. დროგამოშვებით (უფრო ხშირად წლის თბილ პერიოდში) თავსხმა წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნა იწვევს რაიონის ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილის დატბორვას. გარდა ამისა რაიონში მნიშვნელოვანი ფართობი უკავია ჭაობებს.

ატმოსფერული ნალექების სიუხვე, ზედაპირის მცირე დახრილობა, სანაპირო ზვინულების არსებობა, ხშირი მცენარეული საფარი, მძიმე თიხნარით აგებული ზედაპირი, მდინარეთა კალაპოტების მაღალი მდებარეობა, მთისპირებიდან ჩამომდინარე ნიაღვრები ხელს უწყობს დაჭაობებას.

ჭაობები შეიცავენ ტორფის დიდ მარაგს, რომლის ფენის სისქე მერყეობს 2—8 მეტრამდე. ტორფს იყენებენ ციტრუსოვანი კულტურებისა და ჩაის პლანტაციების ნიადაგის განოყიერებისათვის. სამწუხაროდ, ტორფის ამოღებას ერთვის მეორადი დაჭაობება.



რაიონის ფარგლებში გამოიყოფა ე. წ. ყულევის ანუ ჭურიისა და ჭალადიდის ჭაობები, რომლებიც რაიონის ჩრდილო-დასავლეთ და სამხრეთ ნაწილებშია მოქცეული.

მთავარ მდინარეთა პილრომეტრული მონაცემები

ცხრილი 1

მდინარის დასახელება	მდინარის სიგრძე რაიონის ფარგლებში კმ-ში	ერთვის
რიონი	36—37	შავ ზღვას
ხობისწყალი	32—33	„ „
ჭურბია	11	„ „
ფიჩორა	22	პალიასტომის ტბას
ქანისწყალი	14—15	ხობისწყალს
ზანა	2—3	„
ცივი	12—13	„
ცია	4—5	„
ოჩხომური	9	ჭურბიას
დღეაბა	5—6	„
მუნჩია	7—8	„

ამჟამად ხობის რაიონის ჭაობების მცირე ნაწილი ამოშრობილია, დაშრობის სამუშაოებთან ერთად გატარებულია მთელი რიგი ღონისძიებანი დაჭაობების წინააღმდეგ. ჯებირების საშუალებით თავიდან არის აცილებული მდინარეთა ადიდების დროს წყლის ნაპირებიდან გადასვლა, მოწყობილია სპეციალური არხები, რომლებიც მთებიდან ჩამომდინარე ნიაღვრების წყალს აკავებენ. მიუხედავად ამისა, ხობის რაიონში ჭაობებსა და ჭარბტენიან მიწებს დღემდე საკმაოდ დიდი ფართობი უკავია, განსაკუთრებით მის დასავლეთ ნაწილში.

ხობის რაიონი ტბებით არ არის მდიდარი. სოფ. ხეთასთან, ურთას კარსტული მთის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ფერდობის ძირში არის კარსტული ტბა— პაპან წყვილი. მისი სიგრძე 80 მ-ია, სიგანე 50 მ, სიღრმე 15 მ-ს აღწევს. ტბის ნაპირები დაფარულია ბალახოვანი მცენარეულით. ტბაში მოშენებულია თევზი.

რაიონის ტერიტორიის ზედაპირზე 10—15 მეტრ სიმაღლემდე მისწავლეს წყლები ხასიათდებიან მაღალი მდებარეობით (არა უმეტეს 1 მეტრი სიღრმისა). ამიტომ ისინი ზედაპირულ წყლებთან უშუალო კავშირში იმყოფებიან და უწყობს ამ ადგილების დაჭაობებას.

შემალეულ ნაწილში (10—15 მ-დან და 100—150 მ-დე) გრუნტის წყლების დონე დაბლდება. ისინი სასმელად ვარგისია.

სობის რაიონში არის გოგირდშემცველი წყლები: გაღმა პირველ ხორგაში, ქვემო ქვალონში, სოფ. ბიაში. ქიმიური თვისებით ისინი ცაიშის (ზუგდიდის რაიონი) მინერალური წყლების მსგავსია.

სობის რაიონში მინერალური წყლების სამკურნალოდ გამოყენების საქმეს საფუძველი ეყრება. სოფ. გაღმა პირველ ხორგის მიდამოებში აგებულ იქნა კაბიტალური შენობა რევმატიზმით დაავადებულთა სამკურნალოდ.

ტენიანი სუბტროპიკული ჰავის პირობებში განვითარდა წითელმიწა, ყვითელმიწა, სუბტროპიკული ეწერი და ალუვიური ნიადაგები. ადგილ-ადგილ გვხვდება აგრეთვე ნემომპალა-კარბონატული, ქვიშნარი და კოლმატაციის შედეგად წარმოქმნილი ქვიშნარი ნიადაგები.

ლების ნიშნები მეტ-ნაკლებად ახასიათებს თითქმის ყველა ნიადაგს. ჭაობიან და ეწერ-ჭაობიან ნიადაგებში დაჭაობება ზედა პორიზონტიდან იწყება, სადაც ლები 40—45 სმ ქვემოთაა. ეწერ ნიადაგებში დაჭაობების ნიშნები (ლების ლაქების სახით) მოიპოვება მხოლოდ ღრმა შრეებში. ყველა ნიადაგში ჰუმუსი მეტწილად დაგროვილია ზედა პორიზონტში. გვხვდება სუსტი ტუტე, ნეიტრალური და მჟავე ნიადაგები. ეწერ, ეწერლებიან, ეწერ-ჭაობიან და ტორფიან-ჭაობიან ნიადაგებს ახასიათებს სუსტი მჟავე და მჟავე რეაქცია.

დაბლობის ნიადაგების უმრავლესობა, გარდა ქვიშნარი ნიადაგებისა, ძირითადად მძიმე მექანიკური შედგენილობისაა.

წითელმიწა, ყვითელმიწა, ეწერი და ალუვიური ნიადაგები, აგრეთვე ნემომპალა-კარბონატული და კოლმატაციის შედეგად წარმოქმნილი ნიადაგები გამოირჩევიან მაღალი ნაყოფიერებით. სასუქების გამოყენებისა და სხვა ღონისძიებების გატარების პირობებში ეს ნიადაგები უხვ მოსავალს იძლევიან. მაგრამ გორაკ-ბორცვიან ნაწილში მიმდინარეობს მათი ეროზია და ჩამორეცხვა, რაც ამცირებს მათი ნაყოფიერების დონეს. ამიტომაც დიდი ყურადღება უნდა მიექცეს ეროზიის საწინააღმდეგო ღონისძიებების გატარებას. ამ მიზანს ემსახურება ქარსაცავი ზოლები და ბუნებრივი ტყის კორომები.

ქვემო ქვალონში, ჭალადიში, სობის მიდამოებში დაშრობილ ფართობებზე გაშენებულია ჩაის პლანტაციები, მაგრამ მათ სხვა რაიონებისაგან განსხვავებით სპეციალური აგროტექნიკა ესაჭიროება. მართალია, ჩაი ტენის მოყვარული კულტურაა, მაგრამ იგი სრულიად ვერ იტანს ჭარბ ტენს. ამიტომ აქ აუცილებელი ხდება არა მარტო ზედაპირული წყლების დრენირების, არამედ ნიადაგში არსებული გრუნტის წყლების ცირკულაციის გაძლიერება. იგი ორბშტინიანი ილუვიური პორიზონტის დესტრუქციის აუცილებლობას იწვევს. იქ, სადაც ჩაის პლანტაციებს აშენებენ, საჭიროა ამ ნიადაგების წინასწარი „გაკულტურება“, რისთვისაც ჩაის გაშენებამდე 2-3 წლის განმავლობაში თესენ ერთწლიან კულტურებს (სიმინდს, სოიას).

ბუნებრივი მცენარეული საფარი სობის რაიონში ძალზე სახეშეცვლილია ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად. ყველგან იქნა გაშენებული სუბტროპიკული კულტურები, რამაც მინიმუმამდე შეამცირა ბუნებრივი მცენარეულობა.

რაიონში ხემცენარეებიდან გავრცელებულია: ლაფანი, იფანი, მურყანი, თლა, მუხა, წიფელი, ხურმა, რცხილა და სხვ. აღსანიშნავია, რომ ურთას მთაზე



შემორჩენილია დაუნის ტყეები. ქვეტყეში არის შქერი, წყავი, თხილი, მოცვი, მხვიარა მცენარეებიდან კოლხური სურო, ეკალიჭი, მყავალი, კატაბარდა, ძაღლის სატაცური და სხვ. გარდა ამისა, აქ საკმაო ფართობზეა გავრცელებული ჭაობის „დაფარული ჭილის შალდამებით, ჩალით, ჭაობის ზამბახით, მრავალია აგრეთვე ძაფნარი წყალმცენარეები, რომლებიც გადახლართულნი არიან ერთმანეთთან. მდინარის ზედაპირზე ცურავს ფოთოლი და ყვავილი ღუმფარასი. მის გვერდით კარგად ვითარდება წყლის ბაია. ჭაობებში ხემცენარენი და ბუჩქებიც უცხონი არ არიან. პირველ რიგში აღსანიშნავია იელი. მურყანი ხომ ჩვეულებრივია და ბევრ-გან ტორფობზე საკმარისად ჩამოყალიბებულ რაყას ქმნის“ (ნ. კეცხოველი, 1960). ხეები დახლართულია და დაბარდული ეკალიჭით, სვიით, მყველით, ღვედკეცით.

საინტერესოა ის, რომ თუ ჭაობში წყალი დაიწრიტა, ჭაობის მცენარეულის ადგილს მეზოფილური მცენარეულობა იჭერს. ამ მხრივ, როგორც ნ. კეცხოველი აღნიშნავს, აღსანიშნავია ძიძოს შემოსევა, რომლისგანაც ზოგან კაცის სიმაღლის საკმარისად ხშირი შალდაყები იქმნება. ეს მოვლენა იმდენად საინტერესოა, რომ წყლის დაწრეტის შემდეგ, ნიადაგთა ათვისება დიდ სიძნელებებს არ უნდა წარმოადგენდეს.

რაიონის ზღვისპირეთში მცენარეულობა შეკრულ ცენოზს არ ქმნის, აქ იზრდება ისეთი მცენარეულობა, როგორცაა ვლერტა, კეწეწურა, სვიისებრი იონჯა, ეწრის გვიმრა (მეგრულად გვიმარა), ჭილი და სხვ. ხშირად ვრცელდება ქაცვნარი, რომელსაც თან სდევს ლიანები, უმთავრესად ღიჭი, ზოგან კი ტყის მოსპობის გამო გავრცელებულია: ზღმარტლი, პანტავაშლა, ბროწეული და სხვ., რომელსაც ერევა მყავალი.

რაიონის გაუვალ ადგილებში ბინადრობს: მგელი, შველი, კვერნა, მარვი, თაგვი, ზღარბი, ხოხობი, ტყის ქათამი, მერცხალი, მტრედი, ბედურა, მიმინო, ჭაობის კუ, გომბეშო, ბაყაყი, მწერებიდან — მალარიის გამავრცელებელი კოლო-ანოფელესი და სხვ. აკლიმატიზებულ იქნა გამბუზია, ენოტისებური ძაღლი და ზოგი სხვა ცხოველები, რომლებიც კარგად შეეგუვნენ გარემოს. მათთან ერთად გავრცელდა წინათ აქ უცნობი ზოგიერთი მავნე ფაუნა, რომელიც იწვევს კულტურული მცენარეების დაავადებას (თეთრი მწერი, ცრუფარიანი, მზომელა, ხვატარი და სხვ.).

ხობსა და სოფ. თორსაში ადრე ბუჩქნარებითა და ჭაობით დაფარულ მიწაზე შეიქმნა სუბტროპიკული და ტექნიკური კულტურების კეთილმოწყობილი მეურნეობები „კოლხეთი“ და „განთიადი“. ურთიან მთის ფერდობებზე კი გაშენებულია ხეთის დაფნისა და ციტრუსების მეურნეობა.

ხელოვნური ქარსაცავი ზოლებისათვის ძირითადად გამოყენებულია ჭადრის, ალვის ხის, კვიპაროსის, კედრის, ზოგან ხეხილის და სხვა მცენარეთა ნარგავები. ქარსაცავი ზოლები მნიშვნელოვნად ზრდიან საჰექტარო მოსავლიანობას, აგრეთვე დიდი რაოდენობით წყალს აორთქლებენ. ამიტომ, მომავალში მათი მეტი რაოდენობით გაშენება (განსაკუთრებით ჩაისათვის უვარგის — გადამეტენიანებულ ფართობზე) სავსებით გამართლებული იქნება.

ბუნებრივი ლანდშაფტების დაცვა-შენარჩუნების მიზნით მდ. რიონის ქვემო წელსა და ფიჩორას შორის, ზღვის დონიდან 10 მ. სიმაღლეზე, 1946 წელს, 561 ჰა-ზე შეიქმნა კოლხური ჭაობისა და ფაუნის ე. წ. კოლხეთის ნაკრძალი, რომელიც ამჟამად ხობის რაიონის ფარგლებში შედის.

ხობის რაიონის ტერიტორიის ის ნაწილი, რომელიც მჭიდროდ არის დასახლებული, თითქმის მოკლებულია ბუნებრივ მცენარეულ საფარს და მათ ნაცვლად სიმინდის ნათესები და ხეხილის ბაღებია გაშენებული.

ჩვენ მიერ ჩატარებულმა საველე-კვლევითმა მუშაობამ საშუალება მოგვცა ხობის ადმინისტრაციული რაიონის ტერიტორიაზე გამოგვეყო შემდეგი ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსები: 1. ზღვის სანაპირო ზოლი: ა) ქვიშიანი პლაჟი, ბ) ქვიშიანი ზვინულები პსამოფილური მცენარეულობით; 2. ჭაობიანი ვაკე დაბლობი, ტორფიან-ჭაობიანი ნიადაგ-მცენარეული საფარით კულტურული ლანდშაფტის გავრცელებით; 3. დაჭაობებული ვაკე დაბლობი, უტყეო ჭაობებით და ჭაობიანი ტყეებით, უმთავრესად მურყნარებითა და ლამიან-ჭაობიანი ნიადაგებით; 4. ვაკე დაბლობი კოლხური მცენარეულობით, ალუვიური და ეწერი ნიადაგებით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით; 5. პერიფერიული, ამადლებული დაუჭაობებელი ვაკე, ეწერ-ლებიანი ნიადაგებით, ლეშამბიანი ტყეთა უბნებით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით; 6. სერებიანი რელიეფი დამრეცი ფერდობებით, გაეწრებული ყვითელმიწა და წითელმიწა ნიადაგებით, ლიანებიანი და დაფნარების უბნებით; 7. სერებიანი რელიეფი საშუალოდ დახრილი ფერდობით, ყვითელმიწა ნიადაგებით, კოლხური ტყის ელემენტებით; 8. კარსტული მასივი კოლხური მცენარეულობით და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით; 9. მთისწინეთის ეროზიული სერის, ეწერ და გაეწრებულ ყვილეთმიწებზე განვითარებული კოლხური ტყის ლანდშაფტი; 10. სერებისპირა ვაკე დაბლობი ალუვიური ნიადაგებითა და მდელო-ბუჩქნარით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით; II. ჭალები მდელო-ტყის მცენარეულობით (ლაფნარ-მურყნარით) და ალუვიური ნიადაგებით, კულტურული ნაკვეთებით.

ქვემოთ მოცემულია მათი მოკლე კომპლექსური დახასიათება.

ზღვის სანაპირო ზოლი: ა) ქვიშიანი პლაჟი ვრცელდება უახლოეს ზღვისპირა ზოლის გასწვრივ, ძირითადად აგებულია თანამედროვე ზღვიური ქვიშებით. მათ სასოფლო-სამეურნეო ღირებულება არ აქვს. ბ) ქვიშიანი ზვინულები პსამოფილური მცენარეებით ვრცელდება სანაპირო პლაჟის აღმოსავლეთით, მთელ სიგრძეზე. აქაურ კლიმატზე დიდია შავი ზღვის გავლენა, საშუალო წლიური ტემპერატურა აქ 15° უდრის; კარგად არის გამოხატული ბრიზები; მაღალი მზის ნათება (ფოთის მეტ. სადგურის მონაცემებით — 2163 საათი), რაც საყურადღებოა იმ მხრივ, რომ ხობის რაიონის სანაპირო ზოლში შეიძლება მოეწყოს ზამთრის კურორტები.

ხასიათდება სუსტად განვითარებული მცენარეული საფარით, რომელიც ჩვეულებრივად ერთგვაროვანი და ერთფეროვანია.

ადგილობრივი მოსახლეობა ამ ნაწილს სამოვრებად იყენებს.

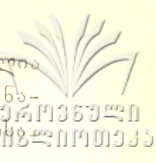
ჭაობიანი ვაკე დაბლობი, ტორფიან-ჭაობიანი ნიადაგ-მცენარეული საფარით, კულტურული ლანდშაფტით წარმოდგენილია ზღვის პირიდან აღმოსავლეთით ხობისწყლის და მდ. რიონის ქვემო დინების გასწვრივ, აგრეთვე ქალაქ ხობსა და სოფ. ხორგას შორის მდებარე სივრცეზე და მდ. ფიჩორას მარჯვენა ნაპირზე.

აქ შემოდგომა უფრო თბილია გაზაფხულთან შედარებით. საშუალო წლიური ტემპერატურული ამპლიტუდა არ არის დიდი. აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურა აღწევს 39° (ჭალადიდი).

დაბალი ვაკე, რომელიც აგებულია დიდი სისქის მეოთხეული, ალუვიური და ზღვიური ნალექებით, შავი ზღვისაკენ უმნიშვნელოდაა დახრილი, რის გამოც მდინარეთა დინება თითქმის შეუმჩნეველია.

ფართოდ არის გავრცელებული ჭაობები და მიწისქვეშა წყლები.

ტყეები გვხვდება მცირე ფართობზე. ნატყევარი ადგილი უჭირავს ბუჩქნარებს და მურყნარებს.



ამ ლანდშაფტური ტიპის ტერიტორიაზე ჭაობთა ნაწილი ამოშრობილია და ეს ადგილები (ჭალადიდის მასივის მიწები, ზღვისპირა მასივის სამხრეთი ნაწილი) გამოყენებულია სიმინდის, ლობიოს, სოიასა და ციტრუსოვანი ნარგავებზე.

დაჭაობებული ვაკე დაბლობი, უტყეო ჭაობებით და ჭაობიანი ტყეებით უმთავრესად მურყნარებით და ლამიან-ჭაობიანი ნიადაგებით ძირითადად ვრცელდება მდ. ხობისწყალს, ჭურისას და მის მარჯვენა შემდინარეებს შორის, მდ. ხობისწყლის მარცხენა სანაპიროზე, ქარიატას, ქვემო ხორვას, მდ. ციასა და ხობისწყალს შორის, მცირედ—მდ. ფიხორას მარჯვენა ნაპრზე.

ზედაპირი აგებულია მეოთხეული მდინარეული, ტბიური და ჭაობის ნალექებით. დამახასიათებელია ჭაობების სხვადასხვა სახეები. აღმოსავლეთით ჭაობიანი ადგილები იცვლება ჭაობიანი ტყეებით, განსაკუთრებით მურყნარებით.

ჭურისას ჭაობი დასერილია მდინარეთა ქსელით, დაფარულია ტყით (ე. წ. ზღვისპირეთის ტყიანი აგარაკი). ჭაობიან ტყეებს დიდი საექსპლოატაციო მნიშვნელობა აქვთ. სამწუხაროდ, მათ ფართოდ იყენებენ სათბობად. ასეთივე მნიშვნელობისაა ჭალადიდის ტყიანი აგარაკიც. ამ უკანასკნელს სამხრეთიდან ესაზღვრება კოლხეთის ნაკრძალის ტყეები. ზემოაღნიშნული ტყეები დაჭაობების სხვადასხვა სტადიაშია. ტყეებში მურყნარის გარდა მდ. ხობისწყლის მარჯვენა ნაპირზე მონაწილეობენ სხვა მცენარეებიც. დიდი წვიმებისა და წყალდიდობის დროს ტყეები წყლით იფარება.

ჭაობიანი ტყეები აღმოსავლეთით შეუმჩნეველად გადადიან კოლხური ტიპის ტყეებში.

მაღალი მდებარეობის გამო გრუნტის წყლები ზედაპირულ წყლებთან (ჭაობების და ჭენჭყოს წყლებთან) მუდმივ კონტაქტში იმყოფება. აქაური წყალი სასმელად უვარგისია.

დაჭაობება აძნელებს მელიორაციის ღონისძიების გატარებას.

ლამიან-ჭაობიანი ნიადაგების გარდა აღმოსავლეთ ნაწილში გავრცელებულია ეწერ-ლებიანი, ხოლო მდინარეთა სანაპიროზე უკარბონატო და კარბონატული ალუვიური ნიადაგები.

