

290
2003

263



ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის
სახელმწიფო უნივერსიტეტის შრომები

ТРУДЫ ТБИЛИССКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
УНИВЕРСИТЕТА ИМ. ИВ. ДЖАВАХИШВИЛИ

PROCEEDINGS OF I. JAVAKHISHVILI
TBILISI STATE UNIVERSITY

355

ISSN 1512-1410

გეოგრაფია • გეოლოგია
ГЕОГРАФИЯ • ГЕОЛОГИЯ
GEOGRAPHY • GEOLOGY





ISSN 1512-1410

საქართველოს სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამომცემლობა
PROCEEDINGS OF TAVAKHISHVILI Tbilisi STATE UNIVERSITY

158

საქართველოს სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამომცემლობა
PROCEEDINGS OF TAVAKHISHVILI Tbilisi STATE UNIVERSITY
GEOGRAPHY . GEOLOGY

158.



თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
ИЗДАТЕЛЬСТВО ТБИССКОГО УНИВЕРСИТЕТА
TBILISI UNIVERSITY PRESS

საქართველოს სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამომცემლობა



თბილისის
ხელისუფლების

ТРУДЫ ТБИЛИССКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
УНИВЕРСИТЕТА ИМ. ИВ. ДЖАВАХИШВИЛИ
PROCEEDINGS OF I. JAVAKHISHVILI TBILISI
STATE UNIVERSITY

355

**ГЕОГРАФИЯ . ГЕОЛОГИЯ
GEOGRAPHY . GEOLOGY**

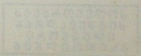
თბილისის
ხელისუფლების
თბილისის
ხელისუფლების



ТБИЛИСИ 2003 TBILISI



გეობრაფია . გეოლოგია



ვ. ალფაიძე, ნ. ბერუჩაშვილი, გ. გრიგოლია, ნ. ელიზბარაშვილი, ბ. თუთბერიძე, მ. მელიქსეთ-ბეგი (პასუხისმგებელი მდივანი), ი. სალუქვაძე, ზ. სეფერთელაძე, ნ. სხირტლაძე (მთავარი რედაქტორი), ზ. ტატაშვიძე, თ. ჭელიძე, ა. ხანთაძე, ო. ხმალაძე (მთ. რედაქტორის მოადგილე)

Алпаидзе В.С., Беручашвили Н.Л., Григолия Г.Л., Элизбарашвили Н.К., Меликсет-бек М.Д. (ответственный секретарь), Салуквадзе И.М., Сепертеладзе З.Х., Схиртладзе Н.И. (гл. редактор), Таташидзе З.К., Тутберидзе Б.Д., Челидзе Т.Л., Хантадзе А.Г., Хмаладзе О.Г. (зам. гл. редактора).

V. Alpaidze, N. Beruchashvili, G. Grigolia, N. Elizbarashvili, M. Melicset-Bek (secretary), I. Salukvadze, Z. Seperteladze, N. Skhirtladze (Editor-in-Chief), Z. Tatashidze, B. Tutberidze, T. Chelidze, A. Khantadze, O. Khmaladze (Assistant Editor-in-Chief)

В. И. БУАДЗЕ

ЗОЛОТОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ ГРУЗИИ И РЯДА ДРУГИХ РЕГИОНОВ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМОВ ФОРМИРОВАНИЯ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В отношении режимов формирования рудоносных систем давно укоренились адекватные интерпретации, интегрированные Л.Н. Овчинниковым (1988) в виде концепции об «универсальной стандартности рудообразования». Она вытекает из закономерной повторяемости во времени стандартных обстановок формирования однотипных (конвергентных) рудных парагенезисов и месторождений. Причины их золотоносности расшифровываются с привлечением показателей внутренней геодинамики рудообразования. Так, если создание обстановок для рудной активности происходило на фоне нарушения динамического равновесия в земной коре и (или) в верхней мантии, то причины золотой нагрузки (золотоносности) возникших оруденений должны быть увязаны с такими следствиями внутренней геодинамики, каковыми являются вскипания, скачкообразные неравновесия, дискретные условия рудоотложения и т.д. Соответствующие интерпретации показывают, что золотое оруденение в ходе функционирования рудообразующих систем протекало ступенчато. В связи с этим формулируется задача исключительно важного теоретического и прикладного значения — разработать критерии маркирования золотоносных ступеней в рудоносных системах. Пути ее решения ниже рассматриваются на базе сравнительного анализа разнотипных золотоносных систем древ-

него исполнения и привлечения данных по современным рудообразующим обстановкам (гидротермальным полям океанических пространств).

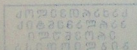
Ступени накопления золота

Понятие о ступенях накопления металлов (Буадзе, 1991; Buadze, 1994) особенно приемлемо для золота, чутко реагирующего на изменения термодинамических параметров минералообразования. Следовательно, обстановки реализации золотосозидательных возможностей рудообразующих систем могут быть реставрированы в последовательностях процессов, приведших к формированию тех или иных рудных формаций. Этому принципу подчиняется приведенный ниже анализ, иллюстрирующий позиции золота в рудоносных системах.

Системы кварцево-жильного малосульфидного профиля в отношении золотоносности наиболее ярко выражены:

1. В неравновесных ассоциациях – «базиты-ультрабазиты – их трансформирующие кислые расплавы и парогидротермы». Примерами служат архейские гнейс (гранит)-зеленокаменные пояса, а также области сопряжения аллохтонных пластин пород океанической коры и посталлохтонных кислых магматитов.
2. В терригенных бассейнах углеродистого (черносланцевого) профиля. Наиболее информативными при этом являются регионы сосредоточения крупных месторождений (Сухой Лог, Мурунтау и др.), сформированных, как обосновывает Д.В. Рундквист (1977), вслед за длительными периодами подготовки (предыстории) рудообразующих систем.

Анализ геологических и металлогенических данных по соответствующим региональным системам (Дзоценидзе, 1969, Адамия, 1984, Гамкрелидзе, Шенгелия, 1999, Закариадзе и др. 1993, Котов и др. 1993, Фрипп, 1980, Groves, Foster, 1996, и др.), а также исследования, выполненные автором в разных регионах (Кавказ, Северо-Западная Африка, Канада, Болгария, Турция), позволяют ему вслед за Ф.В. Чухровым (1955), Г.А. Юргенсоном (1997) и другими исследователями доказывать исходную магнеподобную природу жил кварца.





Золото и другие металлы при этом были составными частями единого магмоподобного флюида кремнезема. Его затвердевание сопровождалось переходом металлов в растворы, образовавшихся в результате дегидратации кремнистого геля. Выпадение золота из них связано с исчерпыванием баланса сероводорода (поддерживающего золото в растворе), расходуемого на образование сульфидов. Процесс садки золота протекал вслед за их отложением.

В соответствии с приведенной интерпретацией особое внимание заслуживает вопрос об очагах, снабжавших рудообразующие системы кремнеземом. Они вероятно возникли: при активном участии фемических и сиалических компонентов; в обстановках поглощения мантийных струй расплавами гранитного состава; в результате дифференциации заполнений очагов на гранитный, фемический (лампрофиры) и кремнистый (золотоносный) составляющие. В рудоносных системах черносланцевого профиля (Мурунтау и др.) подчеркивается последовательность внедрения именно указанных дифференциатов (граниты → лампрофиры → золотоносные вязкие флюиды кремнезема). Сходный механизм (гетерогенизация магм на водосиликатные и фемические алюмосиликатные расплавы и формирование из них золотокварцеворудных жил и парагенетически связанных с ними лампрофиров) недавно предложил Г. А. Юргенсон (1997).

Из данных по Мурунтауйскому району следует, что длительное и многоэтапное функционирование гидротермальной системы (52 млн. лет, промежутки между этапами 15-20 млн. лет; Котов и др., 1993) выразилось синметаморфическим (позднеметаморфическим?) притоком мощных кремнекислых струй. Отложение же золота происходило на завершающих ступенях этапов — в средах уже сформированных кварцевожильных тел. В возрастном и генетическом отношении они больше сближены с лампрофирами, чем гранитами. Последние ограничивают только отдельные этапы.

Приведенный анализ требует углубления путем выполнения специальных исследований. При этом, среди прочих, благоприятными являются кварцево-жильные системы зоны Южного склона большого Кавказа.

Системы колчеданного профиля, при сопоставлении ти-

пов гидротермально-осадочных месторождений (уральский, филизчайский, кипрский), иллюстрируют механизм последовательного образования сульфидных фаз и перехода золота в остаточные растворы соответствующих ступеней. Золотонакопительные флюиды при этом затормаживались в среде сульфидообразования. Они бронировались расположенными выше полями функционирования кремнекислых фумарол. В случаях незащищенности уровней сульфидного рудообразования от перекрывающих толщ воды происходил выход значительных количеств золота в море.

Другим показателем золотоносности характеризуются месторождения типа Куроко. Так, на них, в вертикальных рядах рудных образований, распределение золота ограничивается кислотными фациями метасоматитов и баритовыми рудами. Золото при этом сосредотачивалось в тыловых их частях — пример Маднеульского месторождения, Южная Грузия.

Приведенные трактовки вытекают из конкретных данных по поведению золота в рудоносных системах.

Так, процесс формирования Урупского медно-цинково-колчеданного месторождения (зона Передового хребта Северного Кавказа. Буадзе, Квиладзе, 1977), благодаря его обеспеченности колоссальным количеством сероводорода, ознаменовался постоянным присутствием золота в рудообразующей среде. Его садка происходила синхронно со становлением сульфидного тела — последовательно, вслед за возникновением отдельных порций твердых минеральных фаз. При этом среда становления сульфидной залежи сверху была ограничена обстановкой функционирования кремнекислотных флюидов и, следовательно, защищалась от утечки золота в море.

На Маднеульском колчеданно-барит-золото-полиметаллическом месторождении (Болнисский рудный район, Южная Грузия), условно относимом к типу Куроко, на золото специализированы рудные образования (золотоносные кварциты, полиметаллические и медные штокверковые руды), занимающие подбаритовую позицию. В единой последовательности рудообразования, после формирования сульфидных руд, золото оставалось в растворе до образования баритовых залежей. После возникновения последних, раст-

воры, исчерпавшие кислотный потенциал, не были в состоянии удерживать золото и оно выпало в тыловых частях баритовых тел – на фоне всех добаритовых образований (кварцитов, полиметаллических и медно-сульфидных руд).

Системы интрузивного профиля в отношении золотонности наиболее объективно интерпретируются на примере медно-порфировых месторождений. Предлагаемая модель при этом предусматривает: тяготение золотонакоплений к завершающим уровням дискретных рудообразующих ячеек; маркируемость ступенями золотонакопления концентрических оболочек, последовательно расположенных от медно-порфировых ядер к перифериям систем.

Последовательность золотонных оболочек нередко является крайне растянутой – начиная от порфирового ядра и кончая обстановками золотого оруденения типа Карлин (Silitoe, 1996).

Системы конвекционного регулирования (глубинные флюиды-метеорные воды), маркирующие малоглубинные интрузивные-надинтрузивные (вулканические) обстановки, характеризуются сосредоточением золотого оруденения между щелочными (серицит-адуляровыми, сравнительно глубинными) и кислотными (алунит-каолинитовыми, стратифицированными приповерхностными) уровнями. Последние нередко увязываются с кварцево-сульфидными жилами, часто выступающими в качестве корней стратифицированных кислотных метасоматитов.

Основной импульс золотого оруденения наступал вслед за формированием кислотных метасоматитов, после возникновения которых флюиды, ставшие инертными держать золото, стали сбрасывать его – преимущественно в тыловых их областях.

Отмеченная позиция золотонности характерна для многих объектов, в т.ч. для открытых недавно крупных месторождений в позднепалеогеновых вулканоструктурах молодых вулканических дуг – Хишикари в Южной Японии, Ладолам в Папуа Новой Гвинее и Келиан в Индонезии (Henley, 1996). В этой же позиции находятся золотонные системы Аджарского и Гурийского рудных районов Грузии.

Золото в современных подводных гидротермальных системах

Современные аналоги золотого рудообразования – подводные гидротермальные системы (рис. 1) рассредоточены в обстановках (Hannington, Herzing, Scott, 1996):

1. **Срединно-океанических хребтов:** **TAG**—глубина 3620-3700 м, высокотемпературные (290-3210С) трубки черных курильщиков и холмики низкотемпературных минеральных накоплений; **Snake Pit**—глубина 3500 м, сочетание высокотемпературных (3500С) и сравнительно низкотемпературных (<3500С) полей; **Explorer** —глубина 1800 м, высокотемпературные (3600С) трубки черных курильщиков соседствуют с низкотемпературными минеральными накоплениями; **рифт Galapagos**—глубина 2600 м, рассредоточение низкотемпературных сульфидо-кремнистых холмиков; **13°N** -глубина 2600 м, область развития высокотемпературных (3540С) трубок черных курильщиков; **21° N**—глубина 2600 м, площади развития высокотемпературных трубок черных курильщиков; **Juan de Fuca**—глубина 2200 м, рассредоточение среднетемпературных (<2840С) прижерловых минеральных накоплений.

2. **Подводных гор:** вулкан на центральном хребте **Juan de Fuca**—глубина вулкана 1490 м, в его структуре размещены высокотемпературные (300-3300С) и среднетемпературные (<2500С) флюидные поля.

3. **Островных дуг:** отрезок тыловой дуги **Mariana**—глубина 3600-3700 м, широко развиты среднетемпературные (<2870С) сульфидно-сульфатные трубки и холмики; кальдера в трое **Okinawa**—глубина кальдеры 1480 м, в ней размещены низкотемпературные поля сульфидных накоплений.

4. **Рифтов с усиленными режимами седиментации (вблизи континентальных окраин):** **Guaymas Basin**-глубина 2000 м, рассредоточение высокотемпературных (3150С) фумарольных полей; **Middle Valley**—глубина 2500 м, высокие температуры флюидов (>3000С) у подошвы осадков; **Escanaba trough**—глубина 3250-3300 м, рассредоточение низкотемпературных (18-1000С, <2170С) минеральных накоплений; **Atlantis II** (внутренняя депрессия в Красном море) — глубина 2000-2100м, температура флюида до выхода на дно

моря —4200 С, температура рассола около 600 С, наличие мощного стратиформного накопления металлоносного, в т.ч. золотосного, ила.

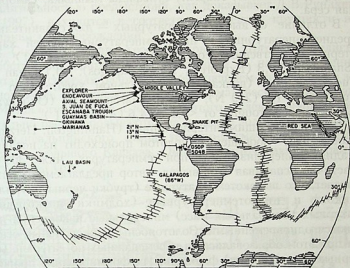


Рис. 1. География размещения современных подводных гидротермальных систем (Hannington, Herzog, Scott, 1966)

В указанных системах накопление золота в первую очередь регулируется температурными градиентами функционирования флюидов и кислотно-щелочными условиями минералообразования.

Так, высокотемпературные фумарольные поля (трубки черных курильщиков), несмотря на пространственную разобщенность и принадлежность к разным геодинамическим обстановкам, консервативны. Для них характерны устойчивость минерального состава (пирит, пирротин, халькопирит) и низкие содержания золота (в ppm, 1 ppm = 1 г/т): 0,2-1 (ТАГ); 0,35 (Snake Pit); 0,1-0,5 (Explorer); <0,1 (130N); <0,1 (210 N); <0,2 (Guaymas Basin); <0,2 (Middle valley); <0,2 (Escanaba trough).

Идентифицируемостью по содержаниям золота и по минеральному составу характеризуются сравнительно низкотемпературные минеральные накопления (холмики). Они

состоят из пирита, марказита, сфалерита, аморфного кремнезема, барита. В кальдере Okinawa развиты также тетраэдрит, теннантит, энаргит, сульфиды мышьяка, самородная сера.

В отличие от высокотемпературных – для сравнительно среднетемпературных и низкотемпературных полей характерны существенные содержания золота: 4,9 (ТАГ); 3,9 (Snake Pit); 3,3 (Explorer); 1,4 (Galapagos); <0,1 (Juan de Fuca)*; 2,9-6,7 (вулкан на центральном хребте Juan de Fuca); 0,65-1,3 (210 N); 0,1-1,7 (Mariana); 5,1 (Okinawa); 2,0 (Escanaba trough); от <0,5 до 4,6 (Atlantis II).

По существующим интерпретациям (Hannington, Herzing, Scott, 1996) обогащение золотом происходит на поздних стадиях минерализации – при температурах ниже 300°C. Частично оспаривая этот вывод, автор предлагаемой статьи считает, что высокотемпературные (трубки черных курильщиков) и низкотемпературные (холмики низкотемпературных минеральных масс) минеральные накопления являются одновременными. Золотоносные минеральные осадки при этом образовались из перемещенных по латерали (от черных курильщиков) флюидов. Их формирование произошло в кислой среде. Садка золота протекала после отложения барита и аморфного кремнезема, т.е. после освобождения флюида от кислотной нагрузки, обеспечивавшей нахождение в флюиде растворенного комплекса золота [типа Au(HS)₂].

Автор склонен утверждать, что в рассмотренных случаях накопления золота маркируют сравнительно низкотемпературные обстановки вокруг высокотемпературных (трубки черных курильщиков) полей. Следовательно они должны рассматриваться в качестве ступеней (барьеров) золотонакопления.

Золотоносные системы областей тектоно-магматической активизации

В отношении маркируемости накопления золота, кроме указанных выше систем (в т.ч. современных), большой ин-

*Это поле, многими показателями идентифицируясь с золотоносным полем Explorer, отличается от него отсутствием барита. Следствием при этом оказалось и отсутствие золота.

терес заслуживают области тектоно-магматической активизации. Они подчеркивают концы подготовительных периодов (предысторий) для металлогенических актов. Именно с длительностью предысторий, как доказывает Д.В.Рундквист (1997), находится в соответствии степень крупности возникших месторождений.

Соответствующие геоструктуры до этого находились в обстановке напряженного состояния и на определенных этапах испытали разрядку с образованием «проколов» в земной коре, залечившихся рудно-магматическими системами. Металлогенические следствия этого явления удовлетворительно расшифровываются на примере золотоносных систем позднеальпийского этапа тектоно-магматической активизации Большого Кавказа. Они сосредоточиваются в рамках трех зон (рис. 2):

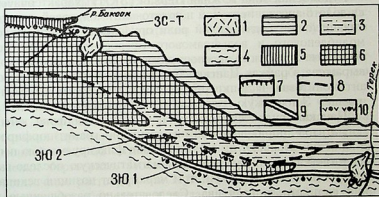


Рис. 2. Золотоносные системы позднеальпийского этапа тектоно-магматической активизации Большого Кавказа.

1 - неоген-четвертичные лавы, 2 - Северокавказская моноклираль и восточное погружение кристаллического ядра Большого Кавказа (нижне-среднеюрские терригенные отложения), 3 - Штулу-Харесская депрессия (нижне-среднеюрские терригенные отложения), 4 - зона Южного склона Большого Кавказа - нижне-среднеюрская глинисто-сланцевая углеродистая (черносланцевая) формация, 5 - палеозойская рифтовая зона Передового хребта Северного Кавказа, 6 - домезозойское гранит-метаморфическое ядро Главного хребта Большого Кавказа, 7 - Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, 8 - разломы, 9 - зона Главного надвига Большого Кавказа, 10 - южные (позднеальпийские) рудно-магматические золотоносные системы.

Рудоносные зоны: ЗЮ1 - зона южная первая; ЗЮ2 - зона южная вторая; ЗС-Т - зона Северная, Тырныаузская.

- **Зоны Южной Первой (ЗЮ 1)**, приуроченной к Главному надвигу (к полосе сопряжения домезозойского гранит-метаморфического комплекса с лейасской глинисто-сланцевой углеродистой формацией);
- **Зоны Южной Второй (ЗЮ 2)**, трассирующей полосу сопряжения домезозойского гранит-метаморфического блока с ниже-среднеюрскими терригенными отложениями Штулу-Харесской депрессии;
- **Зоны Северной-Тырныаузской (ЗС –Т)**, маркирующей Пшекиш-Тырныаузскую шовную зону (сопряжение Главного и Передового хребтов).

Инфраструктура южных зон показана на рис. 3. Они характеризуются автономными особенностями металлогенического развития. При этом обращает на себя внимание более молодой возраст магматитов ЗЮ2, чем ЗЮ1.

Рудоносная зона Южная Первая (ЗЮ1) характеризуется золото-арсенопиритовой и золото-антимонитовой специализацией при подчиненной роли оруденений золото-медно-молибденового и вольфрамового (ферберитового, без золота) стилей. Золото-арсенопиритовая ориентация при этом выражена в рамках Цанской рудоносной системы, а золото-антимонитовая—в Зопхито-Мамисонском сегменте, объединяющем Зопхитскую, Каробскую и Мамисонскую системы.

Цанская рудоносная система, развитая на фоне юных магматитов-диорит-порфиринов, гранитов, гранит-порфиринов и аплитов, обращает на себя внимание фиксируемостью пегматитовой стадии, завершившей магматическую последовательность. Пегматиты при этом маркируют позиции вскипания силикатного расплава. Следовательно разобщенные в пространстве их проявления являются показателями зарождения рудообразующих систем. По их створам ориентировались и флюидные потоки, прокладывавшие путь по трещинам позднемагматического (контракционного) происхождения.

Рудообразование шло на фоне температурной регрессии с возникновением последовательности минеральных ассоциаций (Курцикидзе, 1959): надкритических (кварц-молибденит-турма-линовой, кварц-вольфрамитовой, пиритовой), увяжаемых, как полагает автор, с участками пегматитообразования; высоко-температурной(кварц-арсенопиритовой);



среднетемпературных (олово-сульфидной, полиметаллической); низкотемпературных (кварцево-сульфидной, сульфидно-кальцитовой, золото-серебро-сурьмяной).

Золото-серебро-сурьмяная ассоциация, замыкающая последовательность минералообразования, маркирует ступень сероводородного голодания рудообразующей системы и, следовательно, знаменует обстановку выпадения из флюидов золота. Садка последнего происходит из остаточных растворов — на фоне жильных арсенопиритовых, пирит-арсенопиритовых и кварцарсенопиритовых руд, а также в межжильных пространствах в условиях распада комплексов золота, мигрировавших в породах.

В Зопхитско-Мамисонском сегменте выделяются западный — антимонитовый, восточный — ферберитовый и расположенный между ними — ферберит-антимонитовый субсегменты. Первый из них представлен Зопхитской рудоносной системой, второй — Мамисонской, а Промежуточный — Сагебским, Хврелиетским, Ноцарским и Моцанцарским рудопроявлениями.

Золото в основном сосредоточено в антимонитовом сегменте — на месторождении Зопхито и в ферберит-антимонитовых рудах указанных выше рудопроявлений.

В установленной М.С.Сахаровой (1959) на Зопхитском месторождении последовательности минералообразования (арсенопирит-пирит → кварц-ферберит → кварц-антимонит) вслед за антимонитом фиксируется позиция отложения бертьерита. Последний подчеркивает понижение в остаточном растворе роли H_2S и повышение концентрации железа. Эта обстановка и явилась благоприятной для садки золота. Следует также отметить, что для осаждения золота условие создавалось и без участия бертьерита. При этом имеется в виду погашение баланса серы массовым отложением антимонита и отложение золота из остаточных растворов, уже неспособных держать металл. При этом максимальные его содержания часто смещены от сульфидных руд (Гигадзе, неопубликованные данные), что вполне закономерно.

В рассматриваемом сегменте как бы обособленную позицию занимает Каробская система. Непосредственно на Кароби с молибденитовой минерализацией сопряжены анти-

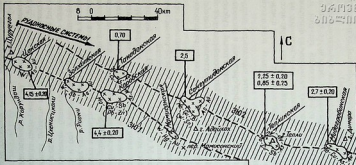


Рис. 3. Позиция золотоносных систем в зоне подвизальнской тектоно-магматической активации Большого Кавказа.

Рис. 3. Позиция золотоносных систем в зоне подвизальнской тектоно-магматической активации Большого Кавказа

Косой штриховкой показана область сопряжения (с севера на юг): палеозойского кристаллического ядра Большого Кавказа (с юрским Шуглу-Харесским грабеном); зоны Главного надвига; юрской архипалитогенной (черносланцевой) формации Южного склона Большого Кавказа. Крестиком отмечены интрузивные ассоциации систем. Жирным пунктиром выделены рудноносные зоны (см. рис. 2): зона южная первая (ЗЮ1); зона южная вторая (ЗЮ2). В квадратах зонками заштрихованные из публикации (Борсук, 1976; Брешнева, Керина, 1982) значены абсолютного возраста (млн. лет) гранодиорит-порфиров рудноносных систем. Малые значения по Теллу и Талдану относятся к дайкам андезит-дацитов, рассеивающих гранодиорит-порфиры.

монитовая и ферберитовая ступени. Кроме того — от Каробского штока магматитов протянуты рудоносные ветви, каждая из которых сосредоточивает ряд латеральной зональности, начиная от медно-молибденового оруденения порфирирового стиля и кончая ртутно-сурьмяно-свинцово-цинковой минерализацией. Таковыми являются Квардзахетская, Киртышойская и другие ветви. Золотонакоплением в них реставрируются температурные градиенты, а также скачкообразные падения концентрации серы. Позиции же золота маркируют переходы медно-молибденовых руд в медные, молибден-антимонитовых руд в антимонитовые и т.д.

Рудоносная Зона Южная Вторая сосредоточивает Танадонскую, Сангутидонскую, Теплинскую и Мидаграбинскую рудоносные системы. Датировки их магматических составляющих (рис.3) подчеркивают длительность (около 2 млн. лет) функционирования создававших их магматических резервуаров. Поздние дериваты последних, исходя из петролого-геохимических данных (Борсук, 1976), очищены от металлов. При этом делается вывод, что металлогенические возможности резервуаров были реализованы на ранних ступенях эволюции.

Рассматриваемые системы подчеркивают медно-порфировый стиль развития. Вместе с тем составные части рудных совокупностей показывают более сложные механизмы становления систем. Так, в модели рудной зональности Сангутидона (Носова, Докучаев, неопубликованные данные) просматривается осевая — $Mo, W(Cu)$, переходная — $Cu(Mo)$, промежуточная — Cu , периферическая — Bi, As, Au и удаленная — Pb, Zn ступени накопления рудных ассоциаций. На Тепли, в совокупности минеральных ассоциаций, устанавливается сопряжение молибдена с мышьяком, меди с мышьяком, мышьяка с полиметаллами, сурьмы с мышьяком и киноварью. Они, по мнению автора, маркируют разобщенные в пространстве ячейки отложения минералов и указывают на нестабильность физико-химических обстановок рудообразования.

Золото в указанных и других подобных случаях приурочиваются: к переходам одних минеральных ассоциаций в другие; к завершающим уровням дискретных минеральных последовательностей и т.д.



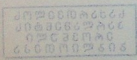
26.03.2021
09:52:11

Зона Северная – Тырнаузская (рис. 2) всю совокупность рудно-метасоматических явлений стадии тектономагматической активизации, проявленной в области сопряжения Главного и Передового хребтов, иллюстрирует Тырнау-аузским рудным полем. На его Южном участке развито главное оруденение – вольфрам-молибденовое, а на северном – сопутствующее с арсенопирит-полиметаллической, арсенопирит-антимонитовой и киноварной минерализациями. В целом Тырнау-аузская рудоносная система, согласно результатам работ по ее глубинному изучению (Докучаев, Носова, 1994), сосредоточивает оруденения (от глубоких горизонтов к верхней части): высокотемпературное кварц-шеелит-вольфрамитовое → средне-высокотемпературное скарковое вольфрам-молибденовое → средне-низкотемпературное жильное мышьяк-олово-полиметаллическое, марганцево-сурьмяно-серебряное, золото-теллуридно-висмутное. И в данном случае золото маркирует завершающую ступень длительной последовательности рудообразования. Оно фиксируется на периферии ряда «ядро рудоносной системы с главным оруденением – его окружающая среда с сопутствующими минерализациями» и, следовательно, подчеркивает обстановку садки золота на крайних отрезках линии температурной регрессии.

Золотоносные системы Грузии

Исходя из проблем социально-экономического развития регионов Грузии, в т.ч. горных районов, основополагающее значение приобретает равномерный охват территории страны отраслями промышленности. В этой связи, в первую очередь, выдвигаются задачи по дальнейшему изучению инфраструктуры золотоносных систем – разработке модели пространственного рассредоточения золоторудных баз и созданию оптимальной сети золотодобывающих производств. С этими задачами находится в соответствии предлагаемая схема рассредоточения золотоносных систем Грузии по автономным республикам и административно-территориальным единицам – краям (рис. 4).

1. Аджарская Автономная Республика располагает крупной рудоносной системой, выраженной, как было указано



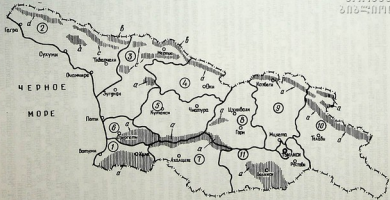


FIG. 4.

Рис.4. Рассредоточение золотоносных систем (вертикальная штриховка) по автономным республикам и краям. Цифры в кружочках - автономные республики, края. Буквы - золотоносные системы.

1 - Аджарская Автономная Республика: а - золото-вулканоплутоническая, трехчленная (медно-порфировый, жильный золото-медно-полиметаллический и стратифицированный золото-кварцитовый типы); **2 - Абхазская Автономная Республика:** а - золото-медно-порфировая, в - метаморфогенная золото-кварцитовая (в палеозойских метаморфитах), с - золото-кварцево-штокверковая малосульфидная (метаморфогенная), сопряженная с медно-пирротиновым поясом, d - золото-ртутная (выделяется условно). **Края: 3 - Менгрельско-Верхнесванетский:** а - золото-медно-порфирово-полиметаллическая, в - золото-кварц-сурьяно-вольфрамовая, с - золото-кварцево-жильная, малосульфидная; **4 - Нижнесванетско-Рача-Лечхумский:** а - золото-кварцево-сурьяно-мышьяковая. **Имеретинский (5), Гурийский (6), Самцхе-Джавахетский (7) и Внутрикартлинский (8):** а - единая золото-вулканоплутоническая, трехчленная (аналог Аджарской); **8 - Внутрикартлинский:** а - золото-кварцево-лиственитовая; **9 - Мцхета-Мтианетский:** а - золото-кварцево-углеродистая (с арсенопиритом), птигматитовая; **10 - Кахетинский:** а - комбинированная - сопряжение золото-кварцевых (малосульфидных, штокверковых), медно-пирротиновых и золото-кварцево-птигматитово-углеродистых (тип Хейли, Южная Каролина) оруденений; **11 - Нижнекартлинский:** а - золото-колчеданно-барит-полиметаллическая (условно отнесена к типу Куруко).

выше, последовательностью составных частей (снизу вверх): интрузивной (со слабым медно-порфировым оруденением) → надинтрузивной жильной медно-полиметаллической → над-жильной, – стратифицированных метасоматитов алунит-каолинитового профиля. В отношении золотоносности наиболее представительным является переходный уровень – от верхов

медно-полиметаллических жильных образований к массивам стратифицированных метасоматитов. Этот уровень соответствует эпitherмальному типу. Масштабы создаваемой золото-ресурсной базы при этом прогнозируются на уровне крупных. Во многих регионах мира широко развиты его аналоги, сосредоточивающие десятки тонн золота. К таковым, среди прочих, относятся открытые за последнее время крупные месторождения, размещенные в обстановках, сходных с аджарскими – Хишикари в Южной Японии, Ладолам в Папуа Новой Гвинее и Келиан в Индонезии.

2. Абхазская Автономная Республика в отношении перспектив ее территории на золото довольно привлекательна. Здесь развиты, по крайней мере, четыре типа золотого оруденения:

2.1. Метаморфогенный тип, выявленный в гвандринской

свите метаморфитов (амфиболиты) Главного хребта области их сопряжения с ачапарскими гранитами. Золотоносными являются стратифицированные микрокварциты значительной мощности (>20 м) и большой протяженности. Они зафиксированы в ущ. р. Клыч – к югу на 1,5 км. от Южного приюта (Буадзе, неопубликованные данные).

2.2. Метаморфогенный кварцево-жильный малосульфидный тип. Он представлен в виде сегментов, сосредоточенных в поясе медно-пирротиновых руд, представляя собой их фациальные разности. При этом допускается их образование синхронно с медно-пирротиновыми рудами, метаморфогенная природа которых доказывалась раньше (Буадзе и др. 1978; Твалчрелидзе, 1981).

2.3. Порфиновый тип, приуроченный к Келасури-Горабскому орогенному (бат) интрузивному комплексу (Гагрско-Джавская зона). Наибольший интерес заслуживает Зимская золотоносная система линейной морфологии (длина до 3 км, мощность 100-150 м). Она сформирована позднемагматическим флюидным потоком, обусловившим прорыв кровли остывавшегося гранитного расплава и, следовательно, использовавшего возникшую линейную структуру для перемещения (Буадзе, неопубликованные данные). Морфогенетическая природа Зимской системы весьма благоприятна для нахождения масштабного оруденения золота.

2.4. Ртутоносная система, в виде выдержанного пояса (длина 50 км, ширина ~ 3 км), прослеживаемая от г. Тхасоу на западе до перевала Аданге на востоке (Твалчрелидзе, 1961). Автор настоящей статьи относит ее к метаморфогенному типу и вслед за некоторыми исследователями считает перспективной на золото.

3. Мегрельско-Верхнесванетский край выявляет существенное разнообразие золотоносных систем. В частности здесь развиты:

3.1. Золото-антимонитово-вольфрамовая жильно-штокверковая система, сосредоточенная в палеозойском гранит-метаморфическом комплексе кристаллического ядра Большого Кавказа. По месту нахождения (ущ. р. Хокрила, правый приток р. Ненскра) она вошла в литературу под названием Хокрильской. По данным А. А. Квициани с соавторами (1995) система представляет собой линейно ориентированную морфоструктурную единицу. Она прослеживается на нес-

колько километров. Ее мощность достигает 20-30 м. Среднее содержание золота составляет 3 грамма на тонну (предварительные данные). Эти параметры, наряду с другими данными, выдвигают рассматриваемую систему в качестве высокоперспективной на формирование масштабной золоторудной базы.

3.2. Золотоносные кварцево-жильные системы малосульфидного типа. Наиболее широко они развиты на площади, ограниченной с севера широтным отрезком р. Ингури, а с юга — гребнем Сванетского хребта. Здесь размещены Арширские, Церские, Ласильские, Кведские, Верхнекошарские и другие кварцево-жильные образования. Существующий уровень изученности не является достаточным для полного раскрытия их потенциала.

Перспективными на золото являются кварцево-жильные системы и других площадей Верхней Сванетии. Среди них внимание на себя обращает Лухринская кварцево-жильная система (правый борт р. Ингури, около с. Дизи), недавно изученная и положительно оцененная С. А. Кекелия, А. А. Квициани и др. (устная информация).

3.3. Медно-порфирово-полиметаллическая Техурская система, расположенная в верховьях одноименной реки. Она приурочена к габбро-диорит-гранодиоритовому интрузивному комплексу. Полиметаллические составные части системы, детально изученные Т. Н. Габашвили (1962), прилегают к открытому недавно медно-порфировому ядру. Прогнозными исследованиями подчеркивается необходимость дальнейшего изучения системы на золото.

4. **Нижнесванетско-Рача-Лечхумский край** сосредоточивает три группы золотоносных месторождений и проявлений. Одна из них объединяет системы золото-сурьмяно-мышьяково-вольфрамового (частично ртутного) профиля — Цанскую (Нижняя Сванетия), Зопхитскую, Каробскую и Мамисонскую (Верхняя Рача). Вторая представлена Зесхо-Лапурской системой (Нижняя Сванетия), сосредоточивающей золотоносные кварцево-жильные малосульфидные образования. Они ассоциируются с прожилково-вкрапленными метаморфогенными медно-пирротиновыми рудами. Третья группа состоит из золото-арсенопиритовых руд, сопряженных с реальтат-аурипигментовыми рудами (Лухумское месторождение, Верхняя Рача).



Формирование оруденений названных групп связано с позднеальпийской тектоно-магматической активизацией и протекало: в рамках процессов возникновения и эволюции рудно-магматических систем (первая группа); на базе метаморфической трансформации ранеюрского колчеданного оруденения (вторая группа); в ходе метаморфической генерации вещества (мышьяка, золота) из углеродистых терригенно-карбонатных пород верхнеюрско-нижнемелового флиша (третья группа).

Исходя из результатов геологоразведочных работ и прогнозных оценок, Нижнесванетско-Рача-Лечхумский край обладает высоким потенциалом на золото и, следовательно, возможностями эффективного решения социально-экономических проблем.

5 - Имеретинский, 6 - Гурийский, 7 - Самцхе-Джавахетский и 8 - Внутрикарталинский края сосредотачивают крупную золотonosную систему порфиривого стиля (рис.4). В ней просматриваются:

- медно-порфиновый уровень на Гартинском (юг Внутрикарталинского края) и Вакиджварском (Гурийский край) рудных полях;
- надпорфиновый кварцево-жильный (малосульфидный) уровень на Зотском (Гурийский край), Зекарском (юг Имеретинского края) и Гуджаретском (север Самцхе-Джавахетского края) рудных полях;
- наджильный уровень кислотных метасоматитов (эпитермальный тип) на Гонебискарском (Гурия), Гагвском и Тонетском (север Самцхе-Джавахетского края) рудных полях.

Особенности рудоносности (в т.ч. золотonosности) названных рудных полей и их интегральный анализ выдвигает данную систему в качестве первоочередного объекта для развития работ по формированию золоторесурсной базы и создания золотодобывающих производств. Это и есть основополагающий ориентир, направленный на социально-экономическое развитие южных регионов страны.

Наряду с изложенным Внутрикарталинский край обладает и другими показателями золотonosности. Так, в известной Чорчана-Уцлевской тектонической зоне (Адамия, 1984), в последнее время, в области сопряжения аллохтонных базитов-ультрабазитов и наложенных на них позднепалеозойских

гранитов установлена золотоносная система кварц-лиственитового профиля (Буадзе, неопубликованные данные). После выполнения необходимых объемов геологоразведочных работ она, вероятно, превратится в масштабный золоторесурсный объект.

9. Мцхета-Мтианетский край обладает двумя ориентирами по формированию золоторесурсных баз. Один из них подразумевает дальнейшее изучение золотого оруденения черносланцевого типа, выявленного недавно в Казбегском районе — в зоне влияния Сакецетского надвига (Буадзе, Зулишвили, Нарозаули, Туманишвили—неопубликованные данные). Второй ориентир охватывает юг края—область расседоточения рассыпного золота. Выполнение работ по указанным направлениям приведет к положительным результатам, крайне необходимым для экономического роста края.

10. Кахетинский край известен широким развитием различных морфологических типов рудных образований (жилы, штокверки, линзы и др.) преимущественно медно-пирротинового профиля. Широким развитием пользуются также кварцево-сульфидные жилы и зоны, в т.ч. малосульфидные, нередко оказывающиеся золотоносными. В линейных рудных зонах они фациально сменяют сплошные пирротин-халькопиритовые руды, стерильные на золото. В пределах края развиты также приразломные птигматитовые зоны, обычно золотоносные. Перечисленные оруденения в целом подчеркивают перспективность их вмещающей лейасской аргиллитогенной углеродистой формации на выявление масштабных золоторудных месторождений черносланцевого типа.

11. Нижнекарталинский край по-прежнему остается полигоном для эффективного развития геологоразведочных и эксплуатационных работ на золото и цветные металлы. Перманентно расширяемые здесь масштабы известных рудоносных систем на золото резко поднимают экономический потенциал края и создают предпосылки для решения социально-экономических проблем.

Наряду с изложенным, на примере края, в соответствии с требованиями рыночной экономики разрабатывается модель комплексирования геолого-разведочного, горно-добывающего и перерабатывающего производств. Она послужит методологической базой по упорядочению золоторесурсной

политики не только в рамках Нижнекарталинского края, но и в пределах всех административных единиц страны.