მდინარე ჭურისას ზემო დინების აუზში არის საკარმიდამო ნაკვეთები, ბაღები, სიმინდის ყანები, სადაც ზოგან ლანდშაფტის ფონს ქმნის აქა-იქ შემორჩენილი გვიმრა, იელი, კოწახური; ღობეები დაბარდულია მაყვლით, ბევრია ანწლი და მყრალა.

ვაკე დაბლობი კოლხური მცენარეულობით ალუვიური და ეწერი ნიადაგებით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით ძირითადად წარმოდგენილია მდ. ხობისწყლის მარცხენა მხარეზე მდ. ფიხორამდე; აგრეთვე ხობის მიდამოებში და მის ჩრდილო-დასავლეთით.

ლანდშაფტის მთავარი ნიშნებია: დახრილი ვაკის ზედაპირის ძლიერ დასერილობა, ნოტიო კლიმატი, დაბლობის ტიპის მდინარეები, ჭაობების უმნიშვნელო რაოდენობა, კულტურული ნაკვეთების მნიშვნელოვანი ფართობების არსებობა.

შემადლებულ დაჭაობებულ უბნებში დახრილი ზედაპირის არსებობა დაკავშირებულია მდ. რიონთან, რომლის შემადლებული კალაპოტი ვაკე ზედაპირზე მკვეთრად არის გამოსახული. რიონის კალაპოტის მეზობელ მდინარეთა კალაპოტზე მაღლა მდებარეობა გამოწვეულია იმით, რომ წყალდიდობასთან დაკავშირებით ხდება მდინარის მიერ მოტანილი დიდი რაოდენობის ატივენარებული მასალის დალექვა. ეს პროცესი ყოველთვის მიმდინარეობს წყალდიდობის პერიოდში, რაც

იწვევს რიონის კალაპოტის თანდათან ამაღლებას. მარტო რიონს ყოველწლიურად ჩამოაქვს 10 მილიონამდე ტონა ქვიშა და შლამი.

მცენარეული საფარი ადამიანის სამეურნეო მოქმედების შედეგად საკმაოდ არის სახეშეცვლილი. დიდი ფართობი უკავია კულტურულ ნაკვეთებს (სიმინე, ციტრუსები და სხვ.), სადაც ბუნებრივი მცენარეული საფარი წარმოდგენილია მეორადი ფოთლოვანი ტყის კორომებით.

პერიფერიული, ამაღლებული და უჭარბებული ადგილები, ეწერ-ლებიანი ნიადაგებით, ლეშამბიანი ტყის ნარჩენებით, კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით ძირითადად გავრცელებულია წინა ლანდშაფტის ჩრდილო-აღმოსავლეთით. მისთვის დამახასიათებელია შემდეგი მთავარი ნიშნები: მდინარეთა ხეობებით დანაწევრება, ჭაობების სიმცირე და ზედაპირის ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ 15—20 მეტრამდე ამაღლებით. ამ ტერიტორიაზე ხშირი დასახლების გამო ბუნებრივი მცენარეულობა იშვიათია. მხოლოდ აქა-იქ გვხვდება მურყანი, რცხილა, ლეღვი, მუხა, წაბლი, ტირიფი, ვერხვი, კუნელი, ლაფანი, ეკალიჭი, წყავი, ბაძვი; მცირე ფართობებზე გვხვდება ისლიანი ჭაობები.

სერებიანი რელიეფი დამრეცი ფერდობებით, გაეწრებულნი ყვითელმიწა და წითელმიწა ნიადაგებით, ლიანებიანი და დაფნარების უბნებით გავრცელებულია ურთასპირა დასავლეთ და სამხრეთ ფერდობების სერებზე, აგრეთვე ჭიხუს სერზე.

ეროზია-დენუდაციისადმი ადვილად დამყოლი მესამეული თიხებით, ქვიშიანი თიხებით, ქვიშაქვებით, მერგელებით, კონგლომერატებით აგებული ზედაპირი მოკლებულია ჭაობებს და ზედაპირულ წყლებს, თუ არ ჩავთვლით მდ. მუნჩიას და კარსტული ტიპის პაპანწყვილის ტბას.

ზედაპირის სუსტი დახრილობა, მცირე დანაწევრება, ხანგრძლივი ვეგეტაციის პერიოდი და უხვი ატმოსფერული ნალექები, ნოყიერი გაეწრებული ყვითელმიწა, წითელმიწა და ეწერი ნიადაგები, დაბალი ჰიფსომეტრიული მდებარეობა ხელსაყრელ პირობებს ქმნის აქ ძვირფასი ციტრუსოვანი კულტურების გაშენებისათვის.

სერებიანი რელიეფი საშუალოდ დახრილი ფერდობებით, გაეწრებული ყვითელმიწა ნიადაგებით, კოლხური ტყის ელემენტებით წარმოდგენილია მდ. ხობისწყლის მარცხენა მხარეზე და ბიას მადლობის ფარგლებში.

აქაური შემადლებული დასერილი ზედაპირი, მეწყრული რელიეფით გამოყენებულია სუბტროპიკული კულტურებისათვის.

კარსტული მასივი კოლხური მცენარეულობითა და ნეშომპალა-კარბონატული ნიადაგებით ვრცელდება ურთას მთაზე.

კირქვებით და მერგელებით აგებული ურთას მთა მდიდარია კარსტული ფორმებით. იგი კარგად არის დაცული ქარებისაგან, ახასიათებს თბილი ზამთარი, საშუალო წლიური ტემპერატურა 14°-მდეა.

ლანდშაფტის ფონს ქმნის ფართოფოთლოვანი ტყეები, სადაც სჭარბობს მუხა, რცხილა, იფანი, წაბლი, პანტა, ქვეტყეში ბევრია ზღმარტლი, ბროწეული, შინდი, ზოგან დაფნა, რომელსაც ურთაზე დიდი ფართობი ეჭირა წარსულში, მაგრამ გამოუდმებული ჩიხვის შედეგად (რაც დაფნის ფოთლის დამზადებით იყო გამოწვეული) იგი განადგურდა. კოლმეურნობებმა აქ გააშენეს კორპის მუხა.

ურთაზე კულტურულ ნაკვეთებს მცირე ფართობი უჭირავს.

მთისწინეთის ეროზიული სერების ეწერ და გაეწრებული ყვითელმიწებზე განვითარებული კოლხური



ტყის ლანდშაფტი ძირითადად გავრცელებულია ხობის რაიონის უკიდურეს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში მდ. ხობისწყალსა და მის მარჯვენა შემაღლ-
ნარე ჭანისწყალს შორის წყალგამყოფზე და ჭანისწყლის მარჯვენა ნაპირზე მდ. **საქართველოს მწიგნობართა კავშირი**
ბარე ხიბულას სერზე.

მთავარ ლანდშაფტწარმომშობ ფაქტორებად აქ კლიმატი და ზედაპირის ამგე-
ბი ქანების ლითოლოგია გვევლინება.

რბილი და ფხვიერი ქანებით აგებულ ზედაპირზე მიმდინარეობს ეროზიული მოქმედება. ზემოთ განხილულ ლანდშაფტებთან შედარებით აქ საშუალო წლიური ტემპერატურა ნაკლებია, მეტია წლიური საშუალო ტემპერატურული ამპლიტუდე-
ბი, დაბალია აგრეთვე ჰაერის აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურები. სამა-
გიეროდ აქ ნაკლებად იცის ქარები. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა ყველ-
გან 1300 მმ მეტია.

გავრცელებულია ყვითელმიწა ნიადაგები.
მართალია, ადამიანის სამეურნეო მოქმედების შედეგად ბუნებრივმა მცენარე-
ულმა საფარმა მნიშვნელოვანი ცვლილება განიცადა, მაგრამ ზოგან მაინც შემორ-
ჩენილია წიფელი, რცხილა, წაბლი, მუხა, მურყანი, არის აგრეთვე შქერი, გვიმრები; ღიანებიდან—სურო, ღიჭი, ვაზი. მავალი, ღვედეცი, რომლებიც ზო-
გან გაუვალ ბარდებს ქმნიან.

ფართობის მნიშვნელოვანი ნაწილი უკავია ციტრუსოვან ნარგავებს, ჩაის პლანტაციებს, ვენახებს, ბაღებს და საკარმიდამო ნაკვეთებს.

სერებისპირა ვაკე დაბლობი ალუვიური ნიადაგებით, მდელო ბუჩქნართ კულტურული ლანდშაფტის სიჭარბით ძირითადად ვრცელდება მდ. ხობისწყალსა და მდ. ჭანისწყალს შორის.

დამახასიათებელია ვაკე რელიეფი მდინარეთა ქსელის ზომიერი სიხშირით. ახასიათებს გარდაქმნილი კოლხური ტყის ნარჩენები.

სითბოს დიდი რაოდენობა და ნოყიერი ნიადაგები ხელსაყრელია სუბტროპიკული კულტურების გავრცელებისათვის. გარდა სუბტროპიკული კულტურებისა აშენებენ ვენახებს, ხეხილის ბაღებს, მარცვლოვან კულტურებს.

ჭალები მდელო-ტყის მცენარეულობით (ლაფნარ-მურყნართ), ალუვიური ნიადაგებითა და კულტურული ნაკვეთებით ძირითადად წარმოდგენილია მდ. ჭანისწყლის, ხობის-წყლის, და რიონის ხეობათა გასწვრივ.

დაუსერავი დაბალი ზედაპირისათვის დამახასიათებელია ნარიონალები.

კარბონატული ალუვიური და სუსტად გაეწრებული უკარბონატო ალუვიური ნიადაგები ფართოდ გამოიყენება სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის. სთესენ სიმინდს, სოიას, ლობიოს, სხვადასხვა ბოსტნეულს და სხვ.

ლანდშაფტისათვის ნიშანდობლივია მურყნისა და ლაფანისაგან შემდგარი ღიანებიანი ტყეები. ტყეებში ბევრია აგრეთვე ხურმა, ქვეტყეში შქერი, ვაშლი, წყავი, ტყემალი, ქაცვი, ღიანებიდან — ღვედეცი, ღიჭი, ვაზი და სხვ. ბალახეულობიდან — გვიმრები.

ამრიგად, ხობის ადმინისტრაციული რაიონის ტერიტორიის ბუნებრივი პირობები (რელიეფი—კლიმატი — ნიადაგი) უმეტესად ხელსაყრელია ციტრუსოვანი კულტურების ფართოდ გავრცელებისათვის.

ძირითად ღონისძიებას, ბუნებათსარგებლობის თვალსაზრისით, წარმოადგენს ბრძოლა დაჭაობების, ეროზიული პროცესებისა და გვალვის წინააღმდეგ.



1. ლევდარიანი ვრ., ოდიშის ბორცვიანი რაიონის გეომორფოლოგიური ნარკვევა (საღისერ-ტაციო ნაშრომი), ქუთაისი, 1947.
2. კაჭარავა ი., მასალები სამეგრელოს გეოლოგიისათვის, თსუ მოამბე, 1927, VII.
3. კორძახია მ., საქართველოს ჰავა, თბ., 1961.
4. კეცხოველი ნ., საქართველოს კულტურულ მცენარეთა ზონები, თბ., 1957.
5. კეცხოველი ნ., კოლხეთის დაბლობის სასოფლო-სამეურნეო ათვისება, თბ., 1960.
6. ლეკვეიშვილი ი. კოლხეთის დაბლობის სასოფლო-სამეურნეო ათვისება, თბ., 1980.
7. მარუაშვილი ლ., საქართველოს სსრ ფიზიკური გეოგრაფია, თბ., 1970.
8. ნუცუბიძე ო., ჭაობები საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემ. ვახუშტის სახ. გეოგრაფ. ინსტიტ. შრომები, 1948, ტ. III.
9. პეტრიაშვილი ო., ხობის რაიონი (ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება), ხელნაწერი, თსუ ფონდები თბ., 1981.
10. საქართველოს სსრ ატლასი, მოსკოვი, 1964.
11. ჯანაშვილი არჩ., ზოოგეოგრაფია. თბ., 1955.
12. Владимирова Л. А., Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии, Тб., 1964.
13. Геоморфология Грузии. Тб., 1971.
14. Джакели Х. Г., Санелидзе М. С., Уклеба Д. Б. Ландшафтная карта Грузинской ССР, 1970.
15. Сабашвили М. Н., Почвы влажной субтропической зоны ССР Грузии, Тифлис, 1936.
16. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 9, Закавказье и Дагестан, Вып. I, Западное Закавказье. Л., 1969.

О. ПЕТРИАШВИЛИ

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И РЕСУРСЫ ХОБСКОГО РАЙОНА

Резюме

Предлагаемая статья является первым опытом освещения природных условий и природных ресурсов и их освоения в Хобском административном районе. В ней дается анализ основных компонентов природы, как аграрных ресурсов, применительно к запросам сельского хозяйства, в частности, для цитрусководства. Выделены генетически однородные природно-антропогенные территориальные комплексы (ландшафты).

С учетом природных особенностей рассмотрена целесообразность развития здесь цитрусководства и предусмотрены некоторые мероприятия для его дальнейшего развития.

O. PETRIASHVILI

NATURAL CONDITIONS AND RESOURCES OF KHOBI DISTRICT

Summary

The present article is the first attempt at discussing the natural conditions and natural resources of the Khobi administrative district of the Republic of Georgian, including the development of these resources. An analysis is given of the principal components of nature as



ქართული
ბიზლირთეცე

agrarian resources in application to agricultural needs in particular citrus plantations. Genetically homogeneous natural-anthropogenic-territorial complexes (Landscapes) are identified.

The advisability of developing citrus plantations and some measures towards their further development with regard to the natural peculiarities are considered.

რ. უნგიაძე, მ. შავარდნაძე

მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგები

მდინარე ნატანები სათავეს იღებს აჭარა-გურიის მთიანი სისტემის ჩრდილო კალთებზე, ზღვის დონიდან 2548 მეტრის სიმაღლეზე, ზემო დინებაში მოედინება დიდი დახრილობის მქონე ხეობაში, ცხემლისხილთან გამოივსავს და შეკვეთილთან ერთვის შავ ზღვას. მდინარის საერთო სიგრძე 60 კმ-ია. აუზის ფართობი 657 კმ². საშუალო მრავალწლიური ხარჯი 33,5 მ³ წმ-ია. ახასიათებს კვების შერეული რეჟიმი. წყალდიდობა იცის გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, ხოლო წყალმცირობა ზამთარსა და ზაფხულში. შენაკადებიდან მნიშვნელოვანია მდინარე ბუუეი, რომელზედაც აგებულია საქართველოში ერთ-ერთი პირველი ჰიდროელექტროსადგური — „ბუუეჰესი“.

რელიეფი მეტად რთული და დანაწევრებულია, განსაკუთრებით ზემო დინებაში. რელიეფის ფორმებიდან გვხვდება სხვადასხვა ექსპოზიციისა და დახრილობის მქონე ფერდობები — ზოგან ციცაბო დახრილობით, გორაკ-ბორცვები, შლექიფები, გავაკებები, ვაკეები ალავ ტალღოვანი ზედაპირითა და მიკროჩადაბლებებით.

აუზი აგებულია ტუფოგენური ქანებით, ტუფობრექჩიებით, ქვიშაქვებითა და კონგლომერატებით, პროლუვიურ-დელუვიური, და დელუვიურ-პროლუვიური ნაფენებით. მთისწინეთის გორაკ-ბორცვიან ზოლში (ზღვის დონიდან 500 მეტრამდე) ჭარბობს ანდეზიტ-ბაზალტები და მათი გამოფიტვის პროდუქტები, ქვარ-გვალები, ზებრისებრი და მარმარილოსმაგვარი თიხები.

ჰავა ტენიანი სუბტროპიკულია (მხედველობაში გვაქვს მთისწინეთის გორაკ-ბორცვიანი ზოლი ზღვის დონიდან 500 მეტრის სიმაღლემდე, სადაც წითელმიწა ნიადაგებია განვითარებული), ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიური რაოდენობა 14,6°-ია. სავვეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობა 250 დღეა. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი შეიძლება დაეცეს 15°-მდე, ხოლო აბსოლუტურმა მაქსიმუმმა შეიძლება მიაღწიოს 40°-ს.

ატმოსფერული ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 1960 მმ-ია. თავსხმის მაქსიმალური ინტენსივობა 72 მმ/სთ-ია. თოვლიან დღეთა რიცხვი წელიწადში 15-მდეა. დანესტიანების საშუალო წლიური კოეფიციენტი 3-ზე მეტია. საშუალო წლიური ღრუბლიანობა 60 %-ზე ნაკლებია.

მცენარეულობა მრავალფეროვანია და მიეკუთვნება კოლხეთის პროვინციას. მდინარის ჭალებში მერქნიანებიდან გვხვდება მურყნარი (*Alnus L.*), გორაკ-ბორცვიან ზოლში ჭარბობს რცხილა (*Caprinus betulus L.*), რომელსაც აქა-იქ ერევა წიფელი (*Fagus Orientalis linku*), ქვეტყეში კარგადაა განვითა-



რებული წყავი (*lauroserasus officinalis R*), შქერი (*Rhododendron ponticum*), იელი (*Rhododendron Flaum*) და მოცივი (*Vaccinium arcosfapbulos*). სიბღლის მატებასთან ერთად ფოთლოვანებს ერევა წიწვოვანები: სოჭი (*Abies nordmamiana Stay*) და ნაძვი (*Picla orientalis Stev*), რომლებიც შემდგომ წმინდა კორომებს ქმნიან. აუზის მთიანი ნაწილი სუბალპური და ალპური ბალახეული ფორმაციებითაა დაფარული.

ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსი — ლანდშაფტი გორაკ-ბორცვიან მთისწინეთში თითქმის მთლიანად შეცვლილია. შეცვლილია ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელი ბუნებრივი მცენარეულობაც კულტურული მცენარეულობით, როგორცაა: ჩაი, ციტრუსი, ტუნგი, სსვადასხვა სახის ხეხილი, ბაღჩეულობისტენული და ერთწლიანი სათოხნი კულტურები.

მდინარე ნატანების აუზის ნიადაგური საფარი, რელიეფის, ნიადაგთწარმომქმნელი ქანის, კლიმატის, მცენარეულობისა და სხვა ფაქტორების დიდი სხვადასხვაობის გამო, მრავალფეროვანია და ყურადღებას იქცევს. შედარებით დაბალი ვაკე ადგილები, მდინარის მიმდებარე ჭალებით, ალუვიურ და მდელოს ალუვიურ ნიადაგებს უკავია, უფრო შემადლებული მოსწორებული ადგილები — ეწერ-ყვითელმიწა ნიადაგებს, გორაკ-ბორცვიანი ზოლი-ყვითელმიწებს და წითელმიწებს, რომელთაც ტყის ყომრალი ნიადაგებიდან გამოჰყოფს ყვითელმიწა-ყომრალი ნიადაგები; შემდეგ მოდის მთა-ტყეთა ზონა, ტყის ყომრალი ნიადაგებით. ტყის ყომრალი ნიადაგები ზემოდან შემოსაზღვრულია მთა-მდელოს ზონით. მისთვის დამახასიათებელი სუბალპური და ალპური ნიადაგური საფარით.

ჩვენი კვლევის მიზანს წარმოადგენდა შეგვესწავლა მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგები, თავისი გენეზისური და დიაგნოსტიკური მახვენებლებით, დაგვედგინა გავრცელების ზუსტი გეოგრაფია, შეგვემუშავებინა ეროზიის საწინააღმდეგო და ნაყოფიერების ამაღლების ეფექტური ღონისძიებანი.

წითელმიწა ნიადაგების შესახებ მრავალი საყურადღებო გამოკვლევები არსებობს გასული საუკუნის ბოლო წლებიდან (კრასნოვი, 1894) დღემდე. მათ შორის განსაკუთრებით აღსანიშნავია ქართული ნიადაგმცოდნეობის სკოლის კორიფების — გედევანიშვილის, საბაშვილის, დარასელიას და ტალახაძის შრომები, რითაც ავტორები თითქმის ყველა პრობლემატურ საკითხებს ეხებიან. ამასთანავე უნდა აღინიშნოს, რომ კვლევა ძირითადად ჩატარებულია სამეცნიერო-კვლევითი ცენტრების (ანასეული, ჩაქვი, ზუგდიდი, სოხუმი) მიმდებარე ტერიტორიებზე, რევიონების მიხედვით კი ნაკლებადაა შესწავლილი. ცდომილებაა ნიადაგურ რუკებზე წითელმიწების გეოგრაფიულ გავრცელებაში (მაგალითად, ზოგიერთი მკვლევარი მიუთითებს, რომ სამტრედიის რაიონში განვითარებულია წითელმიწა ნიადაგები. რაც არასწორია და სინამდვილეს არ შეეფერება), რის გამოც ნიადაგების გეოგრაფიის საკითხი არა მარტო მდინარე ნატანების აუზში, არამედ მთლიანად საქართველოში გადასასინჯია და დეტალურ შესწავლას მოითხოვს.

მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგები ბუნებრივ პირობებში (ტყის ქვეშ) შემდეგნაირი პროფილით ხასიათდებიან (მოგვაქვს № 1—81 ჭრილის საველე აღწერილობა, ჭრილი გაჭრილია მაკვანეთის ტერიტორიაზე, ჩრდილო-დასავლეთ ექსპოზიციის მქონე საშუალოდ დახრილ ფერდობზე, მეჩხერი რცხილნარის ქვეშ. ქვეტყე არ ახასიათებს).



შთანთქმულ კომპლექსში დომინირებს კალციუმი, რომელიც 69,50% — 89, 13% შორის ცვალებადობს, შემდგომ მოდის მაგნიუმი (6,12—22, 91%), დაბოლოებული წყალბადი (2,65—16, 64%), რომელიც ბუნებრივია, უფრო მეტი რაოდენობით გაეწრებულ სახესხვაობაში (ჭრ. № 5—81) გვხვდება, აგრეთვე უნდა აღინიშნოს,

ცხრილი № 1

წყალმართვი თვისებების განსაზღვრის შედეგები

ნიადაგი, ადგილმდებარეობა და კრილის ნომერი	გენზისური კორიზონტი	გენზისური კორიზონტის სისქე სმ	მოცულობითი წონა გ/ცმ	კუთრი წონა გრ.	საერთო ფორიანობა %-ში	საველე ზღვრული ტენიანობა %-ში	მაქსიმალური ჰუმუსოკოპილობა %-ში	წყალმართობა მმ/სმ.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
წითელმიწა ტიპური ჭრ. № 1—81 შაკეანეთი (ცხრილის მეჩხერა ტყე)	A	0—19	0,98	2,50	64,0	40,1	6,7	46
	AB	19—39	1,10	2,51	58,1	33,7	6,5	
	B	39—70	1,20	2,62	50,2	—	6,8	
	Bc	70—86	1,35	2,60	40,1			
	C	>86	1,46	2,60				
კრილი № 5—81 წითელმიწა დატერასებული სოფელი გურიანთა (ციტრუსი)	A	0—20	0,96	2,42	62,1	39,4	7,1	48
	AB	20—32	1,02	2,43	59,6	33,2	6,9	
	B	32—52	1,24	2,51	49,3	33,4	7,0	
	Bc	52—64	1,31	2,44	39,2			
	C	>64	1,45	2,43				

ცხრილი № 2

პუმუსის ჯგუფურ-ფრაქციული ანალიზის მონაცემები წითელმიწა ნიადაგებში %-ით

ნიადაგი, კრილის № და ადგილმდებარეობა	ნიმუშის აღების სიღრმე სმ	ორგანული	დეკალცინატის	პუმინის მყავა			ფულვო მყავა			უბრახის ნაწილი	C ₃	
				1	2	ჯამი	1	2	ჯამი		C ₂	C ₁
წითელმიწა ტიპური ჭრ. 1—81, სოფელი შაკეანეთი (მეჩხერა რცხილის ტყე)	0—19	4,20	4,01	16,91	3,51	20,42	20,02	6,10	26,12	45,46	0,78	
	24—34	2,13	2,81	15,62	6,47	21,09	21,13	6,90	28,03	41,64	0,75	
	50—60	0,42	3,64	1,86	0,91	2,77	26,20	6,13	32,33	66,81	0,086	

რომ გაეწრებულ სახესხვაობაში ჩარეცხილია როგორც ლამის ფრაქცია, ასევე ერთნახევარი ჟანგეულებიც (იხილეთ ამავე ნიადაგების მთლიანი ქიმიური ანალიზის მონაცემები, ცხრილი № 6). ერთნახევარი ჟანგეულების ჯამი მთელ პროფილში ჭარბობს სილიციუმის ორჟანგს, სილიციუმის ორჟანგი გაეწრებულ სახესხვაობაში, ზემოდან ქვემოთ კლებულობს, ტიპურ წითელმიწებში კი მონოტონურად ზრდა ან შემცირება არ შეინიშნება. CaO 0,32—1,64%-ს შორის ცვალებადობს. MgO 2,65-მდე აღწევს.

მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგების მექანიკური ანალიზის მონაცემები

ნიადაგები	ქილის ნომერი	გენეზისური პორიზონტი	გენეზისური პორიზონტის სისქე სმ	ნიმუშის აღების სიღრმე სმ	სტრუქტურული შემადგენელი ნივთიერებების შემცველობა						
					1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
წითელმიწა ტიპური. სოფელი მაკვანეთი (რცხილის მეჩხერი ტყე)	1-81	A	0-10	0-19	0,6	7,4	23,4	11,7	11,9	45,0	68,6
		AB	19-39	24-34	0,4	11,4	22,6	16,9	31,2	17,6	65,7
		B	39-70	50-60	0,1	9,3	22,1	12,2	23,8	33,5	69,5
		Bc	70-86	73-83	0,3	8,2	20,2	13,5	25,2	32,6	71,3
C	>86	86-96	0,5	1,3	27,9	18,0	33,3	26,2	70,3		
წითელმიწა ვეწრებული, პლანტაციურული. სოფ. მერია (ჩაი)	3-81	A	0-25	0-25	0,5	1,3	37,9	8,0	33,3	26,2	60,2
		AB	25-42	30-40	0,4	7,4	21,3	10,1	26,3	34,5	70,9
		B	42-70	55-65	0,2	6,9	24,8	10,9	13,9	43,5	68,3
		Bc	70-95	75-85	0,8	2,7	21,6	7,2	23,6	44,1	74,9
C	>95	100-110	0,3	7,2	13,5	12,8	21,1	45,1	79,0		
წითელმიწა ტიპური და ტერასებულო სოფელი გურიანთა (ციტრუსი)	5-81	A	0-20	0-20	1,4	20,1	32,7	10,8	18,7	16,7	46,2
		AB	20-32	21-31	0,9	13,7	39,5	10,9	18,5	16,5	45,4
		B	32-52	37-47	5,7	28,9	22,9	9,7	20,6	12,2	42,5
		Bc	52-64	53-63	5,4	26,0	26,1	13,6	12,7	16,5	42,8
C	>64	64-74	5,3	19,8	29,2	13,8	19,3	12,6	45,7		

მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგების ქიმიური ანალიზის ზოგიერთი მონაცემები

ნიადაგი	ქილის ნომერი	გენეზისური პორიზონტი	გენეზისური პორიზონტის სისქე სმ	ნიმუშის აღების სიღრმე სმ	ჰუმუსის %-ული შემცველობა	საერთო აზოტის %	მომთავი კალციუმი მგრ. 100 გრ ნიადაგში	სხალი ფოსფორი მილიგრამში 100 გრამ ნიადაგში	PH	
									წყლის გამონაწერი	KCl
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
წითელმიწა ტიპური, სოფ. მაკვანეთი (მეჩხერი რცხილის ტყე)	1-81	A	0-19	0-19	6,88	0,192	28,0	11,1	5,6	4,0
		AB	19-39	24-34	2,63	0,100	20,0	5,5	5,5	3,9
		B	39-70	50-60	0,91	0,036	20,0	კვული	5,5	3,9
		Bc	70-86	73-83	—	—	—	—	5,1	3,8
C	>86	86-96	—	—	—	—	—	5,5	3,9	
წითელმიწა ვეწრებული სოფ. მერია (ჩაი)	3-81	A	0-25	0-25	4,61	0,218	20,0	21,5	5,3	3,9
		AB	25-42	30-45	3,52	0,177	19,6	11,1	5,0	3,7
		B	42-70	55-65	0,89	0,042	19,2	11,1	5,4	3,9
		Bc	70-95	75-85	—	—	—	—	5,4	3,9
C	>95	100-110	—	—	—	—	—	5,4	3,9	
წითელმიწა ტიპური და ტერასებულო სოფელი გურიანთა (ციტრუსი)	5-81	A	0-20	0-20	4,91	0,198	20,0	5,5	5,5	3,9
		AB	20-34	21-31	2,71	0,148	18,5	11,1	5,0	3,7
		B	32-52	37-47	1,41	0,050	20,0	16,3	5,0	3,7
		Bc	52-64	53-63	—	—	—	—	5,1	3,8
C	>64	64-74	—	—	—	—	—	5,4	3,9	



მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგების შთანქმეული კომპლექსის შედგენილობა ქრონიუმული ზეგაზონირება

ნიადაგი	ქროლის №	ვენებისუროპროზონტი	ვენებისუროპროზონტის სიგე სმ	ნიმუშის აღების სიღრმე სმ	მილიექვივალენტებში				% ჯამიდან		
					Ga	Mg	H	ჯამი	Ca	Mg	H
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
წითელმიწა ტიპური სოფ. მაკვანეთი (მე-ჩხერი რცხილის ტყე)	1—21	A	0—19	0—19	5,62	0,40	0,47	6,49	86,59	6,16	7,25
		AB	19—39	24—34	7,23	1,20	0,23	8,66	83,49	13,86	2,65
		B	39—70	50—60	5,22	0,80	0,30	6,41	81,43	12,49	6,08
		Bc	70—86	73—83	5,82	0,40	0,31	6,53	89,13	6,12	4,75
		C	>86	86—96	5,02	0,40	1,03	6,45	77,83	6,21	15,96
წითელმიწა-გაწრებული პლანტაციონული—სოფ. მერია (ჩაი)	3—81	A	0—25	0—25	6,83	1,20	0,30	8,33	81,99	14,40	3,61
		AB	25—42	30—40	6,50	1,10	1,10	8,60	75,58	12,79	4,63
		B	42—70	55—65	6,61	2,80	0,80	9,51	64,50	22,08	8,42
		Bc	70—95	75—85	6,03	2,00	0,70	8,73	69,07	22,91	8,02
		C	>95	100—110	7,10	2,12	0,61	9,83	72,23	21,57	6,20
წითელმიწა ტიპური დატერასებული—სოფ. გურიანთა (ციტრუსი)	5—81	A	0—20	0—20	10,05	2,20	2,12	14,37	69,94	15,31	14,75
		AB	20—32	21—31	13,26	2,20	2,10	17,55	75,53	12,53	11,94
		B	32—52	37—47	10,05	1,80	2,10	13,95	72,04	12,90	15,0
		Bc	52—64	53—63	9,24	1,20	1,96	12,40	74,52	9,67	15,81
		C	>64	64—74	9,36	1,31	2,13	12,80	73,13	10,23	16,64

მდინარე ნატანების აუზის გორაკ-ბორცვიანი ზოლი ერთ-ერთი პირველ-თავანი იქნა ათვისებული, როგორც აქტიური მიწათმოქმედების ადგილი, მაგრამ უნდა აღინიშნოს ისიც, რომ წითელმიწები ბუნებრივი ნაყოფიერებით დიდად არ გამოირჩევა და ადგილობრივი მოსახლეობა ამ ნიადაგების დამუშავებას 2—3 წლის შემდეგ თავს ანებებდა და ახალ-ახალი ფართობების დამუშავებას იწყებდა, რაც, რა თქმა უნდა, შეცდომებისგან არ იყო დაზღვეული. ადგილი ჰქონდა ნიადაგის არასწორად ათვისებასა და ეროზიული პროცესების განვითარებას, რასაც აძლიერებდა მხოლოდ სახნავი მიწათმოქმედების განვითარება.

მიმდინარე საუკუნის ოცდაათიან წლებში ძირფესვიანად შეიცვალა სოფლის მეურნეობის მიმართულების პროფილი დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკულ რაიონებში და ბუნებრივია, მდინარე ნატანების აუზშიც. დაისახა ჩაისა და ციტრუსოვანი კულტურების გაშენების გეგმა, რომელიც შეიძლება ითქვას, წარმატებით გადაიჭრა. ამასთან დაკავშირებით, დღის წესრიგში დადგა წითელმიწა ნიადაგების რაციონალურად გამოყენების საკითხი, რომელიც დღემდე პრობლემატურია. სახნავზე, დახრილი რელიეფის პირობებში, ეროზია უფრო ინტენსიურად მოქმედებს, ვიდრე მრავალწლიანი ნარგავების (ჩაი) ქვეშ. ამიტომ არავითარ შემთხვევაში არ უნდა იყოს წითელმიწები დაკავებული ერთწლიანი კულტურებით, მათზე უნდა გვაშენოთ ძირითადად ჩაის კულტურა, გამონაკლის შემთხვევაში — ტუნგი და ციტრუსი. სამწუხაროდ, აღნიშნულ ფაქტს დღესაც არ ექცევა ჯეროვანი ყურადღება ზოგიერთ კოლმეურნეობაში (მერია, გურიანთა, მაკვანეთი) და დახრილი რელიეფის პირობებში წითელმიწების ნაწილი გამოყენებულია სახნავად, მაშინ, როდესაც ამავე ადგილებში ჩაის პლანტაცია რომ გაგვეშენებია დახრილობის გარდიგარდმო მწყრივებად, ბევრად მომგებიანი იქნებოდა.

წითელმიწა ნიადაგების მთლიანი ქიმიური ანალიზის მონაცემები მინერალურ ნაწილში

ნიადაგის დასახელება, კრილის ნომერი და ადგილმდებარეობა	ნომრის სიღრმე სმ	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Σ≡ ჯამი	ქიმიური შემადგენელი ნივთიერებები		
									SiO ₂ Fe ₂ O ₃	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ R ₂ O ₃
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
წითელმიწა ვეწრებულა. კრ. № 3—81 ოზურგეთის რაიონი, სოფ. მერია (ჩაის პლანტაცია)	0—25	45,61	49,91	17,15	32,79	0,68	2,65	98,88	8,50	2,36	1,84
	30—40	46,60	50,09	13,89	36,20	0,41	1,84	98,94	8,91	2,19	1,76
	55—65	45,59	51,67	14,32	37,35	0,34	1,83	99,43	8,49	2,04	1,64
	75—85	45,36	52,02	14,26	37,76	0,71	1,61	99,70	8,43	2,05	1,63
	100— —110	40,60	57,25	18,37	38,88	0,79	1,36	100,00	5,71	1,69	1,36
წითელმიწა ტაპური. კრ. № 1—81 ოზურგეთის რაიონი, სოფ. მაკვანეთი (ტყე)	0—19	44,09	51,95	15,40	36,56	1,55	1,40	99,00	7,63	2,12	1,66
	24—34	45,29	51,14	14,65	36,49	1,00	1,45	98,88	9,14	2,14	1,70
	50—60	44,95	51,02	25,62	35,40	1,64	1,49	99,10	7,41	2,18	1,72
	73—83	48,75	48,95	14,75	34,20	0,48	1,49	99,67	8,33	2,33	1,80
	86—96	46,84	50,62	16,65	33,97	0,32	1,49	99,27	6,97	2,27	1,73

მივიღებდით ჩაის უხვ მოსავალს და, ამასთანავე, მნიშვნელოვან ნაბიჯს გადავდგამდით ეროზიის წინააღმდეგ საბრძოლველად. იმედია, ზემოთქმულიდან გამომდინარე, საჭირო დასკვნებს გამოიტანენ აღნიშნული სოფლის თავკაცები და განსაკუთრებული სიფრთხილით მოექციდებიან ჩაისათვის ვარგის ნიადაგებს. ჩაისა და სუბტროპიკული კულტურების სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტის მრავალწლიანი ცდების მონაცემებით სასუქების გარეშე წითელმიწების საპეტარო მოსავლიანობა 1450 კგ-ია (ოთხი წლის საშუალო), ხოლო N₂₅₀ P₁₅₀ K₁₂₇ გამოყენების პირობებში კი ათ ტონამდე იზრდება. ამ ნიადაგების საკვები ნივთიერებების რეჟიმზე და სხვა თვისებებზე ორგანული სასუქების — ნაკელის, ტორფის გამოყენებასთან ერთად დადებითად მოქმედებს სიდერატების თესვა. განსაკუთრებით ჩახვნის მეორე წელს.

წითელმიწების ნაყოფიერების ელემენტთა საბალანსო სისტემაში სტიქიურ ფაქტორს — ეროზიის სახით დიდი ადგილი უკავია. მდინარე ნატანების აუზში მნიშვნელოვანი ფართობია ეროზირებული. ნიადაგის ეროზიისაგან დაცვა კი პრობლემატურია. ეროზიის საწინააღმდეგო ღონისძიებების გატარებას ჩამორუტცხავ წითელმიწებზეც პროფილაქტიკური ხასიათი უნდა ჰქონდეს, რათა ზედაპირული ჩამორუტცხვისაგან დავიცვათ იგი, ეროზირებული ადგილები კი ეფექტური სპეციფიკური ღონისძიებების გატარებით ჩავაყენოთ ადამიანის სამსახურში. ეროზიის წინააღმდეგ ბრძოლა უნდა ატარებდეს როგორც ფიტომელიორაციულ, ასევე აგროტექნიკურ ხასიათს.

ეროზიის წინააღმდეგ ბრძოლა იყო და არის კაცობრიობისათვის უპირველეს საარსებო საშუალებათა მოპოვების საფუძვლის განმტკიცება, იგი საშური — საშვილიშვილო, სახელმწიფოებრივი მნიშვნელობის ეროვნული საქმეა.

1. საბაშვილი მ. ბ. — საქართველოს სსრ ტენიანი სუბტროპიკული ზონის ნიადაგები, თბილისი, 1936.
2. საბაშვილი მ. ბ. — საქართველოს ნიადაგები, თბილისი, 1965.
3. საბაშვილი მ. ბ. — ნიადაგმცოდნეობა, თბილისი, 1970.
4. С а б а ш в и л и М. Н. — Почвы Грузии. Тбилиси, 1948.
5. Р о м а ш к е в и ч А. И. — Почвы и коры выветривания влажных субтропиков Западной Грузии. Москва, 1974.

Р. В. УНГИАДЗЕ., М. Г. ШЕВАРДНАДЗЕ

КРАСНОЗЕМЫ БАСЕЙНА РЕКИ НАТАНЕБИ

Резюме

В работе рассматриваются природные условия, климат, растительность, геоморфология, геология и другие природные компоненты, которые создают условия для почвообразовательных процессов, в частности, образования красноземов в одном из значительных регионов распространения этих почв в Грузии — бассейне реки Натанеби.

Почвы охарактеризованы детально и их география уточнена на основании данных природных условий, механического, физического, физико-химического и валового химического анализов.

Опираясь на эти данные, в регионе можно выделить несколько разновидностей и вариантов типичных красноземов и оподзоленных подтипов, где наибольшую площадь занимают окультуренные почвы.

В очерке основное внимание уделено проблеме дальнейшего повышения плодородия почв и вопросы противоэрозийной борьбы.

Для дальнейшего увеличения плодородия почв необходимо повышение культуры земледелия на фоне высокой агротехники, внесение органико-минеральных удобрений в точные агросроки при помощи картограмм, проведение в срок культивационных работ.

В противоэрозийной борьбе большое значение придается защите существующих лесо-кустарников, обработке почвы поперек склона закладке культур в этом же направлении, устройству водоотводных и водосборных борозд, облесению эрозийных мест скорорастущими породами.

R. UNGIADZE, M. SHEVARDNADZE

KRASNOZEMS OF THE NATANEBI RIVER BASIN

Summary

The paper deals with the natural conditions, climate, vegetation, geomorphology, geology, and other natural components creating the conditions for soil-forming processes, particularly the formation of krasnozems in the Natanebi river basin — an important region of Georgia in which these soils prevail.

The soils are described in detail, and their geography is specified on the basis of the data on natural conditions, mechanical, physical,

physico-chemical, and overall chemical analyses. On the basis of these data, several varieties and variants of typical krasnozems and podzolic subtypes can be identified in the region where chernozem soils account for most of the area.

The main attentions given to the problem of further increasing soil fertility and erosion control.

This calls for raising the standards of farming against the background of high agrotechnics, use of organic and mineral fertilizers according to cartogram schedule and timely cultivation.

Of considerable importance in erosion control is the protection of forests and shrubs, soil cultivation across the slope and crop sowing in the same direction, digging of water-draining and water-collecting furrows, planting of erosional areas with fast-growing plant species.

რ. უნგიაძე, მ. შივარდნაძე, ი. შელია

მდინარე ჩხაკაურას წყლის აუზის ტყის ყოვრალი ნიადაგები

მდინარე ჩხაკაურას წყალი სათავეს იღებს აჭარა-გურჯისტის მთიანი სისტემის ჩრდილო კალთებზე „ჩხაკაურას მთიდან“, ზღვის დონიდან 2350 მეტრის სიმაღლეზე. მოედინება ღრმა V-სებურ ხეობაში, გზადაგზა მრავლად იერთებს ნაკადულებსა და დედეებს, ჩამოუვლის სოფელ ჩხაკაურას, ქვაბდაში გამოივსება და იქვე გრიმას ჭალაში („სილაში“) უერთდება მდინარე გუბაზეულს მარცხენა შენაკადის სახით. ახასიათებს კვების შერეული რეჟიმი. წყალდიდობა იცის გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, ხოლო წყალმცირობა ზაფხულსა და ზამთარში.

აუზის აღმოსავლეთ საზღვარს წარმოადგენს იესეს, მახომის გორის წყალგამყოფი, დასავლეთით მდინარი, საირაოს, ცხრაწყაროს წყალგამყოფი. სამხრეთით აუზი შემოსაზღვრულია ჩხაკაურას მთით, ხოლო ჩრდილოეთით ღიაა და მთავრდება მდინარე გუბაზეულთან. მდინარის აუზი აერთიანებს ჩხაკაურას მთის მიმდებარე ტერიტორიებს (ჩაისუბნისა და ერკეთის კოლმეურნეობების საზაფხულო სამოვრებს), ცხრაწყაროს, ყიშლას, იესეს, მახომის გორასა და მდინარს, სოფ. ჩხაკაურასა და სოფ. გაღმა ქვაბლას.

მდინარე ჩხაკაურას წყლის აუზი ტერიტორიულად მდებარეობს ჩოხატაურის ადმინისტრაციულ რაიონში. იწყება ჩოხატაური — ბახმაროს გზის 26-ე კმ-დან და მთავრდება, როგორც ადვინიშნით, ჩხაკაურას მთის წყალგამყოფი ალპურ ზონაში, საკვლევი ტერიტორია მეტად დასერილი და მკაცრი რელიეფით ხასიათდება. განსაკუთრებით დიდაა დანაწევრების კოეფიციენტი მდინარის ზემო დინებაში, ამას ემატება ეროზიული პროცესებიც, რაც ისედაც დანაწევრებულ რელიეფს კიდევ უფრო ანაწევრებს და პირქუშს ხდის.

რელიეფის ფორმებიდან შეინიშნება სხვადასხვა ექსპოზიციისა და დახრილობის მქონე ფერდობები, ზოგან აშკარად ციცაბო დახრილობით, გვხვდება გადაკეპებიც („ადიდი ქვა“, „ქვაბლა“). მდინარის სათავეებსა და ზემო დინებაში შეინიშნება რელიეფის ისეთი იშვიათი ფორმები, როგორიცაა ჰორსტები, გრabenები და ვერმის შუბლები.

აუზი აგებულია ტუფოგენური ქანებით — ტუფობრექჩიებით, პროლივიური-დელუვიური, დელუვიურ-პროლივიური ნაფენებით, პორფირიტებითა და ქვიშაქვებით. აღნიშნულ ქანებზე განვითარებულია ნიადაგებიც, რომელთა სისქე და პროფილის შენება მკაცრად უკავშირდება გამოფიტვის ხარისხს რომელიც სიმაღლის მატებასთან ერთად ცვალებადობს.

ჰავა, რომლის ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიური რაოდენობა $+12,1^{\circ}$ -ია, ტენიანი სუბტროპიკულია, რომელიც ზღვის დონიდან სიმაღლის

მატებასთან ერთად თანდათანობით მკაცრდება და დაწყებული სოფ. ჩხაკაურთან დასავლეთ საქართველოს მაღალმთიანეთის კლიმატის ტიპს უახლოვდება თავისი პარამეტრებით, ხოლო ჩხაკაურას მთასა და მის მიმდებარე ტერიტორიებზე უკიდურესი მთის კლიმატია. სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობა 130—140 დღეა. უცოვესი თვეა იანვარი, ხოლო უთბილესი აგვისტო, რომელთა ჰაერის ტემპერატურის საშუალო თვიური რაოდენობა შესაბამისად +2,6 და +20,2°-ის ტოლია.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი დაახლოებით — 15°-მდე ეცემა, ხოლო აბსოლუტური მაქსიმუმი აღწევს +40°-ს. დილის ყინვები იწყება ნოემბრის შუა რიცხვებიდან და გრძელდება მარტის შუა რიცხვებამდე.

ქარების მიმართულების წლიურ მსვლელობაში აშკარადაა გაბატონებული სამხრეთ-დასავლეთის რუმბის ქარები.

ატმოსფერული ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა 1400 ± 50 მმ-ია. თავსხმა წვიმის მაქსიმალური ინტენსივობა 72 მმ/სთ-ია. თოვლიან დღეთა რიცხვი სიმაღლის მატებასთან ერთად მატულობს. ქვაბლაში თოვლიან დღეთა რიცხვი დაახლოებით 30 დღეა წელიწადში, ჩხაკაურაში — 50, დიდქვაზე—60—70, ხოლო ჩხაკაურას მთაზე თოვლი დაახლოებით 3,5—4 თვეს დევს. დანესტიანების საშუალო წლიური კოეფიციენტი 3-ზე მეტია. საშუალო წლიური ღრუბლიანობა 60% -ზე ნაკლები.

მცენარეულობა. საკვლევი ობიექტის მცენარეული საფარი მრავალფეროვანია და იგი არაერთი სახელმძღვანელო მეცნიერის კვლევის ობიექტი გამხდარა თავის ღრობე. აღსანიშნავია ნ. კეცხოველის გამოკვლევები, რომელიც დეტალურად ახასიათებს რეგიონის მცენარეულ საფარს. ქვაბლის გავაყება და მდინარის მიმდებარე ტერიტორიები დაფარულია მურყანის ტყით. შემადღებულ ადგილებში დაახლოებით 700 მეტრამდე გაბატონებულია რცხილა (*Carpinus betulus*), სიმაღლის მატებასთან ერთად რცხილას ცვლის ადმოსავლური წიფელი (*Fagus orientalis lipsky*). ქვეტყეში კარგადაა განვითარებული წყავი (*lauzoserasus officinalis* Roem), შქერი (*Rhododendron ponticum* L.), იელი (*Rhododendron flavum* don) და მოცვი (*Vaccinium arctasfaphylos* L.). მოცვთან ერთად ქვეტყეში კარგად ვითარდება ბალახეული საფარიც, ფართოდაა წარმოდგენილი გვიმრების სხვადასხვა სახეობაც. 1200—1300 მეტრის სიმაღლეზე აქა-იქ გვხვდება რელიქტური პონტოს მუხა (*Quercus hartwissiana* Stev) და კავკასიური ცაცხვი (*Tihha caucasia* Rypr). 1300 მეტრს ზემოთ წიფელი თანდათანობით კლებულობს, ერევა მთის ნეკერჩხალი (*Acer pseudoplatanus*) ერთეული ცალობით, ამასთანავე, წიწვოვანები: ნაძვი (*Picea orientalis*) და სოჭი (*Abies nordmanniana* Stev), რომლებიც შემდგომ წმინდაკორომებს ქმნიან. 2000—2100 მეტრს ზემოთ მთა-ტყეს ცვლის სუბალპური და ალპური მცენარეული საფარი.

ნიღაბევი

რელიეფის, ნიღაგწარმოქმნელი ქანის, მცენარეული საფარის, კლიმატისა და გამოფიტვის ინტენსივობის სხვადასხვა ხარისხი, მიუხედავად საკვლევი ტერიტორიის მცირე ფართობისა, ქმნის ნიღაგური საფარის სიჭრელეს. მდინარის მიმდებარე ჭალები მთლიანად ალუვიურ ნიღაგებს უკავია. ქვაბლის ტერიტორიაზე ზღვის დონიდან 700 მეტრამდე განვითარებულია ყვითელმიწა-ყომრალი ნიღაგები, რომელსაც უშუალოდ ზემოდან ემიჯნება ტყის ყომრალი ნიღაგები



(ჩვენი კვლევის საგანი) და ვრცელდებიან მთა-მდელოს ნიადაგების გავრცელების ზონამდე, ზღვის დონიდან 2000—2100 მეტრამდე.

ტყის ყომრალი ნიადაგების შესახებ საქართველოში მნიშვნელოვანი გამოკვლევები აქვთ ჩატარებული გ. ტარასაშვილს, მ. საბაშვილს, მ. შევარდნაძეს, გ. ტალახაძეს და გ. ურუშაძეს. განსაკუთრებით საყურადღებოა მ. შევარდნაძის შრომა სუფსის აუზის მთა-ტყეთა ნიადაგების შესახებ, რომელიც ჩვენს საკვლევ ტერიტორიასაც ეხება (კერძოდ, სოფელ ჩხაკაურას ტერიტორიას). ყომრალი ნიადაგების მორფოლოგიის უკეთ დახასიათების მიზნით მოგვაქვს № 18—80 ჭრის საველე აღწერილობა. ჭრალი გაჭრილია ნახომოს გორის დასავლეთი ექსპოზიციის 15° დახრილობის მქონე ფერდობზე („იორდანეს საზამთრო კარავი“) წიფლისა და ნეკერჩხლის ნარევი ტყის ქვეშ — ქვეტყე სშირი წყავი.

ჭრ № 18—80.

- A₀ (0—2) სმ. ტყის ჰევიდარი საფარი წარმოქმნილი ფოთლებისა და ტოტებისაგან.
- A (2—23) სმ. შავი ფერის, მარცვლოვან-კოშტოვანი, ტენიანი, ახალქმნილები არ გვხვდება, არ შხუის, მრავალადა ფესვები და ფესურები, გადასვლა თანდათანობით, ფერის მიხედვით.
- AE (23—40) სმ. მუქი ყომრალი (მოყომრალი-მოყავისფრო) ფერის, შედარებით მცირე ტენიანი, კოშტოვან-კაკლოვანი, ფესვებითა და ფესურებით, ახალქმნილებიდან ერთეული ქანვის წინწკლები შეინიშნება, არ შხუის, გადასვლა ნათელი.
- B (40—66) სმ. მოყავისფრო, მოტენიანო, თიხა, ფესურებითა და ფესვებით, ერევა ხირხატი. გვხვდება ქანვის ლაქები, არ შხუის, გადასვლა შესამჩნევი.
- Be (66—78) სმ. თითქმის იმავე ფერის, ტენიანი, ერთეული ფესვებითა და ფესურებით, მრავალადა ქანის ნატეხები, არ შხუის.
- G > 78 სმ დედა ქანი, გნეისების დელუვიონი, მკვრივი, ტენიანი, არ შხუის.

როგორც აღწერილობიდან ჩანს, ნიადაგი ტიპური ტყის ყომრალია, საშუალო სისქის პროფილით. გენეზისურა პირიზონტების მიხედვით დიფერენცირებულია. გააჩნიათ როგორც თიხნარი, ასევე თიხა-მექანიკური შედგენილობა (იხ. მექანიკური ანალიზის მონაცემები, ცხრილი № 1).

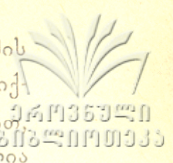
მოკვლეული მასალების მიხედვით ტყის ყომრალ ნიადაგებში მექანიკური შედგენილობა მჭიდრო კავშირშია და ფუნქციონალურ დამოკიდებულებაშია ადგილის სიმაღლესთან. სიმაღლის მატებასთან ერთად გამოფიტვის ინტენსივობა კლებულობს, კლებულობს ნიადაგში ფიზიკური თიხის (< 0,01 მმ) ფრაქციის შემცველობაც, რომლითაც განისაზღვრება ნიადაგის მექანიკური შედგენილობა. აქედან გამომდინარე, შედარებით მძიმე მექანიკური შედგენილობის ნიადაგები მდ. ჩხაკაურას წყლის აუზში ჰიფსომეტრიულად უფრო დაბალ ადგილებშია (ქვებალა-ცივი-ისიდორეს ნაყანები, ელიასეს ადგილი, თედორაძის ნაყანები, კალუსტინეს ფერდობები, მადნარი) განვითარებული. უფრო მსუბუქი მექანიკური შედგენილობის ნიადაგები კი—მაღალ ადგილებში (იესეს, მახომის, ვონტყოლის მთავრეხილი, ჩხაკაურას მთის ჩრდილო ფერდობები, ყიშლა და ცხრაწყარო), ყველაზე მსუბუქი კი — მთა-მდელოს ნიადაგური საფარის საზღვართან (იქ, სადაც ტყის ყომრალი ნიადაგები მთავრდება და იწყება მთა-მდელოს ნიადაგური საფარი), ევრეთ წოდებული უხეშჭუმუსიანი, ხირხატიანი მცირე სისქის ტყის ყომრალი ნიადაგები. გაეწრება უფრო მკვეთრადაა გამოხატული ისეთი ტყის ქვეშ, რომელიც შექმნილია ერთი სახეობის მიერ (წიფელი). შერეული ტყის ქვეშ კი

მდინარე ჩხაკაურას წყლის აუზის ტყის ყომრალი ნიადაგების მექანიკური
 ანალიზის მონაცემები

ნიადაგი	ქრისის ნომერი №	გენეზისური კორიზონტი	გენეზისური კორიზონტის სისქე სმ	ნემუშის აღე- ბის სიღრმე სმ	1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ტყის ყომრა- ლი გაეწ- რებული, სო- ფელი ქვაბლა- ცივი „ისიდო- რეს ნაყანები“ (ნასვენნი)	1—80	A	0—17	0—17	13,5	31,7	24,6	8,9	12,5	8,8	36,3
		AB	17—28	18—28	19,2	32,1	19,3	7,8	12,7	9,9	30,4
		B	28—56	36—46	18,0	26,5	19,9	10,0	13,6	12,0	35,6
		Bc	56—70	58—68	17,6	23,5	17,8	10,6	15,1	15,4	41,1
		C	>70								
ტყის ყომრა- ლი სუსტად არამაძლარი, ხირხატიანი ცხრაწყარო (ტყე პონტოს მუხის კო- რომი)	4—80	A	0—16	0—16	5,9	37,7	24,3	10,3	13,9	7,9	32,1
		AB	16—29	18—28	4,3	31,7	25,3	10,0	18,0	10,7	38,7
		Bc	29—46	30—40	4,3	32,7	23,7	10,0	18,4	9,9	38,3
		C	>46	46—56	4,2	31,8	25,1	10,2	18,1	10,6	38,9
ტყის ყომრა- ლი ეროზირე- ბული „კალუ- სტინეს ფერ- დობი“ (საძო- ვარი)	17—80	AB	0—20	0—20	3,1	14,5	24,2	16,3	22,0	19,9	58,2
		Bc	20—40	25—35	2,9	23,2	24,3	15,5	21,2	12,9	49,6
		C	>40	40—50	3,0	23,1	23,0	16,8	21,0	13,1	50,9
ტყის ყომრა- ლი ჩვეულებ- რივი მახიმის გორის დასავ- ლეთი ფერდო- ბი „იორდანეს საზამთრო კა- რავი“ (წიფლ- ნარი ტყე — ერევა ნეკერჩ- ხალი)	18—80	A ₀	0—2	2—23	4,3	21,3	22,7	11,1	14,4	26,2	51,7
		A	2—23	26—36	2,2	21,0	18,6	10,1	20,5	27,6	58,2
		AB	23—40	48—58	2,5	15,2	26,3	10,7	20,0	25,3	56,0
		B	40—66	67—77	2,7	22,0	22,0	10,4	18,2	24,7	53,3
		Bc	66—78								
C	>78										

გაეწება იშვიათია, თუ გვხვდება, გვხვდება იგი სუსტ ფორმებში. უხემ ჰუმუსიანი გაეწრებული ნიადაგების გარდა შეიძლება გამოვეყთ ტყის ყომრალი მჟავე, ჰუმუფიცირებულ ჰუმუსიანი და ტყის ყომრალი მჟავე ჰუმუფიცირებულ ჰუმუსიანი გაეწრებული ნიადაგები. განსაკუთრებით საყურადღებოა სუსტად არამაძლარი ქვეტიბი, რომელიც დასავლეთ საქართველოს პირობებში იშვიათობას წარმოადგენს. საკვლევ ტერიტორიაზე კი იგი განვითარებულია ცხრაწყაროს მიდამოებში რელიქტური პონტოს მუხის კორომის ქვეშ.

ჩხაკაურას წყლის აუზის ყომრალი ნიადაგები, როგორც წესი, ჰუმუსით მდიდარია (თუ მხედველობაში არ მივიღებთ ეროზირებულ სახესხვაობებს) და



5,68—9,24%-ის ფარგლებში ცვალებადობს. უფრო მეტიც, მ. შევარდნაძის კვლევის მასალების მიხედვით, სოფ. ჩხაკაურას მიდამოებში გაჭრილ ჭრილში ფიქსირებულია 13,01% ჰუმუსი. ჰუმუსთან კორელაციაში მყოფი საერთო აზოტის პროცენტული ნიადაგები, გარდა ეროზირებული სახესხვაობისა, უზრუნველყოფილია (იხ. ქიმიური ანალიზის ზოგიერთი მონაცემები ცხრ. № 2). მოძრავი კალიუმითა და ხსნადი ფოსფორით ღარიბია გაეწრებული სახესხვაობა (ჭრ. № 1—80) და ეროზირებული ნიადაგები (ჭრ. № 1—80), სხვა კი უზრუნველყოფილია მეტნაკლები ხარისხით. შთანთქმული კომპლექსის შედგენილობაში ჭარბობს კალციუმის %-ლი შემცველობა და 30—86%-ის ფარგლებში ცვალებადობს, მაგნიუმში 12—21%-ის, ხოლო წყალბადი შესაბამისად 0,38—57,35%-ის ფარგლებში შედარებით დიდია წყალბადის შემცველობა გაეწრებულ სახესხვაობაში, მცირე კი სუსტად არამაძვარ ნიადაგებში (იხ. ცხრილი № 3). ყურადღებას იმეორებს ქვაბლის „მოხვეულებში“ ზოგ ადგილებში არსებული წითელი ფერის ფერალიტიზირებული და გაჩეხილი ტყის ადგილას წარმოქმნილი მეორეულ კორდიანი ნიადაგები, რომლებიც თავიანთი რთული ბუნებით შემდგომ დეტალურ გამოკვლევას საჭიროებენ.

საკვლევი ტერიტორიის შედარებით დაბალი ადგილები (ს. გაღმა ქვაბლა, სოფელი ჩხაკაურა) ათვისებულია ძირითადად ერთწლიანი სათოხნი კულტურების (სიმინდი, სოიო, ლობიო და სხვა) ქვეშ. აქ ნიადაგზე მკვეთრად გამოხატული ანთროპოგენული ფაქტორების ზემოქმედება, როგორც დადებითი, ასევე უარყოფითი ფორმებით. უარყოფითიდან განსაკუთრებით აღსანიშნავია ეროზიული პროცესები, რითაც მდინარე ჩხაკაურას წყლის აუზში მნიშვნელოვანი ფართობია ეროზირებული და თუ დროულად არ გატარდება ეროზიის საწინააღმდეგო ქმედითი ღონისძიებანი, ეროზირებული ტერიტორია კიდევ უფრო გაიზრდება, რითაც მნიშვნელოვნად დაზარალდება, როგორც ნიადაგური საფარი, ასევე ბუნებრივია, სოფლის მეურნეობაც. ერთ დროს სიმინდის უხვი მოსავლით განთქმული „იესეს გორა-ცივის“ უბანი (ტიტოვსკის საკოლმეურნეო ნაკვეთი) დაბალ მოსავლიან სავარგულებად იქცა, ბოლოს კი მთლიანად ჩამოიწვრა როგორც სახნავი და გადაყვანილ იქნა საძოვრების ფონდში. ქვაბლის მკვიდრის 67 წლის გრომა ხიზანეიშვილის ნაამბობიდან გავივით, რომ ისე როგორც ცივი უბანი, ერთ დროს განთქმული ყოფილა სიმინდის მოსავლით „იესეს გორა“, მაგრამ ეროზიის მიერ ჩამორეცხილა და 1964 წელს მიუტოვებიათ (დამუშავება შეუძლებელი ყოფილა). აქ ბუნებას უთამაშია თვითმკურნალის როლი, სახნავი ეროზირებული ტერიტორია ბუნებრივად გატყევებულა და ამჟამად დაბალი ბონიტეტის მზარდი ტყითაა დაფარული — სისშირის საშუალო კოეფიციენტით, მაგრამ სავალალო მდგომარეობა ისეთ ადგილებშია, სადაც ადამიანებს ბუნებისათვის თვითმკურნალობა არ უდროვებიათ და თავადაც (საკითხი ეხება სოფ. ჩხაკაურასა და სოფ. ქვაბლის მკვიდრს) კი არ უზრუნიათ ეროზიის საწინააღმდეგოდ. მეტნაკლები სიძლიერით (ზოგან ქანიცაა გაშიშვლებული) ეროზირებულია ცივი-მახო-მის გორის უბანი, ქვაბლის მოხვეულები (კალუსტინეს ფერდობები), ჩხაკაურა—„დიდი ქვის“ ტერიტორია, ცხრაწყაროს და თვით ჩხაკაურას მთის ფერდობები.