Заключение

Формирование золотоносных систем в металлогенической истории земной коры Грузии и сходных регионов регулировалось широким спектром эндогенных режимов:

- переносом золота магмоподобными флюидами кремнезема и его выпадением из остаточных растворов, возникших в результате дегидратации кремнистого геля;
- выпадением золота в средах формирования сплошных колчеданных залежей – вслед за образованием отдельных (дискретных) минеральных парагенезисов;
- отложением золота в системах интрузивного профиля на фоне температурной регрессии – в рамках «ядро (медно-порфировая сердцевина) – его окружающая среда (распределение различных типов руд вплоть до типа Карли)»;
- контролем накопления золота обстановками возникновения кислотных метасоматитов (алунит-каолинитовых массивов) и баритовых руд – сосредоточением месторождений в тыловых их частях;
- ступенчатостью возникновения золотоносных минеральных парагенезисов от медно-молибденовых до сурьмяно-мышьяковых и сурьмяно-ртутных (зоны тектоно-магматической активизации);
- синхронизируемостью общих тенденций накопления золота в рудоносных системах древнего исполнения с современными рудообразующими системами (с гидротермальными полями океанических пространств).

Приведенная в статье география золотоносных систем, показанная на фоне административно-территориального деления, территории Грузии и снабженная необходимыми комментариями прогнозного содержания, должна ориентировать высшее руководство страны на поддержку геологических работ, крайне необходимых для дальнейшего раскрытия перспектив на золото и, следовательно, для социально-экономического развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А. (1984). Доальпийское основание Кавказа (состав, строение, становление) //Тектоника и металлогения Кавказа. Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 86, с. 3-104.
2. Борсук А.М. (1976). Петролого-геохимические критерии связи некоторых эндогенных месторождений с вулcano-плутоническими формациями. // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, с.178-205.
3. Буадзе В.И. (1991). Рудоносные системы Кавказа и проблемы его металлогении. //Геология, прогнозирование и технологическая оценка месторождений полезных ископаемых Кавказа. Вып. XXII (15). М.: Недра, с.5-39.
4. Буадзе В.И., Кавладзе М.Ш. (1977). Изотопы серы и вопросы генезиса колчеданных месторождений Урупского района (Северный Кавказ).// Геол.рудн.мест., № 4, с. 76-89.
5. Буадзе В.И., Кердзая Т.Э., Кавладзе М.Ш. (1978). Последовательность оруденения и вариации изотопов серы на примере колчеданно-медно-пирротиново-полиметаллического пояса Горной Абхазии. // Геол. рудн. мест., № 4, с.82-96.
6. Брюшкова Л.П., Корина Е.А. (1982). Поведение порообразующих и редких элементов в породах гранитоидной вулcano-плутонической формации N23 -Q Большого Кавказа. //Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, с. 193-208.
7. Габашвили Т.Н. (1962). Некоторые закономерности размещения свинцово-цинковых оруденений в пределах Техурского и Рцхмелурского рудных полей. //Геол. сб. КИМС. №2, М.: Госгеолтехиздат, с.32-43.
8. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (1999). Новые данные о геологическом строении Дзирульского кристаллического массива и условия формирования магматитов. //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 144, с.47-71.
9. Дзоценидзе Г.С. (1969). Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. //М.: Недра, с.340.
10. Докучаев А.Я., Носова А.А. (1994). Рудная минерализация в разрезе Тырныаузской глубокой скважины (Северный Кавказ). //Геол. рудн. мест., т. 36, № 3, с. 218-229.
11. Закариадзе Г.С., Адамия Ш.А., Колчева К.К., Железякова-Панайотова М.Д., Данюшевский Л.В., Соловьева Н.В., Колосов Г.М., Минин Б.А. (1993). Геохимия метабазитовых серий доальпийских офиолитов Восточного Средиземноморья (Закавказский и Родопский массивы). // Петрология, т.1, №1, с.50-87.
12. Квициани А.А., Гагидзе М.А., Гомелаури А.А. (1995). Золото-антимонитовое оруденение в палеозойских магматитах Сванетии. // Сообщения АН Грузии, т.152. №4, с. 776-779 (на груз. языке).
13. Котов Н.В., Зверев Ю.Н., Порицкая Л.Г. (1993). Золото-черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы). //



Санкт-Петербург. Невский курьер, 116 с.

14. Курцикидзе А.А. (1959). Минеральная ассоциация и стадии рудоотложения Чорохского оловяно-мышьякового месторождения. //Геол. сб. КИМС. №1. М.: Госгеолтехиздат, с. 54-64.
15. Овчинников Л.Н. (1988). Образование рудных месторождений. //М.: Недра, 254 с.
16. Рундквист Д.В. (1997). Значение периода предыстории в формировании крупных месторождений благородных, редких и радиоактивных металлов. //Тезисы докладов Международного симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. М.: ИГЕМ-РАН, с. 63-64.
17. Сахарова М.С. (1959). Минеральный состав и особенности рудообразования ферберит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. //Геол.рудн. мест., №2, с. 63-73.
18. Твалчрелидзе Г.А. (1961). Эндеогенная металлогения Грузии. //М.: Госгеолтехиздат, 342с.
19. Твалчрелидзе А.Г. (1981). Генезис стратиформных колчеданных месторождений. //М.: Наука, с.187.
20. Фрипп Р.Е.П. (1980). Металлогения золота в архее Родезии. //Ранняя история Земли. М.: Мир, с. 454-466.
21. Чухров Ф.В. (1955). Коллоиды в земной коре. //М.: Изд. АН СССР, 671 с.
22. Юргенсон Г.А. (1997). О механизме образования рудоносных кварцевых жил. //Тезисы докладов Международного симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина. М.: ИГЕМ-РАН, с. 207-208.
23. Buadze V.I. (1994). Stepwise metallogeny – the model of metallogenic evolution of the region (as in the Caucasus). // Geotectonica et metallogenia. Vol. 18. №3-4. Changsha institute of geotectonics. Academia Sinica. Seite. 4-5.
24. Groves D.J., Foster R.P. (1996). Archaean lode gold deposits. // Gold Metallogeny and Exploration. L.N.-Y. Chapman and Hall. p. 63-103.
25. Hannington M.D., Hizzig P.M., Scott S.D. (1996). Auriferous hydrothermal precipitates on the modern seafloor. //Gold metallogeny and exploration. L.N.-Y. Chapman and Hall. p. 249-282.
26. Henley R.W. (1996). Epithermal gold deposits in volcanic terranes. //Gold metallogeny and exploration. L.N.-Y. Chapman and Hall. p.133-164.
27. Sillitoe R.H. (1996). Intrusion-related gold deposits. //Gold metallogeny and exploration. L.N.-Y. Chapman and Hall. p. 165-209.

**საქართველოს და რიგი სხვა რეგიონების ოქროს მატარებელი
სისტემები:
ფორმირების რეჟიმების შედარებითი ანალიზი**

რეზიუმე

საქართველოს მინის ქერქის მეტალოგენური ევოლუციის ფონზე გაშიფრულია ოქროსმატარებელი მადნიანი სისტემების ფორმირების თავისებურებები: მოცემულია მადანწარმოშობის გენეტური პოზიციების ანალიზი, განხილულია ოქროს დაგროვების გეოლოგიური და ფიზიკურ-ქიმიური ფაქტორები, რესტავრირებულია მადანწარმოშობის სისტემებში ოქროს გამოლექვის საფეხურები. სტატიაში ნაჩვენებია ოქრო-მეტალოგენური შეპირისპირებები. სათანადო მოდელელებში გამოკვეთილია ოქროსმატარებელი სისტემების ადგილი. საქართველოს ოქროს გამადნეების სივრცობრივი განაწილების სურათი შეთავსებულია ქვეყნის რეგიონალურ დაყოფასთან. სათანადო ანალიზის საფუძველზე შემოთავაზებულია ადმინისტრაციულ-ტერიტორიული ერთეულების, მ.შ. მთიანი რეგიონების, ეკონომიკური აღმავლობის ორიენტირები.

V. BUADZE

**GOLD-BEARING SYSTEMS OF GEORGIA AND OTHER
REGIONS: CAMPARING ANALYSIS OF FORMING REGIMES**

Summary

Goldbearing ore systems forming properties – the genetic positions of the formation, geological and phisicochemical factors of the gold accumulation, gold precipitation phases in ore forming systems – against a background of the Earth crust metallogenic evolution of Georgia, are interpreted.

The article represents a wide gold metallogenic comparisons. In corresponding models, the site of ore bearing systems is located. The spatial distribution of gold mineralizations corresponds to the regional divisions of the country. One to the proper analysis, administrative-territorial units, mountain regions, economic growth are suggested.



შ. აღაშია, ზ. ლეპანიძე, ც. სვანიძე

ახალი მონაცემები საქართველოს ტრიასული გეოლოგიური ისტორიის შესახებ

ტრიასული დროის საქართველოს ისტორია გეოლოგიურ ლიტერატურაში ბოლო დრომდე ძალზე სუსტად იყო გაშუქებული ფაქტობრივი მასალის სიმწირის გამო. დღეისთვის ვითარება მნიშვნელოვნად გაუმჯობესდა, რაც ახალი ფაქტობრივი მასალის მოპოვებასთანაა დაკავშირებული. ამჟამად, დამაკმაყოფილებლად დათარიღებული ტრიასული ნალექების არსებობა დადგენილია ორ რეგიონში: 1. ძირულის მასივის სამხრეთ კიდეზე, მდ. ძირულის ხეობაში (ლიხის ქედის დასავლური კიდე) და 2. ზემო სვანეთში, მდ. ენგურის ხეობაში (სოფ. დიზის მიდამოებში, სურ. 1).



სურ. 1. ტრიასული ნალექების გამოსავლები: ნა—ნარულის წყება, დი—დიზის სერია, მზ—მზიშთა, თა—თავრიდული სერია, ქუ—ქულური, აღ—აღვანისი, ტო—ტოკატი

აღნიშნული ნალექები ერთმანეთისგან მკვეთრად განსხვავებული ფაციესითაა წარმოდგენილი, კერძოდ, შვერილზე განვითარებულია ხმელეთის და მარჩხი ზღვის პირობებში წარმოქმნილი ვულკანური, ძირითადად პიროკლასტური ნალექები, რომელთა სისქე ზოგან 300 მ-ს აღწევს, ხოლო ზემო სვანეთში – რამდენიმე ასეული მეტრის სიმძლავრის გაშლილი ღრმა ზღვის ტერიგენული ტურბიდიტური წარმონაქმნები.

სტრატოგრაფია. ძირულის მასივზე ის ნალექები, რომლებიც ამჟამად ზედა ტრიასულად არის დათარიღებული, ლიტერატურაში ცნობილი იყო ე.წ. „ქვედა ტუფიტების“ სახელით (Гамк-რელიძე, 1932(1933)*; Кахадзе, 1947; Канчавელი, 1964). ამ წარმონაქმნებს სტრატოგრაფიულად ზევით, მოჰყვება კონგლომერატებისა და კვარციანი ქვიშაქვების წყება, რომელსაც აღმავალ ქრილში თანხმობით მოსდევს წითელი მარმარილოსებრი კირქვების წყება. ე.ვახანიას (Вахания, 1976) მიხედვით, მარტოთუბნის წყება სინემიურულად თარიღდება ზღვიური ამონიტური ფაუნით, ხოლო ყვირილისა და შროშის წყება მდიდარი ფაუნით პლინსბახურად და ტროასულად (Кахадзе, 1947; Топчишვილი, 1969). ამ წერილის საგანს წარულის წყება წარმოადგენს, რომელიც ძირულის შვერილის სამხრეთ კიდეშია განვითარებული და უშუალოდ ფარავს უთანხმოდ პალეოზოურ გრანიტოიდებს, სოფ. დილიკაურის მიდამოებში, მდ. წარულას ხეობაში (მდ. ძირულას მარჯვენა შენაკადი). წარულას წყება იწყება ფუძის კონგლომერატებით, რომელთანაც მორიგეობს გრაველიტები და არკოზული ქვიშაქვები, აგრეთვე არგილიტები. მათი სისქე 40-45 მ-ს უდრის. დასტაში შეჭრილია დიაბაზ-პორფირიტის შრე-ძარღვები. დასტის სულ ქვედა შრეებში, ქვიშიან არგილიტებსა და არკოზულ ქვიშაქვებში შემდეგი ფლორისტული კომპლექსია დადგენილი:

- Asterocalamitales: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.)Halle.
- Filicales: *Dictyophyllum* cf. *exile* (Brauns) Nath., *Hausmania* cf. *Crenata* Nath., *Cladophlebis* ex. gr. *denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. haiburnensis* (Lindi. Et Hutt.) Brongn., *Cl. suluctensis* Brick, *Cl. whitbiensis* (Brongn.) Brongn.
- Bennettitales: *Anozamites minor* (Brongn.) Nath., *A. nitida* Harris, *A. cf. varians* Stanisl., *Pterophyllum* cf. *aequale* (Brongn.) Nath., *Pt. aequale* (Brong.)Nath. var *longifolium* Leban.,

* ამ საკითხზე სხვა ავტორთა მონაცემებიც არსებობს(გ. ძონენიძე 1964, და სხვ.) რედაქტორი

Pt. andreanum Schimper, Pt. aff. ptilum Harris, Pterophyllum sp. a, Pterophyllum sp. b.

Cycadales: Anthropiopsis narulensis Dol. et Svan., Pseudoctenis nelii Leban., Nilssonis sp.

Ginkgoales: Ginkgoites cf. taeniatus (Braun) Sixt. et Sav., Baiera minuta Nath., B. aff. Concinna (Heer) Kaw., Glossophyllum sp.

Czekanowskiales: Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, Ph. Cf. elegans (Pryn.) Stanisl.

Coniferales: Podozamites angustifolius (Eichw.) Heer, P. gramineus Heer, P. ex gr. lanceolatus (Lindl. Et Hutt.) Braun, Stachyotaxus elegans Nath., Stachyotaxus sp., Elatocladus laxus (Phill.) Harris.

პალეობოტანიკური ლიტერატურიდან (Добрускина, 1982) ცნობილია, რომ დასავლეთ ევროპისა (გერმანია, შვედეთი) და გრენლანდიის ტრიასულში გამოიყოფა ნორიული „ლეპიდოპტერისის“ ფლორა. ნარულის წყების ფლორისტულ კომპლექსში ისეთი წარმომადგენლების არსებობა, როგორიცაა – Neocalamites hoerensis, Dictyophyllum exile, Anomozamites minor, A. cf. varians, Baiera minuta, Anthropiopsis narulensis, Stachyotaxus elegans, გვიჩვენებს, რომ იგი ევროპის „ლეპიდოპტერისის“ ფლორის ანალოგიურია და, მაშასადამე, გვიანნორიული.

ნარულის წყების ბაზალურ ფორმაციას აღმავალ ჭრილში, სრული თანხმობით აგრძელებს ვულკანოგენურ – დანალექი ქანები – საკუთრივ „ქვედა ტუფიტები, რომელთა პეტროგრაფიული აღწერა მოცემულია ა. ყანჩაველის (1964) შრომაში. ჩნობილია, რომ ვულკანიტების უმეტესი ნაწილი წარმოდგენილია მჟავე, რიოლითური შედგენილობის პიროკლასტოლითებით, რომელთა საერთო სისქე რამდენიმე ასეულ მეტრს აღწევს. იშვიათად მჟავე პიროკლასტოლითებში აღინიშნება ანდეზიტ-ბაზალტური ლავური (?) წარმონაქმნებიც. მჟავე ვულკანიტები პეტროქიმიური თავისებურებებით მიეკუთვნებიან დაბალ – და ნორმალურკალიუმთან ტიპს, რომელთაც ინტენსიური შეცვლა აქვთ განცდილი. ამ ვულკანიტების წარმოშობის გეოდინამიკურ პირობებზე დაბეჯითებით მსჯელობა ძნელია, მაგრამ მოსალოდნელია, რომ მათი ამოფრქვევა დაკავშირებული იყოს ამიერკავკასიის კუნძულთა რკალის სამხრეთით განვითარებული სუბ-დუქციის ზონის აქტივობასთან.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ნაოჭა ზონაში შიშვლდება

ზღვიური ნალექებით (ფილიტები, თიხაფიქლები, ქვიშაქვები, გრაველიტები, კონგლომერატები, ოლისოსტრომები, სილიციტები, ვულკანიტები, გამარმარილოებული კირქვები) ავტული ძლიერ დეფორმირებული და მძლავრი (2000 მ-დე) დიზის სერია – სვანეთში მდ. ენგურისა და ცხენისწყლის აუზებში. მის შემადგენლობაში კონოდონტების, მიკროფორამინიფერების, მარჯნებისა და ზღვის შროშნების არსებობის მიხედვით მთელი დეკონური, ქვედა – და შუაკარბონული, ზედაკარბონული (?), პერმული და ტრიასული ქანების არსებობა დგინდება (Кутелия 1983). დიზის სერიას რაიმე შესამჩნევი უთანხმოების გარეშე მოსდევს ქვედაიურული ზღვიური ნალექები (თიხაფიქლები, ალევროლიტები, ქვიშაქვები, გრაველიტები, კონგლომერატები, ვულკანიტები), რომელთა ძირები ამონიტური ფაუნით სინემიურულად თარიღდება.

დიზის სერიისა და ქვედაიურული წარმონაქმნების ურთიერთობის საკითხში აზრთა ერთიანობა არ არსებობს. საკითხის გადასაწყვეტად აუცილებელი გახდა იმ ქანების ასაკის განსაზღვრა, რომლებიც პალეონტოლოგიურად დათარიღებულ სინემიურულ და ნორიულ სართულებს შუა არიან მოქცეული. ასეთი ჭრილი მდ. ენგურის ხეობაში, ზუგდიდი – მესტიის საავტომობილო გზის გასწვრივ დიზის სერიისა და ქვედაიურული ფიქლების სამხრეთ კონტაქტშია ცნობილი; აქ თიხაფიქლებით, ალევროლიტებითა და ვულკანიტებით წარმოდგენილი სინემიურული ფაუნის შემცველი ნალექები მდ. ენგურის ჭრილში ციცაბო რღვევით ეხებიან ალევროლიტების, თიხაფიქლებისა და ქვიშაქვების დასტას შავი სილიციტის შუაშრეებით, რომლებიც მეზოზოური იერის გადაკრისტალბულ რადიოლარიებს შეიცავს.

რღვევიდან ჩრდილოეთისკენ მე-19 მ-ზე შავი თიხაფიქლებისა და ძლიერ დეფორმირებული (დანვრილნაოჭება, ბუდინაჟი) ქვიშაქვა-გრაველიტების მორიგეობა შიშვლდება. ამ დასტის თიხაფიქლებიდან ე. პლანდეროვამ (Adamia et al. 1990) განსაზღვრა ადრეული ლიასისთვის დამახასიათებელი – *Contignisporites problematicus* (Couper) Dettm., *Maratiosporites scabratulus* Cooper, *Endosporites* sp., *Classopollis ciassoides* Pflug., *Calliasporites* sp., *Denoisporites* sp. აქედან 32 მ-ში (54-ე მ-ზე რღვევიდან) აღებული ნიმუში გვიანტრიასულ-ადრელიასური ასაკის ზღვიურ პალინომორფებს შეიცავს: *Pterospermopsis* cf. *helios* Sarjeant, *Cymatiosphaera* sp. 'A', *Rhombodella kendelbachia morby*. ჭრილში სტრატოგრაფიულად კიდევ უფრო ქვევით



(რლვევიდან 62 მ-ზე) აღებული მასალიდან ერთ-ერთი შავი ფერის თიხაფიქლები ზღვიური პალინომორფებით მეტად მდიდარი აღმოჩნდა. განისაზღვრა შემდეგი რეტულ-ლიასური ფორმები: *Domasia* sp., *Micrhyeridium minutispinum* Wall., *Pterospermopsis* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Veryhachium* cf. *formosum* Stock.Will, *Cymatiosphaera stigmata* Cookson and Eis., *Vetzeniella neocomica* Gocht., *Veryhachium* cf. *Collectum* Wall., *Cleistosphaerida mojsisovici* Morby, *Hystrichoshaeridium di.v* sp., *Reticulatisporites jurasicus* Stanley and Pocock, *Densiosporites* sp., *Alisporites parvus* de Yersey *Reticulatisprites Juzassicus* Stenkey and Pocock. რლვევიდან 69-ე მ-ზე ისევ შავი ფერის თიხაფიქლებიდან განსაზღვრული *Verrucosporites* sp., *Bennet tites dilucidus* Bolch., *Cycadopites* sp., *Ephedripites* sp., *Pterosphaeridia undulata* Madler, *Cingulizonates marginatus* Madler, შემცველი შრის ასაკს რეტულ-ლიასურში ათავსებენ.

პალინომორფების ზემოთ მოყვანილი კომპლექსები შემცველი შრეების ასაკს გვიანრეტულ-ჰეტანგურად საზღვრავენ. ფორმების ძირითადი ჯგუფი მიეკუთვნება *Dinoflagellata*—სა და *Acritarcha*—ს, რომლებიც ზღვიურ პლანქტონს წარმოადგენენ. ხმელეთური სპორები - *Pteridophyta* საერთოდ იშვიათია, თუმცა ზოგი გვხვდება, მაგალითად *Pteridophyta* და *Gymnospermae* წარმომადგენლების სახით, რაც ხმელეთის სიახლოვეზე მეტყველებს. დაახლოებით ამავე შრეებიდან უნდა იყოს ადრე ს. ბუკიას (Букия, 1959) მიერ აღნიშნული ზედა ტრიასული პალინომორფები: *Cyclina glabra* Mal., *C. punctata* Mall. კიდევ უფრო ჩრდილოეთით, სტრატეგრაფიულად დაღმავალ მიმდევრობაში ტერიგენულ ტურბიდიტებში ჩართული კარბონატული ქანებიდან ნ. საიდოვას მიერ განსაზღვრულია ფორამინიფერები, რომელთა ასაკი ტრიასულ-ზედატრიასულია. ფორამინიფერები აღმოჩენილია კარბონატულ ქვიშაქვაში დიზის სერიის კარბონულ-პერმული ნალექების გამოსვლიდან 30-40 მ მანძილზე სამხრეთით. ქანი მცირე ზომის ფორამინიფერების დიდ ოდენობას შეიცავს, რომელთაგან უმეტესობა გადაკრისტალებულია. განისაზღვრა მხოლოდ 6 სახე: *Edothrya elegans* Sabaj, *Bozza*, *Samuel*, *Agulodiscus* Kristan-Tollman, *Glomospirella minima* Michalic, *Jenerjkova*, *Borza*, *Agathammina austro-alpina* Kristan-Tollmann, *Trochammina almalensis* Koehn-Zaninetti. მათ გარდა

განისაზღვრა გვარის *Endothyranella* ფორამინიფერები (Саидова и др. 1988).

პალეოგეოგრაფია, პალეოკლიმატი, გარემო. ინდო-ევროპული ოლქის ევროპულ-სინიურ ქვეოლქში (Добрускина, 1982) შუა და გვიანნორიულში ორი პალეოფლორისტული სარტყელი გამოიყოფა: 1. ჩრდილოური - გრენლანდია - იაპონიის და 2. სამხრეთული - ირან-ვიეტნამის. ნარულის წყების ფლორა მნიშვნელოვნად განსხვავდება ჯერმანიის (სამხრეთული სარტყელი) ნორიული ფლორისგან და მეტ მსგავსებას იჩენს ჩრდილოურ სარტყელში შემავალ ამიერკავკასიისა და დონეცის აუზის გვიანნორიულ ფლორებთან, რაზეც მასში შემავალი გინკგოვანების და, ნანილობრივ ჩეკანოვსკიების (*Baiera*, *Sphenobaiera*, *Glossopyllum*, *Phoenicopsis*) წარმომადგენლების მრავალფეროვნება მოწმობს. ეს გარემოება გვაფიქრებინებს, რომ საზღვარი გრენლანდია-იაპონიისა და ირან-ვიეტნამის პალეობოტანიკურ სარტყლებს შორის ტრანსკავკასიური მასივის სამხრეთით გადიოდა. ეს მოსაზრება ეთანხმება საკვლევი რეგიონის პალეომაგნიტურ მონაცემებს და პალეოტექტონიკურ რეკონსტრუქციებს.

ცნობილია, რომ ადრეტრიასულისგან განსხვავებით, გვიანტრიასული (შუა და გვიანნორიული) ფლორა ხასიათდება ტენის-მოყვარული მცენარეების სიჭარბით (Добрускина, 1982) ამგვარივე ბუნებისაა ნარულის წყების ფლორაც. მასში გვიმრანაირების, ციკადოფიტებისა და გინკგოვანების არსებობა გვაფიქრებინებს, რომ გვიან ტრიასულში ძირულის მასივზე გაბატონებული იყო სუბტროპიკულთან მიახლოებული ტენიანი კლიმატი.

გვიანტრიასულში ძირულის შვერილის მცენარეული საფარი შედგებოდა რამდენიმე ეკოლოგიური ჯგუფისა და მცენარეული ასოციაციისაგან: 1. დაჭაობებული დაბლობების მცენარეულობა: *N. hoerensis*, *Cladophlebis* sp., *A. minor* *A. nitida*, *A. cf varians*, *St. elegans*, *Stachiotaxis* sp., *Ptilophyllum* sp., *E. laxus*. 2. დაუჭაობებელი დაბლობებისა და ღრმა ჩრდილიანი ხეობების მცენარეულობა: *D. cf. Exile*, *H. cf. crenata*, *CL. ex gr. denticulata*, *CL. aequale* var. *longifolium*, *Pt. andreanum*, *Pt. aff. Ptilum*, *Pterophyllum* sp. a, *Pterophyllum* sp. b, *An. narulensis*, *Ps. nelii*, *Pseudoctenis* sp., *Nilssonia* sp., *P. angustifolius*, *P. gramineus*, *P. ex gr. lanceolatus*. 3. ტენიანი, შესაძლოა დროდადრო გადამშრალეული

ფერდობების მცენარეულობა: *G. aff. concinna*, *B. minuta*, *G. taeniatus*, *Glossophyllum* sp., *Ph. ex gr. angustifolia*, *Ph. cf. elegans*.

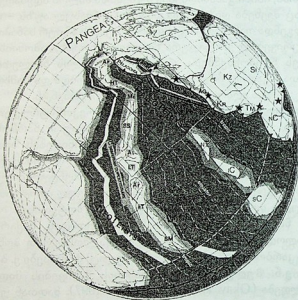
ამრიგად, ძირულის მასივის გვიანტრიასული ფლირა ასახავს ძირითადად დაბლობის მცენარეულობას, რომელშიც ფერდობების მცენარეები უმნიშვნელო როლს ასრულებენ. ეს იმით აიხსნება, რომ შესაძლოა დაბლობებს დიდი ფართობები ეკავათ და, ამასთან, ისინი განამარხების აუზებთან ახლოს მდებარეობდნენ.

რაც შეეხება დიზის (კავკასიონი) ტრიასულ აუზს – იგი წარმოადგენდა თანამედროვე წყნარი ოკეანის აზიურ სანაპიროსთან გამწკრივებულ ე.წ. კიდურა ზღვების (ოხოტის, იაპონიის და სხვ.) მსგავს წარმონაქმნებს, რომელიც ძირულის ხმელეთის (კუნძულთა რკალის) ჩრდილოეთით მდებარეობდა და სამხრეთიდან საზღვრავდა აღმოსავლეთი ევროპის კონტინენტს.

კორელაცია, პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქცია. ძირულის შვერილის ტრიასულის ანალოგიური წარმონაქმნები ცნობილია აღმოსავლეთი ევროპის ჰერცინიდების ზოლში, სადაც ისინი მჭიდროდ არიან დაკავშირებული ფორმაციულად და სივრცობრივად ზედა პალეოზოურ კონტინენტურ მოლასებთან და სუბაერულ მჟავე (რიოდაციტურ) ვულკანიტებთან. აღნიშნული ფორმაციები პალეოტექტის-მეზოტექტისის ოფიოლიტურ ნაკერს ესაზღვრებიან ჩრდილოეთიდან. საქართველოს უშუალოდ დასავლეთით, თურქეთში (აღმოსავლეთ პონტიდები) ზედა კარბონულ-პერმული (ტრიასულიც) მოლასები ქ. ბაიბურტთან, ე.წ. პულურისა და აღვანისის მასივების მიდამოებში შიშვლდება (Okay and Sa chinturk, 1997). მათთან უშუალოდ სამხრეთში და სამხრეთ-დასავლეთში ტრიასული წარმოდგენილია სხვა ფაციესებით: კიურეს ფორმაციის ბაზალტებით და მეტაბაზალტებით (ტოკატის მასივი). დიზის სერიის ტრიასის მსგავსი ნალექები კი, როგორც ცნობილია, კავკასიონის სამხრეთით ფერდის ზონაში მდ. მზიმთის ხეობაში, სოფ. კრასნაია პოლიანას მიდამოებში შიშვლდება, ხოლო უფრო შორს, მთიან ყირიმში, სადაც იგი თავრიდული ფორმაციის სახელით არის ცნობილი.

პალეოტექტონიკური პალინსპასტიკური რეკონსტრუქციისათვის ჩვენ, ამჟამად გამოვიყენეთ G.M. Stampfli (2000) მიერ შემუშავებული გლობალური მოდელი, რომელშიც პალეოტექტისის ევოლუციის ძირითადი ეტაპების აღდგენის მცდელობაა მოცემული ორდოვიკულიდან (490 მილ. წ.) მეზოზოურის დასაწ-

ყისამდე. რეკონსტრუქციის ძირითადი არსი მდგომარეობს გონ-
 დვანიდან ცალკეული ტერეინების მოწყვეტასა და მათ გადა-
 ადგილებაში ჩრდილოეთისკენ – ევრაზიური მატერიკისკენ. ჩვენ
 გამოვიყენეთ დასახელებული ავტორის რეკონსტრუქცია დაახ-
 ლოებით 250 მილ. წინანდელი დროისთვის, რაც პერმისა და ტრი-
 ასის საზღვარს ან ტრიაის დასაწყისს შეესაბამება. ამ მოდელში



სურ. 2. კონტინენტების (ლია) და ოკეანეების (მუქი) განლაგების გლობალური
 პალეოტექტონი-კური პალინსპასტიკური რეკონსტრუქცია დაახლოებით 250
 მლნ. წლის წინა დროისთვის (პერმი-ტრიასი) G.Stampfly (2000) მიხედვით,
 ავტორების დამატებებით. შავი სქელი ხაზები – ოკეანის ფსკერის ასაკი მლნ.
 წლებში, ვარსკვლავები – ვულკანები; კიდურა ზღვების სისტემა ევრაზიის
 სამხრეთ კიდეზე – ყირიმი, GC–კავკასიონი, Ag – აღდარბანდი, TM –
 ტარიმი; ჩრდილოეთისური კუნძულთა რკალების სისტემა: TC –
 ამიერკავკასია; KR – ყარაყუმი, და თურანი; მიკროკონტინენტები (ტერე-
 ინები): NT – ჩრდილო ტიბეტი, IC – ინდოჩინეთი, SC – სამხრეთი ჩინეთი;
 კიმერიული კონტინენტი: AP – აპულია, HT – ელინიდეები და დასავლეთი
 ტავრი, ME – მენდერისი, SS – სანანდაჯ-სირჯანი, AL – ელბორსი, LTI –
 ლუტი და ცენტრალური ირანი, AF – ცენტრალური ავღანეთი, ST –
 სამხრეთი ტიბეტი, SM – სიბუმასუ. სხვა აღნიშვნები: KZ – ყაზახეთი, SI –
 ციმბირი, TM – ტარიმი, NC – ჩრდილო ჩინეთი.

ჩვენ მოვუძებნეთ ადგილი კავკასიის ძირითად პალეოტექტონიკურ ერთეულებს და ამ წერილში აღწერილ ნარულის წყებას და დიზის ფორმაციას (სურ. 2). მოტანილი სურათიდან ჩანს, რომ ამიერკავკასია (პონტიდებთან ერთად) ტრიალულში წარმოადგენდა ტეთისის ჩრდილო კიდეზე განვითარებულ კუნძულთა რკალების სისტემის ნაწილს, განლაგებულს სუბდუქციის ზონის თავზე, ხოლო კავკასიონის სამხრეთი ფერდის აუზი, თავრიდულ აუზთან ერთად, რკალსუკანა აუზების ერთ-ერთ შემადგენელს, განლაგებულს ევრაზიის კონტინენტის სამხრეთ კიდეზე. ჩანს, აგრეთვე, რომ ამიერკავკასია ტროპიკებისა და სუბტროპიკების კლიმატურ ზონაშია მოქცეული, რაც სრულად შეესაბამება ნარულისწყების ფლორის ხასიათს, აგრეთვე პალეომაგნიტურ მონაცემებს

ლიტერატურა

1. Букня С.Г. Новые данные о возрасте Дизской свиты. ДАН СССР, т.124, №3, 1959.
2. Вахания Е.К. Юрские отложения Грузии. "Сабчота Сакарთველო", Тбилиси, 1976.
3. Гамкрелидзе П.Д. Геологическое описание части долин рр. Дзирулы и Чхеримелы. Труды Геологического ин-та Грузии, т.1, вып.2. Тбилиси, 1932 (1933).
4. Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. Изд. "Наука", Москва, 1982.
5. Канчавели А.Л. Новые материалы о "нижних туффитах" полосы Шроша-Нарула. Сообщ. АН ГССР, Тбилиси, 1964.
6. Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Труды Геол. ин-та АН ГССР, Монография, сер. геол. т.3. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1947.
7. Кутелия З.А. Стратиграфия Дизской серии (Сванети). Кандидатская дисс. Геол. ин-т АН Грузии, Тбилиси; 1983.
8. Саидова Х.М., Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Метвееников В.В., Иванов М.К. 1988. К стратиграфии Дизской серии Сванетии. ДАН СССР, т.302, №2, 407-410.
9. Топчишвили М.В. Стратиграфия и фауна нижеюрских отложений Дзирульского массива. Труды геол. ин-та АН ГССР, новая серия, вып. 21, из-во "Мецნიერება", Тбилиси, 1969.
10. Adamia Sh., Planderova E., Kutelia Z., Khutsishvili O. The Rhetian-Hettangian deposits of the Dizi unit(Svaneti). In Georgian. Bulletin of the acad. Sci., Georgia, 1990, 139, №1, 129-132.
11. Okay A. and Sahinturk O. Geology of the Eastern Pontides (in A.G.

Robinson ed) Regional and Petroleum geology of the Black See and surrounding region. AAPG. Memoir, 1997.

12. Stampfli, J. Tethyan oceanes. From: Bozkurt E., Winchester I. And Piper (eds). Tektonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area. Geological society, special publications, London, 2000.

შ.ა. ადამია, ჯ.ა. ლებანიძე, ც.ი. სვანიძე

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТРИАСОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГРУЗИИ

Резюме

Большая часть данных относительно геологической истории триаса Грузии получена в результате новейших исследований. В настоящее время триасовые отложения выявлены и датированы в двух регионах: в западной части Лихского хребта, в ущелье р. Дзирула - Нарульская свита и в Верхней Сванетии, в ущелье р. Ингури - Дизская серия. Первая представлена супрасубдукционными риолитовыми островодужными субэарально-континентальными вулканогенными образованиями, вторая же - теригенными турбидитами задуговых бассейнов. Верхнетриасовый возраст Нарульской свиты установлен на основании ископаемой флоры, а Дизской серии - по присутствию в них фораминифер и морских палиноморф. Анализ ископаемой флоры Нарульской свиты показывает, что она аналогична "лепидоптерисовой" норийской флоре и является составной частью Гренландско-Японского пояса Европейско-Синийской подобласти Индо-европейской палеофлористической области. Эти данные находятся в полном соответствии с палеомагнитными данными и палеотектоническими реконструкциями региона, на основании которых литосфера территории Грузии в позднем палеозое и в начале мезозоя являлась активной окраиной Евразийского континента.

SH. ADAMIA, Z. LEBANIDZE, TS. SVANIDZE.

THE NEW DATE OF THE TRIASSIC GEOLOGICAL HYSTORY OF GEORGIA

Summary

The new data on Triassic geological development of Georgia have been obtained through the researches conducted recently. Presently, Triassic rocks are found and dated paleontologically in two regions of Georgia: with in the gorge of the river Dzirula (Narula formation) of the western part of

Likhi range and the gorge of the river Enguri(Dizi formation)of Upper Svaneti. The first one is presented by the suprasubductional continental rhyolitic island arc type volcanics, and the second one - by the back-arc type terrigen turbidites. Upper Triassic age of Narula formation is dated by the fossil flora. As for Dizi formation – its Upper Triassic age is dated by foraminiferas and marine palinomorphs. Analysis of the flora of Narula formation shows that the formation is analogous to Norian flora of "Lepidopteris" of Europe and is a part of Greenland- Japanese belt of European-Sinian subregion of Indo-European paleofloristic domain. These data are in full agreement with the paleomagnetic data of the region and its paleogeographic-paleoclimetic position. Thus, according to Triassic paleotectonic reconstruction the territory of Georgia has represented the southern active margin of Eurasian continent in Triassic (and Late Peleozoic).

კავკასიის ნეოტექტონიკური გეოდინამიკა და ძირითადი მორფოსტრუქტურების განვითარება

გეოლოგიაში ფიქსისტური კონცეფციების ბატონობის პერიოდში გეომორფოლოგიურ თეორიაში შეინიშნებოდა გარკვეული შეფერხება, საიდანაც გამოსავალს ხედავდნენ გეომორფოლოგისადმი ნეომობილიზმისა და ლითოსფეროს ფილების ტექტონიკის თეორიის იდეების მისადაგებაში (Герасимов, 1986; Лилиенберг, 1998; Бондырев, 2000). ასეთი პოზიცია სავსებით გამართლებულია, ვინაიდან ცნობილია ტექტონიკის როგორც ნამყვანი მორფოგენეტიური ფაქტორის როლი.

ერთ-ერთ ძირითად მიზეზად, რომელმაც კავკასიის გეომორფოლოგიაზე მოახდინა უარყოფითი გავლენა, ა.ცაგარელი ასახელებდა იმ გარემოებას, რომ გეოლოგების მიერ არასაკმარისად განიხილებოდა ამ რეგიონის გეოლოგიური ისტორიის ოროგენული ეტაპი (Цагарели, 1972). იგივე ითქმის ამ ეტაპის გეოდინამიკის შესახებაც, რის გამოც გეოლოგებისა და გეომორფოლოგების უპირველეს ამოცანად უნდა მივიჩნიოთ კავკასიის რელიეფის განვითარების პროცესების შესწავლა ნეოტექტონიკური სტადიის გეოდინამიკური ვითარების ფონზე.

ნებისმიერი ტერიტორიისათვის დამახასიათებელი ტექტონიკური დეფორმაციების, მაგმატიზმისა და რელიეფის ფორმირების პროცესები განისაზღვრება ლითოსფეროს ფილების გლობალური მოძრაობებით, მაგრამ რეგიონების ადგილობრივი თავისებურებანი წარმოქმნიან სპეციფიკურ გეოდინამიკურ გარემოს. ეს ეხება კავკასიის რეგიონის ნეოტექტონიკურ გეოდინამიკასაც (ტერმინი შემოთავაზებულია ნ.ი. ნიკოლაევის მიერ - Николаев, 1988). მაგრამ ნეოტექტონიკური სტადიის გაგებაში



მკვლევართა შორის არაა ერთიანი შეხედულება – გეომორფოლოგიური კრიტერიუმები ამ საკითხის გადწყვეტისათვის არ აღმოჩნდა საკმარისი, ხოლო აუცილებელი გეოლოგიური კრიტერიუმები არაა დადგენილი (Наймарк, 1983). ამიტომ ნ. ი. ნიკოლაევი თვლის, რომ ეს ზოგადგეოლოგიური პრობლემა დაკავშირებულია დედამიწის ტექტონიკური განვითარების ციკლიურობის საკითხთან (Николаев, 1988, с.15).

დედამიწის ქერქის განვითარების ციკლიურობის პრობლემის შესწავლისას მივედით დასკვნამდე, რომ ტექტონო-მაგმატური, ანუ ბერტრანის ციკლის ფარგლებში ვლინდება უფრო დაბალი რანგის **დეფორმაციის ციკლები**, რომელთაგან თითოეული ხასიათდება ტექტონიკური გაჭიმვისა და შეკუმშვის ფაზების დროში მორიგეობით (Алпайдзе, 1990). კოლიზიური რეგიონების განვითარების ისტორიაში გაჭიმვის ფაზები გამოიხატება ტრანსგრესიებით, ხოლო შეკუმშვისა – რეგრესიებით და მთელი ციკლის განმავლობაში დაგროვილი ნალექების დეფორმაციებით (ოროგენეტიური ფაზების გამოვლინება). გაჭიმვისა და შეკუმშვის ფაზების დროში მონაცვლეობა დაეუკავშირეთ ლითოსფეროს ფილების მოძრაობის სიჩქარის პერიოდულ ცვლას, რაც მიწის ქერქის ქვედა ფენებში იწვევს თერმოდინამიკურ ციკლებს, ხოლო ზედა ფენებში დეფორმაციის ციკლებს (Алпайдзе, 2000).