ამიტომ კატეგორიულად უნდა აიკრძალოს ტყის ყოველგვარი ჭრები გარდა სანიტარიულისა. მეჩხერიანობის აღმოფხვრის მიზნით უნდა გამოვრგოთ ტყეში სწრაფად მზარდი ჯიშები. ასევე სასწრაფოდ უნდა გატყევეს სწრაფადმზარდი

მდინარე ჩხაკაფრას წყლის აუზის ტყის ყომრალი ნიადაგების ქიმიური ანალიზის
ზოგიერთი მონაცემები

ნიადაგი	ჭრილის ნომერი	გენზისური პირი- ზონტი	გენზისური პირი- ზონტის სისქე, სმ.	ნიმუშის აღების სი- ღრმე, სმ	ჰუმუსი %	სეროთო აზოტი, №	მოსავლე კალიუმი მლ/გრ., 100 გრ. ნია- დაგში	სხალი ფოსფორი მლ/გრამი 100 გრ. ნიადაგში	კარბონატულიაბა %	PH	
										წყლით გე- მონაწიურში	HCl
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ტყის ყომრა- ლი გაეწრე- ბული სოფ. ქებალა—ცივი „ისიდორეს ნაყანები“ (ნასვენნი)	1—80	A	0—17	0—17	7,51	0,401	7,2	5,4	—	6,2	5,2
		AB	17—28	18—28	6,23	0,349	7,2	5,3	—	6,3	5,3
		B	28—56	36—46	1,00	0,061	7,0	4,9	—	6,2	5,2
		Bc	57—70	58—68	—	—	6,9	5,0	—	6,0	4,9
		C	>70	—	—	—	—	—	—	—	—
ტყის ყომრა- ლი სუსტ-დ არამბლარი ხირხატიანი ცხრაწყარო (ტყე, პონტოს მუხის კო- რომი)	4—80	A	0—16	0—16	5,68	0,256	40,00	10,0	—	5,7	3,9
		AB	16—29	18—28	4,54	0,220	21,25	10,2	—	5,6	3,7
		Bc	29—46	30—40	0,82	0,029	15,00	9,71	—	5,5	3,6
		C	>46	45—56	—	—	6,2	5,0	—	5,4	3,5
ტყის ყომრა- ლი ეროზირე- ბული „კალუ- სტინეს ფერ- დობი“ (საძო- ვარი)	17—80	AB	0—20	0—20	1,69	0,088	5,9	11,0	—	5,5	4,1
		Bc	20—40	25—35	0,81	0,050	3,1	11,0	—	5,5	4,1
		C	>40	40—50	—	—	9,0	10,7	—	5,5	4,1
ტყის ყომრა- ლი ჩვეულებ- რივი მახობის გორის დასავ- ლეთი ფერდო- ბი „იორდანეს საზამთრო კა- რაი“ (წიფლ- ნარი ტყე— ერევა ნეკერ- ჩხალი)	18—80	A ₀	0—2	—	—	—	—	—	—	—	—
		A	2—23	2—23	9,24	0,516	68,75	15,10	—	5,9	4,3
		AB	23—40	26—36	7,87	0,400	20,00	15,12	—	5,0	3,7
		B	40—66	48—58	1,06	0,081	23,75	15,10	—	5,7	4,1
		Bc	66—78	67—77	—	—	10,12	6,10	—	5,7	4,1
C	>78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

ჯიშებით ეროზირებული ადგილები: იქ სადაც წყალნადარებია გაჩენილი, უნდა მოვაწყოთ წყალმრიდი და წყალშემკრები კვლები, რომელიც აუცილებლად უნდა შეუერთდეს მოქმედ ჰიდროლოგიურ ქსელს. განსაკუთრებით ყურადღება უნდა იქნეს გამახვილებული ნიადაგის დამუშავების დროს და იგი დავამუშაოთ არა დახ-რილობის მიმართულებით, არამედ გარდიგარდმო, მოვაწყოთ ბუფერზოლები, მკაცრად უნდა დავიცვათ საძოვრების ექსპლოატაციის წესები, შემოვიდოთ ნაკვეთ მორიგეობითი ძოვება. მორღვეული კორდის (რომელიც საწყისი წერტილია ერო-ზის განვითარებისა) აღდგენის მიზნით აუცილებელია ბალახების შეთესვა და საჭირო ვადით ძოვების აკრძალვა.

ტყის ყომრალი ნიადაგების შთანთქმული კომპლექსის შედგენილობა
მილიექვივალენტებში



ნიადაგი	ჭრლის ნომერი №№	გენეზისური კორი-ფონტი	გენეზისური კორი-ფონტის სისქე სმ	ნომუსი ალების სიღრმე	მილიექვივალენტებში			ჯამი	% ჯამიდან		
					Ca	Mg	H		Ca	Mg	H
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ტყის ყომრალი ვეფხრებული სოფ. ქვაბლა—ცივი „ისიდორეს ნაყანევი“	1—80	A	0—17	0—17	7,65	2,18	1,34	11,17	68,54	19,51	12,00
		AB	17—28	18—28	6,03	1,90	1,88	9,81	61,47	19,37	19,16
		B	28—56	36—46	4,78	1,70	1,90	8,38	57,04	20,29	22,67
		Bc	56—70	58—68	4,78	1,70	2,35	8,83	54,13	19,25	26,62
C	>70										
ტყის ყომრალი სუსტად არამძლარი ხირხატიანი ცხრაწყარო. (ტყე პონტოს მუხის კორმი)	4—80	A	0—16	0—16	14,92	2,34	0,10	17,36	85,94	16,48	0,51
		AB	16—29	18—28	16,43	3,23	0,12	19,78	83,06	19,33	0,61
		Bc	29—40	30—40	16,86	2,59	0,10	19,55	86,24	13,25	0,51
		C	>46	46—56	16,21	2,81	0,21	19,23	84,30	14,61	1,00
ტყის ყომრალი ეროზირებული კალუსტინეს ფერდობი (საძოვარი)	17—80	AB	0—20	0—20	14,25	4,75	19,11	38,11	37,39	12,47	50,14
		Bc	20—40	25—35	10,50	4,33	19,94	34,77	30,20	12,45	57,35
		C	>40	40—50	16,28	4,97	14,61	35,86	45,40	13,86	40,74
ტყის ყომრალი ჩვეულებრივი მახობის ვორის დასაფლეთი ფერდობი „ეორდანეს საზამთრო კარავი“ (წიფლნარი ტყე — ერეკვა ნეკერჩხალი)	18—80	A ₀	0—2								
		A	2—23	2—23	21,24	5,28	0,10	26,62	79,79	19,83	0,38
		AB	23—40	26—36	18,08	4,61	1,83	24,52	73,73	18,81	7,46
		B	40—66	48—58	21,87	4,40	0,44	26,71	81,88	16,47	1,65
		Bc	66—78	67—77	19,99	5,24	0,33	25,56	78,21	20,50	1,29
C	>78										

ლიტერატურა

1. კეცხოველი ნ. — საქართველოს მცენარეული საფარი, თბილისი, 1965
2. კორძაია მ. — საქართველოს ჰავა, თბილისი, 1961
3. საბაშვილი მ. საქართველოს ნიადაგები, თბილისი, 1963.
4. საბაშვილი მ. — ნიადაგმცოდნეობა, თბილისი, 1970.
5. М. С а б а ш в и л и — Почвы Грузии, Тбилиси, 1948.
6. შევარდნაძე მ. — მდინარე სუფსის აუზის მთა-ტყეთა ნიადაგები, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შრომები, ტომი — 111, 1965.
7. შევარდნაძე მ. — მდინარე ნატანების აუზის მთა-ტყის ნიადაგების შესახებ. საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის მოამბე, ტომი XXVI, №2, 1961.
8. ჯანელიძე ა. — ზოგადი გეოლოგია, თბილისი, 1960.

**БУРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ БАСЕЙНА РЕКИ ЧХАКАУРАС
ЦКАЛИ**

Резюме

В работе дается краткий обзор природных условий почвообразования — рельефа, геологического строения, климата, растительности и др.

В очерке показаны основные закономерности географического распространения горнолесных почв.

Характеристика сопровождается данными анализов механического состава, гумуса, азота, фосфора, рН, поглощенных оснований и др. В соответствии с климатом, рельефом и растительным покровом различаются несколько видов бурых лесных почв (типичные, оподзоленные, скелетные и др.).

В пределах распространения бурых лесных почв весьма большое значение имеет борьба с эрозией почв. В этом отношении весьма важны регулируемая рубка лесов, местами искусственное облесение склонов.

R. UNGIADZE, M. SHEVARDNADZE, I. SHELIA

**BROWN FOREST SOILS OF THE CHKHAKAURAS-TSQALI
RIVER BASIN**

Summary

The paper presents a brief review of the natural conditions of soil formation: relief, geological structure, climate, vegetation, etc. in the title basin. The basic regularities of the geographical distribution of mountain forest soils are indicated. The description is accompanied by the analysis data on the mechanical composition, humus, nitrogen, phosphorus, pH, absorbed bases, etc. Several types of brown forest soils (typical, podzolized, skeletal, etc.) are distinguished according to climate, relief, and plant cover.

Combating soil erosion is of major significance in the areas of distribution of brown forest soils. Most important in this respect is controlled cutting of forests, and artificial afforestation at some places

В. В. ЛЕЖАВА, И. А. СОКОЛОВ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ПОЧВОВЕДЕНИЯ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПОЧВАМ ГРУЗИИ

Исключительно широкий экологический диапазон почвообразования на Кавказе всегда привлекал внимание почвоведов, занимавшихся проблемами генезиса и географии почв. На сравнительно небольшой территории здесь можно найти аналоги самых разных ландшафтов. Поэтому нередко закономерности, установленные первоначально для той или иной территории Кавказа, оказывались глобальными. Достаточно вспомнить хотя бы закон вертикальной зональности, открытый В. В. Докучаевым при изучении кавказских почв. С другой стороны, на примере почв и почвенного покрова Кавказа можно проследить большинство закономерностей, установленных для других территорий. Эти соображения побудили авторов сделать попытку рассмотреть на примере почв Грузии некоторые наиболее актуальные и дискуссионные вопросы современного генетического почвоведения.

Основная цель работы — наметить наиболее интересные направления научного поиска и предложить рабочие гипотезы, на основе которых этот поиск может быть наиболее плодотворным.

Проблема полигенетичности почв. В настоящее время можно считать окончательно установленным тот факт, что почвы и почвенный покров равнинных территорий имеют полигенетическую природу (Ковда, 1973; Роде, 1947; Соколов, 1984 и др.) и для их генетического понимания недостаточно чисто актуалистическое рассмотрение триады «факторы—процессы—свойства». Необходим традиционный подлинно докучаевский эволюционно-исторический подход, при котором рассматривается весь путь эволюции почв, начиная с момента поселения растительности на исходных почвообразующих породах и кончая современным состоянием почв. При этом как в почвах, так и в почвенном покрове, выделяются свойства: а) литогенные—унаследованные без существенного изменения от исходных почвообразующих пород и б) педогенные — возникшие в результате почвообразования. Педогенные свойства в свою очередь разделяются на а) реликтовые — возникшие на былых этапах почвообразования («почва-память») и б) современные — отражающие современное сочетание факторов почвообразования («почва-отражение»). Для горных территорий проблема полигенетичности почв остается дискуссионной. Тот факт, что в горных условиях создаются благоприятные условия для «омоложения» почв в результате эрозийной деятельности, не вызывает сомнений. Но достаточно широко распространены представления о том, что это омоложение происходит настолько интенсивно, что в почвах и почвенном покрове горных территорий практически не сохра-

няются реликтовые свойства и для их объяснения достаточно актуали-
стический подход и моногенетическая модель.

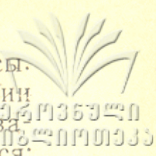
Наши исследования свидетельствуют о том, что эти предположе-
ния верны лишь отчасти: они справедливы в основном для горных
территорий с альпийским крутосклонным рельефом и/или нарушен-
ным растительным покровом. В тех случаях, когда преобладают по-
катые склоны, а при отсутствии нарушений в растительном покрове
и на достаточно крутых склонах, почвенный покров без принципиаль-
ных нарушений может сохраняться достаточно долго и может иметь
не только современные, но и реликтовые признаки. Сказанное в пол-
ной мере относится и к почвам предгорных равнин. Реликтовые при-
знаки описаны в почвах Алазанской долины (Самойлова, 1984). С
периодом палеогидроморфизма связывается характер гумусового го-
ризонта в почвах, которые описываются как черные субтропические
(Накаидзе, 1984). Наши наблюдения позволяют предполагать, что
свойства гумусовых горизонтов черноземов Ширакской степи во мно-
гом обусловлены их историей. В почвенном покрове чередуются почвы
с различной мощностью гумусовых горизонтов и различной их окрас-
кой: от темносерых до темнокоричневых. В тех случаях, когда удает-
ся найти в почвенном покрове участки, характеризующиеся опреде-
ленной хроносеквентностью, появляются основания полагать, что наи-
более темноцветные и мощные гумусовые горизонты имеют большой
возраст и формировались в прошлом, а менее мощные и менее прогу-
мусированные почвы с гумусовыми горизонтами коричневых оттенков
представляют собой относительно молодые образования.

В погребенном состоянии в окрестностях с. Хидистави Горийского
района обнаружены почвы, которые морфологически могут трактовать-
ся как почвы холодных пустынь и имеют, по-видимому, верхнеплей-
стоценовый возраст. Существование здесь в прошлом подобных почв
может оказать влияние на синхронные этим почвам процессы литогенеза,
формировавшие почвообразующие породы для некоторых современ-
ных почв. Такое опосредованное дальное действие может рассмат-
риваться в общем круге проблем полигенетичности почв и почвенно-
го покрова.

Полигенетичные почвы нередки и на территории влажных субтро-
пиков Западной Грузии. Здесь среди красноземных и желтоземных
почв со сравнительно светлыми их маломощными гумусовыми гори-
зонтами встречаются почвы с мощными, темными, хорошо острукту-
ренными гумусовыми горизонтами. Они приурочены к редким участ-
кам сохранившейся естественной растительности и поэтому слабо по-
двержены эрозии (например, на территории Батумского ботанического
сада). Изучение почв, погребенных около 3000 лет тому назад (ар-
хеологические раскопки в г. Вани) показало, что именно такие почвы
господствовали здесь в прошлом, до начала интенсивного освоения тер-
ритории человеком под пашни. Этот большой почвенный покров почти
полностью был уничтожен агрогенной эрозией, и подобные почвы в ис-
торическое время уже не формировались.

Таким образом, эволюционно-исторический подход при изучении
почв горных территорий столь же перспективен, как и при изучении
почв равнин. В хронологическом отношении почвенный покров гор и
предгорных долин даже более сложен и разнообразен, чем почвенный
покров равнин.

Почвообразующая роль процессов внутрипочве-
нного выветривания. Принято считать, что процессы внутри-
профильного выветривания в тропических и субтропических областях



следует рассматривать как ведущие почвообразовательные процессы. Эти представления основываются на столь же традиционном мнении о том, что интенсивность (и даже направление) процессов выветривания в бореальных и тропических областях существенно различается: сиалитное в бореальных гумидных областях и фералитное в тропических. В настоящее время имеется достаточно много материалов для того, чтобы в значительной степени уточнить эти сложившиеся представления. Установлено, что во влажносубтропических областях широко распространены бурые почвы. За время порядка 10—15 тысяч лет (предельный возраст почв бореальных областей) здесь не происходит формирование почв и кор выветривания фералитного состава. Общее направление выветривания в гумидных бореальных и тропических областях на породах принципиально близкого состава различается скорее количественно, чем качественно. Обоснована гипотеза гидротермального генезиса фералитных кор выветривания (Разумова, 1977).

Все это позволяет вернуться к анализу степени обоснованности популярных представлений о красноземах и желтоземах как о биоклиматической норме современного почвообразования во влажных субтропиках Грузии. Наши исследования подтверждают гипотезу гидротермального происхождения красноцветных кор выветривания в этих районах. Об этом свидетельствует: стирание красноцветной окраски в процессе современного почвообразования, отсутствие характерного для почвенных процессов постепенного ослабления степени выветренности с глубиной, широкое распространение красноцветных кор за пределами зоны влажных субтропиков, широкое распространение бурых сиалитных кор выветривания в зоне влажных субтропиков, отсутствии признаков красноцветного выветривания у почв на рыхлых породах голоценового возраста, не содержащих переотложенного красноцветного материала, яркий «пестроцветный» облик кор выветривания, столь характерный для областей современного гидротермального выветривания и др. Таким образом, «желтоземность» и «красноземность» почв Западной Грузии следует рассматривать как литогенное свойство, свойство, унаследованное от исходных почвообразующих пород (древних и, по-видимому, гидротермальных кор выветривания). В процессе современного почвообразования это свойство скорее стирается, чем усиливается. Наиболее ярко оно выражено у почв эродированных, омоложенных в результате агрогенной эрозии (точнее любой эрозии, но в основном антропогенной). Широко распространенные представления о красноземах и желтоземах как о почвах наиболее древних требует по-видимому очень основательной корректировки. Это вероятно относится и к фералитным почвам тропиков вообще. Не исключено, что представление о том, что они в десятки и сотни раз древнее бореальных почв ошибочно. Ведь именно эти районы достаточно благоприятны для сохранения древних кор выветривания (отсутствии материкового оледенения), но мало благоприятны для сохранения почв (ливни, землетрясения, древнее освоение человеком и др.).

От решения этой генетической проблемы во многом будет зависеть и решение классификационно-номенклатурных вопросов. Очевидно, что представление о красноцветности как свойстве педогенном и вывод о литогенном происхождении этого свойства должны по-разному отражаться в рамках генетической почвенной классификации. Столь же очевидно, что в случае признания красноцветности литогенным свойством вряд ли будет целесообразно рассматривать красноземы и желтоземы как бурые почвы на красных или желтых корах выветривания.

ния. Такая точка зрения, по-видимому, дань существовавшей до недавнего времени концепции т. н. «зонального типа», согласно которой все (или почти все) почвы, формирующиеся в сходных биоклиматических условиях, рассматривались как один зональный тип. Вариантами этой устаревшей, точки зрения — концепция «абсолютного климакса», предполагавшая, что в одних и тех же климатических условиях на разных почвообразующих породах формируются одинаковые «климаксные» почвы и почвообразующий потенциал климата не зависит от характера почвообразующих пород. Более современной и логичной представляется позиция, рассматривающая формирующиеся в единых климатических условиях бурые, желтые и красные почвы как почвы, относящиеся к единому спектру литогенных почвенных типов, подобно тому как это делается для рендзин, подзолов и буроземов.

Проблема происхождения текстурно-дифференцированных почв для Грузии — (субтропических подзолов или желтоземно-подзолистых почв) традиционно одна из наиболее сложных и дискуссионных в почвоведении. В центре дискуссий до сих пор находятся почвы Русской равнины — подзолистые суглинистые почвы. Но все концепции, предложенные для объяснения их происхождения, проверяются на ТДП других регионов, в том числе и на ТДП Западной Грузии. В настоящее время конкурируют две основные гипотезы, гипотеза кислотного гидролиза и гипотеза лессиважа. Все остальные по сути могут рассматриваться как их производные (элювиально-глеевая, псевдоподзоливание и др.). По мере накопления фактов дискуссия не только не затихала, но скорее наоборот, усиливалась. Чем больше накапливалось новых фактов, тем очевиднее становилась их необъяснимость ни в рамках гипотезы кислотного гидролиза глинистых силикатов, ни в рамках гипотезы лессиважа. Для почв Русской равнины в настоящее время доказано, что вся часто парадоксальная совокупность фактов, которую не удавалось столь долго объяснить в рамках всех «почвенных» гипотез происхождения текстурной дифференциации, легко объясняется, если допустить исходную литологическую двучленность почвообразующих пород (Соколов и др. 1983). Эта гипотеза происхождения ТДП обоснована прямыми фактами на основе изучения поведения литологических слоев, в которых формируются горизонты A2 и Bt и литологического состава этих горизонтов. Установлено, что между этими горизонтами (литологическими слоями) имеются различия в минералогическом и литологическом составе, которые не могут вызываться почвенными процессами: поведение этих горизонтов (их независимость от факторов и процессов почвообразования, возможность взаимопроникновения и отдельного существования, плейстоценовый или раннеголоценовый возраст, отсутствие на молодых поверхностях, наличие погребенных гумусовых горизонтов и т. п.) не подчиняется почвенным закономерностям (Величко, 1973).

Для текстурно-дифференцированных почв Западной Грузии уже не раз указывалось на их литологическую двучленность (Зонн, Шония, 1971; Ромашкевич, 1974). Более того, именно литологическая неоднородность рассматривалась как первопричина их генетического своеобразия. Вместе с тем, важная роль в генезисе почв отводилась и процессам лессиважа, которые наряду с процессами кислотного гидролиза привлекались для объяснения предполагавшегося усиления текстурной дифференциации в процессе почвообразования.

Наши наблюдения полностью подтвердили предположения об исходной литологической двучленности текстурно дифференцированных



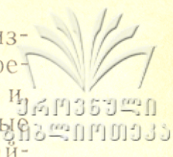
почв Западной Грузии. Та система аргументов, которая ранее была использована для доказательства исходной двучленности суглинистых почв Восточно-Европейской равнины, оказалась в основном применима и при изучении почв Западной Грузии. Именно исходная литологическая неоднородность почвообразующих пород объясняет особенности воднофизических свойств этих почв, способствует формированию контрастного водного режима с периодами поверхностного переувлажнения и оглеения, в результате которого формируются поверхностные осветленные горизонты (отбеленные, обезжелезненные). Обезжелезнение основной массы этих горизонтов обусловлено выносом железа и/или его стяжением в конкреции. Генетически текстурно дифференцированные почвы Западной Грузии представляют собой поверхностно-глеевые гумусоаккумулятивные выщелоченные почвы. Интенсивность этих процессов определяется совокупностью современных факторов почвообразования, среди которых важную роль играют особенности рельефа. В дренированных условиях создаются более благоприятные предпосылки для развития гумусоаккумулятивных процессов и слабо развиты (или практически отсутствуют) явления поверхностного оглеения. На выровненных террасовидных поверхностях формируются сильно оглеенные почвы. Степень текстурной дифференциации при этом не зависит от степени оглеения. Среди оглеенных почв нередки почвы с мощным плотным конкреционным горизонтом — плинтитом. Этот горизонт существенно ограничивает и затрудняет возможности сельскохозяйственного использования почв. Поэтому изучение причин его появления и поиск методов преодоления его негативных свойств можно рассматривать как одну из важнейших теоретических и практических задач. Эта проблема не имеет пока достаточно обоснованного решения и остается дискуссионной. Наиболее вероятным представляется формирование плинтита в постлитогенную фазу почвообразования в условиях переменного увлажнения и контрастного окислительно-восстановительного режима. Наиболее актуальны проблемы: время образования плинтита, скорость этого процесса, возможность его возобновления, источники железа и др. Ответы на эти вопросы послужат основой для разработки методов преодоления неблагоприятных свойств почв с плинтитовым горизонтом.

Плащеобразные покровные отложения и их роль в почвообразовании. Эпоха последнего оледенения характеризовалась широким распространением перигляциальных условий с резко континентальным холодным засушливым климатом и растительностью холодных степей или сухих тундр (тундро-степи). Эти условия способствовали активизации процессов эолового литогенеза (лессонакопления) и разнообразных криогенных процессов (Хотинский, 1970). В перигляциальной обстановке были широко распространены плащеобразные покровные отложения (так называемые покровные суглинки), характерные для равнинных ледниковых и перигляциальных областей (Русская равнина, Западная и Средняя Сибирь, Центральная Якутия, Приамурье, Приморье и др.). Генезис плащеобразных покровных отложений остается дискуссионным (Шило, 1971). Наиболее обоснованной представляется гипотеза, связывающая их происхождение с таянием разнообразных ледово-минеральных толщ, в том числе лессово-ледовых (т. н. «едом», сохранившихся в настоящее время на равнинах Северо-Востока Евразии). Именно к этим отложениям приурочены текстурно-дифференцированные почвы как в Европе, так и в Сибири (Томирдиаро, 1980; Колпаков, 1982).

Наши исследования показали, что на аккумулятивных расчлененных подгорных равнинах в Западной Грузии (Соколов, Лежава, 1984) широко распространены суглинисто-глинистые плащеобразные покровные отложения проблематичного возраста и генезиса. Эти отложения залегают на склонах и водоразделах на высотах от 50 до 200 м. Их единообразие на разных поверхностях, плащеобразный характер, однотипность формирующихся на них почв позволяет в качестве рабочей гипотезы рассмотреть возможность их субреального перигляциального образования. Проверка этой гипотезы интересна не только сама по себе. В случае ее справедливости получают логичное объяснение многие факты: 1. Однотипность почв на разновысотных и разновозрастных поверхностях; наличие одновозрастных покровных отложений делает этот мало понятный факт вполне естественным. 2. Наличие покровных отложений на самых разных элементах рельефа позволяет сделать вывод о том, что расчленение территории происходило в основном до формирования плаща и не играло существенной роли после его образования. 3. Подтверждается вывод о сравнительно молодом возрасте красноземных и желтоземных почв, которые сильнее подвержены эрозии и имеют возраст заведомо более молодой, чем текстурно-дифференцированные почвы, то-есть поздние голоценовые.

Заметим, что активизация процессов субареального литогенеза в перигляциальных условиях позднего плейстоцена, по-видимому, привела к появлению эолового материала не только на подгорных равнинах, но и на горных склонах, как это имеет место в горных системах, прилегающих к областям активного аэриального литогенеза (Памир, Тянь-Шань и др.). Позднее этот аллохтонный материал мог преотлагаться склоновыми процессами. При этом формировался поверхностный нанос, состоящий из смеси аллохтонного и автохтонного материала. Это явление часто недоучитывается, что может привести и неоднократно приводило в прошлом, к ошибочным генетическим выводам. По-видимому, именно это явление породило представление о быстром формировании выщелоченной от карбонатов толще на карбонатных породах, о формировании суглинистых кор выветривания с текстурно-дифференцированными почвами на элювии магматических пород и т. п.

Антропогенная эволюция почв и почвенного покрова. Современное почвообразование характеризуется мощным и практически повсеместным влиянием антропогенных факторов. Нередко их роль настолько существенна, что приводит к коренному изменению почвенных режимов (осушение, орошение), отдельных свойств (химизация) или даже всей системы почвенных горизонтов (плантажирование). Создаются искусственные почвы. В большинстве случаев темпы эволюции почв под влиянием антропогенных факторов значительно выше темпов естественной эволюции. Направление антропогенной эволюции часто предсказуемо, и нередко эта эволюция приводит к негативным последствиям (вторичное засоление, слитизация, переуплотнение, химическое загрязнение, эрозия и т. п.). Поэтому проблема изучения антропогенной эволюции почв и почвенного покрова в различных природных условиях и при различных способах освоения и использования земель представляет собой одну из важнейших теоретических и практических проблем современного генетического почвоведения. Особенно актуальна эта проблема для территории Грузии с ее исключительным разнообразием природных условий, ограниченностью фондов пахотнопригодных почв, интенсивным и древним освое-



ნიმ და გორნამ რელეფომ. ვ მაქსიმალური სტენური ანთროპოგენური იზმენური ხარაქტერი დოაქვ ვადაური გური. იმენური დური სოსრედოტოენი, ს დური სორი, ტერიტორიი ნაბოლეს დრენური სოსრენი დ ს დური სორი, ტერიტორიი, ისპირივაიური ნაბოლეს ინტენსიური სოსრენური ანთროპოგენური ვოდეიური: მელიორირირანი დერი, ჩაინური პლანტაციი დ ტ. პ.

კაფედრა გიდროლოგიი სური დოაქვ ვადაური ტბილისური სოსრენური ვადაური უნივერსიტეტი

პოქვენური ინსტიტუტი იმ. ვ. ვ. დოკუჩაევი

ლიტერატურა

1. ველიჩკო ა. ა. პირიდური პროცესი ვ პლეისტოენე. მ., ნაუკა, 1973, ს. 241.
2. ზონი ს. ვ., შონია ნ. კ. პსევდოპოქვოლიანი ვ სუბტროპიქური პოქვოდეინე. № 1, 1971.
3. კოლპაკოვი ვ. ვ. უსლოვი რასპროსტრანენი დო ზალეგანი ედომური სვიტი. ვ კნი.: მერზლოტო-გეოლოგიქური პროცესი დო პალეოგეოგრაფია ნიქვნიუსური სევერო-ვოსტოკი აზიი. მაგადანი, 1982, ს. 22—29.
4. კოვდა ვ. ა. ოსოვი იქვნიური პოქვა. მ., ნაუკა, 1973, 440 ს.
5. ნაკანძე ე. კ. პოქვი ომერენო სური სუბტროპიქოვი ზაკავკაზი დ იქ ს. ხ. ისპირივანი. ავტ. დოქ. დის. მ., 1984.
6. რაქვოვი ვ. ნ. დრენური კორი ვიქვერიანი დო გიდროტერმალური პროცესი. მ., ნაუკა, 1977, ს. 10—250.
7. როდე ა. ა. პოქვობოქვოვანიური პროცესი დო ევოლუცია პოქვი. ოგიზ, გოსუდარსტენური იქვდარსტენური გეოგრაფიქური ლიტერატური. მ., 1947, ს. 140.
8. რომაშქვიჩ ა. ი. პოქვი დო კორი ვიქვერიანი ვლჟური სუბტროპიქოვი გური. მ., ნაუკა, 1974, 230 ს.
9. სომაილოვა ე. მ. ისტორია რავიტი პოქვი სსსრ ვ გოლოცენე. პუქვინო, 1984, ს. 163.
10. სოკოლოვი ი. ა., მაქევიჩ ა. ო., ტურსინა ტ. ვ., ვერბა მ. პ., კოვალევი ნ. გ., კულინსკია ე. ვ. კ პრობლემა გენეზისი პოქვი ს ტექსტურნო-დიქვინირირანიური პროფილემ. პოქვოდეინე, № 5, 1983, ს. 129—143.
11. სოკოლოვი ი. ა. პოქვობოქვოვანი ვ ლედიკოვი დ პერიგლაციალური რავინიანი. ვ კნი.: ისტორია რავიტი პოქვი სსსრ ვ გოლოცენე, პუქვინო, 1984, ს. 15—16.
12. სოკოლოვი ი. ა., ლეჟავა ვ. ვ. ო პრობლემა გენეზისი დო ევოლუცია პოქვი ვლჟური სუბტროპიქოვი ნა პრემერი ვადაური გური. ტამ ზე, ს. 164—165.
13. ტომირდიარო ს. ვ. ლესოვი-ლეოვაი ფორმაცია ვოსტოქური სიბირი ვ პოქვინე პლეისტოენე. ნაუკა, მ., 1980, ს. 121.
14. ხოტინსკიი ნ. ა. გოლოცენი სევერური ევრასიი. მ., ნაუკა, 1970, ს. 200.
15. შილო ნ. ა. პერიგლაციალური ლიტოგენეზი ვ ობიქვი სქემა კონტინენტიალური პროდოობოქვოვანიური. ტრ. სვკნიი სო ან სსსრ, ვ. 38, 1971, ს. 3—56.

ი. სოკოლოვი, ზ. ლეჟავა

თანამედროვე გენეტიური ნიადაგმცოდნეობის წამყვანი პრობლემები — პოლიგენეტიურობა, ტექსტურული დიფერენცირება, ანთროპოგენული ევოლუცია და სხვა, საქართველოს ნიადაგური საფარის მაგალითზე შედარებით ევოგრაფიულ ასპექტში.

რ ე ზ ი უ მ ე

განსილულია თანამედროვე გენეტიური ნიადაგმცოდნეობის წამყვანი პრობლემები — პოლიგენეტიურობა, ტექსტურული დიფერენცირება, ანთროპოგენული ევოლუცია და სხვა, საქართველოს ნიადაგური საფარის მაგალითზე შედარებით ევოგრაფიულ ასპექტში.

V. LEZHAVA, I. A. SOKOLOV



საქართველოს
აკადემიის
გამომცემი

TOPICAL PROBLEMS OF GENETIC SOIL SCIENCE IN
APPLICATION TO GEORGIAN SOILS

Summary

The paper discusses the Key problems of modern genetic soil science, viz. polygenesis, textural differentiation, anthropogenic evolution, etc., in application to the soil cover of Georgia. The approach is comparative-geographic.

В. В. ЛЕЖАВА, Т. В. ТУРСИНА, Е. Б. СКВОРЦОВА,
Л. Г. МАЧАВАРИАНИ, Г. В. АПЦИАУРИ

МИКРОМОРФОМЕТРИЯ ОГЛЕЕННЫХ ОРТШТЕЙНОВЫХ ПОЧВ ГРУЗИИ

Среди оглеенных почв Грузии встречаются почвы с сильно ожелезненным ортштейновым горизонтом. Изучение этих почв представляет большой теоретический и практический интерес, поскольку не ясны многие вопросы их генезиса и практического использования. Неизвестно происхождение ортштейнового горизонта, скорость его образования, методы улучшения агрофизических свойств почв с этим горизонтом и т. п. (2, 3).

При изучении морфологии оглеенных почв большое внимание уделяется структурному состоянию почвенных горизонтов, количеству и строению новообразований в почве. Эти показатели исследуются как макро-, так и микроморфологически. В последнее время микроморфологические исследования начали сопровождать микроморфометрическим анализом наиболее важных элементов микростроения почвы. Наибольшее развитие получила микроморфометрия порового пространства (4, 5, 6, 7, 8). Морфометрия других компонентов микростроения освоена в значительно меньшей степени. В том числе мало изучены железистые образования, всестороннее исследование которых необходимо для глеевых почв (1).

В нашем исследовании проведен автоматический морфометрический анализ ортштейнов в плоскопараллельных почвенных шлифах площадью 5–7 см². Одновременно исследовалось поровое пространство почвы. В задачу наших исследований входило: опробация автоматического морфометрического анализа для исследования железистых новообразований в почвенных шлифах и получение совместной микроморфологической характеристики порового пространства и железистых образований оглеенных почв с ортштейновым горизонтом.

Объектом исследования является желтоземно-подзолистая глеевая почва Очамчирского района Западной Грузии. В профиле почвы выделяется пылеватая верхняя часть и более тяжелые по механическому составу нижние горизонты, которые являются временным водоупором и обуславливают глееватость почвы. По всему почвенному профилю встречаются железистые ортштейновые образования. Наибольшее количество этих образований приурочено к границе легкой и тяжелой частей профиля, где сформирован сильно ожелезненный уплотненный ортштейновый слой, залегающий на глубине 35–50 см.

Морфометрический анализ проводили на оптико-электронном анализаторе изображения Квантимет-720 (Англия) (4). Железистые образования исследовались непосредственно в шлифах, пористость—на контрастных фотограммах, выполненных со шлифов при пятикратном

увеличении. Подсчитывали площадь, периметр и количество пор и ортштейнов разного размера. На основании полученных данных рассчитывали отношение суммарной площади измеренных деталей изображения (пор, ортштейнов) к квадрату их суммарного периметра. Это отношение (фактор формы—ФФ) численно характеризует степень изрезанности порового пространства или ожелезненных зон в шлифах.

В исследованных почвах выявлены следующие морфометрические особенности железистых образований и пористости.

Среди железистых образований встречаются два вида (3): первый представлен сплошными плотными железисто-гумусовыми стяжениями темно-бурого или черного цвета округлой или неясно-угловатой формы. Преобладающий размер этих образований — 0,5—3 мм. Они преимущественно приурочены к верхней облепченной по механическому составу части оглеенного профиля (Табл. 1).

Таблица 1

Свойства железистых образований в оглеенных почвах

Глубина, см	Внешний диаметр Fe-образований (мм)								
	0.2— —0.5	0.5— —1.0	1—2	2—3	3—5	5—7	7—10	>10	>0.2

Суммарная площадь ожелезненных зон S (% к площади шлифа)

0—10	0.2	0.2	1.8	1.4	1.9	0	0	0	5.5
20—30	0.2	0.9	1.5	1.7	0	3.7	0	0	8.0
35—45	0	1.1	0.5	0.6	10.0	7.7	4.0	7.5	31.1
45—55	0.5	0.2	2.4	2.0	9.9	2.3	0	0	17.2
70—80	0.1	0.3	0.8	0.8	0.3	0	0	9	2.3
90—100	0.2	0	0	0	9	0	0	0	0.2

Суммарный периметр ожелезненных зон Pe (в долях к периметру шлифа)

0—10	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0	0	0	0.9
20—30	0.1	0.4	0.3	0.2	0	0.2	0	0	1.2
35—45	0	0.1	0.3	0.2	0.1	0.6	0.4	0.7	3.3
45—55	0	0.2	0.4	0.3	1.1	0	0	0	2.0
70—80	0	0.2	0.2	0.1	0.1	0	0	0	0.6
90—100	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Количество ортштейнов в шлифах (в числителе—ортштейны сплошного заполнения, в знаменателе — «бубликовые» ортштейны)

0—10	2/0	4/0	5/0	2/0	1/0	0	0	0	14/0
20—30	5/0	9/0	6/0	2/0	0	1/0	0	0	23/0
35—45	0	1/1	4/0	0/1	1/2	1/3	0	0/1	7/8
45—50	0/1	2/4	0/5	3/0	1/6	0	0	0	0/16
70—80	2/0	5/0	3/0	1/0	1/0	0	0	0	12/0
90—100	1/0	0	0	0	0	0	0	0	1/0



В ортштейновых горизонтах помимо сплошных конкреций имеется множество специфических округло-овальных образований, в которых железистая пропитка не сплошная. Она имеет вид скорлупы, в центре которой сохранилась нежелезненная масса. Внешние размеры таких конкреций неполного заполнения 5–10 мм. Толщина ожелезненной каймы 1–3 мм. Морфометрический анализ ортштейнов позволяет диагностировать ортштейновый горизонт, который резко выделяется по всем исследованным параметрам: распределению ортштейнов по размеру, площади ожелезнения, периметру ожелезненных зон. Величина фактора формы для ортштейнов крупнее 3 мм в этом горизонте ниже, чем в остальных слоях, хотя форма «бубликов» очень близка к округлости и практически не отличается от формы сплошных конкреций. Низкие значения ФФ обусловлены тем, что площадь ожелезненных зон отнесена к суммарному периметру внешних и внутренних контуров ожелезнения. Благодаря наличию нежелезненных зон в конкрециях несплошного заполнения отношение $\frac{S}{(Pe)^2}$ резко снижается (Табл. 2).

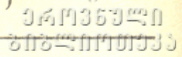
Таким образом, в профиле почвы приуроченность ортштейнов разного вида к различным генетическим горизонтам диагностируется сочетанием морфометрических признаков: распределением ортштейнов по размеру, площадью ожелезнения, фактором формы ожелезненных зон. Для «бубликовых» конкреций характерна высокая площадь ожелезнения и низкие значения ФФ, для конкреций сплошного заполнения — высокие значения ФФ при относительно малых площадях ожелезнения.

По строению порового пространства профиль исследованной почвы можно разделить на несколько частей. Верхние 10 см имеют хорошо развитую пористость с преобладанием пор упаковки агрегатов и разветвленных пор типа вагов с низкими значениями ФФ. Реже встречаются

Таблица 2.

Суммарный фактор формы ожелезненных участков шлифа $\left(\frac{S}{Pe^2}\right)$

Глубина, см	Внешний диаметр ортштейнов (мм)	
	>0.2	>3.0
0—10	41.1	456.0
20—30	36.4	601.6
35—45	17.1	22.0
45—55	25.8	62.0
70—80	34.5	328.1
90—100	—	—

Количество пор в шлифах (площадь поля зрения 3 см²)

 苏联科学院
土壤植物营养研究所

Глубина, см	Размеры пор (мм)							
	0,1— —0,2	0,2— —0,3	0,3— —0,4	0,4— —0,5	0,5— —1,0	1,0— 2,0	> 2,0	> 0,1
0—10	43	24	18	14	18	4	0,7	122
20—30	58	35	21	12	16	3	0,3	145
35—45	39	23	12	14	20	5	1,5	146
45—55	19	10	5	6	6	4	4	68
70—80	64	31	18	10	19	7	3	211
90—100	63	28	11	7	13	4	1	171

биогенные поры — каналы и камеры. Рыхлое сложение горизонта и присутствие крупных пор проявляется в относительно высоких значениях общей макропористости.

С глубиной пористость пылеватой части профиля несколько сокращается. На глубине 20—30 см в слабо агрегированной массе встречаются редкие разветвленные поры и тонкие трещинки. Общая площадь пор > 0,1 мм не превышает 7%. Крупных пор мало (Табл. 3).

Пористость ортштейнового горизонта представлена преимущественно порами упаковки крупных ожелезненных агрегатов и тонкими трещинами по граням структурных отдельностей. Встречаются крупные не сообщающиеся поры, которые имеют слабо изрезанную неразветвленную форму и отличаются малым периметром и высокими значениями ФФ (Табл. 4).

Лежащие ниже водоупорные обогащенные илом и глиной горизонты в сухом состоянии имеют типичную структуру растрескивания с преобладанием пор—трещин, которые увеличивают общую макропористость в шлифах. В межтрещинном пространстве распространены обильные мелкие поры канало-пузырькового типа. Поры > 2 мм отличаются низкими значениями ФФ и сильной изрезанностью.

В целом морфометрические особенности исследованного порового пространства отражают литолого-генетические и почвенные свойства профиля. Наибольшее диагностическое значение имеют величины площади и периметра пор, а также ФФ пор > 2 мм. ФФ пор меньшего размера отличается высоким варьированием и в меньшей степени отражает специфику пористости горизонтов.