კავკასიის მეზოზოურ-კაინოზოურ ისტორიაში გამოვლინდა მთუ 9 ასეთი დეფორმაციის ციკლი. მათგან უკანასკნელი დაიწყო შუა მიოცენში გაჭიმვით და ტრანსგრესიით (ჩოკრაკული საუკუნინიდან), რომელმაც მაქსიმუმს მიაღწია შუა სარმატში. ამ პერიოდში ევრაზიისა და აფრიკა-არაბეთის ფილების მიახლოების სიჩქარე იყო მინიმალური – 0,8-1 სმ/წელ. (Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн, 1986). გვიანი სარმატიდან ტრანსგრესია შეიცვალა რეგრესიით, რაც პირველ რიგში გამოიხატა აღმოსავლეთ პარატეთისის ზღვიური აუზების ფართობთა შემცირებით, მათი შემდგომი გათიშვით და თანამედროვე შავი, აზოვის და კასპიის ზღვების ჩამოყალიბებით. ამ პროცესს თან ახლდა მთიანი სისტემების ზრდა და მათი გადარეცხვის პროდუქტების დაგროვება მთისწინა და მთათაშუა მოლასურ დეპრესიებში. ამავე პერიოდში დაიწყო ვულკანური აქტივობაც. მთელი ამ პალეოგეოგრაფიული, გეოლოგიური და გეომორფოლოგიური მოვლენების განვითარება მიმდინარეობდა რელიეფში გამოხატული დიფერენცირებული ტექტონიკური მოძრაობის ფონზე, რაც უფლებას გვაძლევს დავუშვათ, რომ კავკასიაში ნეოტექტონიკური სტადიის (ანუ გეომორფოლოგიური ეტაპის –

Месхиа, 1999) ქვედა ასაკობრივ საზღვრად მივიჩნით გვიანი სარმატის დასაწყისი (ან შუა სარმატის დამლევი). ასე რომ, კავკასიის გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური განვითარების ეს პერიოდი შეესატყვისება დეფორმაციის ციკლის მეორე ნახევარს, ანუ მის შეკუმშვის ფაზას, რომელიც გამოწვეულია არაბეთის ლითოსფერული ფილის მოძრაობის მკვეთრი ზრდით 3-3,5 სმ-დე წელიწადში ამ უკანასკნელი 10 მლნ წლის განმავლობაში (Зоненшайн, Савостин, 1979; Зоненшайн, 1986), რასაც შედეგად მოჰყვა კავკასიაში რეგიონული სუბმერიდიანული შეკუმშვა და ზემოთ აღნიშნული მოვლენები. ეს რეგიონული გეოდინამიკური ვითარება განსაზღვრავს კავკასიის ძირითადი მორფოსტრუქტურული ერთეულების ჩამოყალიბების პროცესსაც. ცნობილია, რომ აქ არსებული სუბგანედური (საერთოკავკასიური) მიმართულების ტექტონიკური აზეგების და დაძირვის ზონებს უკავშირდება რეგიონისათვის პირველი რანგის დადებითი და უარყოფითი მორფოსტრუქტურული ერთეულები: I. კავკასიონის მთისწინა ვაკე (დაძირვა); II. კავკასიონის ნაოჭათალურ-ბლოკური მთიანი აზეგება; III. სამხრეთ კავკასიის (ამიერკავკასიის) მთათაშუა დაძირვა; IV. ანტიკავკასიონის (მცირე კავკასიონის) ნაოჭათალური მთიანი აზეგება; V. შუა არაქსის მთათაშუა დაძირვა.

ამგვარი მასშტაბის ხაზობრივი დადებითი და უარყოფითი მორფოსტრუქტურების შეხამება მიგვითითებს რეგიონში ტალღური ტექტონიკური მოძრაობების გამოვლინებაზე, რაც ჰორიზონტული შეკუმშვის შედეგს წარმოადგენს (Хаин, 1973). ეოდინამიკური თვალსაზრისით ასეთი სუბგანედური ტალღების წარმოშობა გამოწვეული უნდა იყოს მხოლოდ სუბმერიდიანულად მიმართული შეკუმშვით, რომელიც შედეგად მოჰყვა არაბეთის ფილის ჩრდილო მიმართულებით მოძრაობას. იმის გათვალისწინებით, რომ ზემოთ დასახელებული მორფოსტრუქტურები შემოსაზღვრული არიან გაახალგაზრდავებული ზონათაშორის სიდრმული რღვევებით, შეიძლება მივიჩნიოთ, რომ კავკასიის რეგიონი ზოგადად ხასიათდება ბელტურ-ტალღური მორფოლოგიით (ტერმინი – “Глыбово-волновый” შემოთავაზებულია ვ. ე. ხაინის მიერ – Хаин, 1973).

აზეგებითი და დაძირვითი მორფოსტრუქტურების სივრცობრივი განაწილება დაკავშირებულია კავკასიაში განსხვავებული სისქის ქერქის მქონე ტექტონიკური ზონების არსებობასთან. კერძოდ, აზეგებები უკავშირდება შედარებით სქელი (50-56 კმ-დე) ქერქის მქონე ალპური დანაოჭების ზონებს, ხოლო დაძირ-



ვები - შედარებით უდრეკ ალპურისნინა სტრუქტურებს: სკვითური ფილაქნის სამხრულ კიდეს, ამიერკავკასიის მასივს და ირანის კვაზიპლატფორმის ჩრდილო კიდეს (Адамия и др. 1984; Гамкрелидзе, 1984), რომელთა ფარგლებში ქერქის სისქე 40 კმ-დეა. ამის გამო რეგიონში ტექტონიკურ მოძრაობათა ნიშანი და ტალღების ამპლიტუდა განისაზღვრება იზოსტაზიით (რაც მეტია ქერქის სისქე, მით მეტია მისი ზედაპირის სიმაღლე), რომლის წონასწორული მდგომარეობის დარღვევა დაკავშირებულია ლითოსფეროში სიღრმული ნივთიერებების გადაწინილებასთან და გამოწვეულია იმავე რეგიონული შეკუმშვით. სწორედ ამ დარღვეული წონასწორობის აღდგენისკენაა მიმართული ძირითადი მორფოსტრუქტურების აღმავალი და დაღმავალი მოძრაობა. მასთან დაკავშირებით უნდა აღინიშნოს, რომ დეფორმაციის ციკლის გაჭიმვის ფაზაში ტექტონიკურ მოძრაობათა ასეთი დიფერენციაცია არ ვლინდებოდა, რის გამოც ტრანსგრესიულმა ზღვამ დაფარა არა მარტო მთისწინა და მთათაშუა დეპრესიები, არამედ მთიანი სისტემების კიდურა ნაწილებიც.

მთიანი რელიეფის წარმოშობის უმნიშვნელოვანეს პირობას წარმოადგენს აზეგებისა და დენუდაციის სიჩქარეთა თანაფარდობა. კავკასიაში თანამედროვე ტექტონიკურ მოძრაობათა შესახებ არსებული მონაცემები მიგვითითებენ მთავარი დადებითი მორფოსტრუქტურების და მათი ნაწილების უთანაბრო აზეგებაზე (0-დან 10-14 მმ/წელ.) და უარყოფითი მორფოსტრუქტურების დაძირვაზე (4-6 მმ-დე წელ.) (Лилленберг, Ширинов, 1977). ასე მაგალითად, ჩრდილო-დასავლური კავკასიონის სხვადასხვა ბლოკების აზეგების ამპლიტუდა მთელი ნეოტექტონიკური სტადიისათვის მერყეობს 250 მ-დან 1450 მ-დე, ხოლო ცენტრალურ კავკასიონზე იგი აღწევს 2500-4000 მ (Милановский, 1968; Хромовских и др., 1979). ამის გათვალისწინებით ჩრდილო-დასავლურ კავკასიონზე აზეგების საშუალო ტემპი უკანასკნელი 10 მლნ წლის განმავლობაში უდრის 0,025-0,14 მმ/წელ., ხოლო ცენტრალურ კავკასიონზე -0,25-0,4 მმ/წელ., რაც 30-40 ჯერ ნაკლებია, ვიდრე აზეგების თანამედროვე ტემპის მაჩვენებლები. იგივე ითქმის დაძირვის შესახებაც. ეს გარემოება მიგვითითებს, ერთი მხრით, მოძრაობის სიჩქარის უთანაბრო განაწილებაზე დროში, ხოლო მეორე მხრით, წამოჭრის პრობლემას ასეთი მკვეთრი განსხვავების გამო. მიუხედავად ამ უკანასკნელისა, უნდა დავეთანხმოთ ე. ე. მილანოვსკის აზრს იმის შესახებ, რომ კავკასიონის შიგა ზონების დიდი მდინარეების ხეობათა ეროზიული ჩაჭრის სიღრმე საშუალოდ ორჯერ ნაკლებია,

ვიდრე შესაბამისი პერიოდის აზევების ამპლიტუდა (Милановский, 1977). მაგრამ ეს ეხება ხაზობრივ ეროზიას, მაშინ როდესაც ფართობული ეროზიის (დენუდაციის) სიჩქარე კიდევ უფრო ნაკლები იქნებოდა, რაც განაპირობებდა დადებითი მორფოსტრუქტურების აღმავალ განვითარებას.

აღნიშნულთან დაკავშირებით საჭიროდ მიგვაჩნია შევეხოთ კავკასიის გეომორფოლოგიის ერთ-ერთ მნიშვნელოვან პრობლემას, როგორცაა აქ გვიანპლიოცენური პენეპლენის არსებობა-არარსებობა და მოსწორებული ზედაპირების რაოდენობისა და ასაკის საკითხები.

პენეპლენი არის რელიეფის მოსწორების საბოლოო ზედაპირი, ხოლო პენეპლენიზაცია – მთების მოსწორება, ანუ პლატფორმოგენეზი, რაც დაკავშირებულია მიწის ქერქის გაჭიმვასთან და დესტრუქციასთან (Никонова, 1986). ასე რომ, პენეპლენიზაცია და ოროგენეზისი, ანუ მთათანარმოშობა, ურთიერთგამომრიცხავი პროცესებია. პენეპლენიზაციის არსის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ ვ.ე. ხაინისა და ლ.ი. ლობკოვსკის ნაშრომის მიხედვითაც, რომელშიც აღნიშნულია, რომ ეს პროცესი მიმდინარეობს კოლიზიური მთიანი მხარეების განვითარების დამამთავრებელ ტაფროგენულ სტადიაზე, ანუ შეკუმშვითი ძალების მოქმედების შეწყვეტისა და მიწის ქერქის გაჭიმვის პერიოდში (Хаин, Лобковский, 1990). ამრიგად, პენეპლენი არის ტაფროგენული სტადიის და მისი შემდგომი ხანგრძლივი პერიოდის წარმონაქმნი, რაც გვაფიქრებინებს, რომ გვიანოროგენულ სტადიაზე, საერთო შეკუმშვისა და ტექტონიკური მოძრაობების აქტივიზაციის პირობებში კავკასიაში მისი წარმოშობა შეუძლებელი იქნებოდა. რაც შეეხება მოსწორებულ ზედაპირებს, გვიანპლიოცენური პენეპლენის მომხრენი მიიჩნევენ, რომ მათი საფეხურებად განლაგება წარმოადგენს ერთიანი პენეპლენის ზედაპირის დაწყვეტისა და დიდი რღვევების გასწვრივ დიფერენცირებული მოძრაობის შედეგს (Чагарели, 1980; Месхиа, 1999). თუ თავად პენეპლენის არსებობას გამოვრიცხავთ, ამ შეხედულების უგულვებლყოფა არ შეიძლება, ვინაიდან ყველა აღიარებს, რომ კავკასიის მთიანი სისტემები წარმოადგენენ თალურ-ბლოკური აზევების შედეგს, რაც უთუოდ უნდა ასახულიყო ზედაპირების ცალკეული ნაწილების სიმალღებრივ განლაგებაში მათი დაწყვეტის შემდეგ. ეს გარემოება გასათვალისწინებელია მოსწორებული ზედაპირების რაოდენობისა და ასაკის განსაზღვრისას, მაგრამ თავად ზედაპირების წარმოშობის ფაქტი ახსნას მოითხოვს.

უნდა ვივარაუდოთ, რომ ოროგენული რეჟიმისა და რელიეფის აღმავალი განვითარების პროცესში შეიძლება დადგეს ისეთი პირობები, როდესაც აზვეებისა და დენუდაციის სიჩქარეთა თანაფარდობა განაპირობებს ვაკე-ტალღებრივი ზედაპირის წარმოქმნას. ეს იქნება **სინოროგენული მოსწორებული ზედაპირი**, რომელიც სინტაფროგენული პენეპლენისაგან განსხვავებით დაიკავებს უფრო შეზღუდულ ფართობს ზოგადად აზვეებად მთიან მხარეში. ამგვარი სინოროგენული მოსწორებული ზედაპირების წარმოშობისათვის საჭირო გეოდინამიკური ვითარება შეიძლება დავუკავშიროთ ლითოსფეროს ფილების მოძრაობის სიჩქარის ცვლას. კერძოდ, არაბეთის ფილის მოძრაობის ტემპი მთელი ნეოტექტონიკური სტადიის განმავლობაში არ იქნებოდა თანაბარი, რაც, თავის მხრივ, გამოიწვევდა ტექტონიკური აზვევების ტემპის ცვლას და გარკვეულ მომენტში ისეთი რეჟიმის დამყარებას, ე.ი. აზვეებისა და დენუდაციის სიჩქარეთა ისეთ თანაფარდობას, რომელიც შესაძლებელს გახდიდა აზვეებად მთიან მხარეში მოსწორებული ზედაპირის წარმოქმნას. ამ ზედაპირების რაოდენობისა და ასაკის სწორი განსაზღვრა თავის მხრივ დაგვეხმარება ლითოსფეროს ფილების მოძრაობის ნეოტექტონიკური რეჟიმის განსაზღვრაში, ე.ი. გეომორფოლოგიასა და გეოლოგიას (პლეიტექტონიკას) შორის უკუკავშირების დამყარებაში.

არაბეთის ფილის მოძრაობის ტემპის ცვლას შეიძლება დავუკავშიროთ კავკასიაში გვიანოროგენული ვულკანიზმის აქტივობის ფაზებიც. აქ აღნიშნავენ ორ ან სამ ასეთ ფაზას, რომელთა გამოვლინება ძირითადად კონცენტრირებულია ტრანსკავკასიური გარდიგარდმო აზვეების ფარგლებში (Милановский, Короновский, 1973; Схиртладзе и др. 1997). ეს უკანასკნელი კი მდებარეობს არაბეთის ფილის ქიმის გაგრძელებაზე, სადაც ადგილი აქვს მაქსიმალურ მონოლას და შეკუმშვას. ამ გარემოების გამო კავკასიაში უნდა მომხდარიყო გასწვრივი ზონათაშორისი სიღრმული რღვევების შემჭიდროვება და ვულკანიზმისათვის მათი შელწვევადობის შემცირება, ხოლო ტრანსკავკასიური აზვეების ფარგლებში-ტრანსზონალური სუბმერიდიანული (აბულ-სამსარის, კეჩუთის) და დიაგონალური (ყაზბეგ-ცხინვალის) სიღრმული რღვევების წარმოშობა ან გაახალგაზრდავება, რასაც მოჰყვა ვულკანიზმის გააქტიურება (Назаретян, 1984), რაც მიგვითითებს საერთოკავკასიური შეკუმშვის არსებობაზე. ამ საერთო შეკუმშვის პირობებში არაბეთის ფილის მოძრაობის ტემპის ცვლას ლითოსფეროს სიღრმულ ფენებში

უნდა გამოენვია სითბური რეჟიმის რეგულირება, ხოლო მის ზედაპირზე – ვულკანური პროცესების ინსპირირება.

და ბოლოს, საერთო კავკასიური შეკუმშვის მექანიზმის არსებობაზე მიგვიითიბებენ ჰორიზონტული მოძრაობები, რომელთა შედეგია რელიეფში ასახული შესხლეტვების, შეცოცებების, შარიაუების, ნანეებისა და სტრუქტურული რკალების წარმოშობა, მოლასური ნალექების დანაოჭება.

ამრიგად, კავკასიის გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური პროცესების და მათთან დაკავშირებული მოვლენების მთელი მრავალფეროვნება აიხსნება ნეოტექტონიკური სტადიის რეგიონული გეოდინამიკური ვითარებით, რომლის მთავარი გამოვლინება არის სუბმერიდიანულად მიმართული საერთო შეკუმშვა, გამონვეული არაბეთის ფილის ჩრდილო მიმართულებით მოძრაობით. იმის გამო, რომ ნეოტექტონიკური მოძრაობების ტემპი, ვულკანიზმის გამოვლინება და ენდოგენიკური და ექზოგენიკური მორფოგენეტიკური ფაქტორების მოქმედების თანაფარდობა ატარებდა დროში დიფერენცირებულ ხასიათს, უნდა ვივარაუდოთ, რომ არაბეთის ფილის მოძრაობის სიჩქარეც მთელი ნეოტექტონიკური სტადიის განმავლობაში არ იყო თანაბარი. მაშასადამე, კავკასიაში ნეოტექტონიკურ სტადიაზე მიმდინარე გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური პროცესები და მათთან დაკავშირებული მოვლენები, მორფოსტრუქტურების განვითარების ჩათვლით, წარმოადგენენ არაბეთის ლითოსფერული ფილის ჰორიზონტული მოძრაობისა და მისი სიჩქარის ცვლის ფუნქციას.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамия Ш.А., Белов А.А., Лордкипанидзе М.Б. Краткий геологический очерк Кавказа. МГК, XXIII сессия, Сводный путеводитель. «Хеловнеба», Тбилиси, 1984, с.5-37.
2. Алпаидзе В.С. Геологические формации – продукт эволюции земной коры. В кн.: «Идея развития в геологии. Структурный и вещественный аспекты». Новосибирск, СО АН СССР, 1990, с.214-219.
3. Алпаидзе В.С. Теория орогенических фаз и тектоника литосферных плит. Тр. Геол.ин-та АН Грузии, новая сер., вып.115. Тбилиси, 2000, 209.
4. Бондырев И.В. Новый взгляд на некоторые проблемы геоморфологии Грузии. Тбилиси, 2000, 72 с.
5. Гамкредидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика.



ка Кавказа. В.ки.: «Тектоника и металлогения Кавказа». «Меци-
ереба», Тбилиси, 1984, с.105-184.

6. Герасимов И.П. Проблема глобальной геоморфологии. Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли. М.,Наука, 1986, 172 с.
7. Зоненшайн Л.П. Движение литосферных плит и формирование складчатых поясов. В ки.: «Динамика и эволюция литосферы». М.,Наука, 1986, с.16-18.
8. Зоненшайн Л.П. Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.,Недра, 1979,31, с. 1.
9. Лилиенберг Д.А. Новые представления о закономерностях и механизмах современной геодинамики морфоструктур горных стран. Изв.РАН, сер.географ., 1998, №6, с.32-47.
10. Лилиенберг Д.А., Ширинов Н.Ш. Современные тектонические движения. В ки.: «Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа». М.,Наука,1977, с.45-59.
11. Месхиа Д.И. Морфоструктурный анализ рельефа горного обрамления Черноморской впадины Кавказа (в пределах Западной Грузии). Автореф.докт.диссерт. Тбилиси, 1999, 49 с.
12. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.,Недра, 1968, 482 с.
13. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника. В ки. «Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа». М.,Наука, 1977, с.45-59.
14. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.,Недра, 1973, 281с.
15. Назаретян С.Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1984, 138 с.
16. Наймарк А.А. Концепция глобального неотектонического этапа (историко-геологические и методологические аспекты). Изв.вузов,Геол. и разв., 1983, №4, с.3-17.
17. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.,Недра, 1988, 491 с.
18. Никонова Р.И. Проблема пенеплена в геоморфологии. М.,Наука, 1986, 136 с.
19. Схиртладе Н.И., Шириня К.Г.,Кулошвили С.И. Позднеорогенный (верхнеплиоцен-четвертичный) вулканизм Кавказа. Тр. Тбил. гос. ун-та, т. 322, Тбилиси, 1997, с.5-22.
20. Ханн В.Е. Общая геотектоника. Издание второе. М., Недра, 1973, 512 с.
21. Ханн В.Е., Лобковский Л.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов. Геотектоника, 1990, №6, с.20-31.
22. Хромовский В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмология Большого Кавказа. М.,Наука, 1979, 188 с.
23. Цагарели А.Л. О роли геологии в геоморфологии. Тр. Тбил. гос. ун-та, А 3(144), Тбилиси, 1972, с.59-64.



24. Цагарели А.Л. О возрасте рельефа Кавказа. МГК, XXVI сессия. Доклады советских геологов. Четвертичная геология и геоморфология. Наука, М., 1980, с.91-94.

В.С. АЛПАИДЗЕ

**НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ
ОСНОВНЫХ МОРФОСТРУКТУР КАВКАЗА**

Резюме

Неотектоническая геодинамика Кавказа рассматривается с позднего сармата, когда в обстановке регионального субмеридионального сжатия, исходящего от относительно быстрого (3-3,5 см/год) продвижения Аравийской плиты к северу, сформировалась глыбово-волновая морфология региона с основными позитивными и негативными морфоструктурами общекавказского простирания. Скорость неотектонических движений фазы проявления вулканизма и соотношение скоростей эндо- и экзодинамических морфогенетических процессов имели дифференцированный во времени характер, что увязывается с изменением скорости движения Аравийской плиты. Этим же объясняется формирование синорогенных поверхностей выравнивания.

V.ALPAIDZE

**NEOTECTONIC GEODYNAMICS AND DEVELOPMENT BASIC
MORPHOSTRUCTURES OF THE CAUCASUS**

Summary

Neotectonic geodynamics of the Caucasus is considered from the late Sarmatian, when in the situation of the regional submeridional compression, which has been resulted from the relatively rapid (3-3,5 cm/per year) advancement of the Arabian plate to North, a block-undulatory morphology of the region with the positive and negative morphostructurea the generally Caucasian trend was formed. The velocity of the neotectonic movements, the processes of the volcanism and change of the ratio of the velocities of the endo-and exodynamical morphogenetical processes was connected with the change of the velocity of movement of the Arabian plate, as a result of this was formation of the synorogenic graded surfaces.

Н. И. МРЕВЛИШВИЛИ

РЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА¹

Региональная корреляционная стратиграфическая схема палеогеновых отложений северо-западной части Малого Кавказа (Аджаро-Триалетская складчатая зона, Тетрицкаро-Асуретский блок Болнисской зоны и грузинская часть Локско-Карабахской зоны) разработана нами на основе анализа обширного материала, содержащегося в многочисленных монографиях, статьях, а также геологических отчетах, хранящихся в фондах. Даже неполный их перечень занял бы немало страниц. Материалы эти нашли отражение в сводных работах: Геология СССР (т.10, 1964) и Стратиграфия СССР (палеогеновая система, 1975). Помимо того, в списке литературы в конце настоящей статьи приведены некоторые важнейшие работы, изданные, главным образом, за последние несколько десятков лет. В них заинтересованный читатель может найти почти полную библиографию по палеогену данного региона.

В предлагаемой стратиграфической схеме фигурируют

¹ Автором предлагаемая схема была подготовлена по заданию Палеогеновой комиссии Кавказского РМСК в 1984 году и передана комиссии для опубликования как часть корреляционной схемы палеогена всего Кавказского региона. Однако, по определенным объективным причинам, работа комиссии была прервана и схема осталась неопубликованной. В предлагаемом варианте схемы учтены новые материалы, появившиеся после 1984 года.

хроностратиграфические единицы четырех рангов: отделы, подотделы, ярусы и зоны. Для них (за исключением зон, естественно) нами приняты классические западноевропейские названия, подобранные во всех случаях по принципу приоритета, если даже соответствующие стратотипы являются неполными. Исторический аспект (принцип приоритета) избавляет нас от множества ярусных названий (а их около сорока), которыми загромождена научная литература. Эти бесконтрольно, нередко самовольно введенные названия принесли и ныне приносят немалый вред делу создания единой стратиграфической шкалы палеогена. Принцип приоритета с наибольшим успехом устраняет все недоразумения, непременно возникающие при введении каждого нового «яруса». Нами приняты следующие названия: для отделов – палеоцен (Шимпер, 1874), эоцен (Лайель, 1852), олигоцен (Бейрах, 1854); для подотделов – нижний палеоцен, верхний палеоцен, нижний эоцен, средний эоцен, верхний эоцен, нижний олигоцен, средний олигоцен, верхний олигоцен; для ярусов в палеоцене – монский (Девальк, 1868) и тенетский (Реневие, 1873), в эоцене – ипрский (Дюмон, 1849), лотецкий (Лаппаран, 1883) и приабонский (Мюнье-Шальма, Лаппаран, 1893), в олигоцене – латторфский (Майер-Еймар, 1893), рупельский (Дюмон, 1849) и аквитанский (Майер-Еймар, 1857). Каждый из этих ярусов по объему соответствует подотделу и со временем, по мере укоренения классических ярусных названий, придется и вовсе отказаться от практики выделения подотделов в палеогеновой системе.


В пределах северо-западной (грузинской) части Малого Кавказа сопоставление местных стратиграфических подразделений осуществляется на основе общей шкалы (см. левую часть схемы) с использованием выявленных комплексов ископаемых организмов. Наиболее важную роль играют нуммулиды и планктонные фораминиферы. Они позволяют говорить о наличии нуммулитовых зон и зон по планктонным фораминиферам. Однако в мощных отложениях палеогена данного региона не удастся их разграничение и определение точного объема каждой из зон. Поэтому на этой территории практикуется выделение серий и свит. Именно по этим литостратиграфическим единицам осуществляется сопоставление разрезов палеогеновых отло-

жений. Богатая фауна двустворчатых моллюсков и гастропод в палеогене некоторых структурно-фациальных зон дает возможность установить принадлежность отложений к ярусам. Первые результаты изучения нанофосилий и закономерного распределения их комплексов в разрезах пока только в боржомской серии (Т.Гавтадзе, 2001) показали перспективность дальнейших исследований в этом направлении для целей создания надежного базиса дробного (зонального) расчленения мощных, почти немых толщ палеогена Аджаро-Триалети и их корреляции с синхронными разнофациальными отложениями, развитыми не только на территории Грузии, но и за ее пределами.

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне регрессивные пестроцветные отложения датского яруса согласно сменяют маастрихтские известняки. В областях ларамийских кордьер на породах верхнего мела трансгрессивно залегают отложения монского яруса, местами и более молодые члены палеогена, а в пределах синκлинальных структур монс согласно сменяет дании. В непрерывных разрезах основание монского яруса фиксируется, обычно, по смене мергельно-известковых фаций датского яруса терригенными отложениями.

Точность проведения верхней границы палеогена не всегда обеспечена палеонтологическим материалом, в частности, там, где олигоцен является частью майкопской серии, охватывающей и нижний миоцен. В пределах Ахалцихско-Аспиндзской структурно-фациальной зоны верхняя граница проходит над бенарской свитой, охарактеризованной фауной млекопитающих аквитанского яруса.

На разработанной нами схеме корреляция литостратиграфических единиц осуществляется по структурно-фациальным зонам. Исходя из принципа, что структурно-фациальные зоны выделяются по признакам однородности и đồngовозрастности слагающих пород и резкое различие в структуре с соседними đồngовозрастными тектонами иного компонентного состава не обязательно, и придавая при анализе компонентного состава для Аджаро-Триалетской складчатой зоны предпочтительное значение палеогеновым отложениям, в данном регионе нами устанавливаются следующие структурно-фациальные зоны: 1. Гурийско-Юж-



ноимеретинская; 2. Аджаро-Адигенская; 3. Ахалцихско-Аспиндзская; 4. Боржомская; 5. Западно-Триалетская; 6. Кавтисхевская; 7. Манглисская; 8. Тбилисская; 9. Тетрицкаройско-Асуретская и 10. Дманисско-Сакирская. Они отвечают существующим схемам геотектонического районирования Грузии (П.Гамкрелидзе, 1964) и Кавказа (И.Гамкрелидзе, 1984).

В настоящее время в палеогене северо-западной (грузинской) части Малого Кавказа установлены следующие серии и свиты:

Боржомская серия (Боржомский флиш). С. Обручев, 1923, с. II (Стратиграфический словарь СССР, 1982, с. 81). С.Обручев выделил ее в ранге свиты. Последующие исследования показали неоднородность боржомского флиша и в его составе были выделены несколько свит. На этом основании описанная С. Обручевым литостратиграфическая единица как свита должна быть возведена в ранг серии. Соответственно, в ранг свиты должны быть возведены и подсвиты, выделенные в составе этой серии: дабисхевская, рвельская и цопианская. Что же касается боржомульской подсвиты, то она по своим литолого-фациальным особенностям заметно отличается от флишевых отложений боржомской серии. К тому же типично флишевая верхнепалеоценовая дабисхевская свита с явным размывом залегает на породах боржомульской свиты и совместно с обломочным материалом содержит переотложенную микрофауну датского яруса. Боржомульскую свиту мы относим к меловой системе и начинаем кайнозой с подошвы монского яруса (Н. Мрелишвили, А.Цагарели, 1988).

Дабисхевская свита (верхний палеоцен). И.Гамкрелидзе, Г.Лобжанидзе, 1984, с. 17. Название от р. Дабисхеви. Типичный пелитово-песчанистый флиш — представлен известковистыми алевролитами, песчаниками, мергелями, известковистыми глинами и аргиллитами. Содержит комплекс микрофораминифер зон *Acarinina subsphaerica* и *Globotalia aequa*. Мощность 200-650 м.

Тусребская свита (палеоцен). Д.Ю Папава, 1966, с. 7. По с.Тусреби Горийского р-на. Состоит из глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Расположена трансгрессивно на различных горизонтах верхнего мела, а выше согласно пе-

реходит в нижнеэоценовую свиту пятнистых песчаников. Содержит комплекс микрофораминифер палеоцена. Мощность до 1000 м.

Пятнистых песчаников свита (нижний эоцен). Д. Папава, 1966, с. 7. Сложена песчаниками с характерной пятнистой структурой. Согласно залегает на породах тусребской свиты. Выше согласно сменяется нижнеэоценовой болеванской свитой. Содержит нуммулитовую фауну нижнего эоцена. Мощность до 300 м.

Рвельская свита (нижняя часть нижнего эоцена). И. Гамкрелидзе, Г. Лобжанидзе, 1984, с. 19. Название от с. Рвели Боржомского района. Преобладают толщи толстослоистых (от нескольких десятков см. до 1, 5-3 м) кварцево-полевошпатовых песчаников, которые разделены пачками тонких слоев мергелей, алевролитов и аргиллитов. В песчаниках нижнеэоценовый комплекс нуммулитов. Мощность 40-130 м.

Квибисская свита (верхняя часть нижнего эоцена). И. Гамкрелидзе, Г. Лобжанидзе, 1984, с. 20. Название от с. Квибиси Боржомского района. Доминируют мергельно-глинистые породы и известковистые песчаники алевролитовой и алевро-псаммитовой структуры. В значительном количестве, особенно в нижней части песчаных слоев, представлены микробрекчии и микроконгломераты. В породах свиты обнаружены нижнеэоценовые нуммулиты. Мощность от 90 до 200 м.

Болеванская свита (верхняя часть нижнего эоцена). Д. Ю. Папава, 1966, с. 7. По р. Болеванисцкали (на северном склоне Триалетского хребта). Сложена чередованием тонкослоистых глин и песчаников. Согласно залегает на свите пятнистых песчаников, а выше постепенно сменяется вулканогенными отложениями среднего эоцена. Содержит фауну микрофораминифер нижнего эоцена. Мощность 200 м.

Цопианская свита (самая верхняя часть нижнего эоцена). И. Гамкрелидзе, Г. Лобжанидзе, 1984, с. 22. Название от р. Цопиани (Бешеная балка). Терригенно-вулканогенные отложения, имеющие промежуточные литолого-фациальные особенности между боржомским флишем и вулканогенно-осадочной серией среднего эоцена. Содержит нижнеэоценовый комплекс нуммулитов. Мощность 300-450 м.

Аджарская серия (палеоцен?—средний эоцен). В Аджаро-Адигенской зоне объединяет перангскую, нагваревскую, чидильскую, адигенскую и нададигенскую свиты.

Триалетская серия (средний эоцен). В Кавтисхевской и Западно-Триалетской зонах объединяет ликанскую свиту и свиту массивных туфобрекчий.

Перангская свита (палеоцен?—средний эоцен). Ш. Адамия, Г. Закариадзе, М. Лордкипанидзе, Н. Салуквадзе, 1974, с. 60, 61. По г. Перанга в Аджарии. Сложена грубообломочными, толстослоистыми и массивными вулканокластолитами и лавами роговообманковых и оливиновых субщелочных базальтов. Подошва не обнажена. Расположена под среднеэоценовой нагваревской свитой. Верхняя часть перангской свиты сопоставляется с ликанской свитой. Мощность 1000-1500 м.

Мцхетская серия (средний эоцен) М. И. Варенцов, 1950, с. 37. По г. Мцхета. В Боржомской структурно-фациальной зоне в данную серию входят: ликанская, квабисхевская, двирская и ацкурская свиты. В Западно-Триалетской и Кавтисхевской зонах в этой серии выделяются ликанская и триалетская свиты, а в Тбилисской зоне — дабаханская свита и горизонт глыбовых брекчий.

Ликанская свита (низы среднего эоцена). З. Д. Вольский, И. П. Гамкрелидзе, Г. Ш. Надарейшвили, 1974, с. 7. По с. Ликани в Боржомском р-не. Сложена мелкообломочными слоистыми вулканокластолитами базальтового состава. Постепенно сменяет флишевые отложения нижнего эоцена и выше также согласно переходит в среднеэоценовую квабисхевскую свиту. Датируется как низы среднего эоцена по стратиграфическому положению и по комплексу микрофораминифер зоны *Acarinina bullbrookii*. Мощность 400-1500 м.

Нагваревская свита (средний эоцен). Ш. А. Адамия, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе, Н. Ш. Салуквадзе, 1974, с. 61. По с. Нагвареви в Аджарии. Сложена из тонко- и среднеслоистых мелкообломочных, а также грубообломочных вулканокластолитов и лав базальтового, трахиандезитового, андезитового состава, с которыми чередуются туфиты, мергели и аргиллиты. Содержит *Globigerina eocenica* Terq., *Gl. triloculinoides* Plumm., *Globigerinoides conglobatus* (Br.), *Acarinina triplex* Subb. Согласно залегает на перангской свите и

также согласно переходит в чидильскую свиту. Мощность 800-900 м.

Дабаханская свита (средний эоцен). В. Е. Пахомов, 1934, с. 81 (Стратиграфический словарь, 1982, с.126)

Квабисhevская свита (средний эоцен). И. П. Гамкрелидзе, 1976, с. 66. По с. Квабисхеви Боржомского р-на. Состоит из вулканогенов и лав дацитового состава. Согласно залегает на породах ликанской свиты и кверху согласно сменяется двирской свитой. Вместе с двирской свитой датируется как средний эоцен по стратиграфическому положению и по аналогии с массивными туфобрекчиями (триалетской свитой) Западно-Триалетской и Кавтисhevской зон, содержащими среднеэоценовый комплекс нуммулитид и микрофораминифер. Мощность 700 м, местами до 1300 метров.

Двирская свита (средний эоцен). И. П. Гамкрелидзе, 1976, с. 66. По с. Двири Боржомского р-на. Представлена чередованием массивных и толстослоистых туфобрекчий и лавовых покровов базальтового состава. Согласно залегает на породах квабисhevской свиты. Выше согласно переходит в среднеэоценовую ацкурскую свиту. Датируется средним эоценом по стратиграфическому положению под фаунистически охарактеризованной ацкурской свитой (верхи среднего эоцена). Мощность 700-1300 м.

Чидильская свита (средний эоцен). Ш. А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе, Н.Ш. Салуквадзе, 1974, с.63. По перевалу Чидила в Аджарии. Состоит из массивных и грубообломочных вулканокластолитов и лав субщелочных базальтов и прослоев мелкообломочных слоистых пород. В свите установлены: *Nummulites partschi de la H.*, *N. gallensis Heim*, *N. distans Desh.* и комплекс зоны *Acarinina bullbrookii*. Согласно залегает на породах нагваревской свиты и кверху постепенно переходит в верхнеэоценовую адигенскую свиту. Мощность 1000-2000 м.

Ацкурская свита (верхи среднего эоцена). З. Д. Вольский, И. П. Гамкрелидзе, Г.Ш. Надарейшвили, 1974, с. 8. По с. Ацқури Ахалцихского р-на. Состоит из слоистых туфов, карбонатных туффитов и мергелей. Датируется как верхняя часть среднего эоцена по аналогии со слоистыми пестроцветными туфогенами Аспиндзского р-на, охарактеризо-

ванными комплексом зоны *Nummulites brongiarti*. Согласно следует за двирской свитой. Кверху согласно переходит в верхнеэоценовые песчано-глинистые отложения. Мощность около 200 м.

Бахмаройская свита (верхняя часть среднего эоцена). Вольский З., Гамкрелидзе И., Надарейшвили Г., 1974, с.8. Название от с. Бахмаро Озургетского р-на. Пестроцветные тонкослоистые, полосчатые туфы с прослоями вулканических брекчий оливиновых базальтов и лимбургитов. Мощность 600 м.

Гурийская свита (верхняя часть среднего эоцена). Вольский З., Гамкрелидзе И., Надарейшвили Г., 1974, с. 10. Название от региона Гурия в Западной Грузии. Чередование оливиновых базальтов, лимбургитов, трахибазальтов и их пирокластолитов. В слоях карбонатных туфов и туфгравелитов характерная для верхов среднего эоцена фауна нуммулитов. Мощность от нескольких сотен до 1500 м.

Адигенская свита (верхний эоцен). П. Д. Гамкрелидзе, 1949, с.186. По с.Адигени. Распространена в Аджарии и Адигенском районе. Сложена мелкообломочными вулканокластическими и терригенными отложениями, а также грубообломочными туфобрекчиями, реже отмечаются прослои известняков и мергелей. Встречены: *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. bouillei de la H.*, *N. striatus* (Brug.), *N. incrassatus de la H.*, *Operculina amponea Mich.*, а также моллюски. Согласно сменяет среднеэоценовую чидильскую свиту и кверху согласно переходит в нададигенскую свиту. Мощность 300-800 м.

Навтлугская свита (низы верхнего эоцена). В. Е. Пахомов, 1934, с.81, 82. (Стратиграфический сл., 1982, с. 297).

Тбилисская свита (верхи верхнего эоцена). В. Е. Пахомов, 1934, с. 81 (Стратиграфический сл., 1982, с. 416).

Ахалцихская свита (верхний эоцен-олигоцен?). А.А. Воронина, 1976, с. 111 (Стратиграфический сл., 1982, с.46.)

Нададигенская свита (верхи верхнего эоцена-олигоцен?). Ш. А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе, Н. Ш. Салуквадзе, 1974, с.65. По стратиграфическому положению над адигенской свитой. (По рр. Дзиндза, Ванисцкали, Чирухисцкали). Сложена массивными и грубообломочными вулканогенными породами базальтового состава. В нижней

половине свиты установлены: *Nummulites incrassatus* de la H., *N. striatus* (Brug.). Согласно следует за адигенской свитой. Кровля размыта. Верхняя часть условно датируется олигоценом. Мощность 2000 м.

Майкопская серия (олигоцен-нижний миоцен). К. И. Богданович, И.М.Губкин, К.И. Прокопов, С.И. Чарноцкий, 1912, с.37 (Стратиграфический сл. 1982, с. 271).

Каратубанская свита (нижний-средний олигоцен). Г. Абих, 1882, с. 302 (Стратиграфический сл., 1982, с. 197).

Оцхе слои (средний олигоцен). Ж. Р. Казахашвили, 1971, с. 237. По р. Оцхе в Ахалцихском р-не. Состоит из глин, алевролитов, песчаников с прослоями известковистых песчаников и ракушнякав. Установлены: *Zanchinella garetzkii* Merklin, *Tumpanotonus margaritaceus* Brocchi, *Aporrhais speciosa* Schloth., *Natica elegans* Katsch. и др. Мощность 25-150 м. Слои оцхе согласно сменяют каратубанскую свиту, а сверху перекрываются породами цхрутской свиты.