Выводы

1. Полученные морфометрические данные соответствуют микроморфологическим особенностям пор и ортштейнов и являются важной характеристикой оглеенных почв и отдельных их горизонтов.
2. Применение морфометрического анализа позволяет количественно охарактеризовать морфологические различия в изученных компо-



Свойства порового пространства глинистых почв

Глубина, см	Размеры пор (мм)							
	0.1— —0.2	0.2— —0.3	0.3— —0.4	0.4— —0.5	0.5— —1.0	1.0— —2.0	>2.0	>0.1

Суммарная площадь пор S (% к площади шлифа)

0—10	0.4	0.5	0.5	0.5	2.0	2.0	2.3	8.3
20—30	0.4	0.5	0.6	0.4	2.0	1.7	0.9	6.7
34—45	0.4	0.7	0.5	0.5	1.4	3.4	1.0	8.1
45—55	0.2	0.3	0.3	0.4	1.9	1.0	0.4	4.5
70—80	0.3	0.4	0.3	0.3	1.8	3.5	3.9	10.5
90—100	0.3	0.4	0.3	0.4	1.3	0.8	10.5	14.1

Суммарный периметр пор Pe (в долях к периметру шлифа)

0—10	0.5	0.4	0.3	0.3	0.9	0.6	0.7	3.9
20—30	0.6	0.5	0.4	0.2	1.0	0.6	0.2	3.6
35—45	0.5	0.6	0.4	0.3	0.6	1.0	0.3	3.9
45—55	0.2	0.2	0.2	0.2	1.0	0.5	0.1	2.4
70—80	0.4	0.4	0.2	0.1	0.9	1.1	0.8	4.2
90—100	0.4	0.3	0.2	0.2	0.6	0.3	2.2	4.5

Суммарный фактор формы пор

$$\left(\frac{S}{(Pe)^2} \cdot 10^4 \right)$$

0—10	10.9	15.2	27.9	32.7	16.1	16.1	14.4	3.4
20—30	9.3	18.6	22.0	44.4	13.8	48.9	14.0	3.4
35—45	10.7	13.9	30.5	36.5	21.9	23.1	120.0	3.2
45—55	21.3	37.5	29.8	74.1	12.1	28.8	78.5	4.3
70—80	11.6	15.1	36.1	47.0	14.1	17.4	41.2	3.7
90—100	12.0	25.7	24.8	61.4	23.8	56.1	12.4	4.1

нентах микростроения и проводить сравнение по степени их выраженности.

3. Непосредственное измерение площади ожелезнения в почвенных шлифах может быть полезным при решении таких практических задач как подсчет общего запаса сегрегированного железа в почве, оценка эффективности сельскохозяйственных мероприятий и т. д.

4. Микроморфологическая и морфометрическая характеристика оглеения изученных почв дает основания для выделения современных признаков оглеения и реликтовых черт былых условий формирования ортштейновых образований.

Кафедра гидрологии суши и
почвоведения Тбилисского
государственного универси-
тета

Почвенный институт
им. В. В. Докучаева

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайдельман Ф. Р., Оглезнев А. К. Диагностическое значение морфологических признаков оглеенных почв. Почвоведение, 1969, № 11.
2. Скворцова Е. Б., Мачавариани Л. Г. Микроморфометрические особенности железистых новообразований и пористости оглеенных почв Западной Грузии. Материалы респ. конфер. «Микроморфологические методы изучения почв». Тб., ТГУ, 1985, с. 7, 8.
3. Гурсина Т. В., Лежава В. В., Мачавариани Л. Г. Микроморфологические особенности глеевых почв с ортштейновым горизонтом. Мат. респ. конф. «Почвы горных регионов». Тб., СХИ, 1984.
4. Гурсина Т. В., Скворцова Е. Б., Кулинская Е. В., Грачева М. В., Микроморфометрический анализ пористости почв. Почвоведение, 1985, № 4.
5. Geuper E., Beekman W. Apparate und Methoden der Micromorphometrischen, Structuranalyse des Bodens — In: Die morphometrischen Bodenanalyse stuttgart, 1967, p. 36—57.
6. Ismail S. N. A. Micromorphometric soil porosity characterization by means of electrooptical image analysis (Quantimet 720)—soil Survey Papers, 1975, №: 9. p. 104
7. Jongerius A. Micromorphometric soil analysis by means of Quantimet 720.— Fortshritte der Quantitativen bildanalyse; Yort raqo des IMANCO—symposiums 1975, p. 161—185.
8. Murphy C. P., Bullock P., Turner K. H. The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. Part I. Principles and techniques—J, Soil. Sci, 1977, v. 28, № 3, p. 498—508.

3. ლეჟავა, ტ. ტურსინა, ე. სკვორცოვა, ლ. მაჭავარიანი,
ბ. ავსიაური

საქართველოს ორთმტეინიანი გაღებულნი ნიადაგების
მიკრომორფომეტრია

რ ე ზ ი უ მ ე

დასავლეთ საქართველოს ორთმტეინიან ნიადაგებში მიკრომორფომეტრიული მეთოდით შესწავლილია ზოგიერთი ნიადაგური კომპონენტების რაოდენობრივი მაჩვენებლები. ეს მონაცემები ასახავენ ნიადაგურ და ლითოლოგიურ-გენეტიკურ თვისებებს.

LEZHAVA V., TURSINA T., SKVORTSOVA E.,
MACHAVARIANI L., APTSIAURI G.



**MIKROMORPHOMETRY OF THE GLEY ORTSHEIN SOIL
OF GEORGIA**

S u m m a r y

The quantitative indices of some components of Western-Georgian Ortstein soils have been studied by the microphotometric method. The data obtained reflect their soil and lithologic-genetic properties.

И. В. БОНДЫРЕВ, Ц. И. ДОНАДЗЕ, И. Ф. БОНДЫРЕВА

КОНЦЕПЦИИ ИНФОРМАТИВНОСТИ И РЕЛЕВАНТНОСТИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Определение роли геоморфологической информации в общем ходе научного исследования и проблема выбора информации до сих пор остаются вне внимания исследователя. В то же время для совершенствования методологической основы исследований представляется необходимым теоретическое обоснование процесса поиска и отбора информации. Информация определяется нами как способность отражения всех накопленных на сегодняшний день сведений об объекте исследования, представленная в документалистическом виде. Чем больше сведений отражено в документе, тем он информативнее. Таким образом, информативность — это количество информации, передающей все реальные, объективно существующие в науке положения, факты, закономерности и т. д. без анализа их научного значения.

Релевантность или полезность является вторым не менее важным качеством информации. Однако, в отличие от объективной информативности, она целиком зависит от личности исследователя, его опыта, эрудиции, запросов, направления и методов исследования и т. д., то есть, с одной стороны, релевантность является субъективной, поскольку она зависит от потребностей исследователя, но она и объективна, т. к. отражает реально существующую потребность именно в той или иной информации. Налицо две категории, различающиеся по своей направленности и характеру: стремление к увеличению информативности приводит к возрастанию количества привлекаемых материалов и фактов, а обеспечение релевантности запросов исследователя — к фильтрации и отбраковке информации.

Противоположность здесь лишь видимая, ибо решение конкретных вопросов научной практики возможно при учете только той части общего объема знаний, которая соответствует выбранной тематике и методике исследования, что позволяет концентрировать научную мысль на наиболее важных (для решения данной конкретной проблемы) аспектах, в то же время полностью обеспечив их всей необходимой информацией.

Рассмотрим данные рассуждения на примере использования научной информации в геоморфологических исследованиях. Существование на сегодняшний день различных направлений в геоморфологии: структурного, динамического, климатического, прикладного, картографического и т. д. обуславливает огромный объем информации, привлекаемой при разработке геоморфологических задач.

В последнее время накопилось огромное количество информации, заключенное в издании «Геологическая изученность СССР», т. XI Груз.



ССР» (1985), которая практически почти не используется, хотя в нем сосредоточено около 85% всех опубликованных и фондовых материалов по различным направлениям проектных, специализированных, методических, теоретических и изыскательных работ за период с 1989 г. по настоящее время. Весь этот информационный потенциал лежит мертвым грузом, т. к. службы НТИ отрасли не ведут обработки этого материала именно в силу его чрезмерной информативности.

Но накопление информации идет, в общем, за счет не только такого синтетического реферативного материала, но так же с применением следующих методологических примеров: во-первых, это работа с первоисточниками: научно-технической литературой и фондовыми материалами. Во-вторых, это информация, полученная в результате полевых или лабораторных исследований.

В третьих, это ознакомление с реферативными журналами и экспресс-информацией. В четвертых, личные контакты с коллегами во время работы конгрессов, конференций, съездов, симпозиумов, совещаний и т. д. И лишь затем идет использование возможностей аппарата местного органа информации. Практически во всех случаях (кроме второго) мы имеем дело с тем или иным видом документов, содержащим столько научной терминологии, что мы вправе считать их составленными специфическим геоморфологическим языком. По мнению Л. И. Чернобай и Г. И. Денисовой (1985) в настоящее время наблюдается стремление к определенному изменению геологического языка: к его конденсации, компрессии и сжатию, что полностью можно отнести и к геоморфологической терминологии.

Сложность этого языка заключается в огромном наборе терминологии, порой равнозначных понятий и терминов. За период с 1960 г. в Институте геологии и геофизики СО АН СССР и Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР велась работа по изучению понятийной основы геолого-геоморфологической отрасли. На сегодняшний день у нас в стране и за рубежом уже издано более 75 терминологических словарей-справочников по геоморфологии. Так, только в изданном в 1979 г. «Терминологии структурной геоморфологии и неотектоники» помещено более 1800 терминов. Причем только понятие «структурной геоморфологии» имеет более 14 различных трактований, «горы складчатые» — 6, «неотектоника» — 16, «морфотектоника» — 9, а понятие «морфоструктура» — более 34 толкований. Само собой разумеется, что вся эта ситуация вызывает большие методологические сложности и недоразумения. В результате, у исследователя в качестве естественного протеста против такой ситуации возникает неосознанное и стихийное стремление к упрощению и сокращению терминов при одновременном увеличении их понятийной емкости.

Примером может служить замена понятия «слабонаклонная денудационная равнина» термином «педимент» или же «устойчивые жесткие блоки земной поверхности» — на «кратоны».

Наблюдается также все более редкое использование сложных терминов, таких как «грабен-синклиналь вулканотектоническая» или же «геолого-геоморфологические объекты» или «полигенный вулкан с моногенным ядром» и их замена более простыми: «синклинальная депрессия», «морфоструктура», «эксплозивный стратовулкан» и т. д. При этом следует учитывать существующую на сегодняшний день избыточную информативность терминологического характера. Примером является сосуществование терминов «горы эрозионные», «горы денуда-

ционные», «горы-свидетели», «горы столовые», «столовые останцы», являющихся синонимами.

Избыточная информативность приводит к расплывчатости образов и нечеткости понятий, мешает выделению основного направления, в конечном итоге, затрудняет развитие научной мысли. Получается своеобразный парадокс: чем больше мы знаем об объекте исследования, тем сложнее выявить главное. Сито, через которое исследователь процеживает всю имеющуюся в его распоряжении массу информации, добываясь получения лишь релевантных данных, каждый строит на основе своих личных представлений о целесообразности тех или иных методов исследования, имеющегося у него опыта и интуиции, что не позволяет решать вопрос выдачи релевантной информации без активного участия в этом процессе потребителя.

Большое значение имеет подход исследователя к выбору методов исследования. Так, при изучении палеорельефа, информативность данных исследования зависит от правильного выбора самой основы для создания палеогеографических или палеогеоморфологических реконструкций. По мнению Р. И. Никоновой изучение истории развития рельефа по конформной ему структурно-вещественной основе расширяет информационные возможности рельефа» (1986, стр. 93), что в свою очередь позволяет не только увеличить информативность исследования, но и добиться максимальной релевантности.

Однако решать данную проблему без применения современной человеко-машинной технологии практически невозможно. Определенные шаги в этом направлении уже сделаны (Симонов, 1977: Девдариани, 1967; Бондырев и др., 1986), что позволяет надеяться на решение ряда спорных вопросов в ближайшее время. Одним из таких вопросов является постановка проблемы о разработке формы предмашинной документации банка данных (БД) по геоморфологии. Некоторые специалисты считают необходимым разработать по возможности более простую форму предмашинного документа. С этим вряд ли можно согласиться, т. к. кажущаяся простота формы входного документа большей частью оборачивается либо избыточной информативностью, что в свою очередь, затрудняет выдачу релевантного материала, либо наоборот, недостаточной информативностью, что опять-таки обесценивает выдаваемую информацию. Это обуславливается тем, что на предварительной стадии не происходит дробления документа по графам и строкам, а выдается он в цельном виде. Такая выдача содержит много шума, а следовательно, снижает как информативность, так и релевантность выдаваемого материала.

Для работы в формате АИПС/ЕС — «Регион» нами разработана форма предмашинной обработки документов, состоящая из 48 полей (см. схему). Первые 16 полей представляют собой запись библиографического материала (т. е. первый контур). Следующие 8 полей (17—25) отражают пространственную привязку объекта и его общую характеристику. Поля с 26 по 48 соответствуют отдельным пунктам реферата (второй контур) и каждый из них может быть выведен на терминал самостоятельно. Такой вид документа представляется нам наиболее удобным как для пользователя, так и для внесения в документ изменений и дополнений, не выводя из БД всего документа (при работе с пакетом прикладных программ «ДИАЛОГ»).

МАКЕТ ПРЕДМАШИННОГО ДОКУМЕНТА



I контур

1. УДК	9. Дата
2. Рубрика	10. Сведения о местонахождении документа
3. Министерство	11. Авторы
4. Ведомство	12. Наименование документа
5. Отдел (экспедиция)	13. Количество томов
6. Партия (группа)	14. Количество стр. текста
7. Адрес	15. Графика (виды и типы карт)
8. Государственный регистрационный номер.	16. Приложения (краткие описания)

Общая характеристика и пространственная характеристика объекта

17. Задачи и цели исследования	
18. Вид работ (тематика, съемка, прикладные исследования и т. д.)	
19. Стадия работ	22. Высота над у. м.
20. Район работ (административный район и расстояние до населенного пункта)	23. Площадь участка работ
21. Географические координаты и номенклатура топопланшета	24. Геоморфологическая привязка района работ
	25. Масштаб работ

II контур

26. Методы и методика исследования	
27. Объемы работ	
28. Морфо-литологическая характеристика участка*	
29. Описание структурных блоков	
30. Наличие морфоструктур II порядка и их краткая характеристика	
31. Наличие морфоструктур III порядка	
32. IV порядка	
33. V порядка	
34. Характеристика кольцевых структур	
35. Связь геоморфологических объектов с оруднением	
36. _____ с инженерными сооружениями	
37. _____ с характером растительности	
38. _____ с/х культурами	

* Дается по методике Бондырева И. В., Сепертеладзе З. Х. (1984).

- 39. Величина денудации (общая)
- 40. Величина плоскостного смыва
- 41. Величина аккумуляции

- 42. Величина энергии рельефа
- 43. Возраст рельефа
- 44. Период и продолжительность наибольшей активности геодинамических процессов
- 45. Период и продолжительность спада активности геодинамических процессов

- 46. Данные лабораторных исследований
- 47. Рекомендации
- 48. Составитель документа

Как видно из макета документа, предлагается группировка количественной информации по 12 признакам (поля 21–23, 25, 28, 39–45), а качественной — также по 12 (поля 24, 29–38 и 46), что позволяет не только достигать высокой степени информативности, но и при необходимости автоматизированной отбраковки части информации для получения максимально релевантного документа на выходе.

Так, например, при запросе «Какие исследования и кем проводились в масштабе 1:50000 на территории Казбегского района для выявления морфоструктур IV порядка» выходной документ будет содержать информацию, заключенную в ячейках полей 2–7, 10–12, 17–23, 25–27, 32, 47, что резко сократит время, необходимое на ознакомление с распечаткой или чтение с терминала и принятие на их основе решения потребителем.

Таким образом, изучение аспектов информативности и релевантности в геоморфологических исследованиях в конечном итоге позволит выделить наиболее оптимальные методы и приемы изучения природных объектов и поднять их на качественно новый уровень.

Кафедра Геоморфологии и геоэкологии

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернобай Л. И., Денисова Г. И. — Анализ геологических словарей и тезаурусов (роль префиксальных неологизмов в геологической терминологии), ЭИ, сер. «НТИ в геологии», вып. I. Изд. ВИЭМС, М., 1984.
2. Никонова Р. И. — Проблема пенеппена в геоморфологии, Изд. «Наука», М. 1986.
3. Симонов Ю. С. — Группа задач по определению количества и качества информации, содержащейся на геоморфологической карте, В кн. «Геоморфологическое картирование», Изд. «Высшая школа», М., 1977.
4. Девдариани А. С. — Математический анализ в геоморфологии, Изд. «Недра», М., 1967.
5. Бондырев И. В., Бондырева И. Ф. — К вопросу лингвистического обеспечения подготовки баз данных по геоморфологии при использовании АИПС «ДИАЛОГ», Тез. докл. республ. конференции по информац. проблемам, Кобулет, 1986.
6. Бондырев И. В., Бондырева И. Ф. — О разработке предмашинного документа для банка данных по геоморфологии, Тез. докл. республ. школы,

семинара по актуальным проблемам развития системы НТИ. (9—14 ноября, 1987, г. Батуми), часть I, Изд. ГрузНИИНТИ, Тбилиси, 1987.

7. Бондырев И. В., Сепертеладзе З. X. — Опыт количественной оценки морфологического компонента ландшафтного комплекса, Мат. меж-факульт. конферен. по естеств. наукам, Изд. Тбилисского гос. ун-та, Тбилиси, 1984.



ზონდირაჰვი ივ., დონაძე ც. ი., ბონდირაჰვა ი. ფ.

**ინფორმატიულობისა და რელევანტურობის კონცეფციები
გეომორფოლოგიაში**

რეზიუმე

გაშუქებულია წინააღმდეგობათა და ურთიერთკავშირის საკითხები გეომორფოლოგიაში ორი კატეგორიის ინფორმაციას შორის.

აღნიშნულია ძირითადი ცნებების ტერმინოლოგიური აღრეულობა, რაც იწვევს ჭარბ ინფორმაციას და ცნებათა გაურკვეველობას.

პრობლემის გადასაწყვეტად მიზანშეწონილად არის მიჩნეული კვლევის ადამიანურ-მანქანური ტექნოლოგიის გამოყენება. შემუშავებულია წინასამანქანო საბუთის მაკეტი АИПС/ЕС—«РЕГИОН» ფორმატზე.

I. V. BONDYREV, S. I. DONADZE, I. F. BONDYREVA

**CONCEPTS OF INFORMATIVENESS AND RELEVANCE IN
GEOMORPHOLOGY**

Summary

Problems of the contradictions and interrelationship of information of two categories in geomorphology are discussed. The terminological confusion of the basic concepts, which leads to redundant information and vagueness of concepts, is indicated. The use of man-machine technology is considered advisable in solving the problem. A model of a pre-machine document has been developed in АИПС/ЕС — Region format.



თ. სიმეონიძე

საქონლის მართვა და ეკონომიკა

სამეცნიერო-ტექნიკური პროგრესის ეპოქაში ერთ-ერთ მთავარ ამოცანას ბუნების დაცვა წარმოადგენს.

ყველასათვის კარგადაა ცნობილი, რომ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება ხელს უწყობს დაავადებათა ზრდას, განსაკუთრებით ბრონქიალურ ალერგიულ დაავადებებს, ფილტვის კიბოს, ჰაერის გაჭუჭყიანების შედეგად ხდება კულტურისა და არქიტექტურის ძეგლების დაზიანება. მას მოაქვს დიდი ზარალი ქვეყნის ეკონომიკისათვის.

როგორც მრავალ თანამედროვე ქალაქში, ასევე ქ. თბილისში დიდია ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება. 1989 წლიდან თბილისის ჰაერის გაჭუჭყიანება ნორმასთან შედარებით საგრძნობლად გაიზარდა.

ქ. თბილისში ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების მკვეთრი ზრდა გამოწვეულია, ქალაქქვედმარებისას ბუნებრივ-კლიმატური პირობების გაუთვალისწინებლობით. თბილისის ტერიტორია დანაწევრებულ რელიეფზე მდებარეობს (მისი ცენტრალური ტერიტორია მოთავსებულია ეგრეთ წოდებულ ქვაბულში). თბილისში ძველთაგანვე ნაწილი საწარმო-დაწესებულებებისა შენდებოდა ყოველგვარი ფიზიკურ-გეოგრაფიული და მეტეოროლოგიური პროცესების გათვალისწინების გარეშე. ერთ ქვაბულში საცხოვრებელ ტერიტორიებზე განლაგებული საწარმო-დაწესებულებები უარყოფით მოქმედებას ახდენენ ქალაქის საჰაერო აუზზე.

აღსანიშნავია, რომ დღევანდელი ქალაქის მჭიდროდ დასახლებულ უბნებში, მრავალი ქარსანა და საწარმოა, რომელთა გარშემო არ არსებობს ჰიგიენური ნორმებით გათვალისწინებული მწვანე მასივები, ამასთანავე, ამ უბნებში რთული ავტოსატრანსპორტო ქსელებია. ქ. თბილისში ავტოსატრანსპორტის ჯამური გამოწვევა, ატმოსფეროს დაბინძურების 85% -ს შეადგენს.