Цхрутская свита (верхний олигоцен). А.А. Воронина, 1983, с. 54. По с. Цхрута в Ахалцихском р-не. Состоит из грубозернистых песчаников с линзами конгломерата (нижние песчаники Цхрута-Цахана), глин, суглинков, песчаников с прослоями бурых углей (лигнитовые слои) и тонкозернистых массивных песчаников с прослоями крупных конкреций плотного известковистого песчаника (верхние песчаники Цхрута-Цахана). Содержит: *Corbula helmersenii* Mikh., *Polymesoda convexa* (Brongn.), *Melanopsis callosa* Braun., *Nucula comta* Goldf., *Callista splendida* Mer., *C. beyrichi* Semp. Согласно залегает на слоях оцхе и согласно переходит в бенарскую свиту. Мощность около 150 м.

Бенарская свита (верхний олигоцен). Л. К. Габуня, 1964, с. 9. По с. Бенара в Адигенском р-не. Состоит из чередования красноватых и зеленовато-серых глин и глинистых песчаников. Согласно сменяет цхрутскую свиту, выше несогласно перекрывается вулканогенными отложениями гондвэской свиты. Датируется как верхняя часть олигоцена по богатой фауне млекопитающих. Мощность 170-500 м.

Вновь установлены следующие названия: аджарская серия и триалетская свита.

Должны быть упразднены как неупотребляемые и млад-

шие синонимы следующие названия местных стратиграфических подразделений: ахалсопельская свита (В.Е. Пахомов, 1934), авлабарский горизонт (В.Е. Пахомов, 1934), адигенская свита (А.А. Воронина, 1983), охребская свита (В.Е. Пахомов, 1941), абастуманская свита (А.А. Воронина, 1983), в которую объединены отложения разного генезиса – с одной стороны, нормальноморского бассейна (каратубанская свита), а, с другой, – породы с пресноводной фауной (слои Оцхе).

В прилагаемой стратиграфической схеме не приводятся названия многочисленных слоев, которые фигурируют в стратиграфическом словаре (1982): Ивлиты слои (с. 166), Марды слои (с. 276), Минадзе слои (с. 287), Млашехеви слои (с. 288), Суфлиси слои (с. 401), Цира слои (с. 467), Чвинта слои (с. 471). Они выделены в пределах Ахалцихской депрессии и являются сугубо локальными вспомогательными единицами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольский З.Д., Гамкрелидзе И.П., Надарейшвили Г.Ш. 1974. К геологии северного склона Месхетского хребта. В кн.: «Проблемы геологии Аджаро-Триалети». Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 44.
2. Варенцов М.И. 1950. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР, М.
3. Гамкрелидзе И.П. 1976. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. «Мецниереба», Тбилиси.
4. Гамкрелидзе И.П. 1984. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. В кн.: «Тектоника и металогения Кавказа», «Мецниереба», Тбилиси.
5. Гамкрелидзе И.П., Лобжанидзе Г.П. 1984. Геология центральной части Аджаро-Триалети и проблема боржомской минеральной воды. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 83, «Мецниереба», Тб.
6. Гамкрелидзе И.Д. 1949. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР. Монография, №2, Тбилиси.
7. Дзоценидзе Г.С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, Монография №1, Тбилиси.



8. **Качаравა И.В.** 1964. Палеоцен и эоцен Грузии. Геология СССР т.Х, Грузинская ССР, ч.1. Геологическое строение. «Недра», М.
9. **Качарავა М.В.** 1977. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. «Мецნიერება», Тбилиси.
10. **Мრელიშვილი Н.И.** 1978. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Изд.ТГУ, Тбилиси.
11. **Мრელიშვილი Н.И.,** 1997. К вопросу о систематике крупных фораминифер. Тр.ТГУ, География, геология, 322.
12. **Мრელიშვილი Н.И., Цагарели А. Л.** 1988. Еще раз о границе между мезозоем и кайнозоем. Тр. ТГУ, География, геология, 274.
13. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. 1982, «Недра», Ленинград.

6. მრავალფეროვნება

მცირე კავკასიონის ჩრდილო-დასავლური ნაწილის პალეოგენის რეგიონული საკორელაციო სტრატиграფიული სქემა

რეზიუმე

სქემას საფუძვლად დაედო ხანგრძლივი დროის განმავლობაში წარმოებულ კვლევით მოპოვებული, მრავალრიცხოვან მონოგრაფიებსა და სტატიებში გამოქვეყნებული, აგრეთვე ფონდებში დაცული მდიდარი ფაქტობრივი მასალის ანალიზი. რეგიონში, რომელიც მოიცავს მცირე კავკასიონის საქართველოს ტერიტორიაზე მოქცეულ ნაწილს (აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონა, ბოლნისის ზონის თეთრინყარო-ასურეთის ბლოკი და ლოქ-ყარაბახის ზონის ნაწილი), პალეოგენის უპირატესი როლის გათვალისწინებით გამოყოფილია შემდეგი სტრუქტურულ-ფაციესური ზონები: 1. გურია-სამხრეთ იმერეთის; 2. აჭარა-ადიგენის; 3. ახალციხე-ასპინძის; 4. ბორჯომის, 5. დასავლეთ თრიალეთის; 6. კავთისხევის; 7. მანგლისის; 8. თბილისის; 9. თეთრინყარო-ასურეთის და 10. დმანის-საკირის.

სქემაზე ფიგურირებს ოთხი რანგის სტრატиграფიული ერთეულები: სექცია, ქვესექცია, სართული, ზონა. სართულებისთვის აღიარებულია ისტორიული ასპექტის გათვალისწინებით შერჩეული კლასიკური, დასავლეთ-ევროპული ნომენკლატურის პრიორიტეტი: მონსური და თანეტური-პალეოცენში, იპრული, ლუტეციური და პრიაბონული - ეოცენში, ლატორფული, რუპელური და აქვიტანიური-ოლიგოცენში. პალეოგენის ქვედა საზღვრად მიღებულია მონსური სართულის საგები, ზედა საზღვრად - აქვიტანიური სართულის საზღვარი.

იმის გამო, რომ რეგიონში დიდი სისქის (კილომეტრების რიგის) პალეოგენური ნალექების ქრილებში პალეონტოლოგიური მასალა (ძირითადად ნუმულიტიდები და მიკროფორამინიფერები) მხოლოდ ერთიმეორისაგან საკმაოდ სქელი მუხჯი დასტებით გათვისებულ ცალკეულ ფაუნისტურ პორიზონტებშია მიკვლეული, სტრუქტურულ-ფაციესურ ზონებს შორის პალეოგენური ნალექების კორელაცია დაფუძნებულია სერიებისა და წყებების სინქრონიზაციაზე.



Региональная корреляционная стратиграфическая схема палеокарибейского яруса

Аджаро-Три:

Система	Отдел		Зоны			Структурно-фашиальные зоны	Гурийско-Южно-Ивергетская	Аджаро-Лидгенская	Ахалцихско-Асниццкая																				
	Подотдел	Ярус	Нуммулитовые	Микрофораминиферные	Наймоластониновые																								
Мел	Верхний	Палеокарибейский	Верхний	Средний	Нижний	Лидгенский	Майкопские глин и алевролиты с прослоями мергелей и песчаником (200-700 м)	Надлидгенская св. массивные и грубообломочные вулканогенные породы (2000 м)	Бенарская свита Цхруцкая свита Сюн Ошхе (25-150 м) Карагубанская свита-с молочно-серой фауной. В низлах зона Eococcolithus subdistichus (600 м)																				
										Cassiderinella chipolensis	Nummulites intermedius	Pseudohistiogerrina nigra	Helicosphaera reticulata	Еокоцилитус субдистичус (20-60 м)															
										Eococcolithus subdistichus																			
										Мел	Средний	Лидгенский	Верхний	Средний	Нижний	Лидгенский	Фосфоритовые мергели с прослоями вулканогенно-морских пород и алевролитов (200-250 м)	Аджарская св. мелкообломочные вулканокластич. и терригенные отложения с фауной нуммулитов и моллюсков	Ахалцихская св. песчано-глинистые отложения с молочно-серой фауной верхнего яруса. (около 700 м)										
																				Nummulites retiatius	Globorotalia caradocensis	Globorotalia gortanii	Сюн с Sphenolithus pseudoradians	Isthmolithus recurvus	Лидгенские мергели (40 м)				
																				Nummulites fabianii	Globigerinotrocha seminvoluta	Chiasmolithus oamaruensis	Discoaster saipanensis	Discoaster bifax		Гурийская ср. (200-1500 м) Бахмаронская св. (600 М)			
																				Nummulites bronngarti	truncorotaloides rohori	Discoaster saipanensis	Discoaster bifax	Чидзильская св. грубообломочные вулканокластич. и глины (1000-2000 м)					
																				Nummulites laevigatus	Acarinina bullbrookii	Discoaster subobovatus	Rabdosphaera inflata		Чидзильская св. (2000 м) Лидгенская свита (1500 м)	Наварская св. вулканокластич. лав. мергел. арциты (500-900 м)			
																				Nummulites aquitanicus	Globorotalia palmerae	Discoaster lodoensis	Tribrachiatius ortostylus	Боржомская серия Флиподние отложения (до 1000 м)	Аджарская серия Перангская свита-грубообломочные, толстолистовые или массивные вулканокластич. и лавы роговообломочных и оливиновых базальтов (1000-1500м)				
																				Nummulites planulatus	Globorotalia ferrosa formosa	Discoaster binodosus	Tribrachiatius contortus						
																				Мел	Верхний	Палеокарибейский	Верхний	Средний	Нижний	Лидгенский	Изнаменские мергельные толщи с датской микрофауной	Подшоша не облажена	Аджарская серия
Nummulites fraasi	Globorotalia angulata	Globorotalia conicotruncata	Globorotalia pseudonordii	Chiasmolithus bidens																									
	Globorotalia angulata	Globorotalia pseudonordii	Heliolithus riedelii	Discoaster gemmeus																									
			Heliolithus kleinpelli	Fasciculithus tympaniformus																									
			Ellipsolithus macellus																										

Необнажены



Флиш слагающийся из осадков мелководной мелководной (Грузинской) части Малого Кавказа

Мелководная складчатая зона

Боржомская		Западно-Триалетская	Калтисовская	Манглинская	Тбилисская	Титурицкая-Асурская	Болниская зона	Джикско-Карабахская зона					
Размыв		Глинистые сланцы и песчаники (около 500 м)	Майковские глины (более 1000 м)	Размыв	Майковская серия	Песчано-глинистые и глинистые породы (500-1300 м)	Майковские глины (более 1000 м)	Размыв					
						Глинистые породы (50-250 м)	Грубозернистые песчаники с прослоями глины (десятки м)						
						Кварцевые песчаники и сланцеватые песчаные глины с верхне-зоеновой фауной нуммулитов	Крупнозернистые кварцевые песчаники и глины с верхнезоеновой фауной нуммулитов (1300 м)		Чередование песчаников, глинистых сланцев, в нижней части туфогенные породы (около 800 м)	Тбилисская св. карбонатные песчаники, глинистые песчаники, глины с нуммулитами верхнего зоэна (360 м)	Континентальные и песчаники (т.н. Асурские и Титурицкие конгломераты) (250 м)		
		Лирилевисовые мергели (10-40 м)			Навдугская св.-карбонатные битуминозные глины с прослоями песчаников (50-260 м)								
Атурская свита (200 м)	Боржомская серия	Размыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв	Перерыв					
Давидская свита (700-1300 м)									Триалетская серия (более 2000 м)	Массивные туфобрекчи и туфы (более 1000 м)	Чередование туфобрекчи, известняков, известняковых туфов и лавных мергелей (около 200 м)	Горизонт глыбовых брекчи с крупными фораминиферами зоны Nummulites bronngiarti (20-100 м)	Туфопесчаники, туфобрекчи, туфо-конгломераты с лиздами нуммулитовых известников (300-800 м)
Квабисовская свита (700-1300 м)									Ливинская свита (600 м)	Ливинская свита (около 500 м)		Дабакская св.-туфопесчаники, туфы, аргилиты и мергели, крупные фораминиферы зоны Nummulites laevigatus до 500 м)	
Ливинская свита (400-1500 м)									Боленавская св.-глины с прослоями песчаников (около 150 м)	Свита питчестых песчаников (300 м)	Чередование песчаников, песчаных глин и мергелей (70-150 м) В верхне-нуммулитовой верхней части нижнего зоэна	Глинистые алеолиты и мергели	Микрофораминиферы нижнего зоэна (2200 м)
Цхинвальская свита-терригенно вулканогенные осадочные отложения (300-450 м)	Турсебская св. глинистые сланцы и кварцевые песчаники (1000 м)	Черед. слан. мергелей, мергелистых известняков, известняковых песчаников (около 250 м) Конгломераты с лиздами в вулканических известниках (5-6 м)	Известняково-мергельная толща	Микрофораминиферы нижнего зоэна (500 м)	Глины с просл. мелкозернистых песчаников с лиздами мелко-облачных брекчи (неск. десятк. м)								
Квабисовская св.-сланцеватые песчаники (300-450 м)	Размыв												
Дабакская св.-типично песчаные известняки (200-650 м)									Турон-дантин карбонатные отложения	Карбонатные и вулканогенные отложения верхнего мела	Пелитоморфные известняки и мергели (в скважинах)	Пестроцветные мергели и известняки	

REGIONAL CORRELATIVE STRATIGRAPHIC SCHEME OF PALEOGENE OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE MINOR CAUCASUS

Abstract

The scheme is based on the analysis of data achieved by the author during long period of researches, also - of the material published in the numerous monographies and articles and of the rich factual material kept in the different funds.

In the region, which covers the part of the Minor Caucasus situated on the territory of Georgia (The Ajara-Trialeti folded system, The Tetritskaro-Asureti block of Bolnisi zone and a part of the Lock-Karabacki zone), considering the preferable role of Paleogene, the following structural-facies ones are marked out; 1. Guria-South Imerethi, 2. Ajara-Adigeni; 3. Akhaltsikhe-Aspindza; 4. Borjomi; 5. Western Trialeti; 6. Kavtiskhevi; 7. Manglisi; 8. Tbilisi; 9. Tetritskaro-Asureti and 10. Dmanisi-Sakire.

On the stratigraphic units of four ranks figure: section, subsection, stage and zone. For the stages priority of the classical West European nomenclature, chosen considering its historical aspect, has been recognized: Monsien and Thanetian in paleocene, Iprian, Lutetian and Priabonian - in Eocene, Lattorfian, Rupelian and Aquitanian - in Oligocene. For lower boarder of Paleogene the sole of Moncian stage is accepted and for its upper boarder - the roof of Aquitanian.

Since in the thick sections (about several kilometers) of the Paleogenic sediments paleontological material (in the main - nummulitides and microforaminifers) is found only in the separate faunal horizons, disjoined from each other by the rather thick dumb (mute) suites, the correlation of the paleogenic sediments between the different structural-facies zones is based on the correlation of the series and suites.

Г.С. ГОНГАДЗЕ

НОВЫЕ ВИДЫ ЭХИНОИДЕЙ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ДАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА

Верхнемеловые и датские отложения Кавказа богато охарактеризованы разнообразными фаунистическими комплексами, в том числе и эхиноидеями. По проведенным нами исследованиям на сегодняшний день в этих отложениях установлено 172 вида эхиноидей, составляющих 40 родов и 14 семейств, среди которых 14 видов являются новыми:

Ниже дается описание некоторых из них.

Класс Echinoidea Leske, 1778

Подкласс Euechinoidea Bronn, 1860

Надотряд Gnathostomata Zittel, 1879

Отряд Hololectypoida Duncan, 1889

Семейство Discoididae Lambert, 1889

Род *Dixonia* Wagner et Durham, 1964

***Dixonia colchica* Gongadze et Endelmann sp.nov.**

Табл. I, фиг. 1а-в

Название вида от древнегрузинского царства.

ГОЛОТИП— палеонтологический музей кафедры геологии и палеонтологии Тбилисского гос. университета (ТГУ), №51/15; Грузия, Дзирульский массив, окр.с.Квахчири; верхний сеноман.

МАТЕРИАЛ. 72 экземпляра из двух местонахождений верхнего сеномана на территории Западной Грузии. Сборы и коллекция Г.С.Гонгадзе.

ОПИСАНИЕ. Панцирь небольших размеров, округлых очертаний, не очень высокий (высота составляет 60% от диаметра панциря). Верхняя сторона полусферическая, реже – субконическая. Основание плоское, слегка вздутое в средней части, резко погруженное только в области перистома. Амбитус относительно низкий.

Апикальная система расположена посередине вершины панциря, небольшая, округлых очертаний, с пятью генитальными пластинками и порами. Амбулакры относительно широкие, как правило, до амбитуса построены из простых пластинок. Довольно узкие. Пары пор на всем протяжении амбулакра устроены унисериально. На амбитусе их ширина больше высоты в 6-7 раз. Адорально амбулакры построены из триад, каждая из которых образована двумя верхними полупластинками и одной нижней первичной пластинкой. Интерамбулакральные зоны широкие. На амбитусе они в три раза шире амбулакральных зон. В приапикальной части интерамбулакральные пластинки почти квадратные.

Перистом расположен в центре основания; округлый. Перипрокт меньше перистома, овальный, адорально более заостренный, чем амбитально; расположен несколько ближе к перистому, чем заднему краю; опоясан четким кольцом интерамбулакральных туберкул. Туберкуляция разная на верхней и нижней сторонах панциря. Туберкулы перфорированные и кренулированные.

СРАВНЕНИЕ И ЗАМЕЧАНИЯ. Одним из характерных признаков нового вида, позволяющего относить его к роду *Dixonia*, присутствие 5-ой генопоры. Этим признаком он отличается от *Discooides subuculus leske*, с которым его связывают общие черты строения панциря. Отличается еще и характером основания (скорее несколько вздутым в средней части, погруженным только у перистома), формой перипрокта.

По размерам и соотношению высоты панциря с его диаметром новый вид сходен с *Dixonia infera* (Desor). Однако у последнего оральная сторона заметно погружена к перистому сразу после перегиба панциря, а у нового вида она скорее вздутая и погружена только у самого перистома. Кроме того, у нового вида перипрокт скорее приближен к перистому, чем к заднему краю панциря.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Зеленовато-розовые кварцево-глауко-

нитовые песчаники окр.с.с.Мелушети, Квацixe (северная и западная периферии Дзирульского массива): верхний сеноман.

Отряд Holasteroidea Durham et Melvill, 1957

Семейство Holasteridae Pictet, 1857

Род Echinocorys Leske, 1778

Echinocorys lasica Gongadze sp.nov.

Название вида от исторической области в Западной Грузии. Echinocorys conoideus. *Гонгадзе, 1979, с.78, табл. IX, фиг.1а-е.*

ГОЛОТИП—палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии ТГУ, №51/59; Грузия, дол. р. Хашупсе (окр. с.Гантиади, Зап. Абхазия); нижний даний.

МАТЕРИАЛ. 20 панцирей удовлетворительной сохранности. Сборы и коллекция автора.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Нижнедатские отложения Сурамского известнякового карьера (Дзирульский массив), дол. р. Хашупсе (Зап. Абхазия) – Грузия; окр.с. Тарское (Северная Осетия) и с.Улуая (Горный Дагестан).

Echinocorys subconica Gongadze sp.nov. Название вида от субконической формы панциря.

Echinocorys conicus. *Гонгадзе, 1979, с.88, табл. ХУІІІ, фиг. 1а-е.*

ГОЛОТИП—палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии ТГУ, №51/66; Грузия, окр. с. Михельрипши (Зап. Абхазия); нижний даний.

МАТЕРИАЛ. 10 панцирей удовлетворительной сохранности. Сборы и коллекция автора.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Нижнедатские отложения дол. р. Хашупсе и окр. с. Михельрипши (Зап.Абхазия), нижний и средний даний Сурамского карьера—Грузия; датские отложения окр. с.Улуая(Горный Дагестан).

Pseudoffaster sphaericus Gongadze sp.nov.

Табл. I, фиг. 2а-в

Название вида от сферической формы панциря.

ГОЛОТИП—палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии ТГУ, №51/101; Азербайджан (Нахичеванская АР), с. Кермечатах; верхний маастрихт.

МАТЕРИАЛ. 20 панцирей удовлетворительной сохранности.



Сборы автора, Е.А. Успенской, В.Т. Акопяна, В.А. Дороднова. Коллекция автора.

ОПИСАНИЕ. Панцирь небольших размеров, шаровидный, незначительно удлинённый, с куполовидной верхней стороной и почти плоским основанием. Передняя сторона высокая, отвесная, с довольно глубокой передней бороздой. Задняя сторона по высоте уступает передней, вертикальная, с почти треугольной анальной ареей. Последняя заканчивается двумя пяточными буграми. Задний гребень отсутствует. Амбитус низкий, широкий.

Апикальная система с четырьмя генитальными пластинками и порами; незначительно смещена вперед. Амбулакры поверхностные, гомогенные, лентовидные. Амбулакральные пластинки высокие, шестиугольные. Поры круглые или слегка овальные. Двускатные.

Перистом краевой, но большая его часть расположена на основании; круглый. У самого перистоста наблюдается максимальная углубленность передней борозды. Перипрокт по величине с перистом, круглый, вертикальный, занимает вершину анальной ареи. Маргинальная фасциола сохранилась фрагментарно.

СРАВНЕНИЕ И ЗАМЕЧАНИЯ. Для нового вида весьма характерна общая шаровидная форма, отсутствие заднего гребня, незначительное отклонение вершины от середины, широкий амбитус. Всеми этими признаками новый вид отличается в первую очередь от близкородственного *Ps. caucasicus* (Dru).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Нижнемаастрихтские отложения с. Гюлистан (Иткран, Южная Армения); верхнемаастрихтские отложения Сурамского карьера (Грузия), окр. с. Барцруни (Южная Армения), с. Кермечатах и нижний и верхний маастрихт дол. р. Лизбиртчай (Нахичеванская АР, Азербайджан).

- Отряд** Spatangoida Claus, 1876
- Семейство** Micrasteridae Lambert, 1920
- Род** Micraster L. Agassiz, 1836
- Подрод** Micraster (Isomicraster) Lambert, 1901
- Micraster (Isomicraster) iisbirtensis Gongadze sp. nov.**

Табл. II, фиг. 1а-в

Название вида от дол. р. Лизбиртчай (Азербайджан)

ГОЛОТИП—палеонтологический музей кафедр геологии и палеонтологии ТГУ, №51/134; Азербайджан, с. Юхары-Быз-



гов; нижний маастрихт.

МАТЕРИАЛ. Более двадцати экземпляров удовлетворительной сохранности. Сборы Е.А.Успенской, В. А. Дороднова и автора. Коллекция автора.

ОПИСАНИЕ. Панцирь крупных размеров, субконический, удлинённый, заметно суженный в задней части. Верхняя сторона выпуклая, субконическая, с незначительно сдвинутой вперед вершиной. Передняя борозда очень резкая и глубокая на нижней половине панциря, в особенности у основания. Анальная арёя резко обособленная, наклонена назад, с четкими пяточными буграми. Задний гребень выражен слабо. Основание почти плоское, сердцевидное. Амбигус низкий, узкий. Переход боков к основанию резкий.

Апикальная система совпадает с вершиной; с четырьмя генитальными порами. Амбулакры петалоидные. Петаля погружены довольно значительно.

Перистом краевой, вертикальный, расположен в углублении передней борозды, снизу прикрыт ложковидной губой. Перипрокт супрамаргинальный, невысокий, довольно крупный, круглый, занимает вершину анальной арёи. Пластрон амфистернальный, с короткой лабральной и длинными, симметрично расположенными стернальными пластинками. Субанальная фасциола отсутствует.

СРАВНЕНИЕ И ЗАМЕЧАНИЯ. Новый вид легко отличается от *M.(Isomicraster) stolley* Lamb. субконическим (а не коническим), менее высоким панцирем, резко наклоненной назад анальной ареей, более глубокой передней бороздой, краевым расположением перистома, более высоким перипроктом. От *M. (Isomicraster) ciptyensis* (Schlt.) отличается крупными размерами, а также отсутствием субанальной фасциолы. Должны заметить, что наличие субанальной фасциолы у *M.(Isomicraster) ciptyensis*, отмеченный автором вида (Schuter, 1897, S.22), опровергается Ж. Ламбером (Lambert, 1911, p.43)

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Нижнемаастрихтские отложения с. с. Кермечатах, Юхары-Бызгов, Бориси (Азербайджан), с. с. Барцруни, Гюлистан (Южная Армения); нижний и верхний маастрихт дол. р. Лизбиртчай (Нахич.АР).

Семейство Palaeostomatidae Lowen, 1867
Род Coraster Cotteau, 1886

Coraster khramensis Gongadze sp. nov.

Табл. III, фиг. 1а-в

Название вида от р. Храми (Грузия).

ГОЛОТИП— палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии ТГУ, №51/158, Грузия, окр. с. Косалари; датский ярус.

МАТЕРИАЛ. 15 панцирей, 7 из них удовлетворительной сохранности. Коллекция автора и И. М. Рухадзе.

ОПИСАНИЕ. Панцирь средних размеров, удлинённый, округлый с боков, расширенный кпереди и суженный кзади. Верхняя сторона выпуклая, невысокая, с хорошо заметным почти горизонтальным задним гребнем. Основание плоское или слабо выпуклое. Передняя сторона широкая, высокая, вертикальная, с широкой передней бороздой, которая начинается в верхней части панциря и сильно углубляется книзу. Задняя сторона значительно ниже передней, вертикальная.

Апикальная система с четырьмя генитальными порами; расположена непосредственно перед вершиной, сильно смещена вперед. Амбулакры гомогенные. Непарный амбулакр расположен в углублении передней борозды. Амбулакральные пластинки высокие, многоугольные. Поры мелкие, округлые.

Перистом краевой, маленький, круглый, с губой, наклоненный назад. Перипрокт супрамаргинальный, круглый, по размерам с перистом; занимает вершину треугольной анальной ареи. Пластрон амфистернальный, с узкой и длинной лабральной пластинкой.

СРАВНЕНИЕ И ЗАМЕЧАНИЯ. Новый вид близок по строению к *Coraster marsooi* Seun., от которого отличается более плоским основанием, резко углубленной в нижней части передней бороздой. Этот последний признак является самым характерным для данного вида. Заметим, что на некоторых экземплярах резкое углубление передней борозды начинается в самой верхней части панциря.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Нижнедатские известняки Сурамского карьера; датские отложения ущ. р. Храми, окр. с. Косалари (Арвино-Болнисская глыба) — Грузия.

Род *Orthaster* Moskvina, 1982

Orthaster poslavskajae Gongadze sp. nov.

Название вида в честь Н.А.Пославской.

Ornithaster alapiensis (Lambert). Пославская, Москвин, 1959, с.275, табл. ХУІІІ *Рис. 10а-в (Рис.85 А-В в тексте).*

Orthaster alapiensis (Lambert). Москвин, 1982, с. 101-103.

ГОЛОТИП— рис.10а в табл. ХУІІІ, Пославская, Москвин, 1959; Северный Кавказ, р.Кума; верхний кампан.

ЗАМЕЧАНИЯ. Мы уже отмечали (Гонгадзе, 1984), что все формы, определенные под родовым названием *Ornithaster* (Пославская и Москвин, 1959;1960; Гонгадзе,1979), в том числе и *Ornithaster alapiensis* (Lambert), *O. munieri* (Seunes), *O. beneharnicus* (Seun.) должны быть описаны как новые виды рода *Orthaster*.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Верхний кампан Азербайджана, Нахичеванской АР; верхний кампан нижний маастрихт Северного Кавказа; маастрихт Западной Грузии; нижний маастрихт южной и северной Армении, запада Средней Азии.

Orthaster moskvini Gongadze sp.nov.

Название в честь М.М.Москвина.

Ornithaster munieri (Seunes). Пославская, Москвин, 1959, с. 276, табл. ХУІІІ, рис.11а в (рис.86 А-В в тексте).

Ornithaster munieri (Seun). Пославская, Москвин, 1960, с.63,

табл.ІІІ, рис. 5а-е.

Ornithaster munieri (Seunes). Гонгадзе, 1979, с.114,

табл.ХХУІ, фиг.4а-с.

Orthaster munieri (Seunes). Москвин, 1982, с. 101-103.

ГОЛОТИП— рис. 11а-в табл. ХУІІІ, Пославская, Москвин, 1959; Северный Кавказ, бассейн р.Белой; датский ярус.

ЗАМЕЧАНИЯ. См. Замечание в описании *Orthaster poslavskajae Gongadze* данной работы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Датские отложения Северного Кавказа и Азербайджана. Наши образцы взяты из нижнедатских отложений окр.с.Гантиади (Западная Абхазия; Грузия).

Orthaster suramensis Gongadze sp.nov.

Название вида от пос. Сурами (Грузия).

Ornithaster beneharnicus (Seunes). Гонгадзе, 1979, с.113,

табл. ХХУІ, фиг.2,3а-с.

ГОЛОТИП— палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии ТГУ, №51/161, Грузия, Сурамский известняковый карьер. средний даний.

МАТЕРИАЛ. 42 панциря, большей частью хорошей сохранности. Сборы и коллекция автора.

ЗАМЕЧАНИЯ. См. Замечание в описании *Orthaster poslavskajae Gongadze* данной работы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Подавляющее большинство образцов собрано в ниже- и среднедатских известняках Сурамского карьера, а также в окр. Гантиади (Зап. Абхазия); в верхнем дании дол. р. Джихвела (Харагаульская синклиналь)— Грузия; в верхнедатских известняках окр. с. Леваши (Горный Дагестан).

Род *Homocaster* Pomel, 1883

***Homocaster caucasicus* Gongadze sp. nov.**

Табл. III, фиг 2а-в

Название вида от Кавказа.

ГОЛОТИП— палеонтологический музей каф-ры геологии и палеонтологии, ТГУ, №51/183; Армения, с. Барцруни; нижний маастрихт.

МАТЕРИАЛ. Около 50 панцирей, часть из них хорошей сохранности. Сборы В. Т. Акопяна, О. Б. Алиева и автора. Коллекция автора.

ОПИСАНИЕ. Панцирь средних размеров, сердцевидный, с угловатыми краями, почти одинаковой длины и ширины (чаще ширина превосходит длину). Верхняя сторона вздутая, слабо конусообразная. Основание почти плоское, углубленное в области перистома. Бока выпуклые и округлые. Передняя сторона широкая, вертикальная, без борозды. Задняя сторона с довольно высокой поверхностной анальной ареей. Амбитус широкий, занимает нижнюю половину панциря.

Апикальная система расположена на сдвинутой вперед вершине; с четырьмя генопорами. Амбулакры субпеталоидные, поверхностные, гомогенные. Амбулакральные поры почти круглые. Пары пор расположены горизонтально.

Перистом значительно удален от переднего края, крупный и круглый. Перипрокт супрамаргинальный, большой (почти

с перистом), круглый, вертикальный, занимает вершину анальной ареи. Пластрон амфистернальный, с короткой лабральной пластинкой. Стернальные пластинки асимметричные (левая меньше по размерам). Фасциола перипетальная, сохранилась фрагментарно.

СРАВНЕНИЕ И ЗАМЕЧАНИЯ. Новый вид отличается от *Homoeaster tunetanus* Romel коротким и широким панцирем и асимметричным пластроном; от *H. abichi* (Anth.) – высокой задней стороной и асимметричным пластроном.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ. Новый вид распространен в нижнем маастрихте ущ.р. Храми (Грузия), окр.с.с. Борисы, Дозилар, Кермечатах (Азербайджан), Барцруни (Армения); в верхнем маастрихте Сурамского карьера (Грузия), окр. с. с. Авазлы, Верхний Акджакенд (Азербайджан).

Объяснения к таблицам

Таблица I

Фиг.1. *Dixonia colchica* Gongadze et Endelmann sp. nov. а– вид сверху, б– вид сбоку, в– вид снизу; экз. №51/15 – голотип. Грузия, окр. с. Квахчири. Верхний сеноман. х3.

Фиг. 2. *Pseudoffaster sphaericus* Gongadze sp. nov. а– вид сбоку (перипрокт слева), б– вид спереди, в– вид сзади; экз. №51/101– голотип. Азербайджан, с. Кермечатах; верхний маастрихт. х2.

Таблица II

Фиг.1. *Micraster (Isomicraster) eisbirtensis* Gongadze sp. nov. а– вид спереди, б– вид сзади, в– вид сбоку (перипрокт слева); экз. №51/134 – голотип. Азербайджан, с. Юхары-Бызгов; нижний маастрихт.

Таблица III

Фиг.1. *Coraster khramensis* Gongadze sp. nov. а– вид спереди, б– вид сзади, в– вид сбоку (перипрокт справа); экз. № 51/158– голотип. Грузия, окр. с. Косалари; датский ярус. х2.

Фиг.2. *Homoeaster caucasicus* Gongadze sp. nov. а– вид сбоку (перипрокт справа), б– вид сзади, в– вид сверху; экз. №51/183 – голотип. Армения, с. Барцруни; нижний маастрихт. х2.



1а

1б

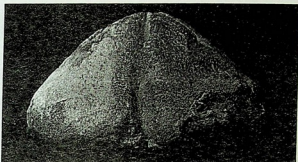
1в



2б

2а

2а



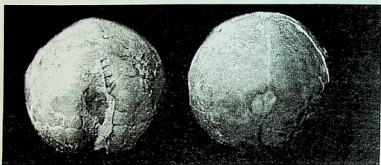
1a



1б

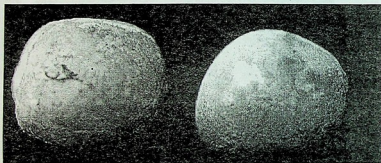


1в



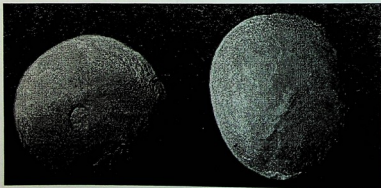
1а

1б



1в

2а



2б

2в

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гонгадзе Г.С.** 1979. Поздне меловые эхиноиды Грузии и их стратиграфическое значение. Монография. Изд-во ТГУ, 151 с.
2. **Гонгадзе Г.С.** 1984. Новые данные о двух представителях палеостоматид. Мат-лы межфак. конф. по естеств. наукам. Изд-во ТГУ, с. 226-229.
3. **Москвин М.М.** 1982. Новые поздне меловые и палеоценовые морские ежи семейства Palaeostomatidae. Палеонтологический журнал, №3, с. 101-103.
4. **Пославская Н.А., Москвин М.М.** 1959. Иголкожие. В кн. «Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма». Тр. ВНИИГаз, с. 237-304.
5. **Пославская Н.А., Москвин М.М.** 1960. Морские ежи отряда спатангоида в датских и пограничных с ними отложениях Крыма, Кавказа и Закаспия. МГК, доклады сов. геол., XXI сессия, проблема 5, с. 47-82.
6. **Lambert J.** 1911. Description des Echinides Cretaces de la Belgique. II. Echinides de l'etage Senonien. Bruxelles, 81p.
7. **Schluter C.I.** 1897. Ueber einige exocyclische Echiniden der baltischen Kreide und deren Bett. Zeitscher. Der Deutschen geol. Gesellschaft. Bd. 49, Berlin, S. 18-50.

ბ. ლონდაძე

ქვემოციხის ახალი სახეობის ეხინოიდების ზედაცარცული და დანიური ნალექების აღწერა და აღნიშვნა

რეზიუმე

ქვეციხის ზედაცარცული და დანიური ნალექები მდიდარია ნამარხი ორგანიზმებით, მათ შორის ეხინოიდებით. ნაშრომში აღწერილია ეხინოიდების 10 ახალი სახე ამ ნალექებიდან.

G. GONGADZE

NEW SPECIES OF ECHINOIDS FROM UPPER CRETACEOUS AND DANIAN DEPOSITS OF CAUCASUS

Summary

Upper Cretaceous and Danian sediments of Caucasus are rich by fossiles, among them by Echinoids. There is a description of 10 new species of Echinoids from those sediments in the work.



თ. ლავთაძე, ნ. მრავლიშვილი

**მესტია-თიანეთის ზონის პალეოგენური ფლიშის
პიოსტრატოგრაფია ნანოპლანქტონის მიხედვით**

კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთი ფერდის მესტია-თიანეთის ზონის ფინვალ-გომბორის ქვეზონის ფარგლებში გაშვილებული პალეოგენური ასაკის ნალექები მეტ შემთხვევაში, პრაქტიკულად მუწვი შრეებით არის წარმოდგენილი, განსაკუთრებით ქვედა მესამეულის ჭრილის ის ნაწილი, რომელიც ფლიშური ბუნებისაა. მართალია, მიკროფორამინიფერების, ნუმულიტების და მოლუსკური ფაუნის იშვიათი ადგილსაპოვლებლებიდან მოპოვებული პალეონტოლოგიური მასალა პალეოცენის და ეოცენის დიდი სისქის (ასეული, ზოგჯერ ათასეული მეტრების რიგის) ნალექების სტრატოგრაფიული დიაპაზონის განსაზღვრის საიმედო საფუძველს წარმოადგენს, მაგრამ სრულიად არასაკმარისია მათი დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილებისთვის, კიდევ უფრო ნაკლებად – ნალექების სარეგიონთაშორისო და, განსაკუთრებით, შორეული კორელაციისათვის.

ამ ამოცანების გადაჭრა აუცილებელს ხდის დათარიღებისა და დეტალური სტრატოგრაფიული დანაწილების სხვა, უფრო საიმედო მეთოდის გამოყენებას. ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებულ მნიშვნელობას იძენს ორგანული სამყაროს იმ ტაქსონების განამარხებული ნაშთების კვლევა, რომელთა მოპოვების ალბათობა ე.წ. „მუნჯ“ წყებებშიც კი განუსაზღვრელია სათანადო ფაციესის ქანებიდან - კერძოდ, ნანოპლანქტონისა კარბონატული ნალექებიდან, სილიკოფლაგელატებისა და დინოფლაგელატებისა კი - არაკარბონატულიდან. ამ მხრივ, შეიძლება გადაუჭარბებლად ითქვას, რომ კავკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთი ფერდის

მესტია-თიანეთის ზონის პალეოგენი საერთოდ, კერძოდ კი ასაკის ფლიშური ნალექები ერთიან თეთრ ლაქას წარმოადგენენ.

და ბოლოს, სავესებით ცხადია, პალეოგენური ნალექების დეტალური სტრატиграფიული დანაწილებისა და სარეგიონთაშორისო კორელაციის საიმედო ბაზის შექმნის მნიშვნელობა არა მარტო თეორიული, არამედ პრაქტიკული გეოლოგიის პრობლემების გადაჭრისათვის, განსაკუთრებით კი ნავთობისა და გაზის საბადოების ძებნა-ძიების მეცნიერულ საფუძველზე წარმართვისათვის. 1996-2000 წლების განმავლობაში მესტია-თიანეთის ზონის ჟინვალ-გომბორის ქვეზონის პალეოგენური ნალექებიდან ნანოპლანქტონის კვლევით მოპოვებულმა ფაქტობრივმა მასალამ ჭრილების ნანოპლანქტონის კომპლექსების გავრცელების კანონზომიერი სურათის დადგენისა და მანამდე ფაქტობრივად „მუნჯად“ მიჩნეულ ნალექებში ყველა ნანოპლანქტონური ზონის გამოყოფის საშუალება მოგვცა. უნდა აღინიშნოს, რომ ზონების სიმძლავრეები პირობითია. ამის მიზეზი ისაა, რომ ნანოფოსილიები დასტის ყველა შრეში არ გვხვდება. ისინი დაცული არიან მხოლოდ კარბონატულ ნალექებში, რის გამოც ველზე მოპოვებული სპეციალური ქვიური მასალის გარკვეული ნაწილი ცარიელია. ეს კი ართულებს ზონების ზუსტი სიმძლავრეების დადგენას, ისევე როგორც მცირე ზომის წყვეტების სიხშირე და შრეთა დაწვრილნაოჭება.

ქვემოთ მოგვყავს მდ. არაგვის აუზში ჟინვალ-გომბორის ქვეზონის პალეოგენური ასაკის ნალექების ჩვენს მიერ შესწავლილი 4 ჭრილის დეტალური ლითოლოგიურ-სტრატиграფიული აღწერა და თითოეული დასტის ზუსტი ასაკის დასაბუთება, რაც მათში დაცული ნანოპლანქტონური კომპლექსების ბიოსტრატиграფიულ ანალიზს ეფუძნება.

ჭრილი სოფ. პავლეურსა და სოფ. ავენიის შორის

მდ. არაგვის მარცხენა ნაპირზე სოფ. პავლეურიდან ავენიისკენ მიმავალ გზაზე (ნახ. 1) ზედა კამპანურ კირქვებს თავზე ადევს:

1. საშუალოშრეებრივი, მსხვილმარცვლოვანი ქვიშიანი კირქვები მომწვანო-ნაცრისფერი ფიქლებრივი მერგელების და თიხიანი კირქვების შუაშრეებით. ნანოპლანქტონის მიხედვით ეს შრეები შეესაბამისება *Lithraphidites quadratus*-ის ზონას. სიმძლავრე 10 მ.

2. ნაცრისფერი ქვიშიანი კირქვები მომწვანო ნაცრისფერი

მერგელების ბუდინირებული, წვრილნატეხოვანი კირქვიანი კონგლომერატ-ბრექჩიების შუაშრეებით. კონგლომერატები წარმოდგენილი არიან ზედა ცარცული ლითოგრაფიული და ნითელი კირქვებით, პორფირიტებით, რიფოგენული კირქვებით და სხვ. დასტა შეიცავს ფორამინიფერებს - *Orbitella apiculata Schl.* ნანოპლანქტონის მიხედვით აქ დადგენილია *Micula murus*-ის ზონა. სიმძლავრე ... 17 მ.

3. მუქი ნაცრისფერი კლასტურ-კირქვული ტურბიდიტები, მწვანე, ნაცრისფერი და იასამნისფერი მერგელების და არგილიტების შუაშრეებით. შეესაბამება ნანოპლანქტონურ *Micula murus*-ის ზონას. სიმძლავრე...16მ.

რღვევა.

4. ძლიერ დანაოჭებული საშუალო და სქელშრეებრივი მომწვანო-ნაცრისფერი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების, ნაცრისფერი ქვიშიანი კირქვების და მომწვანო-ნაცრისფერი არგილიტების მორიგეობა. მის ზედა ძირითად ნაწილში სხვადასხვა დონეებზე ნაპოვნი იქნა თითო-ოროლა *Discoaster lodoensis*, *Coccolithus formosus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *D. barbadiensis*, *Sphenolithus anarhopus*, *S. moriformis*. სიმძლავრე 120 მ.

ხარვეზი 300 მ.

5. საშუალოშრეებრივი ნაცრისფერი ქვიშაქვების, მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელების და თიხიანი მერგელების მორიგეობა. აქ გამოიყოფა ნანოპლანქტონური ზონები *Nannotetrina fulgens* და *Discoaster sublodoensis*. ხილული სიმძლავრე 70 მ.

რღვევის ზოლი, სიგანით 6 მ.

6. საშუალო და თხელშრეებრივი მუქი ნაცრისფერი და მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელების, თიხიანი მერგელების, კვარციანი ქვიშაქვების და ქვიშიანი კირქვების მორიგეობა. პასუხობს ნანოპლანქტონურ *Isthmolithus recurvus*-ის და *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონებს. ხილული სიმძლავრე ... 27 მ.

7. დანაოჭებული მომწვანო-ნაცრისფერი და ნაცრისფერი მერგელების, ქვიშიანი კირქვების, მუქი ყავისფერი და მწვანე თიხიანი მერგელების და ზოგან მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ შავი ბიტუმინიზირებული ფიქლებრივი თიხიანი ქვიშაქვების მორიგეობა. აქ დადგენილია ნანოპლანქტონური *Discoaster bifax* და *Discoaster saipanensis* ზონები. ხილული სიმძლავრე 90 მ.

ხარვეზი 100 მ.

8. მწვანე და ნაცრისფერი ქვიშაქვების, მერგელების და არგილიტების მორიგეობა. შეესაბამება ნანოპლანქტონურ *Discoaster sublodoensis* და *Nannotetrina fulgens*-ის ზონებს. სიმძლავრე 22 მ.

ხარვეზი 100 მ.

9. თხელშრეებრივი მწვანე და ნაცრისფერი მერგელების, თიხიანი ფიქლების და ქვიშაქვების მორიგეობა. შესაბამება *Discoaster diastypus*-ის ზონას. ხილული სიმძლავრე 26,5 მ.

ხარვეზი 150 მ.

10. თხელშრეებრივი მომწვანო-მონაცრისფრო ქვიშაქვების, კლასტური წვრილნატეხოვანი კირქვების, მერგელების და არგილიტების მორიგეობა. ზოგან შეიმჩნევა შედარებით უხეშნატეხოვანი ტურბიდიტები, კონგლომერატები და გრაველიტები. მათში დაცულია *Discoaster multiradiatus*-ის ზონის ნანოპლანქტონი. ხილული სიმძლავრე 7 მ.

ხარვეზი 100 მ.

11. თხელშრეებრივი მუქი ნაცრისფერი და შავი ქვიშაქვების, არგილიტების და თიხიანი ფიქლების მორიგეობა. ხილული სიმძლავრე 6 მ.

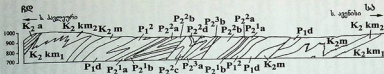
ხარვეზი 200 მ.

12. ნაცრისფერი, მუქი მწვანე არგილიტების, მერგელების, კაუების, კაუიანი კირქვების და იშვიათად ქვიშაქვების მორიგეობა. მის ფუძეში დაცულია *Biantholithus sparsus*-ის ზონის სახეები, ხოლო ზედა ნაწილები ხასიათდება *Chiasmolithus danicus*-ის და *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონების კომპლექსებით. ხილული სიმძლავრე 57 მ.

პირველი დასტის ქანები შეიცავს ქვედა მაასტრიხტული *Lithraphidites quadratus* ზონის კომპლექსს: *Micula decusata*, *M. concava*, *M. swastica*, *Quadrum gartnerii*, *Q. sissinghii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Watznaueria barnesae*, *W. biporta*, *Calculites obscurus*, *C. ovalis*, *Eiffellithus turriseiffellii*, *E. eximius*, *Prediscosphaera cretacea*, *Archhangelskiella cymbiformis*, *Lithraphidites quadratus*, *Rucianolithus wisei*, *R. irregularis*, *Ceratolithoides aculeus*, *C. verbeekii*, *S. crenulata*, *Zygodiscus spiralis*, *Microrhabdulus decoratus*.

მე-2 და მე-3 დასტის ნალექებში ზემოთ ჩამოთვლილ სახეებთან ერთად გვხვდება: *Micula murus*, *M. praemurus*, *M. prinsii*, რომლებიც ნალექებს მიაკუთვნებენ ზედა მაასტრიხტულ *Micula murus*-ის ზონას. აღსანიშნავია ისიც, რომ შესაბამის ნალექებში სხვადასხვა ავტორის მიერ *Orbitella apiculata* Schl.-ის გარდა ნაპოვნი იყო მიკროფორამინიფერები *Globotruncana conica* White, *Pseudotextularia varians* Rz., *Gumbelina bulloides* Agal., *Gaudriana crassa* Marss. და სხვ. რის მიხედვითაც კონგლომერატ-ბრექჩიებიანი დასტა მიკუთვნებული იყო მაასტრიხტს.

მე-4 დასტის ნალექები თითქმის არ შეიცავს ნანოფოსილიებს.



სახ. 1. კარლსბურგის ქროლი სოფ. კარლსბურგის სოფ. იანსონისკენ მიმავალი ვიწრო კანონი, მდ. არაგვის მარცხენა ნაპირი

P_2^3 - ზედა ფოცენი; P_2^2 - შუა ფოცენი; P_2^1 - ქვედა ფოცენი; P_1^2 - ზედა ქალაოცენი; P_1^d - ქვედა ქალაოცენი (ფანო-
ური); K_2m - მასტრახტული; K_2km_2 - ზედა კამპანური; K_2km_1 - ქვედა კამპანური; K_2a - აბტური.

მოუხედავად ამისა მის ზედა ძირითად ნაწილში ნაპოვნი თითო-ორიჯერ *Discoaster lodoensis*, *Coccolithus formosus* და *Zygrhablithus bijugatus* მოუთითებს შესატყვისი ნალექების ქვედაეოცენურ ასაკზე, ვინაიდან ისინი ადრე ეოცენში ჩნდებიან, ხოლო *Discoaster lodoensis*-ის გავრცელების დიაპაზონი მხოლოდ ქვედა ეოცენის ზედა ორ ზონას მოიცავს. ამ დასტის ანალოგიურ ნალექებში შირიაშვილი და სხვ. (1965) პალეოცენ-ქვედაეოცენურ მიკროფორამინიფერებს აღნიშნავენ, რის მიხედვითაც ისინი ამ დასტას პალეოცენ-ქვედაეოცენურად მიიჩნევენ.

მე-5 დასტის ნალექები მდიდარია ნანოფოსილიებით. მის ქვედა ნაწილებში დაცული *Coccolithus pelagicus*, *C. formosus*, *Reticulofenestra coenura*, *R. dictyoda*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Chiasmolithus grandis*, *C. solitus*, *Cyclococcolithus gammation*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Sphenolithus radians*, *S. moriformis*, *S. anarhopus*, *Discoaster kuepperii*, *D. barbadiensis*, *D. binodosus*, *D. sublodoensis*, *D. wemmelensis*, *Rhabdosphaera rudis* და *R. inflata* საშუალებას გვაძლევს გამოვეყოთ შუა ეოცენის ქვედა *Discoaster sublodoensis*-ის ზონა. ზონის სიმძლავრე დაახლოებით 25 მ-ია.

მე-5 დასტის საგებიდან 50 მ-ის შემდეგ ნალექებში აღარ გვხვდებიან *Discoaster sublodoensis*, *D. kuepperii*, *Cyclococcolithus gammation*, *Rhabdosphaera inflata*. ჩნდებიან ახალი სახეები: *Nannotetrina cristata*, *N. fulgens*, *Sphenolithus spiniger*, *S. obtusus*, *Discoaster distinctus*, *D. molengraafii*, *D. saipanensis*, *Chiasmolithus gigas* (ზედა ნაწილში). ეს კომპლექსი დამახასიათებელია შუა ეოცენური *Nannotetrina fulgens*-ის ზონისათვის. *Nannotetrina fulgens*-ის ზონა იყოფა 3 ქვეზონად: *Discoaster strictus*, *Chiasmolithus gigas* და *Coccolithus staurion*. საზღვრები ამ ქვეზონებს შორის გამოიყოფა ზონური სახის *Chiasmolithus gigas* გამოჩენით და გაქრობით. ვინაიდან მე-5 დასტის სულ ზედა შრეებში *Chiasmolithus gigas* გვხვდება, უნდა ვივარაუდოთ, რომ *Nannotetrina fulgens*-ის ზონა აქ სრული სახით არ არის წარმოდგენილი. სახეზეა მხოლოდ მისი ორი ქვედა ქვეზონა *Discoaster strictus* და *Chiasmolithus gigas*.

მე-6 დასტა შეესაბამება ზედა ეოცენურ *Isthmolithus recurvus*-ის და *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონებს. ამ დასტიდან ჭრილი დაღმავალია. როგორც ჩანს, აქ გადის სინკლინის გული. ხოლო მე-5 და მე-6 დასტებს შორის გამავალი რღვევის ამპლიტუდა მოცემულ ჭრილში შეესატყვისება შუა ეოცენის ზედა (*Coccolithus strictus*-ის ქვეზონა და *Discoaster bifax*-ის ზონა) და ზედა

ეოცენის ქვედა (*Discoaster saipanensis*-ის და *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონები) მონაკვეთს.

Isthmolithus recurvus-ის ზონაში გვხვდება შემდეგი კომპლექსი: *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. umbilica*, *R. coenura*, *R. dictyoda*, *R. reticulata*, *R. oamaruensis*, *R. minuta*, *R. insignata*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera compacta*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. radians*, *Isthmolithus recurvus*, *Chiasmolithus oamaruensis* და სხვ. ზონის სიმძლავრე დაახლოებით 5-7 მ-ია. დასტის დანარჩენი ნაწილი *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონის კომპლექსითაა წარმოდგენილი. ის ზემოთ აღნიშნული კომპლექსისაგან იმით განსხვავდება, რომ აქ არ გვხვდება *Isthmolithus recurvus*.

მე-7 დასტაში ნანოფოსილიები ძალიან მცირე რაოდენობითაა წარმოდგენილი როგორც სახეობრივი, ისე რაოდენობრივი თვალსაზრისით. მის ქვედა ნაწილში *Discoaster bifax*-ის არსებობა საშუალებას გვაძლევს დასტაში გამოვყოთ ორი - *Discoaster bifax* და *Discoaster saipanensis*-ის ზონები. *Discoaster saipanensis*-ის ზონის შესატყვის შრეებში გვხვდება *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. umbilica*, *R. reticulata*, *R. coenura*, *Helicosphaera compacta*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Sphenolithus moriformis*, *Discoaster saipanensis*, *D. deflandrei*, *D. binodosus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Pontosphaera multiphora* და სხვ. *Discoaster bifax*-ის შესატყვისი ნალექები გაცილებით უფრო მდიდარია ნანოფოსილიებით. აქ ზემოთ ჩამოთვლილი სახეებიდან არ გვხვდება *Reticulofenestra bisecta*, *R. reticulata*, *R. umbilica*, *Helicosphaera compacta*, მისთვის დამახასიათებელია: *Chiasmolithus grandis*, *C. californicus*, *C. consuetus*, *C. solitus*, *Cyclococcolithus pseudogammation*, *Triquetrorhabdulus inversus*, *Discoaster wemmelensis*, *D. bifax*, *Rhabdosphaera rudis*, *Helicosphaera compacta* და სხვ. ეს ზონა მოიცავს დასტის ძირითად ნაწილს.

მე-8 დასტა წარმოდგენილია შუა ეოცენური *Nannotetrina fulgens* და *Discoaster sublodoensis*-ის ზონებით. ის ფაქტი, რომ *Nannotetrina fulgens*-ის ზონის კომპლექსში არ გვხვდება *Chiasmolithus gigas*, მიგვითითებს იმაზე, რომ ეს ზონა აქ წარმოდგენილია მისი ქვედა ქვეზონით - *Discoaster strictus*. ზონის ზედა ნაწილი, როგორც ჩანს, დაფარულია იმ ხარვეზით, რომელიც მე-8 და მე-7 დასტებს შორისაა დარჩენილი. *Discoaster sublodoensis*-ის კომპლექსში *Rhabdosphaera inflata*-ს ყოფნა გვიჩვენებს, რომ მე-8 დასტაში *Discoaster sublodoensis*-ის ზონის მხოლოდ ზედა *Rhabdosphaera inflata*-ს ქვეზონაა.



მე-9 დასტის კომპლექსი - *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Chiasmolithus grandis*, *Discoaster diastypus*, *D. barbadiensis*, *D. kuepperii*, *D. gemmifer*, *D. binodosus*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. anarhopus*, *S. editus*, *Helicosphaera lophota*, *Neochiastozygus distentus* და სხვ. შეესატყვისება ქვედა ეოცენურ *Discoaster diastypus*-ის ზონას. გარდა ჩამოთვლილი სახეებისა ეს დასტა შეიცავს მეორად განლაგებაში მყოფ ზედა მასტრიხტულ სახეებსაც - *Micula decusata*, *Watznaueria barnesae*, *Quadrum gartnerii*, *Micula murus*, *Arckhangelskiella cymbiformis*. ეს ზონა ქვედა ეოცენის სულ ქვედა ნაწილს წარმოადგენს.

მე-10 დასტაში გამოიყოფა ზედა პალეოცენის სულ ზედა, *Discoaster multiradiatus*-ის ზონა. მისთვის დამახასიათებელია ნანოფოსილების შემდეგი კომპლექსი: *Fasciculithus tympaniformis*, *F. pileatus*, *F. alanii*, *F. shaubii*, *Discoaster lenticularis*, *D. multiradiatus*, *Discoasteroides megastypus*, *Prinsius martinii*; *Heliolithus riedelii*, *Coccolithus eopelagicus*, *C. cavus*, *Cyclococcolithus robustus*, *Chiasmolithus solitus*, *C. bidens*, *Toweius eminens* და სხვ.

მე-11 დასტა დანიურის ზედა, *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონითაა წარმოდგენილი. მისთვის დამახასიათებელია *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Cyclococcolithus robustus*, *Markalius inversus*; *Chiasmolithus danicus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Prinsius martinii*, *Thoracosphaera operculata*, *T. saxea*, *Biscutum bisulcus*. ისევე როგორც მე-9 დასტაში, აქაც გვხვდება გადმოლექილი ზედაცარცული სახეები.

მე-12 დასტაში გამოყოფილია დანიურის ქვედა, *Biantholithus sparsus* და *Chiasmolithus danicus*-ის ზონები. *Biantholithus sparsus*-ის ზონის ასოციაციაში გაერთიანებულია შემდეგი სახეები: *Prinsius dimorphosus*, *Markalius inversus*, *M. apertus*, *Ericsonia cava*, *Coccolithus subpertusus*, *Cruciplacolithus primus*, *Cyclagelosphaera reinhardtii*, *Thoracosphaera operculata*. *Chiasmolithus danicus*-ის ზონისთვის ზემოთ ჩამოთვლილ სახეებთან ერთად დამახასიათებელია - *Cruciplacolithus tenuis*, *Chiasmolithus danicus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Biscutum bisulcus* და მეორად განლაგებაში მყოფი ზედა ცარცული *Micula decusata*, *Watznaueria barnesae*, *Arckhangelskiella cymbiformis*.

ჭრილის ალწერა მდ. ხორხის ხეობაში

სოფ. ლაუშას მიდამოებში მდ. ხორხის მარცხენა ნაპირზე (ნახ. 2) ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ გაიდევნება ნალექების შემდეგი თანმიმდევრობა:



1. მუქი ნაცრისფერი ქვიშაქვების და მომწვანო-ნაცრისფერი ზოგჯერ ყავისფერი თიხიანი ფიქლების მორიგეობა. მათში შემჩნევა მერგელების და არგილიტების შუაშრეები. მერგელებიდან განისაზღვრება შემდეგი ნანოპლანქტონური სახეები: *Calicalathina alta*, *Eprolithus antiquus*, *Stradneria crenulata*, *Lithraphidites carniolensis*, *Haqius circumradiatus*, *Watznaueria barnea*. ნიმუშები აღებული იყო დასტის ბოლო 7 მ-ში.

რღვევის ზოლი, სიმძლავრით 4 მ.

2. ღია ფერის მკვრივი კირქვებისა და ფერადი მერგელების და თიხების მორიგეობა. შეესაბამება ნანოპლანქტონურ *Ceratolithoides aculeus* და *Quadrum trifidum*-ის ზონებს. სიმძლავრე 100 მ.

3. მომწვანო-ნაცრისფერი და ნაცრისფერი ქვიშაქვების, ქვიშიანი მერგელების და მერგელების მორიგეობა პასუხობს ნანოპლანქტონური *Lithraphidites quadratus*-ის ზონას. სიმძლავრე ... 17 მ.

4. მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელები და კირქვები წვრილი და მსხვილი ლოდბრექჩიების და კონგლომერატების ჩანართებით. კირქვები ხასიათდება ფაუნით - *Orbitella apiculata* Schl. ნანოპლანქტონის მიხედვით აქ გამოიყოფა *Micula murus*-ის ზონა. სიმძლავრე 24 მ.

5. მუქი ნაცრისფერი, მკვრივი პელიტომორფული ქვიშიანი კირქვები მწვანე და ნაცრისფერი ქვიშიანი მერგელების და არგილიტების შუაშრეებით. შეესატყვისება *Micula murus*-ის ზონას. სიმძლავრე 12 მ.

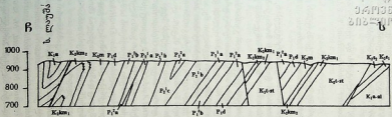
6. მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ შავი, საშუალოშრეებრივი, მკვრივი კაჟიანი კირქვების და თხელშრეებრივი მომწვანო-ნაცრისფერი ქვიშიანი მერგელების, არგილიტების და ქვიშაქვების მორიგეობა. პასუხობს ნანოპლანქტონურ *Biantholithus sparsus*, *Chiasmolithus danicus* და *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონებს. სიმძლავრე 70მ.

ხარვეზი 15 მ.

7. საშუალოშრეებრივი მომწვანო-მონაცრისფრო, ნაცრისფერი და იშვიათად ყავისფერი ან იასამნისფერი მერგელების, ქვიშაქვების, ქვიშიანი კირქვების და არგილიტების მორიგეობა. მათში გამოყოფილია ნანოპლანქტონური *Fasciculithus tympaniformis*, *Discoaster mohleri* და *Discoaster multiradiatus*-ის ზონები. სიმძლავრე 90 მ.

8. მწვანე და ნაცრისფერი ქვიშაქვების არგილიტების და იშვიათად მერგელების მორიგეობა. შეესაბამება *Discoaster diastypus*-ის ზონას. სიმძლავრე ... 20 მ.

რღვევა.



სახ. 1. გეოლოგიური ქვედა შავი ზღვის მარცხენა ნახევრის განხილვა

P_2^3 - ზედა ფოცენი; P_1^3 - შუა ფოცენი; P_2^1 - ქვედა ფოცენი; P_1^2 - ზედა პალეოცენი; P_1^d - ქვედა პალეოცენი (ფანო-
ური); K_{2m} - მასტობტული; K_{2km} - ზედა გამბანური; K_{2km} - ქვედა გამბანური; K_{2l} - ტერტიონული, კონიაკური,
სანტონური; K_{2b} - ზედა სენომანური; K_{2a} - ქვედა სენომანური; K_{1a-ai} - ატური, ალბური (?)

9. მწვანე და ნაცრისფერი მერგელების, ქვიშაქვების, ქვიშიანი კირქვების და არგილიტების მორიგეობა. პასუხობს *Tribrachiatus orthostylus*-ის და *Discoaster lodoensis*-ის ზონებს. სიმძლავრე 47 მ.

10. ფერადი მერგელების, არგილიტების და ქვიშაქვების მორიგეობა შეესაბამება *Discoaster sublodoensis*-ის ზონას. სიმძლავრე 25 მ.

რღვევა.

11. მწვანე და ნაცრისფერი მერგელების, ქვიშაქვების და არგილიტების მორიგეობა. პასუხობს *Discoaster lodoensis*-ის ზონას. სიმძლავრე 8 მ.

12. მწვანე, ყავისფერი და იასამნისფერი მერგელების, არგილიტების, ქვიშაქვების და თიხიანი ფიქლების მორიგეობა. შეესაბამება *Discoaster sublodoensis*-ის ზონას. სინკლინის გული. სიმძლავრე 30 მ.

ამის შემდეგ ნანოპლანქტონური კვლევა აღარ გეინარმოებია, ვინაიდან იგივე ნალექები მეორდება სინკლინის მეორე ფრთაში.

პირველი დასტის ნალექები, რომლებიც პირველად გამოყოფილი იყო ვ.რენგარტენის (1932) მიერ დგნალის წყების სახელწოდებით, მისი სტრატეგრაფიული მდებარეობით პირობითად მიკუთვნებული იყო ქვედა ცარცს. შემდგომში ო. შირიაშვილის და სხვ. (1965) მიერ მდინარეების: პატარა ლიახვის, მეჯუდას და ქსნის ხეობებში ამ წყების ნალექების ზედა ნაწილებში ნაპოვნი იყო აპტური ფორამინიფერები *Globigerina infracretacea* Glass. და *Gl. aff. aptica* Agal., რის მიხედვითაც ეს წყება მიაკუთვნეს აპტს. ამ ნალექებიდან ჩვენს მიერ განსაზღვრული ნანოპლანქტონური კომპლექსი ზონური მიკუთვნების საშუალებას არ იძლევა, მაგრამ თუ გავითვალისწინებთ *Eprolithus antiquus* (რომელიც აპტის ბოლოს ქრება და ალბში აღარ გადადის) და *Calccalathina alta*-ს (რომელიც დამახასიათებელია მხოლოდ აპტური, ალბური და სენომანური ნალექებისთვის) თანაარსებობას, ამ ნალექების აპტური ასაკი უდავოა.

მე-2 დასტის ნალექები მდიდარია ზედა კამპანური *Ceratolithoides aculeus*-ის და *Quadrum trifoldum*-ის ზონებისათვის დამახასიათებელი ნანოფოსილიებით: *Watznaueria barnesae*, *W. biporta*, *Calculites ovalis*, *C. obscurus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Micula concava*, *M. decusata*, *M. swastica*, *Rucianolithus wisei* და სხვ. ამ დასტის ნალექები პირველად გამო-

ყოფილი იყო ვასოვეიჩის მიერ ჯორჯის წყების სახელწოდებით და მათში ნაპოვნი *Inoceramus ex. gr. balticus* *Boehm.* და *In. balticus* *Boehm.*-ის მიხედვით მიკუთვნებული იყო კამპანს. შემდგომში შირიაშვილის და სხვ. (1965) მიერ მდ. ქსანის ხეობაში შესატყვის ნალექებში ნაპოვნი იყო კამპანური ასაკის მიკროფორამინიფერები *Globotruncana aff. fornicata* *Plum.*, *Globotruncana sp.* და *Pseudotextularia warians* *Rz.*

მე-3 - მე-5 დასტები, რომლებიც გამოყოფილია ორბიტოიდებიანი წყების სახელწოდებით და მიეკუთვნება მასტრიხტს, ხასიათდება საკმაოდ მდიდარი ნანოპლანქტონური კომპლექსებით. ზემოთ ჩამოთვლილი სახეებიდან აქ აღარ გვხვდება *Quadrum trifidum*. ჩნდებიან *Lithraphidites quadratus* და *Micula murus*. ეს უკანასკნელი დამახასიათებელია მე-4 და მე-5 დასტებისთვის. მათი გამოჩენა საშუალებას გვაძლევს ორბიტოიდებიანი წყებაში გამოვყოთ მასტრიხტული ასაკის ორივე ნანოპლანქტონური ზონა: *Lithraphidites quadratus* და *Micula murus*.

მე-6 დასტის ნალექებში ნანოპლანქტონის კომპლექსი მკვეთრად იცვლება. მისი ქვედა 20 მეტრი განსაკუთრებით ღარიბია ნანოფოსილიებით. აქ დაცული თითო-ოროლა *Prinsius dimorphosus*, *Thoracosphaera operculata*, *Ericsonia cava* და *Biscutum bisulcus* გვაძლევს საშუალებას გამოვყოთ *Biantholithus sparsus*-ის ზონა. შემდეგ 35 მ-ში *Chiasmolithus danicus*-ის გამოჩენა გვაძლევს საფუძველს ეს შრეები *Chiasmolithus danicus*-ის ზონას მივაკუთვნოთ. გარდა აღნიშნულისა, წინამდებარე ზონის სახეებთან ერთად აქ გვხვდებიან: *Cruciplacolithus tenuis*, *C. primus*, *Markalius inversus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Ericsonia subpertusa*, *E. cava*, *Biantholithus sparsus* და სხვ. დასტის ბოლო 14 მ-ში გამოიყოფა *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონა. მისი ასოციაცია წინამდებარე ზონისაგან განსხვავდება სახე-ინდექსის, *Prinsius martinii*, *Cruciplacolithus latipons*, *C. edwardsii*, *Thoracosphaera saxea*, *Chiasmolithus bidens* გაჩენით. მე-6 დასტაში გამოყოფილი ყველა ზონა დანიური სართულისთვისაა დამახასიათებელი.

მე-7 დასტის უმეტესი ნაწილი (32 მ) *Fasciculithus tympaniformis*-ის ზონას შეესაბამება. ამ ზონაში წინა ზონიდან ყველა სახე გადაშოდის. ჩნდებიან *Fasciculithus tympaniformis*, *F. magnus*, *F. bolli*, *Braarudosphaera bigelowii*. გარდა ამ სახეებისა, გვხვდება საკმაოდ მრავალფეროვანი, მეორად განლაგებაში მყოფი, მასტრიხტული სახეები. დასტის შემდეგი 45 მეტრი ძალიან ღარიბია



ნანოფოსილიებით. მის შუა ნაწილში შესაძლებელია განსაზღვროთ *Discoaster mohleri*-ის ზონის დადგენა. ვითვალისწინებთ რა მე-7 დასტაში შრეების უწყვეტ თანმიმდევრობას, უნდა ვივარაუდოთ, რომ *Discoaster mohleri*-ის ზონის საგები და სახურავი „მუნჯი“ შრეები უნდა შეესაბამებოდეს აღნიშნული ზონის ქვევით და ზევით მდებარე *Heliolithus kleinpellii*-ის და *Heliolithus riedeli*-ის ზონებს. მე-7 დასტის ბოლო 30 მეტრში *Discoaster lenticularis* და *D. multiradiatus*-ის გამოჩენა ამ ნალექებში *Discoaster multiradiatus*-ის ზონაზე მიუთითებს. ამ ზონის კომპლექსში სახე-ინდექსისა და წინა ზონებისთვის დამახასიათებელ სახეებთან ერთად გვხვდებიან *Sphenolithus primus*, *Discoasteroides megastypus*, *Heliolithus riedeli*, *Coccolithus eopelagicus*, *Chiasmolithus solitus*, *Braarudosphaera discula*, *Discoaster salisburgensis*, *Fasciculithus shaubii*, *F. ulii*, *F. clinatus*. *Discoaster multiradiatus*-ის ზონის სახურავი ემთხვევა საზღვარს პალეოცენსა და ეოცენს შორის.

მე-8 და მე-9 დასტების ნალექებში გამოიყო ქვედა ეოცენის სამივე ზონა - *Discoaster diastypus*, *Tribrachiatus orthostylus* და *Discoaster lodoensis*. *Discoaster diastypus*-ის ზონაში ხდება ნანოფოსილიების განახლება. წინამდებარე ზონიდან აქ გადმოდის მხოლოდ *Fasciculithus tympaniformis*, *Markalius inversus*, *Thracosphaera saxea*. ჩნდებიან *Discoaster diastypus*, *D. deflandrei*, *D. binodosus*, *D. barbadiensis*, *D. kuepperi*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. anarhopus*, *S. radians*, *S. spiniger*, *S. editus*, *Coccolithus formosus*, *Zyghrablithus bijugatus*, *Chiphragmalithus callatus* და სხვ. *Tribrachiatus orthostylus*-ის ზონა მცირედ განსხვავდება წინა ზონისაგან. აქ აღარ გვხვდება *Discoaster diastypus*. ჩნდება სახე-ინდექსი - *Discoaster lodoensis*. აგრეთვე *Sphenolithus spiniger*, *Chiasmolithus grandis*, *C. expansus*. *Discoaster falcatus*, *Micrantholithus flos*. *Discoaster lodoensis*-ის ზონაში აღარ გვხვდება *Tribrachiatus orthostylus*. ჩნდება *Sphenolithus editus*, *S. conspicuus*, *Toweius eminens*, *Cyclococcolithus gammation*.

მე-10 დასტაში გამოიყოფა შუა ეოცენის ქვედა, *Discoaster sublodoensis*-ის ზონა. დასტის ბოლოს გადის რღვევის ხაზი და ანეულია სამხრეთის ფრთა, რის გამოც მე-11 დასტა კვლავ ქვედაეოცენური *Discoaster lodoensis*-ის ზონითაა წარმოდგენილი.

მე-12 დასტა შუაეოცენური *Discoaster sublodoensis*-ის ზონას მოიცავს. აქ ქვედა ზონიდან გადმოდის თითქმის ყველა სახე *Cyclococcolithus gammation*, *Discoaster falcatus*, *Micrantholithus flos* და *Sphenolithus anarhopus*-ის გარდა. ჩნდებიან დიდი რაოდენობის

დენობით *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster sublodoensis*, *Discoaster saipanensis*, *D. wemmelensis* და *D. trinus*.

**მედიკალიზაციის ტრასის გასწვრივ მდ. არყალას
მარცხენა ნაპირზე**

მდ. არყალას ხევის მარცხენა ფერდზე, ახალი გაზსადენის ტრასის გასწვრივ ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ გაშვებულია:

1. მძლავრი კლასტურ-კირქვული ტურბიდიტების (1,5 მ), გრაველიტების, კონგლომერატების, ფერადი მერგელების და სუსტად კარბონატული არგილიტების მორიგეობა (ორბიტოიდებიანი დასტა). გამოიყოფა ნანოპლანქტონური *Micula murus*-ის ზონა. გვხვდება აგრეთვე *Orbitella apiculata*. სიმძლავრე 17 მ.

ხარეზი 8 მ (უხეშნატეხოვანი კონგლომერატ-ბრექჩია).

2. არაკარბონატული ფერადი არგილიტები. შეესაბამება *Cyclococcolithus robustus*-ის ნანოპლანქტონურ ზონას. სიმძლავრე 33 მ.

ხარეზი 6 მ.

3. კლასტური წვრილნატეხოვანი კირქვების და მერგელების მორიგეობა, რომელშიც რამდენიმე დონეზე შედარებით უხეშნატეხოვანი ტურბიდიტები, კონგლომერატები და გრაველიტები შეიმჩნევა. მისთვის დამახასიათებელია ნანოპლანქტონური *Fasciculithus tympaniformis*, *Discoaster mohleri* და *Discoaster multi-radiatus*-ის ზონების კომპლექსები. სიმძლავრე 43 მ.

4. არაკარბონატული ლენისფერი, მწვანე და მოყავისფრო მერგელების და არგილიტების მორიგეობა. მათში სხვადასხვა დონეზე ნაპოვნია თითო-ოროლა *Discoaster barbadiensis*, *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. radians*, *Triguetrohrabludus carinatus*. სიმძლავრე 28 მ.

5. მუქი ნაცრისფერი მერგელები კირქვების ლინზისებური შუაშრეებით. შეესაბამება ნანოპლანქტონური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას. სიმძლავრე 15 მ.

6. ოლისტოსტრომი, რომელიც აგებულია ძირითადად ზედა იურული რიფული კირქვების სხვადასხვა ზომის ოლისტოლითებით, პორფირიტული სერიის ამგები ქანების მსგავსი ეფუზიური და ლიასის ქვიშაქვების მსგავსი მუქი ყავისფერი და მწვანე ჩანარებით. ცემენტში ნაპოვნია *Amourolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონის კომპლექსი.

სიმძლავრე 100 მ.

რლვევა.

7. ქვიშაქვების, არგილიტების და მერგელების მორიგეობა. შეესაბამება ნანოპლანქტონური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას.. სიმძლავრე 10 მ.

პირველი დასტის კირქვებში და მერგელებში წარმოდგენილი ნანოპლანქტონური კომპლექსი შეესაბამება მასტრიხტის ზედა *Micula murus*-ის ზონას. ეს ზონა წარმოდგენილია შემდეგი სახეებით: *Eiffellithus turriseiffellii*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Micula staurophora*, *M. decusata*, *M. concava*, *M. murus*, *Quadrum pyramidus*, *Q. gartnerii*, *Q. gothicum*, *Calculites obscurus*, *C. ovalis*, *Microrhaldulus decoratus*, *Broinsonia parca*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Zygodiscus spiralis*, *Cyclagelosphaera deflandrei*, *C. reinhardtii*, *Watznaueria barnesae*, *Braarudosphaera discula*, *Thoracosphaera operculata* და სხვ.

მე-2 დასტის შრეები უკიდურესად ღარიბია ნანოფოსილიებით. მის ქვედა ნაწილში ნაპოვნი *Biantholithus sparsus*, *Cyclococcolithus robustus* და *Fasciculithus magnus* გვაძლევს საშუალებას ეს შრეები მივაკუთვნოთ დანიურის ზედა *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონას. ვინაიდან *Cyclococcolithus robustus* და *Fasciculithus magnus* ნაპოვნი იყო კონგლომერატ-ბრექჩიის შემდეგ განლაგებულ პირველივე შრეებში, უნდა ვივარაუდოთ, რომ დანიურის ქვედა სამი ზონა *Biantholithus sparsus*, *Cruciplacolithus tenuis* და *Chiasmolithus danicus* ამოვარდნილია ნალექდაგროვებიდან.

მე-3 დასტა წარმოდგენილია ნანოფოსილიებით მდიდარი შრეებით. მის ქვედა ნაწილში გამოიყოფა მონსური *Fasciculithus tympaniformis*-ის ზონა. მის ზემოთ არის ნანოფოსილიებით ღარიბი მონაკვეთი. შუა ნაწილში *Discoaster mohleri*-ის გამოჩენა მიუთითებს ამავე სახელწოდების ზონის არსებობაზე. მისი მომყოლი შრეები ისევ ღარიბი აღმოჩნდა ფოსილიებით. ხოლო დასტის ბოლო 15 მ-ში გამოვლენილი *Discoaster lenticularis* და *D. multiradiatus* საშუალებას გვაძლევს გამოვყოთ *Discoaster multiradiatus*-ის ზონა.

Fasciculithus tympaniformis-ის ზონის ასოციაცია ხასიათდება შემდეგი სახეებით: *Fasciculithus tympaniformis*, *F. magnus*, *F. involutus*, *Biantholithus sparsus*, *Braarubosphaera discula*, *B. bigelowii*, *Thoracosphaera operculata*, *Prinsius martinii*, *P. bisulcus*, *Cyclococcolithus robustus*, *Coccolithus cavus*, *Cruciplacolithus tenuis*, *C. primus*, *Markalius inversus*, *Chiasmolithus danicus*, *C. solitus*, *C. bidens*, *Placozygus sigmoides*, *Toweius eminens*.

Discoaster mohleri-ის ზონის ასოციაციაში გვხვდება თითქმის ყველა სახე, რომლებიც *Fasciculithus tympaniformis* ზონაშია. მათ ემატება სახე-ინდექსი - *Discoaster mohleri* და *Toweius pertusus*.

Discoaster multiradiatus-ის ზონის კომპლექსში ქვეშეშებარე ზონის სახეებთან ერთად გვხვდებიან *Discoaster multiradiatus*, *D. lenticularis*, *D. elegans*, *D. falcatus*, *Campilosphaera eodela*, *Discoasteroides megastypus* და სხვ.

ამრიგად, მე-3 დასტა მონსურ-თანეტური ნალექებითაა წარმოდგენილი.

მე-4 დასტა ძალიან ღარიბია ნანოფოსილიებით, რის გამოც მისი ზონური დათარიღება შეუძლებელი ხდება.

მე-5 დასტაში სპორადულად ნაპოვნია, უკიდურესად ღარიბმა ინდივიდებმა სახეებისა: *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. minutula*, *R. minuta*, *Sphenolithus neoabies*, *S. abies*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Scyphosphaera globulata*, *S. piriformis*, *S. procera*, *Amaurolithus primus* და *Ceratolithus acutus*, მოგვცა საფუძველი აღნიშნული დასტა ზედამიოცენ-ქვედაპლიოცენური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონისათვის მიგვეკუთვნებინა. თუმცა აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ამ დასტის ნალექები ზედაცარც-პალეოგენური, მეორად განლაგებაში მყოფი საკმაოდ მრავალფეროვანი ნანოფოსილიების შემცველობით ხასიათდებიან. მათ შორის დასტის ქვედა 4 მ-ში განსაკუთრებით ეოცენური ფორმები დომინირებენ: *Reticulofenestra umbilica*, *R. bisecta*, *R. oamaruensis*, *R. coenura*, *R. reticulata*, *Dictiococcites dictyodus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. formosus*, *C. eopelagicus*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *C. gigas*, *C. solitus*, *C. grandis*, *Clathrolithus spinosus*, *Isthmolithus recurvus*, *Zyghrablithus bijugatus*, *Lanternithus minutus*, *Orthozygus aureus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. spiniger*, *S. radians*, *S. anarhopus*, *S. pseudoradians*, *Discoaster barbadiensis*, *D. diastypus*, *D. binodosus*, *D. lodoensis*, *D. sublodoensis*, *D. kuepperii*, *D. deflandrei*, *D. bifax*, *D. saipanensis*, *D. nodifer*, *D. tani*, *Nannotetrina fulgens*, *N. cristata*, *Tribrachiatus orthostylus*, *Cyclococcolithus gammation*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. luminis* და სხვა; მომდევნო 5-6 მ-ში ეოცენური სახეები პრაქტიკულად აღარ გვხვდებიან და ცარცულ სახეებთან ერთად პალეოცენური *Fasciculithus tympaniformis*, *F. involutus*, *F. alanii*, *F. shaubii*, *Toweius pertusus*, *T. eminens* იქნა ნაპოვნი; ბოლო 5 მ კი მხოლოდ ცარცული სახეებით არის წარმოდგენილი.