ეს ყოველივე კი ხელს უწყობს ხშირ ნისლს, მათ შორის ყველაზე მდგრადი ნისლის ტიპს „სმოვი“, რომლის შემადგენელი წვეთები შეიცავენ დიდი რაოდენობით ატმოსფეროს დამაბინძურებელ მინარევებს. სმოვი დიდ ზიანს აყენებს ადამიანის ჯანმრთელობას, განსაკუთრებით მოქმედებს ადამიანისა და ცხოველების სასუნთქ ორგანოებზე. 1952 წ. სამი-ოთხი დღის მანძილზე ლონდონში სმოვისაგან გარდაიცვალა 4000 ადამიანი, 1963 წ. ნიუ-იორკში — 400 ადამიანი. არ იქნება მოულოდნელი, თუ კი იგივე მოეღის ქ. თბილისის მცხოვრებლებს. ფაქტიურად „სმოვი“ საკმაოდ ხშირია ჩვენს დედაქალაქში, რაღა თქმა უნდა ჯერჯერობით ბევრად უფრო ნაკლები, ვიდრე მოყვანილ მაგალითში.

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება იწვევს ნიადაგის, ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების გაჭუჭყიანებას, ასევე გარკვეულად ცვლის კლიმატს.

ატმოსფეროს გაჭუჭყიანება ამცირებს მზის ულტრაიისფერი გამოსხივების შეღწევადობას, რომელიც აუცილებელია ადამიანის ჯანმრთელობისათვის.

საჰაერო აუზის გაჭუჭყიანება დამლუბველად მოქმედებს თვით მცენარეულ საფარზე. ქალაქის ტერიტორიაზე ატმოსფეროს მკვეთრი გაჭუჭყიანებისაგან ნადგურდება მწვანე მასივები. მაგ. თუ ცაცხვი ტყეში 300—400 წელს ცოცხლობს, ქალაქის პარკებში 125—150 წ., ხოლო ბუღეარებსა და ქუჩებში მხოლოდ 60—80 წელიწადს აღწევს.

ცნობილია, რომ ეკოლოგიური პრობლემების გადაწყვეტის ერთ-ერთ ქალაქ-გეგმარებით საშუალებას წარმოადგენს ლანდშაფტურ-ეკოლოგიური მიდგომა.

ცნობილია, რომ თბილისის ბაღებითა და ნაწილობრივ ტყეებით იყო გარშემორტყმული, ამიტომ ქალაქის კლიმატი უფრო რბილი და კომფორტული იყო. მათ შესახებ რამდენიმე წერილობითი ცნობა არსებობს. ფრანგი მოგზაური, პარიზის საეპარო სახლის წარმომადგენელი ჟან შარდენი წერდა: „ტფილისის მიდამო შემკულია რამდენიმე სალხინო სახლითა და მშვენიერი ბაღებით. ყველაზე დიდი მეფის ბაღია (ვახტანგ V, ანუ შაჰნავაზის — 1620—1675 წწ.). ხეხილი ცოტაა, მაგრამ იმისთანა ხეებით არის სავსე, რომლებიც ამშვენებს ბაღს და ჩრდილს და სიგრილეს ავრცელებს.

უფრო ნათელ წარმოდგენას ძველი თბილისის ბაღების შესახებ გვაძლევს ვახუშტი ბატონიშვილის გეგმა 1800 წლის რუკაზე. მთელი სოლოლაკი (ახლანდელი თავისუფლების მოედნიდან სოლოლაკის ქედამდე) მეფისა და დედოფლის ბაღებით იყო დაფარული, ხოლო იმავე მოედნის დასავლეთით და ჩრდილოეთით გიორგი ბატონიშვილის ბაღი იყო.

უნდა აღინიშნოს, რომ იმ პერიოდის ქალაქის საცხოვრებელი უბნები, სადაც საკმაოდ მცირე გამწვანება იყო, არ იყო მოწყვეტილი ეკოლოგიურ თანასწორობას, სწორედ ქალაქის გარეუბნებში არსებული ტყეები და მწვანე მასივები ქმნიდნენ ეკოლოგიურ წონასწორობას.

ზემოთ ხსენებული ბაღების გაჩეხვა 1824 წელს დაიწყო. მთელი ეს ტერიტორიები კერძო სახლების მშენებლობას დაეთმო. ძველი ბაღებიდან შემოგვრჩა მხოლოდ ორი ფრაგმენტი—„მეფის ბაღი“ ლედვთახევში, რომლის ბაზაზე შეიქმნა ბოტანიკური ბაღი და გიორგი XII ბაღის ნაწილი, რომელზეც შემდგომში მეფის-ნაცვლის სასახლის ბაღი გაშენდა.

დღეს სამეცნიერო-ტექნიკური პროგრესის ეპოქაში მაქსიმალური ყურადღება უნდა დაეთმოს მწვანე ტერიტორიების გაშენებას. ქ. თბილისში აუცილებელია გაიზარდოს მწვანე საფარის ფართობი.

ყველასათვის კარგადაა ცნობილი, რომ მცენარეული საფარი აუმჯობესებს მიკროკლიმატს და წმენდს ჰაერს მავნე აირებისაგან. მაგ. ქალაქის ერთი ჰექტარი გამწვანებული ტერიტორია შთანთქავს დაახლოებით 8 კგ. ნახშირორჟანგს, რაც წარმოადგენს 200 ადამიანის მიერ გამოყოფილ ნასუნთქს.

თბილისის გენერალური გეგმით გათვალისწინებული მწვანე ტერიტორიების წლების მანძილზე არ შენდება. საერთო სარგებლობის მწვანე ნარგავები დღეს თბილისში 7,7 კვ მ. წარმოადგენს. 1 სულ მოქალაქეზე ეს მაჩვენებელი დაახლოებით 3-ჯერ ნაკლებია ნორმაზე.

ქალაქის გეგმით გათვალისწინებულ მწვანე ტერიტორიებზე ამჟამად შენდება სხვადასხვა დანიშნულების ობიექტები.

ახალ მიკრორაიონებში უკვე ოთხი ათეული წელია არ გაშენებულა დიდი პარკი, თვით მიკრორაიონები ყოველდღიურად იზრდება. მწვანე საფარის შემცირებასთან ერთად, ეკოლოგიური მდგომარეობის გაუარესებას ხელს უწყობს ქალა-

ქის ტერიტორიაზე არსებულ მწვანე ტერიტორიებს შორის კომპლექსურ-სივრცითი კავშირების არარსებობა.

საჭიროა, რომ პარკები, ბაღები, სკვერები, ბულვარები და ცენტრალური ხეები ქმნიდნენ ერთიან, მთლიან მწვანე ზოლებს, ხოლო ეს მწვანე ზოლებს მჭიდრო კავშირში იყოს ქალაქის საგარეუბნო ზონაში არსებულ მწვანე ტერიტორიებთან, ბუფერებთან (ქანგბადის რეზერვატორებთან).

ქალაქის გარშემო უნდა გაიზარდოს ძველად არსებული ტყის ტერიტორიები ქალაქ თბილისის გარშემო არსებულ მწვანე სარტყელს ერთ-ერთი მთავარი როლი აკისრია ატმოსფეროს გაჯანსაღებაში.

ტყე რეგულირებას უწევს მთელ რიგ ბუნებრივ პროცესებს—განიავებას, ეროზიას, მეწყერებისა და ღვარცოფების წარმოქმნას.

თბილისის გარშემო მწვანე ტერიტორიების გაზრდა აუცილებელია ქალაქის საჰაერო აუზში სხვადასხვა მანენე აირების და მტვრის კონცენტრაციის შემცირების მიზნითაც.

ზაფხულის მშრალ და ცხელ ამინდში ქედების გაშიშვლებულ ზედაპირზე მზის მაღალი რადიაციისა და ქარების ერთობლივი მოქმედებით ვითარდება ინტენსიური ეროზია. ატმოსფეროს ცირკულაციის ვერტიკალურ დინებებს გაყოლილი მტვერი აბინძურებს ქალაქის ატმოსფეროს.

თბილისში ეკოლოგიური წონასწორობის შესანარჩუნებლად აუცილებელია ქალაქის საგარეუბნო ზონაში გამოიყოს და დაცულ იქნეს ბუნებრივი ლანდშაფტები, რომელთაც შესწევთ უნარი თვითრეგულაციისა.

ბუნებრივი დაცული ლანდშაფტები დაიცავენ ბუნებრივ კომპონენტებს ანთროპოგენური ზემოქმედებისაგან (საჰაერო აუზს, წყლის რესურსებს, ნიადაგს, მცენარეულ და ცხოველურ სამყაროს).

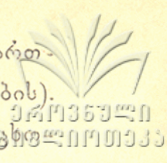
თბილისის საგარეუბნო ზონებში შექმნილ ბუნებრივი ლანდშაფტების ტერიტორიაზე ე. წ. ბუფერულ ზონებში აუცილებელია აიკრძალოს ყოველგვარი ანთროპოგენური ზემოქმედება (აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ სააგარაკო ნაკვეთები, ქ. თბილისის გარშემო, ზოგიერთ შემთხვევაში, შენდება უნიკალურ ლანდშაფტებში და არა ყამირ მიწებზე, რაც ყოველად დაუშვებელია).

როგორც ზევით იყო ნახსენები, თბილისის ტერიტორია ხასიათდება რთული რელიეფით, აქედან გამომდინარე, ქალაქის ტერიტორიაზე განლაგებულია როგორც ძლიერქარიანი, ისე უქარო უბნები, ქალაქის ტერიტორიაზე წარმოიქმნება რამდენიმე მიკროკლიმატური ზონა.

მთელი წლის განმავლობაში ქ. თბილისის ტერიტორიაზე გაბატონებულია ჩრდილო-დასავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარები.

ჩრდილო-დასავლეთის ქარები მტვრის მცირე შემცველობით ხასიათდება. სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარები გაშიშვლებული სტეპებიდან ქრიან და შეიცავენ დიდი რაოდენობით მტვერს, რომელიც ქალაქის ყველაზე დაბალ ტერიტორიებზე გროვდება.

ქალაქის გენერალურ გეგმაში აუცილებლად უნდა იყოს გათვალისწინებული ქალაქში გაბატონებული ჩრდილოეთის ქარები. დიდი დიდმის საცხოვრებელი რაიონის მშენებლობა ხელს უშლის ჩრდილოეთის ქარის ნაკადის მოძრაობას. დიდმის ტერიტორია ინტენსიურად უნდა გამწვანდეს, მხოლოდ ნარგავი ხეებისა და მაღლივი ბუჩქების სახით, რომლებიც მიეკუთვნებიან ჰაერგამტარ ბარიერებს (შენობებისაგან განსხვავებით).



ცხრილ I-ში მოცემულია საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიური სამმართველოს მონაცემები თბილისის საჰაერო აუზის შესახებ (1984—1989 წლების). ცხრილი I მოწმობს 1989 წელს ქალაქის საჰაერო აუზის გაჭუჭყიანების რიცხობრივი მაჩვენებლის ზრდას.

სწორედ ამ წლებში წარმოებდა დიდი დიღმის ტერიტორიის ინტენსიური გაშენება.

ვფიქრობთ, მართებულია მეცნიერთა მიერ მრავალჯერ გამოთქმული აზრი, რომ ის ტერიტორია, რომელიც დღეს დიდი დიღმის საცხოვრებელ მასივს უკავია, უნდა წარმოადგენდეს ქალაქისათვის ესოდენ აუცილებელ „მწვანე ფილტვს“.

ქ. თბილისის ჰაერის გაჭუჭყიანების პრობლემის დასაძლევად მიზანშეწონილია ქალაქის ტერიტორიის ინტენსიური განიავება. მისი განხორციელება ძნელია თბილისის ცენტრალურ დაბლობ ტერიტორიაზე, სადაც ხშირად შეიმჩნევა პატარა სისწრაფის ქარები და შტილები.

სწორედ აღნიშნულ მიკრორაიონებში, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების მაჩვენებელი საკმაოდ მაღალია, რასაც მოწმობს ცხრილი № 2-ში მოტანილი საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიური სამმართველოს მონაცემები, თბილისის საჰაერო აუზის შესახებ, ჰაერის გაჭუჭყიანების დაკვირვების პუნქტების მიხედვით (1989 წელს Δ2 და Δ6 პუნქტებში გაჭუჭყიანების რიცხობრივი მაჩვენებელი მაქსიმუმს აღწევს).

ვფიქრობთ, ქალაქის ცენტრალურ დაბლობ ტერიტორიაზე აუცილებლად უნდა შეადგინოს მდ. მტკვრის მიმართულების მქონე ჩრდილოეთის ქარმა სუფთა ჰაერის ნაკადის სახით.

ქალაქის ტერიტორიაზე არსებულ მთა-ხეობათა ქარებს, საჰაერო აუზის განიავების თვალსაზრისით, ასევე ერთ-ერთი წამყვანი მნიშვნელობა აქვს.

ძველი თბილისის თავდაპირველი ტერასული განაშენიანება და ქალაქის მთავარი ქუჩების მდინარის პერპენდიკულარულად მიმართულება ხელს უწყობდა მთა-ხეობათა ქარების მოძრაობის ქალაქის ტერიტორიის ყველაზე დაბალ წერტილებში შეღწევას. მომდევნო საუკუნეებში, ქალაქის გეგმარებაში გაჩნდა ცვლილებები, კერძოდ, მდინარის პერპენდიკულარულად განლაგებული ქუჩები ჩაიკეტა ნაგებობებით, რამაც ძველი შეუშალა მთა-ხეობათა ქარების მოძრაობას. დღევანდელი ქალაქის ცენტრალურ უბნებში, იქ სადაც მთა-ხეობათა ქარებია გაბატონებული, ყოვლად დაუშვებელია მაღლივი შენობების აშენება, ისინი ძალზე ართულებენ ქალაქის განიავებას.

ქალაქის საგარეუბნო ზონაში არსებულმა სუფთა ჰაერმა მთა-ხეობათა ქარების საშუალებით, შეუფერხებლად უნდა მიადგინოს ქალაქის ცენტრალურ დაბლობ ტერიტორიას, ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებიდან გამომდინარე შესაძლებელი მწვანე ზოლების გამოყენებით.

მდ. მტკვრის გასწვრივ და პერპენდიკულარულად განლაგებული ქუჩების ქსელის დაგეგმარება, შესაბამისი ტერასული განაშენიანებით მოგვცემს ქ. თბილისის ტერიტორიის ინტენსიური განიავების საშუალებას, რითაც შევამცირებთ საჰაერო აუზის გაჭუჭყიანების მაჩვენებელს.



	1984	1985	1986	1987	1988	1989
მტვერი (0,15)	0,4	0,3	0,3	0,5	0,4	0,5
აზოტის ორქანგი (0,04)	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,07
გოგირდის ორქანგი (0,05)	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	—
ნახშირქანგი (3)	5	4	4	4	4	5
ხსნადი სულფატები	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
აზოტის ქანგი	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
ფენოლი	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005	0,008
ფორმალდეჰიდი	0,013	0,010	0,012	0,011	0,012	0,014

ქ. თბილისის პაერის გაჭუჭვიანება დაკვირვების პუნქტების მიხედვით (1989) მგ. მ³

	Δ1	Δ2	Δ4	Δ5	Δ6	დაკვირვების პუნქტი		
						Δ28	Δ29	Δ32
მტვერი (0,15)	0,8	1,1	1,3	0,3	0,9	0,7	0,4	0,6
აზოტის ორქანგი (0,04)	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,7
გოგირდის ორქანგი (0,05)	0,136	0,151	0,145	0,142	0,154	0,136	0,139	0,133
ნახშირორქანგი	3	11	10	2	12	3	8	6

Т. К. ХИМШИАШВИЛИ

АРХИТЕКТУРА И ЭКОЛОГИЯ

Резюме

Дается анализ современных экологических проблем г. Тбилиси. В нем представлены новые методы решения экологических проблем с помощью новых методов планировки города.

T. K. KHIMSHIASHVILI

ARCHITECTURE AND ECOLOGY

Summary

The paper by "Architecture and Ecology" (on the example of Tbilisi) analyses the modern ecological problems of Tbilisi. The paper gives new methods of town-planning with the consideration of the ecological processes involving Tbilisi.

შინაარსი

გეოლოგია

1. სხირტლაძე ნ., შირინიანი კ., ყულოშვილი ს., — კავკასიის გვიანროგენული (ზედაპლიოცენ-მეოცენული) ეულკანიზმი	21
2. თუთბერიძე ბ., — ჰიდროთერმალურად მეტამორფოზირებული ქანები ჯავეხეთის ზეგნის ახალგაზრდა ეულკანურ წარმონაქმნებში	26
3. იაკობიძე ე. — გვარის Coniopteris ახალი სახე საქართველოს შუაიურული ნა- ღეჭებიდან	29
4. მრეველიშვილი ნ. — მსხვილი ფორამინიფერების სისტემატიკის საკითხისათვის	40

გეობრაფია

5. ხმალაძე თ., შაუთიძე თ., — მდინარე რიონის კალაპოტის დეფორმაციების გამო- კვლევები	45
6. ხიდაშელი ნ., მოწონელიძე ნ. — საქართველოს სამრეწველო ქალაქების კლი- მატურ-ეკოლოგიური დახასიათება	46
7. ბოკერია მ., ბენაშვილი მ., ბუაჩიძე ი. — ცნობები გამოთვლილი ქარის სიჩქარეების შესახებ	50
8. ბოკერია მ., ბენაშვილი მ. — ზოგადი ცნობები კლიმატური პარამეტრების შე- სახებ სამშენებლო ნორმებსა და წესებში სხვადასხვა კონსტრუქციების და- პროექტების დროს	57
9. პეტრიაშვილი თ. — ხობის რაიონის ბუნებრივი პირობები და რესურსები	65
10. უნგიაძე რ., შევარდნაძე მ. — მდინარე ნატანების აუზის წითელმიწა ნიადაგები	78
11. უნგიაძე რ., შევარდნაძე მ., შელია ი. — მდინარე ჩხაკაურას წყლის აუზის ტყის ყომრალი ნიადაგები	87
12. სოკოლოვი ი., ლეჟავა ვ. — თანამედროვე გენეტური კონცეფციები საქართვე- ლოს ნიადაგების მაგალითზე	101
13. ლეჟავა ვ., ტურსინა ტ., სკვორცოვა ე., მაჭავარიანი ლ., აფცია- ური გ. — საქართველოს ორთშტეინიანი ვალეებზე ნიადაგების მიკრომორფომეტრია	108
14. ბონდირევი ივ., დონაძე ც., ბონდირევა, ი. — ინფორმაციულობისა და რელევანტურობის კონცეფციები გეომორფოლოგიაში	115
15. ხიმშიაშვილი თ. — არქიტექტურა და ეკოლოგია	116

СО ДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ

1. Схиртладзе Н., Ширинян К., Кулошвили С., — Позднеорогенный (Верхнеплиоцен-четвертичный) вулканизм Кавказа	5
2. Тутберидзе Б., — Гидротермально-метаморфизированные породы из молодых вулканогенных образований Джавахетского нагорья	23
3. Якобидзе Е., — Новый вид рода <i>Соллпортис</i> из среднеюрских отложений Грузии	27
4. Мревлишвили Н. И., — К вопросу о систематике крупных фораминифер	31

ГЕОГРАФИЯ

5. Хмаладзе О., Шаутидзе О., — Натурные исследования русловых деформаций на участке русла с осередковым и побочным типом руслового процесса на р. Риони	42
6. Хидашели Н., Моцонелидзе Н., — Эколого-климатическая характеристика промышленных городов Грузии	49
7. Бокерия М., Бенашвили М., Буачидзе И., — Сведения о расчетных скоростях ветра	55
8. Бокерия М., Бенашвили М., — Общие сведения о климатических параметрах в СНиП-е во время проектирования различных конструкций	63
9. Петриашвили О., — Природные условия и ресурсы Хобского района	76
10. Унгиадзе Р., Шеварднадзе М., — Красноземы бассейна р. Натанеби	85
11. Унгиадзе Р., Шеварднадзе М., Шеллиа И., — Бурые лесные почвы бассейна реки Чхакаурас Цкали. —	94
12. Лежава В., Соколов И., — Актуальные проблемы генетического почвоведения применительно к почвам Грузии	95
13. Лежава В., Турсина Т., Ткворцова Е., Мачавариани Л., Аnciaури Г., — Микроморфометрия оглеенных ортштейновых почв Грузии.	103
14. Бондырев И., Донадзе Ц., Бондырева И., — Концепции информативности и релевантности в геоморфологии.	110
15. Химшиашвили Т., Архитектура и экология.	120

გამომცემლობის რედაქტორები: ლ. ალაფიშვილი, ნ. ქანთარია

ტექნიკური ფ. ბუღალაშვილი

კორექტორი ნ. ელიზბარაშვილი

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 15.09.97.

საბეჭდი ქაღალდი 70X108^{1/16}

პირობითი ნაბეჭდი თაბახი 12,01

სააღრ-საგამომც. თაბახი 9,18

შეკვეთა № 324. ტირაჟი 200.

ფასი სახელშეკრულებო

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა,
380028, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზ., 14.

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა,
380028, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზ. 1.