ოლისტროსტრომის (მე-6 დასტა) ცემენტიდან აღებულ ნიმუ-

შებში ძირითადად ცარცული ფორმები იყო გამოვლენილი. მხოლოდ მის სამხრეთ ნაწილში შეგვხვდა ძალიან მცირე რაოდენობის ეოცენური სახეები: *Coccolithus eopelagicus*, *C. formosus*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. coenura*, *Cyclicargolithus floridanus* და *Sphenolithus moriformis*. იქიდან გამომდინარე, რომ აღნიშნული დასტის რამოდენიმე შრეში ნაპოვნი იქნა თითო-ოროლა *Ceratolithus acutus*, *C. tricorniculatus*, *Amaurolithus primus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. minutula* და *Sphenolithus neoabies*, ისიც *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას იქნა მიკუთვნებული.

იგივე ქვეზონას შეესაბამება მე-7 დასტაც. გარდა წინა დასტებში (5, 6) ჩამოთვლილი სახეებისა აქ შეგვხვდა *Scyphosphaera pacifica*, *S. quenslandensis*, *S. amphora*, *Amaurolithus amplificus*, *Sphenolithus pacificus*, *Dictyococcites productus*, *D. antracticus*, *Helicosphaera elongata*, *H. philipinensis*, *H. pacifica*, *Calcidiscus macintyreii* და *C. leptoporus*. ისევე როგორც მე-5 დასტაში, აქაც შრეებში დაცული ნანოფოსილიების დიდი ნაწილი (80%-ზე მეტი) მეორად განლაგებაში მყოფთ მიეკუთვნება და მათ შორის განსაკუთრებით ზედაეოცენური და ზედამაასტრიხტული სახეები ქარბობენ. მაგრამ მისგან განსხვავებით აქ უკვე გადმოლექილი ოლიგოცენური და ქვედა მიოცენური ფორმებიც გვხვდებიან - *Reticulofenestra gartnerii*, *R. hampdenensis*, *R. lockeri*, *R. minuta*, *R. scripsae*, *Sphenolithus batiliformis*, *S. ciperensis*, *S. conicus*, *Discoaster tani ornatus*, *D. formosus*, *D. druggii*, *D. adamanteus*, *D. cubensis*, *Pontosphaera pax*, *P. fibula*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. bramlettei*, *H. scissura*, *H. minuta* და სხვა.

ჭრილი საქართველოს სამხედრო გზის ახალი მონაკვეთის განწვრივ, ს. ანანურის ახალი ხიდის სამხრეთით

საქართველოს სამხედრო გზის ახალი მონაკვეთის განწვრივ, ს. ანანურის ახალი ხიდის სამხრეთით, ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ, ციცაბოდ განლაგებულ გადაბრუნებულ ჭრილში გვხვდება ნალექების შემდეგი თანმიმდევრობა:

1. კლასტურ-კირქვულ მოციხფრო-მონაციხფრო მერგელეების, კირქვების და ქვიშაქვების მორიგეობა. შეიცავს *Micula murus*-ის ზონის კომპლექსს. ხილული სიმძლავრე 18 მ.

ხარვეზი 40 მ.

2. მუქი ყავისფერი და ნაცრისფერი მერგელების კარბონატ-

ული ქვიშიანი ტურბიდიტების და არგილიტების მორიგეობა. დასტა პასუხობს *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას. სიმძლავრე .. 25 მ.

3. მუქი ნაცრისფერი მერგელების, კირქვების და არგილიტების მორიგეობა შეესაბამება *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას. სიმძლავრე .. 32 მ.

4. ოლისტოსტრომი აგებული ზედა იურული რიფული კირქვების და სხვა ქანების სხვადასხვა ზომის ოლისტოლითებით. მიეკუთვნება *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას. სიმძლავრე .. 150 მ.

5. მუქი ყავისფერი და მწვანე, ზოგჯერ მოყვითალო მერგელების, არგილიტების და თიხიანი ქვიშაქვების მორიგეობა. მათთვის დამახასიათებელია *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონის კომპლექსი. სიმძლავრე 40 მ.

პირველი დასტა შეიცავს მაასტრიხტის ზედა *Micula murus*-ის ზონისთვის დამახასიათებელ კომპლექსს *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lithraphidites quadratus*, *L. grossopectinatus*, *L. praequadratus*, *L. carniolensis*, *Micula decusata*, *M. concave*, *M. praemurus*, *M. murus*, *Watznaueria barnesae*, *W. britanica*, *Quadrum gartnerii*, *Q. gothicum*, *Calculites obscurus*, *C. ovalis*, *Prediscosphaera cretacea*, *P. intercisa*, *P. stoveri*, *Parhabdolithus angustus*, *Cretarhabdus crenulatus*, *C. conicus*, *Broinsonia parca*, *Eiffelithus turriseiffelii*, *E. eximius*, *E. gorkae*, *Haqius cyrcumradiatus*, *Zygodiscus spiralis*, *Microhabdulus decoratus*, *Markalius inversus*, *M. apertus* *Braardosphaera discula*, *Cyclagelosphaera margerelii*, *C. reinhardtii*, *Stradneria crenulata* და სხვ.

მე-2 – მე-5 დასტებში გამოვლენილმა უკიდურესად ღარიბი შემცველობის კომპლექსმა: *Ceratolithus acutus*, *Amaurolithus primus*, *A. bizzarus*, *A. amplificus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. minutula*, *R. daronicoides*, *Dictiococcites productus*, *Sphenolithus neobabies*, *Scyphosphaera globulata*, *S. pacifica*, *S. piriiformis*, *S. amphora* მოგვცა საფუძველი აღნიშნული დასტები ზედამიოცენ-ქვედაპლიოცენური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის ქვედაპლიოცენური *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონისთვის მიგვეკუთვნებინა. ისევე, როგორც წინა ჭრილში, ეს დასტები ხასიათდებიან საკმაოდ მდიდარი და მრავალფეროვანი, მეორად განლაგებაში მყოფი ზედაცარც-ქვედამიოცენური ფორმებით.



საკვლევე ტერიტორია მეტად რთული გეოლოგიური აგებულებით ხასიათდება. მის სირთულეს კიდევ უფრო აძლიერებს ნალექებში პალეონტოლოგიური მასალის უკიდურესი სიღარიბე, რის გამოც ვერ ხერხდებოდა მათი ზონური დანაწილება. ამიტომ კავკასიონის სამხრეთი ფერდის პალეოგენური ნალექები დაყოფილია ლითოსტრატოგრაფიულ ერთეულებად - წყებებად და ქვეწყებებად. ყველაზე ძველი პალეოგენური ლითოსტრატოგრაფიული ერთეული ჟინვალ-გომბორის ქვეზონაში კვეტერას წყებებაა. ის ხილული უთანხმოების გარეშე აგრძელებს მაასტრიხტული ასაკის საბუეს (ორბიტოიდებიან) წყებას. ეს უკანასკნელი წარმოდგენილია თეთრი და ნაცრისფერი კირქვების, მონაცრისფრო იასამნისფერი და მოყავისფრო-მონითალო მერგელების და ქვიშაქვების მორიგეობით. ამ წყებისთვის დამახასიათებელია სხვადასხვა ზომის ლოდბრექჩიები და კონგლომერატები (ოლისტოსტრომი). ბრექჩიები ძირითადად ზედა იურული რიფული კირქვებით, ბაიოსური პორფირიტებით და ცარცული ტუფებითაა წარმოდგენილი. ამ წყების მაასტრიხტული ასაკი თავიდანვე უდავო იყო მათში განამარხებული *Orbitella apiculata Schlub.*-ის მიხედვით. სხვადასხვა ავტორი ამ წყების შრეებიდან მაასტრიხტულ მაკრო და მიკროფაუნასაც ასახელებენ (Канделаки, 1975; Гамбашидзе, 1991 და სხვ.): *Globotruncana conca White*, *Pseudotextularia varians Rz.*, *Gumbelina bulloides Agal.*, *Lepidorbitoides minor (Schlumb.)*, *Pseudosiderolites calitrapoides (Lam.)*, *Inoceramus proximus Meek.* და სხვ.

ნანოპლანქტონის მიხედვით საბუეს წყების ნალექებში, როგორც ძირითად, ისე ლოდბრექჩიების ცემენტში, მაასტრიხტული *Lithraphidites quadratus* და *Micula murus*-ის ზონის კომპლექსი დგინდება.

კვეტერას წყება პირველად ვასოვეიჩმა (1931, 1932) გამოჰყო სოფ. კვეტერას მიდამოებში. ის წარმოდგენილია მერგელებით და არგილიტებით, შავი კაუების და ქვიშაქვების შუაშრეებით. მისი მაქსიმალური სიძლიავე 50 მეტრია.

კვეტერას წყების ასაკი დღემდე სადისკუსიო საგანს წარმოადგენს. ავტორების გარკვეული ნაწილი მას მაასტრიხტს მიაკუთვნებს—წყების ძირში კონგლომერატ-ბრექჩიებში ნაპოვნი *Orbitella apiculata Schlumb.*-ის გამო, ხოლო ნაწილი სტრატოგრაფიული მდებარეობის მიხედვით — დანიურს.

ჩვენს მიერ შესწავლილი ჭრილებიდან კვეტერას წყების გამოსავლები გვხვდება სოფ. ავენისის მიდამოებში და მდ. ხორ-

ხის ხეობაში. ის დანიური ასაკის სამი ზონით არის წარმოდგენილი: *Biantholithus sparsus*, *Chiasmolithus danicus* და *Cyclococcolithus robustus*. მათ შორის მოთავსებული დანიური სართულის მე-2 *Crucioplacolithus tenuis*-ის ზონა არცერთ ჭრილში არ გამოიყო. მდ. ხორხის ხეობაში *Biantholithus sparsus*-ის ზონის ბოლო შრეს და *Chiasmolithus danicus*-ის ზონის ქვედა შრეს შორის დაახლოებით 11 მ-ანი მუხჯი დასტაა, რომელიც არ არის გამორიცხული *Crucioplacolithus tenuis*-ის ზონის სინქრონული იყოს, ხოლო სოფ. ავენისის ჩრდილოეთით *Biantholithus sparsus*-ის და *Chiasmolithus danicus*-ის შრეებს შორის ინტერვალი 3 მ-ია. ვფიქრობთ, რომ *Crucioplacolithus tenuis*-ის ზონა აქ ამოვარდნილია ჭრილიდან.

კვეტერას წყება საძვეგური-თიანეთის ფირფიტის ფარგლებში თანხმობით გადადის შახვეტილის წყებაში. ის წარმოდგენილია მუქი ნაცრისფერი და მწვანე არგილიტების, შავი თიხიანი ქვიშაქვების, მწვანე და მუქი ვარდისფერი მერგელების და კარბონატული ქვიშაქვების მორიგეობით. ზოგჯერ გვხვდება კაჟიანი კირქვების შუაშრები. ეს წყება პირველად გამოჰყო ვასოვეიჩმა (1932) და მიაკუთვნა დანიურ-პალეოცენს. შემდგომში ავტორების გარკვეულმა ნაწილმა (Булеишвили, 1958; ი. კაჭარავა, 1955) ის კვეტერას წყების ზედა ნაწილებთან ერთად პირობითად პალეოცენში გააერთიანა. ვარენცოვი შახვეტილის წყების ნაღვეტებში აღნიშნავს ლითოთამნიებს და მიკროფორამინიფერებს *Gumbelina crinita* Glaessn, *Globorotalia angulata* White, *Marssonella nacatoensis* White და სხვ., რის მიხედვითაც, ის შახვეტილის წყებას პალეოცენურად ათარილებს.

მდ. ხორხის ხეობაში შახვეტილის წყება სრულადაა წარმოდგენილი. *Fascyculithus tympaniformis*-ის ზონის კომპლექსი დადგენილია კვეტერას წყების კონტაქტთან, უშუალოდ *Cyclococcolithus robustus*-ის ზონის შემდეგ შრეებში, რაც სრულ საფუძველს გვაძლევს დავასკვნათ, რომ შახვეტილის წყება მონსით იწყება. ასევე მეტად ხელსაყრელი აღმოჩნდა მდ. ხორხის ხეობა შახვეტილის წყების ზედა საზღვრის დასადგენად. ჭრილში ბოლო რითმი, რომელიც მუქი ნაცრისფერი, ყავისფერი და მწვანე მერგელებით, არგილიტებით და ქვიშაქვებით არის აგებული, *Discoaster multiradiatus*-ის ზონის კომპლექსს შეიცავს. მას ყოველგვარი ხარვეზის გარეშე აგრძელებს მკაფიო მწვანე ფერის მერგელების, კირქვების და არგილიტების მორიგეობა (ქვაკვერის წყების ქვედა ნაწილი), რომლის პირველივე შრეში *Discoaster*



diastypus-ის ზონის კომპლექსია. ზემოთ თქმულიდან გამომდინარე, თვალნათლივ ჩანს, რომ შახვეტილის წყება პალეოცენის ბოლო *Discoaster multiradiatus*-ის ზონით მთავრდება.

ამრიგად, მდ. ხორხის ხეობის ქრილიდან, სადაც შახვეტილის წყება უწყვეტად შიშვლდება, ჩანს, რომ იგი პალეოცენურია და მოიცავს მონსურ და თანეტურ სართულებს.

შახვეტილის წყების გამოსავლები სოფ. ავენისისკენ მიმავალ გზაზეც აღინიშნება. აქ მხოლოდ მისი ზედა ნაწილია გაშიშვლებული, რომელიც ზედა პალეოცენურ *Discoaster multiradiatus*-ის ზონას შეესაბამება - წყების ქვედა ნაწილი დაფარულია მეოთხეული ნალექებით.

აღსანიშნავია ის ფაქტი, რომ ჟინვალ-ფხოველის ფირფიტის ფარგლებში შახვეტილის და ქვაკვერის წყებები დღემდე არცერთ მკვლევარს არა აქვს აღნიშნული. ისინი თვლიდნენ, რომ ილდოყანის წყება აქ ტექტონიკურად ადევს მაასტრიხტული ასაკის ნალექებს.

მდ. არყალის მარცხენა ფერდზე, გაზსადენის ტრასის გასწვრივ ქრილში, ნალექების დეტალურმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ აქ, ისევე როგორც მდ. ხორხის ქრილში, შახვეტილის წყება სრული დიაპაზონითაა წარმოდგენილი. თუმცა აქ მისი სიმძლავრე მკვეთრად მცირდება და 43 მეტრს არ აღემატება.

შახვეტილის წყებას მდინარეების არაგვის და ხორხის ქრილებში ხილული უთანხმოების გარეშე აგრძელებს ქვაკვერის წყება. ის პირველად გამოყო ვასოვეიჩმა (1941) მდ. ქვაკვერის ხეობაში. იგი წარმოდგენილია მწვანე და მომწვანო-ნაცრისფერი მერგელების, არგილიტების და ქვიშიანი კირქვების მორიგეობით. წყების ზედა ნაწილში ჭარბობს მუქი ნაცრისფერი, ზოგჯერ მოშავო, ბიტუმინი მერგელები ქვიშაქვების შუაშრეებით. ვასოვეიჩმა (1941) ქვაკვერის წყება მიაკუთვნა ქვედა და შუა ეოცენს. იგივე შეხედულებას იზიარებენ კანდელაკი და კახაძე (1948), რომლებმაც მწვანე მერგელების ზედა ნაწილში შუაეოცენური მიკროფაუნა განსაზღვრეს.

ქვაკვერის წყებას შირიაშვილი და სხვ. (1965) მათში ნაპოვნი *Globigerina aff. subbotina*, *Globigerina aff. crusata Cushman. var. aegna Cushman. et Ret.* და *Globigerina sp.*-ის მიხედვით ქვედა ეოცენად ათარილებენ.

ჯ. კანდელაკი (1975) ქვაკვერის წყების მწვანე მერგელებს შახვეტილის წყებაში აერთიანებს და პალეოცენ-ქვედაეოცენად მიიჩნევს, ხოლო ზედა, ბიტუმინ მუქ-ნაცრისფერ და მოშავო

მერგელებს და ქვიშაქვებს ქვაკვერის წყებას მიაკუთვნებს და შუაეოცენად ათარილებს. დასტურად მოჰყავს მდ. ლეხურას ხეობაში საძვეგურის სინკლინის ჩრდილო ფრთაში ნაპოვნი *Nummulites distans* Desh. და მიკროფაუნა *Acarinina crassaformis*.

მდ. სამანისხევის ჭრილის ანალოგიურ ნალექებში ნ. მრევლიშვილი (1953) გამოყოფს ნუმულიტიანი კირქვების და მწვანე მერგელების დასტას. აღნიშნულ კირქვებში მას მდიდარი ნუმულიტიური ფაუნა აქვს შეგროვილი, მის ქვედა ნაწილში *Nummulites atacicus* Leim. და *N. subatacicus* Douv.-ს აღნიშნავს, ხოლო ზედა ნაწილში *Nummulites murchisoni* Brunn., *N. atacicus* Leim., *N. granifer* Douv., *N. chartersi* Menegh. და სხვ. აღნიშნული სახეების მიხედვით ავტორი ამ კირქვებს შუა ეოცენურად ათარილებს, თუმცა არ გამოირიცხავს მის ქვედა ნაწილის (*Nummulites atacicus* Leim.-იანი შრეების) ქვედა ეოცენურ ასაკს.

ჩვენს მიერ შესწავლილი ჭრილებიდან ქვაკვერის წყება მხოლოდ საძვეგური-თიანეთის ფირფიტის ფარგლებში გვხვდება. მისი სრული გამოსავლები მდ. ხორხის ჭრილში შიშვლდება და ქვედა ეოცენით იწყება. მასში გამოვლენილია ქვედა ეოცენის სამივე ზონა: *Discoaster diastypus*, *Tribrachiatus orthostylus* და *Discoaster lodoensis*. წყების ზედა ნაწილში დადგენილია შუა ეოცენური *Discoaster sublodoensis*-ის ზონა.

სოფ. ავენისის მიდამოებში, ჭრილის სამხრეთ ნაწილში, ქვაკვერის წყების ქვედა ნაწილებია გაშიშვლებული, სადაც ქვედა ეოცენური *Discoaster diastypus*-ის ზონა გამოიყოფა. საკმაოდ დიდი ხარვეზის შემდეგ, ჩრდილოეთისკენ, კვლავ შიშვლდება აღნიშნული წყების ნალექები, სადაც ისინი უკვე შუაეოცენური *Discoaster sublodoensis*, *Nannotetrina fulgens* და *Discoaster bifax*-ის ზონების კომპლექსებით არიან წარმოდგენილი. ეს იმაზე მიუთითებს, რომ ქვაკვერის წყების ასაკი ქვედა და შუაეოცენურია და მოიცავს დროის ამ მონაკვეთში გამოვლენილ ყველა ნანოპლანქტონურ ზონას: *Discoaster diastypus*, *Tibrachiatus orthostylus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster sublodoensis*, *Nannotetrina fulgens* და *Discoaster bifax*-ს.

ქვაკვერის წყებას სტრატეგრაფიულად ზევით მოყვება ილდოყანის წყება, რომელიც პირველად გამოყო ვასოვეიჩმა (1941). ჩათვალა რა წყების ქვედა ნაწილები ლიროლეპისიანი მერგელების სინქრონულად, მან ეს წყება ზედა ეოცენს მიაკუთვნა. შირიაშვილი და სხვ. (1965) ილდოყანის წყების სხვადასხვა დონეზე აღნიშნავენ ზედა ეოცენურ მაკრო და მიკროფაუნას:



Nummulites sp., *N. aff. laevigatus Breug.*, *Acarinina sp.*, *Globigerina sp.*, *Gl. aff. eocaenica Fert.*, *Gl. aff. bulloides d'Orb.*, *Gl. aff. micra Colla*, *Gumbelina sp.*, *Bolivina sp.* ამ წყების ზედაეოცენურ ასაკს ფაუნით ასაბუთებს ჯ. კანდელაკი (1975) *Nummulites incrassatus de la Harpe*, *N. bouillei de la Harpe*, *N. striatus Brug.*

ლითოლოგიურად ილდოყანის წყება წარმოდგენილია მუქი ნაცრისფერი და მუქი ყავისფერი ფიქლებრივი, ზოგჯერ ბიტუმინი მერგელების, არგილიტების და ქვიშაქვების მორიგეობით. გამოერევა ტურბიდიტების ცალკეული შრეები, რომლებიც აგებული არიან არკოზულ-კვარციანი ქვიშაქვებით და ალევროლიტებით, ქვიშაქვები ხშირად გადადიან წერილმარცვლოვან მიკრობრექჩიებში. წყების ზედა ნაწილი უფრო ღია ფერებით ხასიათდება და წარმოდგენილია მერგელების, ალევროლიტებისა და ქვიშაქვების მორიგეობით. ტურბიდიტები აგებული არის გრაუვაკ-კვარციანი ალევროლიტებით, კარბონატული ქვიშაქვებით და არგილიტებით, ძალიან იშვიათად მერგელებით.

საკვლევ ტერიტორიაზე ილდოყანის წყება მხოლოდ საძვეურთიანეთის ფირფიტის ამგებ ნალექებში გვხვდება, სადაც ის ავსებს სინკლინის გულს.

სოფ. პავლეურიდან სოფ. ავენისისკენ მიმავალი გზის გასწვრივ ჭრილში ილდოყანის წყება სრული დიაპაზონითაა წარმოდგენილი. მისი ქვედა მუქი ნაცრისფერი და ზოგჯერ შავი, ბიტუმინი ნაწილი *Discoaster saipanensis*-ის ზონას შეესაბამება. ხოლო ზედა მომწვანო ნაცრისფერ და ყავისფერ მერგელებში *Chiasmolithus oamaruensis* და *Isthmolithus recurvus*-ის ზონები გამოიყო.

ფინვალ-ფხოველის ფირფიტის ფარგლებში ზემოთ ჩამოთვლილი წყებები, კვეტარას წყების ზედა ნაწილისა და შახვეტილის წყების გარდა არ ვლინდება. მდ. არყალას მარცხენა ფერდზე გაზსადენის ტრასის გასწვრივ ჭრილში შახვეტილის წყების სამხრეთით 28 მ-იანი არაკარბონატული დასტის (რომლის ასაკი ჯერ დაუდგენელია) შემდეგ განლაგებულია ზედაეოცენ-ქვედაპლიოცენური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონის შესატყვისი ნალექები. ანალოგიური ნალექები გვხვდება სოფ. ანანურის ახალი ხიდის მახლობლად მდებარე ჭრილშიც, ოღონდ აქ ისინი საკმაოდ დიდი ხარვეზის შემდეგ ენაცვლებიან ზედა მაასტრიხტული *Micula murus*-ის ზონის შესატყვის ქანებს. ორივე შემთხვევაში აღნიშნული ნალექები

დღემდე მიჩნეული იყო საბუეს წყების (ზედა მაასტრიხტი) შემადგენელ ნაწილად. კიდევ უფრო სამხრეთით განვითარებულია კონგლომერატ-ლოდბრექჩიების დასტა, სადაც ლოდების ზომები ზოგჯერ ათეულობით მეტრს აღწევს. კონგლომერატ-ბრექჩიების ზომა სამხრეთისკენ თანდათან მცირდება და გადადის მძლავრ დასტაში, რომელიც წარმოდგენილია მუქი ნაცრისფერი და მომწვანო-ნაცრისფერი ფიქლებრივი მერგელების, თიხების, კვარციანი და კარბონატული ქვიშაქვების მორიგეობით. კონგლომერატ-ლოდბრექჩიების დასტაზე ადრეული მკვლევრების შეხედულება მეტად განსხვავებულია. ავტორების ნაწილი მას დამოუკიდებელ სტრატოგრაფიულ შორიზონტად გამოყოფენ, თუმცა ათარიღებენ სხვადასხვანაირად. ასე მაგალითად: რენგარტენი (1932) მას ქვედა ეოცენს აკუთვნებს, სოროკინი (1980) - ცარცს, ვარენცოვი (1950) - შუა ეოცენს; მკვლევრების მეორე ნაწილი მას ზედა ეოცენის ბაზალურ ფორმაციად მიიჩნევს, თუმცა აზრთა სხვადასხვაობა მათ შორისაცაა. ერთი ნაწილი ფლიშს აკუთვნებს („ველური ფლიშის“ სახელწოდებით) — პ. გამყრელიძე, ე. გამყრელიძე (1977), გამყრელიძე, მასისაძე (1991), ლეონოვი (1975, 1981). მეორე ნაწილი კი საქართველოს ბელტს - მრეველიშვილი (1953, 1957, 1960), ადამია (1956, 1958), ადამია, ახვლედიანი (1966) და სხვ.

აღნიშნული წყების ზედა ეოცენური ასაკი დასაბუთებული აქვს ნ. მრეველიშვილს (1960). მან ამ წყების კონგლომერატ-ბრექჩიების ცემენტიდან, ისევე როგორც წყების ამგები ქვიშაქვებიდან დააგროვა ნუმულიტური ფაუნა: *Nummulites bouillei de la Harpe*, *N. cf. puichellus de la Harpe*, *Discocyclina cf. pratti Nich* და სხვ. როგორც ჩანს, ისინიც, მსგავსად შესატყვის სრეებში დაცული, საკმაოდ უხვი ზედა ეოცენური ნანოფოსილიებისა, მეორად განლაგებაში იმყოფებიან.

ნანოპლანქტონის მიხედვით კონგლომერატ-ლოდბრექჩიების დასტაში, ისევე, როგორც მის სამხრეთით და ჩრდილოეთით განლაგებულ დასტებშიც, დადგენილ იქნა *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა. ბიოსტრატოგრაფიული, სტანდარტული სქემის მიხედვით (*Berrgren et al.* 1995), საზღვარი მიოცენსა და პლიოცენს შორის სწორედ ამ ქვეზონის საგებზე გადის.

ბუნებრივია, ქვედაპლიოცენურ ზღვაში ნუმულიტები ვერ დაილექებოდა, ვინაიდან ორგანიზმების ამ ჯგუფმა გადაშენება ჯერ კიდევ შუა ოლიგოცენში განიცადა. ხოლო აღნიშნულ დას-

ტებში გამოვლენილი მხოლოდ ზედა ეოცენური მიკროფორამინიფერები (რომლებიც აგრეთვე მეორად განლაგებაშია) იმაზე მიუთითებს, რომ ზღვის აუზი ამ დროს მეტად სპეციფიკური იყო, რამაც გამოიწვია ნალექებში ამ ორგანიზმების ავტოქთონის დეფიციტი. ამის დასტურს წარმოადგენს ნანოპლანქტონის უკიდურესად ღარიბი შემცველობაც, როგორც რაოდენობრივი, ისე სახეობრივი თვალსაზრისით.

დასკვნა

1. ამრიგად, მესტია-თიანეთის ზონის პალეოგენური და მისი მოსაზღვრე ფლიშური ნალექების ნანოპლანქტონურმა კვლევამ გვიჩვენა, ამ ნალექებში განსხვავებული შემცველობის მქონე ნანოფოსილიების ასოციაციების არსებობა, რომლებიც კანონზომიერად ენაცვლებიან ერთმანეთს. კომპლექსების ასეთმა ცვლამ საშუალება მოგვცა ფლიშურ ნალექებში ზედამასტრისტ-ზედაეოცენის ფარგლებში გამოგვეყო 18 ბიოსტრატიგრაფიული ერთეული ზონების სახით: *ზედა მაასტრისტი* – *Lithraphidites quadratus*, *Micula murus*; *პალეოცენი* – *Biantholithus sparsus*, *Chiasmolithus danicus*, *Cyclococcolithus robustus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Discoaster mohleri*, *Discoaster multiradiatus*; *მოცენი* – *Discoaster diastypus*, *Tribrachiatius orthostylus*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster sublodoensis*; *Nannotetrina fulgens*, *Discoaster bifax*, *Discoaster saipanensis*, *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*.

ყველა დადგენილი ზონა როგორც დამახასიათებელი კომპლექსების შემცველობით, ისე მათი თანმიმდევრული ცვლით დროში, სავსებით შეესაბამებინა ნანოპლანქტონური ბიოსტრატიგრაფიული სტანდარტული სქემის ზონებს და წარმოადგენენ რეგიონთაშორისო ბიოსტრატიგრაფიულ ერთეულებს. ეს ფაქტი კიდევ ერთხელ ადასტურებს იმას, რომ ნანოპლანქტონი დიდი წარმატებით შეიძლება იქნას გამოყენებული არა მარტო შემცველი ქანების დეტალური დანაწილებისათვის, არამედ მათი შორეული, რეგიონული და რეგიონთაშორის კორელაციისათვისაც.

2. დადგენილი ნანოპლანქტონური ზონების საშუალებით დაზუსტდა მთელი რიგი ლითოსტრატიგრაფიული ერთეულების (წყებების) ზუსტი ასაკი, რომლებიც პირობითად იყვნენ მიკუთვნე-

ბული ამა თუ იმ ქვესართულს და დღემდე სადისკუსიო საგანს წარმოადგენენ. მესტია-თიანეთის ზონის უინვალ-გომბორის ქვეზონაში, ასეთებია:

ა) კვეტერას წყება - აქ დადგენილი ნანოპლანქტონური ზონები *Biantholithus sparsus* - *Cyclococcolithus robustus* ამ წყებას მთლიანად დანიურს მიაკუთვნებს.

ბ) შახვეტილის წყება - რომელიც იწყება *Fasciculithus typaniformis* ზონით და მთავრდება *Discoaster multiradiatus*-ის ზონით მონსურ-თანეტურია.

გ) ქვაკვერის წყებაში გამოიყოფა ქვედა და შუა ეოცენისთვის დამახასიათებელი ყველა ზონა, დაწყებული *Discoaster diastypus*-ის (ქვედა ეოცენი) და დამთავრებული *Discoaster bifax*-ის (შუა ეოცენი) ზონებით.

დ) კაკასიონის ნაოჭა სისტემის სამხრეთი ფერდის და საქართველოს ბელტის შეხების ზოლში განვითარებული კონგლომერატ-ლოდბრეჭიის დასტა (ოლისტოსტრომი), ისევე როგორც მის ჩრდილოეთით და სამხრეთით მოსაზღვრე ნალექები ზედამიოცენ-ქვედაპლიოცენური *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონას შეესაბამება.

ე) მაასტრიხტულ კონგლომერატ-ლოდბრეჭიების (ორბიტოიდებიანი წყება) ცემენტში დადგენილია *Micula murus*-ის ზონა. ეს ამ დასტის უფრო ზუსტ - ზედა მაასტრიხტულ ასაკზე მეტყველებს.

3. მესტია-თიანეთის ზონის უინვალ-გომბორის ქვეზონის დანიურ ნალექებში ზოგიერთი ნანოპლანქტონური ზონების ამოვარდნის ფაქტი მოწმობს ხარვეზზე ნალექდაგროვებაში, რომლის დიაპაზონი (უინვალ-ფხოველის ფირფიტაში) მოიცავს *Biantholithus sparsus*, *Cruciplacolithus tenuis* და *Chiasmolithus danicus*-ის ზონებს.

1. **Адамиа Ш.А.** Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между бассейном рек Малой Лиахви и меридианом г. Душети // Тр. Геол. ин-та АН ГССР. 1958.
2. **Адамиа Ш.А., Ахведიანი Д.Г.** О возрасте глыбовых брекчий и конгломератов бассейна р. Арагви // Сообщ. АН ГССР. Т. IV. № 2. 1966.
3. **ბულიშვილი დ.ა.** თელათგორის წყების ასაკის შესახებ // გეოლ. ინსტ. შრომ. კრებ. 1951.
4. **Вассоевич Н.Б.** Сопоставление палеогеновых и верхнемеловых отложений Кахетии, Кабристана и СЗ оконечности Кавказского хребта // Изв. Всесоюз. Геол.-разв. объедин., т. 1. Вып. 51. 1931.
5. **Вассоевич Н.Б.** Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии // Тифлис. "Грузнефть", 1932.
6. **Вассоевич Н.Б.** Палеоген Восточной Грузии. // Геол. СССР. Закавказье. Ч.1. 1941
7. **Гамбашидзе Р.А.** Стратиграфия и корреляция верхнемеловых отложений бассейнов рр. Асса, Камбилеевка и Арагви. // Геологическое строение Асса-Арагинского пересечения Большого Кавказа // Труды, нов. серия, вып. 102. Мецниереба, Тбилиси, 1991. С. 8-21.
8. **Гамкრელიძე ი.პ., მაისაძე ფ.დ.** Покровная тектоника флишевой зоны Южного склона Большого Кавказа. // Геологическое строение Асса-Арагинского пересечения Большого Кавказа. Труды, нов. серия, вып. 102. Мецниереба, Тбилиси, 1991. С. 132-138.
9. **Гамкრელიძე პ.დ., გამკრელიძე ი.პ.** Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа // Труды ГИН АН ГССР. Нов. серия, вып. 57, 1977. 81 с.
10. **Канделаки Д.Н.** История геологического развития предгорья Большого Кавказа (междуречье Лиахви и Иори) // Автореферат канд. диссерт. Мецниереба, Тбилиси, 1975. 31 с.
11. **Канделаки Н.А., Кахадзе И.Р.** Геологическое описание листа К-38-X (Душети) // Фонды Инст. геол. и мин. 1948
12. **Качаравა ი.ვ.** Палеоген Картлийской депрессии и смежных с нею районов // Тр. геол. ин-та АН ГССР. Т. VIII. 1955
13. **Леонов М.Л.** Дикий флиш Альпийской области // М.: Наука. 1975. 138с.
14. **Леонов М.Л.** Олистостромы в структуре складчатых областей // М.: Наука. 1981, 171 с.
15. **მრევლიშვილი ნ.ი.** დუშეთის რაიონის პალეოცენის ფაუნა და სტრატოგრაფია // საკანდ. სადის. ნაშრ. თბილისი. 1953.
16. **მრევიშვილი ნ.ი.** Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе // Тр. геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол. Т. X. Тбилиси. 1957.
17. **მრევლიშვილი ნ.ი.** დუშეთის რაიონის პალეოცენის სტრატოგრაფია //

გეოლ. ინსტ. შრომ. ტ. XI (XVI). თბილისი, 1960.

18. Ренгатеи В.П. Геологический очерк района Ваенно-Грузинской дороги // Тр. Всес. геол.-разв. объедин. ВСНХ СССР. Вып. 148. 1932.
19. Сорокин А.Н. Геологическое описание части Горийского и Душетского уездов Тифлисской губернии и Шорапанского уезда. // Мат. для геол. Кавказа. кн. 9 -10. 1930.
20. Шириашиვილი О.И., Вашакидзе И.Г., Вашакидзе Б.Г., Маркозия И.П. Геологическое описание бассейнов рек Ксани, Арагви, Пшавской Арагви и Иори // Фонды УГ. Тбилиси, 1965.

Т.Т. ГАВТАДЗЕ, Н.И. МРЕВЛИШВИЛИ

**БИОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИЩА
МЕСТИЙСКО-ТИАНЕТСКОЙ ЗОНЫ ПО НАННОПЛАНКТОНУ**

Резюме

Изучены нанофосилии из палеогеновых отложений, развитых в пределах Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской зоны складчатой системы Большого Кавказа. В мощных, почти немых толщах палеоцена и эоцена бассейна р. Арагви, датирование и стратиграфическое расчленение которых до сих пор осуществлялось, главным образом, с учетом литологических особенностей и данных биостратиграфического анализа редких представителей ископаемой фауны (нуммулитов и микрофораминифер), установлены все наннопланктоновые зоны. Наннопланктоновыми комплексами обоснован точный возраст свит: сабуе (маастрихтский ярус) - зоны *Lithraphidites quadratus* и *Micula murus*; кветера (датский ярус) - зоны *Biantholithus sparsus-Cyclococcolithus robustus*; шахветили (монский и танетский ярусы) - зоны *Fasciculithus tympaniformis-Discoaster multiradiatus*; квакеври (нижний и средний эоцен) - зоны *Discoaster diastypus-Discoaster bifax*; илдокани (верхний эоцен) - зоны *Discoaster saipanensis - Isthmolithus recurvus + Sphenolithus pseudoradians*. Впервые на Кавказе установлены документированные морской флорой (наннопланктон) верхнемиоцен-нижнеплиоценовые отложения подзоны *Ceratolithus acutus* зоны *Amaurolithus tricorniculatus*.



BIOSTRATIGRAPHY OF PALEOGENE FLYSCH OF MESTIA-TIANETI ZONE BY NANNOPLANKTON

Summary

Nannofossils are investigated from Paleogene sediments developed within the limits of Jinvali-Gombori subzone of Mestia-Tianeti zone of the Greater Caucasian folded system. In thick, almost barren strata of Paleocene and Eocene of the r.Aragvi basin, which has been dated and stratigraphically differentiated mainly on basis of lithological peculiarities and data of biostratigraphic analysis of rare representatives of a fossil fauna (nummulitic and microforaminiferal fauna), all nannoplankton zones are established. The nannoplankton complexes ensure an exact age of suites: Sabue (Maastrichtian stage) - zones Lithraphidites quadratus and Micula murus; Kvetera (Danian stage) - zones Biantholithus sparsus-Cyclococcolithus robustus; Shakhvetili (Montian and Thanetian stages) - zones Fasciculithus tympaniformis-Discoaster multiradiatus; Kvakevri (lower and upper Eocene) - zones Discoaster diastypus-Discoaster bifax; Ildokani (upper Eocene) - zones Discoaster saipanensis - Isthmolithus recurvus + Sphenolithus pseudoradians. For the first time on the Caucasus the Upper Miocene-Lower Pliocene sediments of the subzone Ceratolithus acutus of the zone Amaurolithus tricorniculatus are established documentary by nannoplankton.

ტაბულა 1

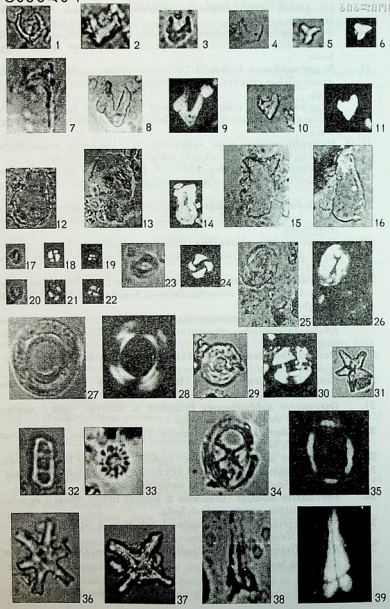
1. **Amaurolithus tricorniculatus** (Gartner) Gartner & Bukry. 8µm - გაზსადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
2. **Amaurolithus amplificus** (Bukry & Percival), Gartner & Bukry. 9µm - გაზსადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 3-4. **Amaurolithus primus** (Bukry & Percival), Gartner & Bukry. 3) 7µm - გაზსადენის ტრასა; 4) 7µm - ანანური. *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 5-6. **Isolithus semenenko** Luljewa. 4µm - ანანური. *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
7. **Amaurolithus bizzarus** (Bukry) Gartner & Bukry. 19µm x 7µm - გაზსადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 8-9. **Angulolithina arca** Bukry. 11µm - გაზსადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 10-11. **Ceratholithus acutus** Gartner & Bukry. 9µm - ანანური; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
12. **Scyphosphaera pacifica** Rade. 15µm - ანანური; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
13. **Scyphosphaera piriformis** Kamptner. 20µm x 15µm - გაზსადენ-



ნის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.

14. *Scyphosphaera amphora* Deflandre. 11,5 μ m - გაზსაადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
15. *Scyphosphaera halldalli* Deflandre. 20 μ m - გაზსაადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
16. *Scyphosphaera conica* Kamptner. 18,5 μ m x 9 μ m - ანანური; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 17-18. *Reticulofenestra haqii* Backman. 3 μ m - ანანური. *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
19. *Sphenolithus neoabies* Bukry & Bramlette. F2 μ m - ანანური; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 20-21. *Reticulofenestra minutula* (Gartner) Haq & Berggren. 3 μ m - ანანური. *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
22. *Dictyococcites productus* (Kamptner) Backman. 3,5 μ m - გაზსაადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 23-24. *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner) Gartner. 6 μ m - ანანური; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 25-26. *Helicosphaera kamptneri* Hay & Mohler. 11,5 μ m - გაზსაადენის ტრასა; *Amaurolithus tricorniculatus*-ის ზონის *Ceratolithus acutus*-ის ქვეზონა.
- 27-28. *Reticulofenestra umbilica* (Levin) Martini & Rtzkowski. 21 μ m - ავენისი; *Isthmolithus recurvus*-ის ზონა.
- 29-30. *Reticulofenestra coenura* (Reinhardt) Roth. 13 μ m - ავენისი; *Isthmolithus recurvus*-ის ზონა.
31. *Discoaster sublodoensis* Bramlette & Sullivan. 9 μ m - ხორბი; *Discoaster sublodoensis*-ის ზონა.
32. *Isthmolithus recurvus* Deflandre. 12 μ m - ავენისი; *Isthmolithus recurvus*-ის ზონა.
33. *Discoaster bifax* Bukry. 7 μ m - ავენისი; *Discoaster bifax*-ის ზონა.
- 34-35. *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) Hay, Mohler & Wade. 14 μ m - ავენისი; *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონა.
36. *Discoaster nodifer* (Bramlette & Riedel) Bukry. 16 μ m - ავენისი; *Chiasmolithus oamaruensis*-ის ზონა.
37. *Nannotetrina fulgens* (Stradner) Achuthan & Stradner. 17 μ m - ავენისი; *Nannotetrina fulgens*-ის ზონა.
- 38-39. *Sphenolithus radians* Deflandre. 17 μ m - ხორბი; *Discoaster sublodoensis*-ის ზონა.

ტაბულა 1



355

მ. ახალკაციშვილი, რ. გოგაჯიშვილი, ზ. თუთგარიძე

გამყინვარების რული სამსარის ქედის ვულკანური რელიეფის გარდაქმნაში

ჯავახეთის ზეგანზე სამსარის ქედი ყველაზე მაღალ ოროგრაფიულ ერთეულს წარმოადგენს. ახალქალაქის პლატოსა და ფარავნის ტბის ქვაბულის სწორზედაპირიან კვარცხლბეკიდან აღმართული ვულკანური მასივები, თუ ცალკეული კონუსები მერიდიანული მიმართულებით არიან განლაგებული და ორ მწკრივს ქმნიან: დასავლეთით მდებარე ვულკანური კონუსები მაღალი ჰიფსომეტრიით გამოირჩევიან (2900-3300 მ) არა მარტო სამსარის ქედზე, არამედ მთელ სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში და ახალქალაქის ვულკანური პლატოდან (1900-2100 მ) აღმართული არიან 1000-1200 მ სიმაღლეზე. მაღალი მწვერვალებია დიდი აბული (3301 მ), გოდორები (3188 მ), სამსარი (3285 მ), ყარაყუზეი (3194 მ), ქოროლი (2921 მ), და სხვ. შედარებით დაბალი ჰიფსომეტრიით ხასიათდება აღმოსავლეთის მერიდიანულ მწკრივში განლაგებული ვულკანები გრიგოლი (2770 მ), შაორი (აღ.ქოროლი 2757 მ), ყარატაში (2857 მ), ნითელი მთა (ყიზილდალი 3099 მ), შავი მთა (ყარადალი 3047 მ). მათი შეფარდებითი სიმაღლე ფარავნის ტბიდან (2074 მ)—700-1000 მ-ია. ლ. მარუაშვილის (მარუაშვილი, 1964) მიერ სამსარის ქედის ვულკანები დაყოფილია 5 ჯგუფად (მასივად) თავკვეთილის, შავნაბადას, სამსარის, დიდი აბულისა და პატარა აბულის, რომლებიც ერთმანეთისგან 1,0-1,5 კმ სიგანის უღელტეხილებით (დერეფნებით) გამოიყოფიან.

პრომაში განვიხილავთ მხოლოდ დიდი აბულისა და სამსარის

მასივებს. აღნიშნული მასივები მორფომეტრიული და მორფოლოგიური ნიშნებით ერთმანეთისგან მკვეთრად გამოიყოფიან 2300-2650 მ სიმაღლეზე მდებარე საბატკნეს უღელტეხილით (სიგრძე 15 კმ, სიგანე 1-1,5 კმ).

სამსარის ქედი თალისებურად გალუნულ, ვულკანური ლავებით და ვულკანური კონუსებით აგებულ რელიეფს წარმოადგენს. მორფოსტრუქტურულად ქედი ვულკანური წარმოშობისაა, საკმათოა მხოლოდ ვულკანური წარმონაქმნების ასაკი. ამ მასივების ეგზოგენურ წარმონაქმნებზე კი განსხვავებული მოსაზრებებია. ბევრი მკვლევარის მიერ ძველი გამყინვარების ნიშნების არსებობა სამსარის ქედზე საეჭვოდ იყო მიჩნეული (Мефферт, 1933; Кузнецов, Трифонов, 1935), ზოგიერთის აზრით, პლეისტოცენში გამყინვარებას დიდი მასშტაბები ჰქონდა არა მარტო სამსარის ქედზე, არამედ მის მიმდებარე ტერიტორიაზეც (Круг, 1915; Фохт, 1916; თიგიშვილი, 1987; Табидзе, Ежов, Тигишвили, 1989), ზოგი კი თვლის, რომ სამსარის ქედზე მხოლოდ ვიურმული გამყინვარების კვალია შემორჩენილი და ისიც მხოლოდ ზოგიერთ მასივზე (Маруაშვილი, 1938; Думитрашко, 1949; ასტახოვი, 1952; მარუაშვილი, 1964).

სამსარის ქედის გეოლოგიურ აგებულებაში, თითქმის მთლიანად, მონაწილეობს ნეოგენ-მეოტხეული დროის ვულკანოგენური და ვულკანოგენურ-დანალექი წარმონაქმნები, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ შუა ეოცენური ასაკის ტუფებითა და ტუფობრექჩიებით წარმოდგენილ ტექტონიკურად ამოზიდულ რამოდენიმე ბლოკის არსებობას.

სამსარის ქედზე ვულკანური პროცესები კონტროლირდება მერიდიანული მიმართულების დიდი სიგრძის (400 კმ), დიდი ჩალწვეადობის (50 კმ) და აქტიურობის (10-12 კმ) აბულ-სამსარის რღვევით (გამყრელიძე, 1998), აქ განვითარებული ცენტრალური ტიპის ამოფრქვევები და ამოფრქვევის დინამიკა, არსებითად განსაზღვრავენ ვულკანური მასალის შედგენილობას და ვულკანური აპარატების მორფოლოგიას. სამსარის ვულკანური ქედის რაიონში მაგმური აქტივობის 3 ეტაპი გამოიყოფა, რომლებიც ერთიმეორისაგან მკვეთრად განსხვავდებიან გამოვლინების ინტენსიობით და შედარებით ნაკლებად, ამოფრქვეული მასალის ნივთიერი შემადგენლობით.

ვულკანური აქტივობის პირველი მძლავრი ეტაპი- გვიან მიოცენ ადრე-პლიოცენში აღინიშნება (Схиртладзе, 1958), დროის ეს

მონაკვეთი ზედაპირზე დიდი რაოდენობის ვულკანური მასალის ამოფრქვევით მიმდინარეობდა, რომელთა პროდუქტები გეოლოგიურ ლიტერატურაში ცნობილია ე.წ. "გოდერძის წყების" სახელით. წყების ვულკანიტებს შორის ეფუზივები უპირატესი გავრცელებით სარგებლობენ. პროცესი მთავრდება ანდეზიტური, დაციტური (ძირითადად) და რიოდაციტური (შედარებით ნაკლებად) შედგენილობის ლავური ნაკადებისა და რელიეფში მკაფიოდ გამოხატული, ხშირად ხაზობრივი განლაგების მძლავრი ვულკანური ნაგებობების ფორმირებით. ფაქტიურად აღნიშნული ეტაპია ძირითადი, სამსარის ქედის რელიეფის თანამედროვე იერსახის ფორმირებაში.

მომდევნო, მეორე ეტაპი გვიანპლიოცენ-ადრე (შუა) პლეისტოცენში გამოვლინდა, თუმცა პირველ ეტაპთან შედარებით გაცილებით სუსტად. ამ დროის ვულკანური პროცესები ატარებს გამოვლინების ლოკალურ ხასიათს და დაკავშირებული არიან ძირითადად ცენტრალური ტიპის ვულკანურ აპარატებთან. ამოფრქვეული პროდუქტების შეფერილობა ძირითადად ანდეზიტებს პასუხობს.

სამსარის ქედზე ვულკანური აქტივობის ისტორიის დასასრული გვიანპლიეისტოცენურ პერიოდს უკავშირდება. ამოფრქვევის ცენტრებს ძირითადად „ზგაახალგაზრდავებული“ მიოპლიოცენურ ეტაპზე მოქმედი ვულკანები და რელიეფში სუსტად გამოხატული გორაკის ტიპის ამაღლებები ემსახურებიან. ეს უკანასკნელები ხშირ შემთხვევაში, ნაპრალური ტიპის ამოფრქვევების შთაბეჭდილებას ტოვებენ. ამ ეტაპის ვულკანური აქტივობის დამახასიათებელი ნიშანია ერთგვაროვანი-კუპრივით შავი ფერის ჰიალოანდეზიტების ამოფრქვევები, რომლებიც რელიეფში მკაფიოდ გამოხატულ ლავურ ნაკადებს ქმნიან და გოდერძის წყების ვულკანიტებში გამოიმუშავებულ ძველ რელიეფს ავსებენ.

სამსარის ქედის თანამედროვე რელიეფის ფორმირება შედეგია ენდოგენური და ეგზოგენური რელიეფწარმომშობი ფაქტორების ერთობლივი მოქმედებისა. ენდოგენური ფაქტორებიდან მთავარია ტექტონიკისა და ვულკანიზმის როლი, ეგზოგენური ფაქტორებიდან წამყვანი როლი ნივალურ-გლაციალურ პროცესებს ეკუთვნის, რომელიც მთელს ზედა პლეისტოცენსა და პოლოცენში რელიეფზე აქტიურად ზემოქმედებდა. აღნიშნული პროცესების გავლენის ქვეშ იყო მოქ-

ცეული სამსარისა და აბულის ტოპოგრაფიული ზედაპირი 2700 მ-ს ზემოთ. სამსარის მასივის ფართობი 45 კმ² შეადგენდა, ხოლო აბულის-30 კმ². ამ მასივების ფართობის 50% თოვლ-მყინვარებს ეკავათ.

სამსარის ქედზე ტიპური გლაციალური ზონა არც ზედა პლეისტოცენში გვექონდა, მაგრამ მთელი სისრულით იყო გამოხატული ნივალური ზონა 2500 მეტრს ზემოთ. მყარი ატმოსფერული ნალექების სიუხვე (800-1000 მმ) განაპირობებდა ნივალურ ზონაში მყინვარების წარმოქმნას. კარული ფორმების ანალიზიდან გამომდინარე ფირნის ხაზი 2700-2800 მ-ზე მდებარეობდა. თანამედროვე ეტაპზე სამსარის ქედზე ნივალური ზონა არ გვაქვს, ცალკეულ მაღალ მწვერვალებზე ფრაგმენტების სახით სუბნივალური ლანდშაფტებია წარმოდგენილი. ქედი მთლიანად მოქცეულია სუბალპურ და ალპურ ზონაში.

ვიურმული გამყინვარების დროს სამსარის ქედის მაღალი მწვერვალების ფერდობებზე ხეობის, კარულ-ხეობის და კარული ტიპის მყინვარები იყო განვითარებული. მყინვარები ძირითადად მცირე ზომის იყვნენ (ცხრ.1). ცხრილში მოტანილი მყინვარების პარამეტრები დადგენილია გლაციალური ფორმების კარტოგრაფირებით და ძველი გამყინვარების რეკონსტრუქციის ახალი მეთოდით (Гобеджишвили, 1995, 2000). შედარებით დიდი ზომით გამოირჩეოდნენ სამსარისა და აბულის ხეობის ტიპის მყინვარები, რომელთა ფირნის აუზის ფართობი 6-10 კმ² იყო, ხოლო მყინვარების სიგრძე—5-8 კმ. მყინვარების ენა მძლავრი ლოდნარი მასალით იყო დაფარული. სამსარის ქედის ვიურმული და ჰოლოცენური გამყინვარება მორფოლოგიური ნიშნებით, პარამეტრებით და გენეზისით კავკასიონზე გავრცელებული თანამედროვე ქვიანი მყინვარების ანალოგიურია (Рехвиашвили, Гобеджишвили, 1990).

აბულისა და სამსარის მასივებზე ვიურმული გამყინვარების კვალი კარგად ჩანს ცირკების, მორენების, ქვიანი მყინვარების ნაფენებისა და სხვა ნივალურ-გლაციალური მორფოსკულპტურული ფორმების სახით. (იხ. რუკა)

სამსარის ქედზე ვიურმული მყინვარების წარმოქმნაში დიდი როლი ფერდობების ექსპოზიციას ეკუთვნის. ჩრდილოეთ ექსპოზიციის ფერდობზე გამყინვარების ფონი რამდენადმე დიდია, ვიდრე სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობზე. ფირნის ხაზის სხვაობა სიმაღლეში 150-200 მ-ია, რაც ტემპერატურაში 0,8-1,2 უდრის,



საქართველოს
საჯარო ადმინისტრაციის
რეფორმებისა და ანტიკორუფციის
სააგენტო

სამსახრის ქედის ვიზრმული შეინჯარების მორფოგრაფიული და მორფომეტრიული მახასიათებლები

ცხრილი 1

№	სახელი	ფართის საზომ	ფართობი, კმ ²	ენის სიღრმე,კმ	ენის პოღომ	ფერდობის კლასიზაცია	შეინჯარის ტიპი
1.	დადა ბუღია	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	3,8	4,6	2600	ჩა	ზეობის
2.	"		1,9	1,5	2600-2700	ჩ	კარული-ზეობის
2.	"		0,9	0,7	"	ჩდ	კარული
4.	"		3,8	2,2	"	ჩდ	კარული-ზეობის
5.	"		1,7	1,4	"	ჩდ	კარული
6.	"		2,3	1,0	"	სა	"
7.	"		1,8	1,3	"	ჩ	"
8.	გოდორეხი		2,0	1,8	"	ჩა	კარული-ზეობის
9.	"		1,5	1,2	"	ჩა	კარული
10.	"		1,8	1,3	"	ჩა	"
11.	სამსახრი		1,9	1,5	"	+	კარული-ზეობის
12.	"		2,0	1,6	"	+	"
13.	"		10,0	7	2500	ჩა	ზეობის

ამიტომ არის რომ ამ მასივების ჩრდ. ექსპოზიციის ფერდობებზე ხეობის ტიპის მცენარეები ვითარდებოდნენ, ხოლო დასავლეთის, აღმოსავლეთისა და სამხრეთის ფერდობები კი ქვიანი მცენარების და ნივალური ზონის სხვა ფორმებით იყო წარმოდგენილი.

ყველაზე დიდი, მრავალკამერიანი ხეობის ტიპის, მცენვარი სამსარის მასივის ჩრდ.-აღ. ფერდობზე იყო განვითარებული. მასივის ფერდობებზე კარგად გამოხატული რამდენიმე დამოუკიდებელი კარული ფორმაა წარმოდგენილი. აქედან ჩამოსული მცენვარული ნაკადები ცირკის ძირზე ერთდებოდნენ და ერთიანი ენით დაახლოებით 2500 მ-მდე აღწევდა. ვიურმული მცენვარის ნაკვალევი შედარებით კარგადაა გამოხატული ძველი ტროგის მარჯვენა მხარეს. გვერდითი მორენა სერის სახით ბოლომდე გაუყვება პალეოტროგს. მის ზედაპირზე დიდი ზომის დაუმუშავებელი ლოდებია, რაც მათ მცენვარულ გენეზისზე მიუთითებს. პალეოსამსარის მცენვარის ენის სხვა ფორმები ნაშლილია ან სუსტად არის შემონახული ვულკან ნითელი მთის (ყიზილ-დაღის) ამოფრქვევის გამო.

ნითელი მთის (3099მ) მორფოლოგია და მცენვარული ცირკის გამოსასვლელში მისი მდებარეობა, ხოლო მის ქვემოთ სუსტად გამოხატული მცენვარული ნაფენები მიგვანიშნებს, რომ ვულკანის ამოფრქვევა მოხდა ზედა პლეისტოცენის ბოლოს, როცა ვიურმული გამცენვარება, მაქსიმალურ ფაზაში იყო ან პოლოცენის დაწყებამდე (15-20 ათ.წ.). დათარიღების უფლებას გვაძლევს ვიურმული მცენვარის ცირკის ძირზე პოლოცენში განვითარებული ქვიანი მცენვარის მიერ შექმნილი რამდენიმე საფეხური. რელიეფში კარგად ჩანს, რომ ქვიანი მცენვარის ნაფენები მიბჯენილია ნითელი მთის კონუსს, ცირკის მხრიდან. ვულკანური კონუსის ფერდობებზე, მიუხედავად მისი სიმაღლისა, ნივალური ფორმები საერთოდ არ არის, მცენარეული საფარი კუნძულების სახით სუსტად არის წარმოდგენილი. ეს ფაქტიც ვულკანური კონუსის ახალგაზრდობაზე მიუთითებს.

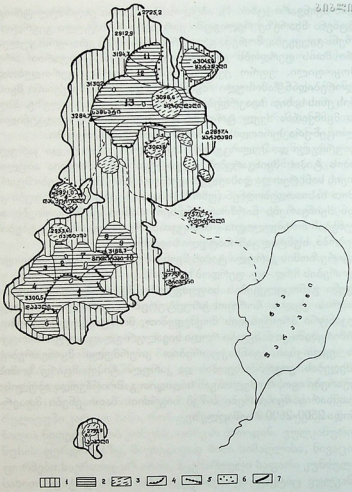
ვიურმული მცენვარების კვალი შემორჩენილია მწვერვალ ყარაყუზის (3194მ) ფერდობებზე (ცხრ.1) რამდენიმე მცირე ზომის კარული ფორმითა და ბოლო მორენებით. ზედა პლეისტოცენური გამცენვარების კვალი გამოხატულია სამსარის ქედის უმაღლესი მწვერვალის დიდი აბულის (3301 მ) ფერდობებზე. სიდიდით გამოირჩეოდა ჩრდ.-აღ. ფერდობზე განვითარებული ხეობის

ტიპის მყინვარი (ცხრ. 1). აბულის მყინვარის ვიურმულ ტროგს მარცხენა მხარეზე რელიეფში კარგად გამოხატული გვერდითი მორენა გაუყვება. მორენა გოდორების მასივის ერთ-ერთ ვულკანური მთის ფერდობს ებჯინება და მისგან კულუარით არის გამოყოფილი. უფრო ქვემოთ მას პასიურად უერთდებოდა გოდორებიდან ჩამოსული მყინვარი და ერთიანი ქვიანი მყინვარის ენის სახით მთავრდებოდა 2600-2700 მ-ს სიმაღლეზე. აბულის მყინვარის ძველ ტროგში საფეხურებად წარმოდგენილია პოლოცენური პერიოდის ქვიანი მყინვარების ნაფენები.

ვიურმული და პოლოცენური პერიოდის კარული და კარულხეობის ტიპის მყინვარების ნაკვალევი შემონახულია აბულის მასივის სამხრეთ და დასავლეთ ფერდობებზე. მყინვარები მცირე ზომით ხასიათდებოდნენ (ცხრ. 1), მათი ბოლო მონაკვეთები კი ქვიან მყინვარებს წარმოადგენდნენ, რაზედაც მიუთითებს ამ ნაფენების მორფოლოგია—ბორცვიანი რელიეფი, მცირე ტბების არსებობა, სუსტად გამოხატული საფეხურები.

მცირე ზომის კარული ტიპის მყინვარები განვითარებული იყო გოდორების ჩრდ.-აღ. ფერდობზე (ცხრ. 1).

ჩვენი გამოკვლევების საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ: სამსარის ქედის მორფოსტრუქტურების წარმოქმნა მოხდა ვულკანური პროცესების მოქმედებით, მორფოსკულპტურების ფორმირებაში კი წამყვანი როლი ნივალურ-გლაციალურ პროცესებს ეკუთვნის, განსაკუთრებით ვიურმული მყინვარების მოქმედებას. ვიურმში ხეობის და კარული ტიპის მცირე ზომის მყინვარები იყო, რომელთაგან სიდიდით გამოირჩეოდა აბულისა და სამსარის მყინვარები 5-7კმ სიგრძით. მათი ენები მთავრდებოდა 2500-2600 მ სიმაღლეზე.



სამსარიის ქედის (სამსარიისა და აბუღის შახივები) გეომორფოლოგიური რუკა
 1-ველკანური რელიეფი მკველი ნივალური პროცესების კვალით; 2-გამყინვარების მოქმედებით
 გარდაქმნილი ველკანური რელიეფი; 3-გამყინვარების ნიშნებს მოკლებული ახალგაზრდა
 ველკანები; 4-მდინარული ფორმები; 5-მორენები;
 6-ჯიურმული და პოლიცენური ასაკის პერიგლაციალური ქვაყრილები; 7-ნივალურ-გლაციალური
 ზონის საზღვარი.

1. ასტახოვი ნ. ახალგაზრდა ვულკანიზმი და ძველი გამყინვარების საკითხი ჯაეხეთში, საქ. მეც. აკად. მოამბე, ტ. XIII, 1, თბილისი, 1952.
2. თიგიშვილი ლ. სამსარის ქედის ძველი გამყინვარების შესახებ, ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის სამეცნიერო სესია, მოხსენებათა თეზისები, "მეცნიერება", 1987.
3. გამყრელიძე ე., გიორგობიანი თ., ლობჯანიძე გ., ყულოშვილი ს., შენგელია გ., საქართველოს ტერიტორიის აქტიური სიღრმული რღვევების რუკა და კატალოგი, საქ. მეც. აკად. მოამბე, 157,1,1998.
4. მარუაშვილი ლ. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, თბილისი, „ცოდნა“, 1964.
5. Гобеджишвили Р.Г. Современные ледники Грузии и эволюция оледенения в горах Евразии в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф.диссер. докт. геогр. наук,Тб.,1995.
6. Гобеджишвили Р.Г. Эволюция оледенения Центрального Кавказа в позднем плейстоцене и голоцене,МГИ,Вып. 89,2000.
7. Думитрашко Н.В. О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр.ИГ АН СССР. вып.43, М.,1949.
8. Кузнецов С.С., Трифонов Н.К. Материал для геоморфологии Тriaлетского хребта, Мат.по геол. и петрогр.ССР Грузии, АН СССР, вып. II, 1935.
9. Круг Е.В. Отчет об исследованиях в Батумском округе в 1914 г. Отчет Кавк. Горн. Упр. за 1914 г., Тифлиси, 1915.
10. Маруашиვილი ლ.ი. О древнем оледенении Малого Кавказа, Природа, №7, М., 1938.
11. Мефферт Б.Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакуриани между долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всес.Геол.разв.объед., №303,1933.
12. Рехвиашვილი ა.ვ., Гобеджишვილი Р.Г. Современные и древние каменные глетчеры Сванетии. МГИ, вып. 69, 1990.
13. Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тб., Изд-во АН СССР, 1958.
14. Табидзе Д.Д., Ежов Б.В., Тигишვილი ლ.ა., О плейстоценовых ледниках в районе оз. Паравани, Сообщения АН СССР, т. 134, №2, Тб., 1989;
14. Фохт К.К. Предварительный отчет об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Боржоми-Ахалкалаки, Изв.Геол. ком., т. XXXY, 1916;
15. Gobejishvili R. Research method of old glaciation in the mountains. Monsoon climate, geomorfologic processes and human activites;thematic conference; Nanjink, China, 2000.



М.Р. АХАЛКАЦИШВИЛИ, Р.Г. ГОБЕДЖИШВИЛИ, Б.Д. ТУТБЕРИДЗЕ

РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЙ В ПЕРЕФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА САМСАРСКОГО ХРЕБТА

Резюме

Формирование современного рельефа Самсарского хребта является результатом совместного воздействия эндогенных и экзогенных факторов. Из эндогенных и экзогенных факторов главными являются тектоника и вулканизм, а из экзогенных факторов ведущая роль принадлежит нивально-гляциальным процессам, которые в верхнем плейстоцене и голоцене влияли на рельеф.

В вюрмский период на высоких массивах Самсарского хребта имелись долинные, каровые и карово-долинные ледники малых размеров. По размерам выделялись долинные ледники Абули и Самсари длиной 5-7 км., их языки оканчивались на высоте 2500-2600 м., фирновая линия в вюрме находилась на высоте 2700-2800 м.

M. AKHALKATSISHVILI, R. GOBEJISHVILI, B. TUTBERIDZE.

ROLE OF GLACIATION IN TRANSFORMATION OF THE VOLCANIC RELIEF OF SAMSARI RANGE.

Summary

Forming of contemporary relief of Samsari range is a result of joint action of endogenic and exogenic relieforigin factors. From endogenic factors main are role of tectonic and volcanism, from exogenic factors leading role belongs to nival-glacial processes, which during the whole upper pleistocene and holocene have an active action on relief. During the viurmaian glaciation on the high summits of the Samsari range was developed small size vally, corrie-vally and corrie type glaciers. The most bigger are Abuli and Samsari glaciers with length 5-7 km. The tongues ends on 2500-2600 m high. Firm line ends on 2700-2800 m high.



† О. Ш. НАДАРЕЙШВИЛИ

**РАННЕОРОГЕННАЯ ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ
ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЫСТУПОВ ДРЕВНЕГО
ФУНДАМЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ КАВКАЗА**

Формация плагиогранитов древних кристаллических выступов кавказского региона образовалась в ранней стадии развития орогенного режима нижнепротерозойской геосинклинали Кавказа. В начале протерозоя Кавказ вероятнее всего представлял юго-восточное продолжение Восточно-Европейской Карело-Саксаганской системы геосинклиналей (Салоп, 1960, Афанасьев, 1967; Надарейшвили, 1984б, 1988а; nadareishvil, 1990). Данная геосинклиналь развивалась по системе дивергентной бипары, ось которой проходила в субширотном направлении, в части Мегаантиклинория Большого Кавказа. Формирование формации приурочено к периоду деструкции зон геосинклинали. Судя по данным магматической геологии древних кристаллических выступов Кавказа особенно мощно раннеорогенный плагиогранитовый магматизм проявился во внутренних структурах этой позднедокембрийской подвижной зоны в эвгеоантиклиналь-эвгеосинклинальных структурах.

Формацию составляют, главным образом, интрузивные образования магматического происхождения, принимающие участие в строении плутонических тел, а также преобразо-



ванные породы их вмещающей среды, в формировании которых существенную роль играли процессы мигматизации и гранитизации. Породный состав формации, ее главной интрузивной фации, немногочислен, что характерно для кислых интрузий раннеорогенной стадии. Ее составляют по существу безкалишплатовые гранитоиды с большим или меньшим содержанием кварца, среди которых отмечается значительное преобладание плагиогранитовых разновидностей. Однако диапазон вариации породного состава намного расширен в гранитоидах мигматитовой фации, которые проявлены в близлежащей к интрузии зоне контактового ореола. В этой среде происходило формирование гранитизированных участков и мигматитовых тел. Мигматитовые образования формировались главным образом в метаморфических толщах сланцевато-гнейсовидной текстуры, а гранитизации были подвержены большей частью интрузии основного состава ранней, собственно геосинклинальной стадии того же нижнепротерозойского магматического цикла. Полиформационная вмещающая среда выделялась большой составной разнообразностью пород. В зависимости от состава вмещающей среды интрузии, в которой протекали процессы мигматизации и гранитизации, во внешней среде и эндоконтактной части plutона формировались разные виды преобразованных пород гранитоидного облика, смешанного и гибридного типа, которые и образуют своеобразные комплексы рассмотренной формации. Гранитоидные мигматиты и им подобные тела разноформационной кристаллосланцевой среды имеют плагиогранитогнейсовые составы. Намного разнообразнее составы гранитизированных габброидов. Они образуют комплекс кварцсодержащих пород от кварцевых габбро до плагиогранитов и гранодиоритов включительно. Среди них преобладают опять-таки плагиограниты. Определенное геолого-структурное положение, сравнительно большой диапазон породного состава, гибридный характер их формирования путем переработки основных магматогенных образований позднегеосинклинальной стадии кислой субстанцией раннеорогенных интрузий того же магматического цикла, а также особенности вещественного состава создают предпосылки именовать данный комплекс субформацией (Надарейшвили, 1977, 1988).

Тождественность образований мигматитовой и интрузивной фаций плагиогранитовой формации, помимо непосредственной пространственной взаимосвязи и составной близости, подтверждается и существованием в них одной общей для разнофациальных пород кварц-плагиоклозовой, гранитообразующей субстанции, которая на вариации породного состава гранитоидов характеризуется однотипным вещественным составом, строением и идентичной спецификой оптико-морфологических особенностей составных минералов. Особенно следует отметить, что кварцевая часть этой субстанции всегда содержит необычные микроакцессории, маркирующие исключительно протерозойские граниты.

Область распространения образований протерозойской плагиогранитовой формации на Кавказе ограничивается исключительно выступами древнего кристаллического фундамента, который сложен складчато-метаморфическими и интрузивными комплексами разных эпох. Кристаллический фундамент альпийской складчатой области Кавказа в первоначальном виде сформировался в конце нижнего протерозоя, в связи с завершением карело-раннебайкальского тектоно-магматического цикла и консолидацией позднедокембрийской геосинклинали (Надарейшвили, 1984а, 1988а). В его формировании существенную роль сыграли нижнепротерозойские раннеорогенные плагиогранитовые интрузии, становление которых завершилось образованием крупных тел батолитовой морфологии плагиогранит-гранодиоритового состава. К началу фанерозоя позднедокембрийский кристаллический фундамент Кавказа представлял структуру, сложенную главным образом комплексами метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований и интрузивных пород нижнепротерозойского геосинклинально-орогенного цикла, с которыми ассоциировались фрагментарные останцы полиметаморфизованных образований предыдущей позднеархейской эпохи. Позже, данная структура претерпела герцинскую тектоно-магматическую переработку, интенсивность которой проявилась в ней неоднородно. Исследования последних лет показали насколько сложно протекал этот процесс (Чесноков, Красивская, 1985). Варисцийский, главным образом платформен-



Институт геологии
и минералогии
РАН

ный, интрузивный магматизм и особенно связанное с ним метасоматическое превращение вмещающей среды, значительно видоизменили докембрийский фундамент. Кроме того, в его природу определенные коррективы внесла и активизация альпийского магматизма, проявившаяся главным образом на перифериях разобщенных блоков фундамента. Таким образом, кристаллический фундамент Кавказа представляет комплекс преимущественно полихронных и полиметаморфизованных пород, с сильно завуалированными признаками первозданного состава и строения.

Среди выступов кристаллического фундамента рассмотренная нижнепротерозойская плагиигранитовая формация проявлена наиболее полно и мощно, с большеплощадными обнажениями, в структуре мегаантиклинория Большого Кавказа, в ее центральной части, в области горстантиклинория Главного хребта, представляющая кристаллическое ядро этого горно-складчатого сооружения. Здесь, плагиигранитоиды до их герцинской метасоматической переработки, как и в других выступах фундамента, охватывали обширную область данной структуры, образуя крупное батолитоподобное тело. Развившиеся в них верхнепалеозойские процессы щелочного метасоматоза в значительной степени изменили первоначальный состав исходного плутона. Фрагменты плагиигранитовых интрузивов сохранились главным образом в апикальной части и на периферии батолитового тела. Вследствие многократной тектоно-магматической переработки кристаллическое ядро Большого Кавказа приобрело разноликий формационный состав. Формации разных времен были обособлены преимущественно в разных частях этой жесткой структуры, что придало кристаллическому субстрату структурно-формационное строение. Структурно-формационные зоны имеют главным образом субширотное простирание. Они отличаются друг от друга степенью проявления магматизма той или иной эпохи, или же их характеризует высокая степень метасоматической переработки. В структуре Главного хребта выделяются по крайней мере 3 структурно-формационные зоны (с северо-востока на юго-запад): 1) обширная область распространения магматогенных герцинидов и герцинских метасоматозов, сильно пе-

реработанных (регенерированных) нижнепротерозойских плагиогранитоидов, 2) зона габбро-гипербазитов; это сравнительно узкая полоса преимущественным распространением пород геосинклинального инициального интрузивного магматизма раннепротерозойской эпохи (останец нижнепротерозойской эвгеосинклинальной структуры и 3) зона неинтрузий – небольшая узкая полоса распространения ранне- и позднеальпийских интрузивов, преимущественно кислого состава, вдоль юго-западного борта кристаллического основания (Афанасьев, 1958; Надарейшвили, 1977). Вследствие альпийского тектогенеза происходило дробление структурно-формационных зон на отдельные блоки и их вертикальное перемещение, вследствие чего кристаллическое ядро Большого Кавказа приобрело блочно-мозаичное строение (Баранов, 1968). На разных уровнях дифференцированные блоки образовали систему горстообразных поднятий, с разграничивающимися узкими грабен-синклиналями. В зоне гранитоидов Главного хребта выделяются две крупные блочные единицы – Тебердинский и Балкаро-Дигорский, а в полосе зон габбро-гипербазитов и неинтрузий – Софийский и Адайхохский блоки. В блочной структуре горстантиклинория Главного хребта отмечается преобладание метасоматизированных дофанерозойских гранитоидов (двуслюдяные и отчасти микроклиновые граниты) с приобретенной герциноидной природой. На фоне этих образований выделяются неметасоматизированные реликтовые останцы нижнепротерозойских плагиогранитоидов. Значительная часть останцев плагиогранитовых интрузивов находится в восточной части зоны гранитоидов и приурочена к Балкаро-Дигорскому блоку. Особенно часты их проявления в бассейнах верховьев рек Уруха и Черека. А на западе этой же зоны, в Тебердинском блоке, представляющем наиболее приподнятую часть горстантиклинория, плагиогранитоиды не пользуются широким распространением. Они здесь развиты главным образом в полосе северного борта и западного выступа этой структуры (бассейн верховьев рр. Теберды, Малого и Большого Зеленчуков). В полосе западного останца нижнепротерозойской зоны габбро-гипербазитов, в сравнительно опущенном Софийском блоке горстанти-

клинория Главного хребта, где гранитоиды не пользуются столь широким распространением, породами рассмотренной формации построены восточное (истоки р. Кодори) и западное (истоки рек Малой Лабы и частично Белой) окончания этой блочной структуры продольной формы, а также ее северо-восточная полоса вдоль Архизско-Клычской грабен-синклинали. Восточный останец этой бывшей эвгеосинклинальной габбро-гипербазитовой зоны, Адайхохский блок и несколько мелких выступов фундамента в бассейнах верховьев рр. Ардона и Терека, почти целиком построены плагиогранитоидами. Среди плагиогранитов Софийского и Адайхохского блоков преобладают породы габбро-плагиогранитовой субформации. Небольшие останцы плагиогранитоидов принимают участие в строении зоны неинтрузии Главного хребта. В этом отношении следует выделить Бештинский блок — участок зоны, приросший к Софийской структуре с юго-запада.

На севере, в строении фундамента Краевой подвижной зоны Предкавказской плиты, позднекембрийские плагиогранитоиды играют немаловажную роль. Они встречаются в обеих структурах Лабино-Малкинской зоны, в зонах Бечасинской и Передового хребта. В этих структурах среди данной группы наиболее распространены породы габбро-плагиогранитовой субформации. Как правило, они пространственно связаны с нижнепротерозойскими габброидами габбро-гипербазитовой формации позднегеосинклинальной стадии. Нижнепротерозойские плагиограниты Лабино-Малкинской структуры носят следы герцинской метасоматической переработки. В зоне Передового хребта следует выделить сравнительно большеплощадные выходы плагиогранитовых пород в районе верховьев р. Малой Лабы (Большие Балканы) и в бассейне истоков р. Кяфар, а также сильнопереработанные плагиограниты Блыба. В зоне Передового хребта среди плагиогранитов данной формации преобладают амфиболсодержащие разновидности. В Бечасинской зоне позднекембрийские плагиогранитоиды являются одним из составляющих сравнительно редких небольших выступов древнего фундамента, которые обнажаются среди фанерозойских образований. Такими являются, в частности, плагиограни-

тоиды массивов Мошевой и Бескеса, претерпевшие метасоматические превращения в конце палеозоя. Малькинские выходы родственных пород, а также граниты р. Белой массива Каменистая, по-видимому, являются позднеорогенными (возможно посторогенными) образованиями того же нижнепротерозойского кислого интрузивного магматизма, которые к тому же сильно видоизменены (регенерированы) варисцидской тектоно-магматической переработкой. Южнее горст-антиклинория Главного хребта плагиограниты рассмотренной формации и их преобразованные разновидности принимают участие в строении небольших или мелких выступов фундамента в полосе развития Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Ими построены отчасти небольшие тектонические отторженцы кристаллического ядра вдоль юго-западного борта этой жесткой структуры в мезозойских отложениях Чхалтинско-Лаилинской зоны. Имеются данные об их участии в строении Горабского массива Тагра-Джавской зоны.

Гнейсовидными кварцевыми диоритами и плагиогранитами данной формации построена северо-западная и, частично, северная часть Дзирульского выступа Грузинской глыбы. Они обнажаются: в полосе среднего течения и отчасти в верховьях р. Дзирула; в районе истоков ее правых притоков Мечхетура, Думала, Гезрула; а также в верховьях рр.Квирила и Буджа.

В пределах Малого Кавказа нижнепротерозойские плагиогранитоиды и их преобразованные разновидности участвуют в строении приподнятых блоков древнего фундамента, выступающих в пределах: Артвино-Болнисской, Сомхито-Карабахской и Мисхано-Зангезурской зон. В Артвино-Болнисской структуре Храмский выступ фундамента расположен в районе верхнего течения р.Храми. Значительные выходы плагиогранитоидов отмечаются главным образом в западной части массива. Здесь они в ассоциации с магматизировано-инъецированными метаморфитами образуют гнейсомагматитовый комплекс пород, среди которых отмечается преобладание кварцевых диорит-гнейсов и плагиогранитогнейсов рассмотренной формации. Локский выступ фундамента Сомхито-Карабахской зоны, находящийся на юго-восточной ок-



ранне Грузии, представляет фрагмент древнего субстрата, в формировании которого существенную роль сыграл герцинский магматизм. Среди метасоматически преобразованных гранитоидов массива нередко встречаются останцы нижепротерозойских плагиигранитоидов.

Гнейсовидные плагиигранитоиды и их преобразованные разности мигматизированных участков небольших выступов кристаллического фундамента Сомхито-Карабахской и Мисхано-Зангезурской зон, в районах севернее оз. Севан, Мисханского массива и Зангезурского хребта, с большой вероятностью следует рассматривать как представителей нижепротерозойской плагиигранитовой формации. Микроакцессорный анализ должен подтвердить вышеизложенное суждение.

Геолого-структурное положение кварценосных пород габбро-плагиигранитовой субформации однозначно указывает на то, что в строении выступов кристаллического фундамента породы субформации, пространственно тесно ассоциируясь друг с другом взаимными переходами более и менее кислых разностей, занимают вполне определенное место, всегда приурочиваясь к бывшим структурам нижепротерозойских эвгеосинклинальных зон. Они являются производными пород исключительно габбро-гипербазитовой формации, маркирующей эвгеосинклинальные зоны. Породами субформации построены: Софийский и Адайхохский блоки горст-антиклинория Главного Кавказского хребта и обширная полоса в южной части Лабино-Малкинской зоны, захватывающая северо-западные и центральные участки Передового хребта и восточную часть Бечасинской структуры. Немаловажно отметить и то, что в отличие от других формаций или комплексов пород схожего состава, они выделяются своей ортитоносностью. Пространственное размещение субформации в структуре фундамента является прекрасным индикатором для палеореконструкционных построений позднедокембрийских структур на Большом Кавказе.

Все образования плагиигранитовой формации (и ее субформации), интрузивной, мигматитовой и жильной фации, разобщенных выступов древнего фундамента Кавказа прекрасно коррелируются не только однотипностью геологи-

ческого положения или же идентичностью состава, строения и специфики оптико-морфологических особенностей составных минералов, а наиболее достоверным коррелятивом является факт содержания ассоциации необычных акцессорных минералов наимельчайших размеров, не встречающихся в других гранитоидах региона. Следовательно, они являются характерными акцессориями для позднедокембрийских плагиогранитоидов Кавказа. Более того, как стало известно, ими охарактеризовались не только гранитоиды Кавказа, но и аналогичные образования позднего мегаконтинента (Надарейшвили, 1960а, 1983). Не исключено планетарное значение этого явления, о чем имеются определенные предпосылки. Данный метод микроакцессорного анализа в изучении древних гранитоидов был разработан О. Ш. Надарейшвили (1960) и впервые опробован на Кавказе. Результаты исследования позволили возвести микроакцессориев-индикаторов в ранг маркирующих акцессориев в геологии гранитов, наподобие маркирующей фауны в стратиграфии. (Надарейшвили, 1960, 1988а).

Необычность характера акцессорных минералов плагиогранитов заключается в: чрезмерной мелкокристалличности в микронном диапазоне, морфологической специфике, принадлежности их главной массы к самому позднему продукту кристаллизации расплава, обильном проявлении в региональных и более обширных масштабах, приуроченности к одной конкретной гранитоидной формации протерозойской эпохи и, наконец, в их особом положении в истории магматической геологии Земли.

Вмещающую среду плагиогранитовых интрузивов представляют исключительно докембрийские кристаллосланцы. Рассмотренная формация плагиогранитов на Кавказе связана с древнейшими метаморфитами, с породами типа Макерской серии зоны Главного Кавказского хребта и их аналогами в других частях региона. В кристаллосланцевой среде протерозойские плагиогранитовые интрузивы образуют контактовый ореол значительной мощности (Надарейшвили, 1959). В его пределах происходила термометаморфическая переработка пород со знаком прогрессивного контактового метаморфизма. В направлении интрузивного

плутона отмечается смена низкотемпературных зон высокотемпературными, что и обуславливает метаморфическую зональность контактового ореола. В близлежащей к интрузии части контактового ореола, вследствие импрегнации и воздействия плаггиогранитового материала интрузии (кварц-плагноклазовой субстанции) на породы субстрата, сильно проявлены процессы гранитизации, мигматизации и инъекционного метаморфизма. А в отдалении от интрузии, во внешней части контактового ореола, происходила Na-метасоматическая переработка (альбитизация) термометаморфизованных пород (Надарейшвили, 19606).

Рассмотренная формация плаггиогранитов формировалась в позднедокембрийское время. К такому заключению приводит анализ ниже изложенных данных. Интрузивы микроакцессорсодержащих плаггиогранитов на Кавказе расположены как секущие тела исключительно в докембрийских образованиях. Средой их становления являлись: древнейшие кристалло-сланцы, среди которых наиболее поздними являются метаморфиты типа Макерской серии, а также протерозойские офиолиты, возраст которых по абсолютной геохронологии 1900-950 млн лет (Афанасьев, Борисович, 1966). Интрузии этих плаггиогранитов не приурочены к зонам развития палеозойских метаморфитов, к породам типа Лабинской серии, что достоверно установлено петрографической ревизией гранатов областей развития молодых варисцийских метаморфитов на содержание маркирующих микроакцессориев – они стерильны от них (Надарейшвили, 1982, 1985). Раннеорогенные плаггиогранитоиды секутся лампрофировыми образованиями спессартитового состава, которые, как известно, формируются на завершающей стадии геосинклинального магматизма. Так как с магматогенными герцинидами на Кавказе спессартиты не связаны, они, должно быть, являются постгеосинклинальными образованиями предыдущего, следовательно протерозойского магматического цикла (Надарейшвили, 1962, 1963). Плаггиогранит-лампрофировая среда в зонах интенсивного проявления герцинской тектоно-магматической переработки древнего кристаллического фундамента, помимо того, что прорывается интрузиями и жильными дериватами герцидинов, претерпела калиметасоматическое превращение – плаггиограниты преобразовались в

нормальные и существенно щелочные граниты, спессартиты же – керсутитизированы. Радиометрическое определение возраста наложенного процесса К-А методом в большинстве случаев датируется цифрами 250–370 млн. лет (Афанасьев и др., 1971; Рубинштейн, 1974), что соответствует герцинскому этапу калиметасоматического преобразования плагиогранитов. Однако теми же и другими методами абсолютной геохронологии были получены и более высокие цифры датировки пород – 450, 790 млн. лет (Афанасьев и др., 1971, 1973) и более миллиарда лет (по данным А.Г. Гурбанова), что свидетельствует о догерцинском возрасте опробированных гранитоидов. На данном этапе изучения, в областях альпийской складчатости, определение абсолютного возраста пород многократно переработанных останцев древнего кристаллического фундамента связано с большими трудностями. В породах полиметаморфизованного субстрата зачастую определяется абсолютный возраст новообразованных минералов или минералов, подверженных регенерации. А возраст сохранившихся наиболее характерных составляющих, каковым является в плагиогранитах кварц-плагиоклазовая субстанция – однотипная основа разнообразного породного состава формации, как правило, не поддается определению. О возрасте субстанции плагиогранитоидов имеется лишь единственное наиболее приближенное к реальному определению абсолютного возраста. Свинцово-изохронным методом был установлен возраст цирконов (микро-акцессорных составляющих кварцевой массы) калиметасоматизированных гранитоидов Локского выступа кристаллического фундамента, который равен 1200 ± 100 млн. лет (Соботович и др., 1977).

В определении реального возраста микроакцессорсодержащих плагиогранитоидов – в установлении верхнего и нижнего возрастного предела этих образований, существенную роль сыграла микроакцессорная геология. Микроакцессорсодержащим материалом гранитоидов охарактеризовался весь терригенный фанерозой Кавказа. Галечный и псамитовый материал плагиогранитов с необычными акцессориями – индикаторами на Кавказе впервые проявился в кембрийских отложениях (Надарейшвили, 1981). Они обнаружены в гравелитах и песчаниках Урлешской свиты Северного Приэльбрусья, нижнекембрийский возраст которых



Институт геологии
и минералогии
РАН

определяется фаунистически (Потапенко, Момот, 1965). Эти образования имеют исключительно плагиоклаз-кварцевый состав с преобладанием зерен последнего. Отсутствие или весьма редкое проявление калиевого полевого шпата в осадочных образованиях Кавказа прослеживается до верхнего палеозоя. В силу объективных причин, из-за отсутствия на Кавказе неметаморфизованных терригенных отложений древнее кембрия, определить верхний возрастной предел докембрийских плагиогранитов в пределах региона способом микроакцессорного анализа невозможно. Однако, принимая во внимание обширные масштабы распространения коррелированных с докембрийскими гранитоидами Кавказа аналогичных образований других регионов Евразии, были расширены границы применения стратиграфического метода микроакцессорной датировки пород. Было отмечено частое выявление гранитоидов с микроакцессорной кавказской спецификой в областях протерозойских складчатостей (Надарейшвили, 1983, 1984а, б), в частности, в смежной, примыкающей с северо-запада к Кавказу Карело-Саксаганской полосе развития раннепротерозойских геосинклиналей незатронутых альпийской складчатостью. Докембрийские гранитоиды Кавказа, на основе микроакцессорной идентификации, были коррелированы с гранитоидами-карелидами и их аналогами этой полосы (Надарейшвили, 1984б, 1988а). Возраст гранитоидов-карелид достоверно определяется нижним протерозоем (Свириденко, 1980). Более древние архейские образования граниты-беломориды и их аналоги оказались совершенно стерильными от микроакцессориев. Микроакцессориями кавказского типа охарактеризовались карелиды всех фаз гранитообразования кислого интрузивного магматизма нижнепротерозойской карельской эпохи. Терригенные образования позднего докембрия Карелии содержат материал сноса гранитоидных интрузивов разных эпох. Микроакцессории кавказского типа впервые появляются в сумийских отложениях. Сумий считается началом нижнего протерозоя в этой части Балтийского щита. В более молодых седиментолитах они постоянно присутствуют. Верхнеархейские метатерригенные супракрустальные образования же микроакцессориями не охарактеризовались. Судя по времени внедрения и появ-

ления первых признаков размыва и сноса микроакцессорсодержащих гранитоидов Карелии, следует заключить, что формирование этих образований связано главным образом с ребольской и селецкой фазами карельской складчатости, а также с тектоно-магматической активизацией, проявившейся в конце нижнего протерозоя. Таким образом, нижним возрастным пределом микроакцессорсодержащих гранитоидов-карелид и их идентичных кавказских гранитоидов является конец верхнего архея (лопий), верхним же — рифей, начало верхнего протерозоя (Надарейшвили, 1988а).

Раннепротерозойская формация плагиогранитов на Кавказе выделяется не столь разнообразной ассоциацией пород. Особенно это касается ее интрузивной, главной фации, которую составляют: кварцевые диориты, гранодиориты и плагио-граниты, с доминирующим положением последних. Сравнительно расширен породный состав мигматитовой фации. Но они пользуются не столь значительным развитием. В зависимости от среды мигматитообразования формируются разные ассоциации мигматитовых гранитоидов. В кристаллосланцевой среде мигматиты имеют составы: слюдяных и амфиболовых кварцеводиоритогнейсов, плагиогранитогнейсов и плагиогранитов, с преобладанием гнейсовидных разновидностей. Гранитизированные участки, или тела габброидов зон мигматитообразования, замещенные гранитизацией, имеют намного разнообразный породный состав со спецификой пород гибридного типа. Данная ассоциация пород возведена в ранг габбро-плагиогранитовой субформации, которую составляют: кварцевые габбро, кварцевые габбродиориты, амфиболовые плагиограниты и отчасти гранодиориты, с преобладанием плагиогранитов.

Последовательность формирования пород формации протекала одинаково в обеих фациях — от менее к более кислым разновидностям гранитоидов с умеренной щелочностью. По мере перемещения фронта гранитизации мигматитообразование предшествовало становлению плагиогранитовой интрузии.

Жильная серия формации представлена: кварцевыми диоритпорфиритами, плагиогранитпорфирами и плагиоаплитами. С интрузиями плагиогранитов связаны также пегматонидные и кварц-полевошпатовые жилы, нередко несущие воль-



фрамовую минерализацию. В ареале варисцийского калиевого метасоматоза отмечается их превращение в гранитпорфиры, аплиты и пегматиты, наблюдается также замещение вольфрамовой минерализации шеелитовой (Надарейшвили, 1962).

Выделение фаз становления интрузии раннеорогенной стадии позднедокембрийского кислого интрузивного магматизма затруднено из-за многократной переработки дофанерозойского фундамента альпийской складчатой области. Однако имеются определенные предпосылки того, что данная формация сформировалась, по-видимому, при однофазной интрузии плагιοгранитовой (трондьемитовой) магмы. В связи с этим, следовало бы вспомнить однородность кварцплагиоклазовой субстанции всех пород формации и взаимные переходы между ними. Кислый интрузивный магматизм последующих стадий раннепротерозойского цикла, в пределах выступов кристаллического фундамента Кавказа, полностью завуалирован наложенным герцинским метасоматозом. Большая часть позднеорогенных и платформенных гранитов данного цикла магматизма на Кавказе не обнажена. Она, скорее всего, находится под покровом мощных мезо-кайнозойских наслоений в областях Предкавказской и Закавказской плит. В наиболее крупном большекавказском выступе кристаллического фундамента раннепротерозойские плагιοграниты ассоциируются не только с метасоматогенными герцинидами (частично или полностью преобразованными гранитами всех стадий позднедокембрийского магматизма), но и магматогенными герцинидами, образуя полихронную группу гранитоидной формации в пределах морфологически единого батолитового тела. В процессе метасоматического становления герцинидов происходит замещение минеральных фаз метасоматизируемой среды раннепротерозойских гранитоидов минералами новой генерации, при этом постепенно уничтожается маркирующая микроакцессорная минерализация последних (Надарейшвили, 1957, 1962).

Петрохимически плагιοгранитовую формацию составляют более или менее пересыщенные SiO_2 магматические породы двух групп кислого и среднего состава. Содержание SiO_2 в породах формации колеблется в пределах 77-56 вес.%, с зна-

чительным преобладанием кремнекислых разновидностей (см. таблицу 1 и рис. 1). Пересыщенность кремнеземом пород формации отражается на их минеральном составе — все составляющие формации являются исключительно кварцсодержащими образованиями. Формация относится к плутоническим породам калиево-натриевой серии нормального петрохимического ряда. Сумма щелочей в породах формации колеблется главным образом в диапазоне 7-4 вес.%, а их соотношение — 0,76-3,80, весьма редко превышая данный максимум. Главными составляющими формации являются кремнекислые плагиограниты семейства низкощелочных гранитов. Остальные образования относятся к семейству гранодиоритов кислой группы пород и семейству кварцевых диоритов среднекислых пород. Видовой петрохимический состав формации немногочислен — плагиограниты, тоналиты, гранодиориты и кварцевые диориты. Все они являются весьма высокоглиноземистыми и даже крайне высокоглиноземистыми образованиями ($al' = 2-12, 3$). Исключение составляют лишь некоторые разновидности кварцевых диоритов, в которых величина al' несколько занижена (до 1,54). Породы характеризуются низкой фемичностью ($f'' < 12$). Наиболее занижены показатели фемичности в богатых кварцем разновидностях. Коэффициент агапайности в этих породах колеблется от 0,16 (кварцевые диориты) до 0,78 (гранодиориты). Таким образом, формация какими-либо петрохимическими аномалиями не выделяется. Родственная ей субформация габбро-плагиогранитов, которая выделяется сравнительно высоким содержанием CaO , характеризуется почти теми же петрохимическими характеристиками, что и формация плагиогранитов. Однако, вследствие расширения видового состава пород субформации до (рис. 1.) кварцевых и кварцсодержащих габбро, отмечается увеличение пределов колебания важнейших петрохимических компонентов. Субформация, кроме кислых и среднекислых групп пород нормального ряда, объединяет также и сравнительно богатые SiO_2 разновидности пород основной группы. Отмечается преобладание среднекислых пород. Содержание SiO_2 в породах субформации колеблется в пределах 75-52 вес.%, а сумма щелочей большей частью от 3 до 7 вес.% (см. таблицу 2 и




рис.1). Субформация относится главным образом к калиево-натриевой серии пород, но, в отличие от химизма формации плагиогранитов, в ней заметно увеличена роль разновидностей натриевой серии (соотношение щелочей 1,95–27,91). Отмечается тенденция понижения коэффициента глинеземистости от весьма глинеземистых до умеренно глинеземистых ($al'=9,6 > 0,7$). Фемичность пород низкая до умеренной ($f''=1,7 > 19,0$), а агапайность почти та же, что и в породах плагиогранитовой формации ($Ka=0,24 > 0,78$).

Индикаторным типом пород формации плагиогранитов является плагиогранит, а пород габбро-плагиогранитовой субформации – кварцевый диорит (таблица 1).

Индикаторный тип пород плагиогранитовой формации. Плагиогранит.

Он является биотитовой разновидностью данного типа гранитоида. Большею частью представляет средне- или крупнозернистую породу, в строении которой нередко проявляются элементы унаследованной гнейсовидности. Структура неравномерно-гипидиоморфнозернистая. Главными минералами являются: зональный плагиоклаз андезин-олигоклазового состава 47%, кварц 32% и биотит-хлорит 13%. Плагиоклазы характеризуются рекуррентной зональностью: центральные зоны андезинового состава (An_{41}), часто деанортитизированы (до An_{20}), внутренние подзоны проявляют ритмичную зональность (чередованием подзон An_{38} и An_{32}), в средней части отмечается смена в характере зональности ($An_{38 \rightarrow 31 \rightarrow 39}$), внешние подзоны характеризуются нормальной зональностью ($An_{38 \rightarrow 36 \rightarrow 17}$). В строении породы второстепенную роль играет мусковит 3%. Отмечается небольшое проявление микроклина, до 1,5%. Среди вторичных, кроме хлорита (таблица 2), следует выделить эпидот-цоизит–2% и карбонат–0,1%. В строении породы присутствуют обычно характерные для гранитоидов акцессории: сравнительно крупного размера апатит–2%, сфен–0,2%, циркон–0,1%, часто малаконизированный и рудный минерал–0,6%. Характерным является содержание реликтов ксеногенных ми-

нералов—0,3% (силлиманит, андалузит, гранат), особенно в кварцевых выделениях разновидностях магматитовой фации. Кварцевые выделения содержат, нередко в обильном количестве, включения необычных наимельчайших аксессуариев микрононнй величины—волосовидного рутила, призматического циркона и игольчатого апатита, которые являются маркирующими аксессуориями пород всей формации плагиогранитов.

Индикаторный тип пород габбро-плагиогранитовой субформации.

Кварцевый диорит. Представлен большей частью амфиболовым кварцевым диоритом. Порода неравномерно-крупно- или среднезернистая. Нередко имеет грубозернистое строение. Отмечаются и элементы порфировидности. Структура аллотриоморфнозернистая с элементами унаследованной полнокристаллическоофитовой или пойкилоофитовой структуры. Главными минералами являются: зональный плагиоклаз андезинового состава—47%, роговая обманка—21% и кварц—19%. Последний содержит включения маркирующих микроаксессуариев пород раннепротерозойской плагиогранитовой формации Кавказа. Со становлением кварцевого диоритового состава в гранитизированной габброидной среде плагиоклазовые выделения гетерогенного основного состава терпят деанортитизацию и в значительной степени гомогенизируются, приобретая состав андезина в небольшом диапазоне (Al_{30-40}). Второстепенную роль в строении породы играют: биотит—5%, хлорит—5% и эпидот—2,6%. Аксессуарные представлены апатитом—0,1%, рудным минералом (титаноморфит, ильменит, магнетит)—0,2% и ортитом—0,1%. Последний является маркирующим аксессуарным минералом пород всей субформации габбро-плагиогранитов (Надарейшвили, 1998).



ЛИТЕРАТУРА

1. **Афанасьев Г.Д.** Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-западного Кавказа. Тр. Инст. геол. наук, вып. 69, петрог. серия (№38), 1950, 243 с.
2. **Афанасьев Г.Д.** Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ним минерализации. Тр. ИГЕМ, вып.20, 1958.
3. **Афанасьев Г.Д., Борисович И.В.** Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. Изв. АН СССР. Сер. геол., №3, 1966, с.3-15.
4. **Афанасьев Г.Д.** Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. Изв.АН СССР. Сер. геол., №7, 1967.
5. **Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А., Лупанова Н.П., Плоско В.В.** Конкретные магматические формации Северного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., №7, 1971, с. 3-27.
7. **Афанасьев Г.Д., Бенеш К.Б., Бойко А.К. и др.** Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой. Изв.АН СССР. Сер. геол., №11, 1973, с. 3-14.
8. **Баранов Г.И.** Палеозойский магматизм. В кн.: Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ. М.: Недра, 1968, с.499-501.
9. **Баранов Г.И.** Тектоника Центрального Кавказа. В кн. Геология СССР, т. IX, ч. 1, М.: Недра, 1968, с. 627-633.
10. **Белякин Д.С.** К петрографии Архотского тоннеля. Геол. иссл. в обл. перев. жел. дор. СПб, 1914, с.1-24.
11. **Гоишвили Б. А.** Оценка перспективности на редкие и рассеянные элементы гранитоидов Сванетии и Горной Абхазии. КИМС, 1964.
12. **Заридзе Г.М.** Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 381с.
13. **Кузьмин С.А.** Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып.5. Тр.Совета по изуч. произв. сил. АН СССР, сер. Закавказ., 1940, вып. 44, с.100-120.
14. Магматические горные породы. М.: Наука, ч.2, 1983.
15. **Надарейшвили О.Ш.** К вопросу о взаимоотношении пород комплекса гранитоидов Главного хребта на примере верховьев р. М.Зеленчука (Сев. Кавказ). Тр. ГПИ, геол. сб., №8(56), 1957, с.81-95.
16. **Надарейшвили О.Ш.** Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореоле интрузии гранитоидов Главного Кавказского хребта. Бюл. КИМС, №2, 1959, с.29-42.
17. **Надарейшвили О.Ш.** О корреляции древних гранитоидов с помощью ультрамикроскопических аксессуаров. Тр.КИМС, вып.2 (4), 1960а,



18. **Надарейшвили О.Ш.** Основные черты петрохимии пород комплекса гранитоидов Главного хребта. Тр. КИМС, вып.1/3,1960б, с.41-64.
19. **Надарейшвили О.Ш.** Петрология гранитоидов и кристаллических сланцев района верховьев р.Малый Зеленчук. Автореферат дис. канд. геол.-минерл. наук. Тбилиси,1962, 45с.
20. **Надарейшвили О.Ш.** О возрасте этапов формирования гранитоидов Главного Кавказского хребта. Тр.КИМС, вып.4 (6),1963, с.27-50.
21. **Надарейшвили О.Ш.** Значение акцессорных минералов в изучении вопросов петрологии гранитоидов. В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.:Наука,1968, с.91-94.
22. **Надарейшвили О.Ш.** Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. Изв.АН СССР, Сер.геол., №10,1077, с.116-126.
23. **Надарейшвили О.Ш.** О наличии материала плагногранитов Главного Кавказского хребта в песчаниках кембрийской урлешской свиты. Сообщ.АН ГССР, 104, №1,1981, с.89-92.
24. **Надарейшвили О.Ш.** Значение метаконгломератов дамхурцевской свиты для геологии кристаллического основания Большого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, 107, №3,1982, с.545-548.
25. **Надарейшвили О.Ш.** Докембрийские гранитоиды Кавказа и их микроакцессорная идентичность с протерозойскими образованиями других регионов Евразии. Тезисы докл.ІУ регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси: Мецниереба,1983, с.67-68.
26. **Надарейшвили О.Ш.** Останцы докембрийских плагногранитов среди варисцийских образований кристаллического основания Большого Кавказа и их корреляция. В кн.: Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. М.: Наука,1984а, с.75-80.
27. **Надарейшвили О.Ш.** Микроакцессории кавказского типа и их роль в познании геологии дофанерозоя. Материалы межфакульт. конф. ТГУ по ест. наукам. Тбилиси, 1984б, с. 230-232.
28. **Надарейшвили О.Ш.** Маркирующие акцессорные минералы древних гранитоидов в метатерригенных образованиях палеозоя Большого Кавказа. В кн.: Циркон в породах докембрия и фанерозоя. М.: Наука, 1985, с. 246-249.
29. **Надарейшвили О.Ш.** Аналоги гранитов-карелид на Кавказе. В кн. Актуальные вопросы геологии и географии. Материалы межвузов. науч. конфер. ТГУ, Тбилиси,1988а, с.94-99.
30. **Надарейшвили О.Ш.** Протерозойские офиолитовые пояса Большого Кавказа. Материалы первой республиканской науч. конфер., посвящ. 70-летию основания ТГУ (география, геология, геофизика, гидрометеорология), Тбилиси,1988б, с.78-80.
31. **Потапенко Ю.Я., Момот С.П.** Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т.164, №1, 1965, с. 648-650.

32. **Рубинштейн М.М.** Об аргонном возрасте домезозойских образований Кавказа. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, вып.43, 1974, с.62-72.
33. **Салон Л.И.** Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. В кн.:МГК, XXI сес.: Докл.сов.геол. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.-Л.:Наука,1960, с.106-127.
34. **Свириденко Л.П.** Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.:Наука,1980, 216с.
35. **Смирнов Г.М., Татришвили Н.Ф., Казахашвили Т.Г.** Геологические исследования в Дзирულском кристаллическом массиве. Тр. Петрогр. инст. АН СССР, вып.2,1937.
36. **Соботович Э.В., Вардзелашвили Н.С., Слупицкий Ю.А., Цьонь О. В.** Докембрийские породы на Кавказе? Изв. АН СССР. Сер. геол., №10,1977, с.38-45.
37. **Тимофеев К.И.** Породы Мамисонского ледника. Ежег. по геол. и мин. Рос.,13, кн.5-6, 1911, с.162-166.
38. **Хильтов Ю.Н.** Геология и петрология Архизского интрузивного комплекса (Север.Кавказ). М.-Л.:Наука,1959, 148с.
39. **Цмакурудзе Г.К.** Петрология гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в пределах Верх .Сванетии. Инст. геол. АН ГССР, 1966.
40. **Чесноков С.В., Красивская И.С.** Варисциийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.:Наука, 1985, 94с.
41. **Чхотуа Г.Р.** Интрузивные породы Абхазской АССР. Тр. Геолуправления ГССР, вып.2, 1941.
42. **Шенгелия Д.М.** Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецნიერება, 1972, 248с.
43. **Янушкевич А.А.** Сборник химических анализов пород и минералов Грузии. Тр. Геолуправления ГССР, вып.2, 1941.
44. **ნადარეიშვილი ო. შ.** აღმოსავლეთ ევროპის და კავკასიის გეოსინკლინების შესაძლებელ კავშირზე პროტეროზოულში მაგმური გეოლოგიის თვალთახედვით. II რესპუბ. სამეც. კონფერ. მასალები. თსუ, თბილისი, 1990, გვ. 114-116.
45. **ნადარეიშვილი ო. შ.** საქართველოს ორთიტუმცველი გრანიტოიდები და იშვიათი ელემენტების მოპოვების პერსპექტივა. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის დაარსების 80 წლისთავისადმი მიძღვნილი I რესპუბ. სამეც. კონფერ. მასალები. თსუ. თბილისი, 1998, გვ. 22-23.

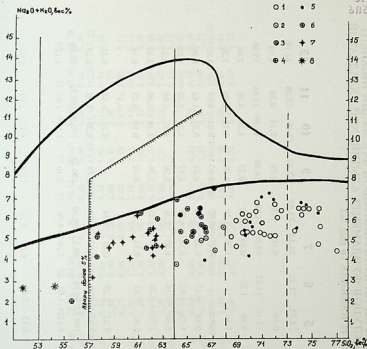


Рис.1. Положение видов пород плагиигранитовой формации и габбро-плагиигранитовой субформации нижнего протерозоя кристаллических выступов Кавказа в координатах.

1-4. Породы плагиигранитовой формации: 1- плагииграниты и их гнейсовидные разновидности, 2- тоналиты, 3- гранодиориты и 4- кварцевые диориты. 5-8. Породы габбро-плагиигранитовой субформации: 5- амфиболовые плагииграниты, 6- амфиболовые гранодиориты, 7- амфиболовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты и 8- кварцевый габбро-диорит и габбро.

ТАБЛИЦА 1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ПЛАГИОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КAVКАЗА (в масс %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	77,03	75,72	75,50	75,46	74,74	74,23	74,13	73,82	73,43	72,46	72,38	72,16
TiO ₂	0,50	0,17	0,51	0,18	0,16	-	0,18	0,33	0,09	0,14	0,29	0,10
Al ₂ O ₃	11,01	12,35	13,04	11,03	13,10	14,62	13,89	13,89	14,98	14,68	13,44	15,00
Fe ₂ O ₃	1,48	1,48	1,22	3,96	0,86	1,52	0,35	0,43	0,25	1,20	0,96	2,00
FeO	2,16	1,91	0,79	0,27	1,44	-	1,26	2,24	0,26	1,19	2,89	1,26
MnO	0,07	0,45	след	0,04	след	-	0,07	0,03	0,03	0,03	0,07	0,03
MgO	1,15	0,93	1,08	0,36	0,88	0,45	0,48	0,76	0,61	0,54	1,62	0,86
CaO	1,36	1,86	1,22	0,83	1,33	1,02	2,18	1,50	2,17	2,24	1,33	1,63
Na ₂ O	2,04	4,30	3,80	4,29	3,80	4,10	4,80	3,28	5,30	4,25	4,68	3,35
K ₂ O	2,40	1,30	1,00	2,20	2,70	2,50	1,50	3,35	2,20	2,28	0,96	2,85
P ₂ O ₅	0,08	-	-	0,37	0,02	0,14	0,12	0,14	0,10	0,19	0,13	0,16
SO ₃	-	-	след	0,47	-	-	-	-	-	-	0,17	-
H ₂ O	0,11	0,13	0,48	0,26	0,22	0,28	0,01	0,04	-	0,16	0,14	0,21
H ₂ O	0,55	1,24	1,48	0,86	0,82	0,90	0,63	1,10	0,74	0,30	1,06	0,28
сумма	99,96	100,12	100,12	99,88	100,07	99,76	99,32	99,80	100,28	100,06	100,02	99,80
Na ₂ O/K ₂ O	0,85	3,20	3,80	1,86	1,41	1,64	3,20	0,98	2,40	1,85	4,87	1,17
Al ₂ O ₃												
Al ^{IV} = FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO	2,29	4,13	4,22	2,99	4,12	7,42	6,64	3,70	12,27	4,41	2,45	3,64

ТАБЛИЦА 1. (продолжение)

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
72,05	72,03	71,73	71,33	71,01	70,54	70,50	70,20	70,03	69,58	69,56	69,52	69,49	69,92	69,86	69,38
0,17	0,23	0,43	0,20	0,42	0,52	0,43	0,20	0,31	0,22	0,41	0,26	0,26	0,23	0,26	0,26
15,00	13,79	15,54	14,63	13,54	14,61	15,46	15,30	16,13	14,53	14,45	14,45	15,84	17,44	16,58	16,32
1,28	1,13	0,63	1,53	1,20	0,93	0,53	0,35	0,32	1,31	4,18	0,54	1,81	0,15	0,44	3,32
0,90	1,70	1,60	1,63	3,42	2,40	2,33	2,24	2,58	3,20	0,55	2,88	1,40	2,76	2,76	-
-	0,05	0,04	0,07	0,07	0,03	0,94	-	0,07	0,04	0,07	0,07	0,10	0,07	0,09	0,11
1,01	1,82	0,82	1,83	1,99	1,73	0,65	1,05	0,94	1,24	1,80	2,16	2,12	1,14	0,93	0,41
1,68	2,67	3,00	1,15	1,79	1,53	1,64	3,11	1,60	1,04	1,10	3,64	1,80	3,72	2,89	4,26
4,45	4,09	3,52	4,20	3,10	5,14	4,00	4,09	3,95	2,58	3,72	4,16	4,20	3,62	5,01	2,40
2,40	1,25	1,68	1,10	2,50	1,79	2,59	1,40	2,39	3,39	1,68	1,40	2,21	1,18	1,02	2,82
0,13	0,18	-	-	0,20	0,23	0,18	0,08	0,36	-	0,49	case	-	-	0,18	0,15
-	-	-	-	-	0,19	-	-	0,42	-	0,34	-	-	-	case	0,05
0,30	0,04	0,16	0,37	0,06	0,26	-	0,48	0,42	0,35	0,40	0,13	0,25	0,18	0,16	0,20
1,10	1,08	0,77	1,49	1,20	0,38	0,79	1,32	1,62	2,99	1,52	0,06	1,23	0,95	0,96	1,22
99,87	99,62	99,81	100,07	99,90	100,23	100,03	100,13	100,19	100,44	100,27	99,82	99,47	100,28	100,08	100,30
1,85	3,20	2,09	4,36	1,35	2,67	1,60	2,83	1,63	0,76	2,21	2,93	1,90	3,06	4,91	0,83
4,70	2,96	3,04	2,90	1,99	2,86	4,40	4,14	4,20	2,53	3,21	3,59	2,97	4,31	4,07	4,37



ՀԱՄԱԵՆՅԱՆ
ԿՐԹԱԿՈՒՅՑՈՒԹՅԱՆ
ՄԻՆԻՍՏԵՐԱՆ

ТАБЛИЦА 1. (окончание)



39	39	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
67,86	67,25	66,83	66,19	64,03	66,47	66,09	66,08	65,39	63,12	63,10	64,68	64,12	62,54	62,38	62,11
0,54	0,55	0,74	0,21	0,77	0,56	0,55	0,39	0,55	-	0,80	0,37	0,21	0,47	0,66	0,60
14,43	15,65	15,50	16,09	16,69	16,17	16,20	17,08	16,88	15,83	17,07	17,12	17,49	16,70	15,65	17,42
0,40	1,09	0,95	2,89	0,99	0,27	1,03	1,39	2,01	1,73	0,67	1,38	1,28	2,41	3,01	1,71
4,30	3,60	4,68	1,37	4,46	3,80	3,15	1,67	2,52	2,88	3,20	2,70	2,44	3,60	3,60	2,79
0,96	0,87	0,08	0,10	0,18	0,67	0,08	0,06	0,11	-	0,06	0,08	0,11	0,07	0,15	0,24
2,15	1,76	1,88	1,60	2,46	1,77	1,62	1,54	1,67	1,86	1,80	1,59	1,80	0,59	3,18	1,94
1,64	4,24	3,58	4,18	5,31	2,49	4,64	3,31	3,90	4,46	4,20	3,92	3,45	3,81	5,44	4,10
3,39	2,23	3,76	3,23	2,35	3,06	4,80	4,78	3,90	4,92	2,90	3,72	4,66	3,20	3,20	3,80
2,35	2,00	1,42	1,86	1,58	2,54	1,06	1,54	1,50	1,75	2,10	1,84	2,54	3,80	1,60	1,70
0,47	0,25	0,19	0,30	0,15	0,73	0,00	0,38	0,25	-	0,15	-	0,21	-	0,18	0,35
0,00	-	-	0,18	1,04	0,08	-	-	-	-	-	0,83	-	0,00	-	0,50
-	0,23	-	-	0,21	0,11	0,04	0,17	-	-	-	-	-	0,25	-	-
1,93	0,59	0,88	2,93	0,49	2,06	0,84	1,50	1,24	1,22	1,37	-	2,10	3,31	1,56	2,62
99,80	99,63	100,00	100,45	100,71	100,11	99,90	99,89	100,02	99,27	99,94	99,90	100,51	99,96	99,97	99,88
1,44	1,25	2,65	1,75	,49	1,20	4,52	3,10	2,33	2,81	1,38	2,62	1,83	1,07	2,00	2,23
2,12	2,43	2,06	2,84	2,11	2,77	2,90	3,71	2,63	2,45	2,76	3,25	3,16	2,56	1,60	2,70

ТАБЛИЦА 2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД ГАББРО ПЛАГИОГРАНИТОВОЙ СУБФОРМАЦИИ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЫСТУПОВ ФУНДАМЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ КAVКАЗА
(в вес %)

საქართველო
საზოგადოებრივი

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	75,49	74,43	74,10	73,66	71,96	71,53	71,07	70,30	70,04	70,08	69,79	69,56
TiO ₂	0,10	0,21	0,09	0,26			0,22	0,17	0,17	0,20	0,29	0,41
Al ₂ O ₃	13,48	14,29	13,19	14,00	14,62	14,97	14,45	15,20	14,26	14,79	12,63	14,45
Fe ₂ O ₃	0,28	0,92	0,93	0,51	1,17	1,70	1,33	1,58	2,77	0,12	0,27	4,18
FeO	3,88		1,87	2,30	0,27	0,26	1,28	1,52	1,72	2,70	2,35	0,33
MnO	0,81	0,03	0,01	0,82	0,03	0,07	0,03	0,02	0,07	0,80	-	0,07
MgO	0,50	0,57	0,74	0,55	0,97	0,83	0,36	1,11	1,64	0,77	1,31	1,90
CaO	1,40	1,15	1,97	1,99	1,62	1,64	2,83	3,72	4,00	3,94	6,70	1,10
Na ₂ O	5,70	5,90	6,70	4,98	4,90	5,30	5,80	5,10	4,00	3,90	4,80	3,72
K ₂ O	0,06	1,90	0,24	0,64	2,20	2,00	1,40	0,58	0,20	2,00	0,50	1,88
P ₂ O ₅	0,11	0,98	0,11	0,05	0,14	0,11	0,10	0,04		0,18	-	0,40
SO ₃										0,63		
H ₂ O*	0,18	0,33	0,10	0,16	0,28	0,25	0,21	0,10	0,40	-	1,74	1,92
H ₂ O*	0,25	0,93	0,25	0,36	1,42	1,27	0,45	0,54	1,12	1,48		
сумма	100,15	99,76	100,30	99,49	100,18	100,05	99,61	99,79	99,99	99,94	100,49	99,53
Na ₂ O/K ₂ O	8,64	2,77	27,91	7,78	2,23	2,65	4,14	8,79	20,00	1,95	9,60	2,21
$d = \frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	4,71	9,59	3,72	4,17	5,99	5,14	4,90	3,61	2,33	4,12	3,13	2,21
$F = \frac{FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2}{Na_2O+K_2O}$	2,96	1,79	3,63	3,62	2,71	2,98	3,17	4,38	6,20	3,89	4,42	6,94
$K_{an} = \frac{Na_2O}{Al_2O_3 (mol. koi.)}$	0,75	0,76	0,78	0,63	0,71	0,72	0,77	0,59	0,48	0,58	0,68	0,53

ТАБЛИЦА 2. (окончание)

39	39	39	39	39	39	39
66,44	59,80	58,90	58,66	57,35	57,75	58,43
0,42	0,47	0,59	0,41	0,43	0,54	1,00
14,94	15,81	17,42	17,34	11,63	19,55	16,06
2,34	2,95	0,97	2,47	0,65	3,03	3,66
4,33	4,17	6,03	4,22	6,12	2,12	7,92
0,20	0,07	0,14	0,23	0,80	0,07	0,14
4,82	4,06	3,22	2,37	9,24	2,49	5,30
7,28	5,10	5,18	8,65	8,41	6,94	7,32
0,67	4,00	4,48	4,34	2,21	3,89	1,50
1,49	1,00	0,44	0,40	0,70	1,62	1,30
0,20	-	0,37	0,08	0,14	0,05	0,09
0,10	-	-	-	-	-	-
0,12	0,30	0,65	0,06	0,01	1,40	0,37
0,88	1,88	1,45	0,70	1,89	0,37	1,80
100,23	99,61	104,37	100,03	100,17	99,62	99,82
1,70	4,00	10,18	10,63	3,58	1,76	1,15
1,30	1,41	1,70	1,86	0,73	2,56	0,94
11,91	11,65	10,72	9,67	16,44	8,18	18,66
0,40	0,62	0,47	0,44	0,41	0,39	0,24

კავკასიის კრისტალური სუბსტრატის შვერილობის ქვედა პროტეროზოული ადროროგენული პლაგიოგრანიტული ფორმაცია

რეზიუმე

შრომში განხილულია კავკასიის, ამ ახალგაზრდა ალპური ნაოჭა მხარის, კრისტალური შვერილების ერთ-ერთი უძველესი გრანიტოიდული ფორმაციის მაგმური გეოლოგიის, პეტროგრაფიისა და პეტროქიმიის საკითხები.

O. NADAREISHVILI

EARLY OROGENIC PLAGIOGRANITE FORMATION OF THE LOWER PROTEROZOIC CRYSTALLINE MASSIFS OF THE ANCIENT BESEMENT OF THE ALPINE FOLDED AREA OF THE CAUCASUS

Abstract

In the article the problems of geology, petrography and petrochemistry of one of the most ancient granitoid formations of Georgia are considered.

Подпись к таблице 1

1-28 **плагнограниты** и их гнейсовидные разновидности: 1. Большой Кавказ, Главный хребет, Чхалта-дзых (Надарейшвили, 1972), 2. Гл. хребет, Большая Лаба (Шенгелия, 1972), 3. Гл. хребет, Лашице (Надарейшвили, 1972), 4. Храмский массив (Заридзе, 1961), 5. Гл. хребет, Юж. Псыш (Надарейшвили, 1972), 6. Гл. хребет, Кубань (Шенгелия, 1972), 7. Гл. хребет, Чхалта-дзых (Надарейшвили, 1972), 8. Гл. хребет, Долра (Кузьмин, 1940), 9. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили, 1972), 10. Гл. хребет, Аксаут (Надарейшвили, 1960), 11. Гл. хребет, Санчар (Надарейшвили, 1972), 12. Гл. хребет, Накра (Тогонидзе, Гошвили, 1964), 13. Гл. хребет, Теберда (Шенгелия, 1972), 14. Гл. хребет, Теберда (Баранов, 1968), 15. Гл. хребет, Лашице (Надарейшвили, 1972), 16. Гл. хребет, Теберда (Шенгелия, 1972), 17. Гл. хребет, Аксаут (Надарейшвили, 1960), 18. Гл. хребет, Ненскра (Тогонидзе, Гошвили, 1964), 19. Гл. хребет, Черек Безингийский (Шенгелия, 1972), 20. Гл. хребет, Малая Лаба (Баранов, 1968), 21. Гл. хребет, Дарьяльский массив (Белянкин, 1914), 22. Храмский массив (Заридзе, 1961), 23. Гл. хребет, Хецквара (Надарейшвили, 1972), 24. Гл. хребет, Теберда (Баранов, 1968), 25. Гл. хребет, Улу-Хурзук (Демин, 1968), 26. Гл. хребет, Сакени (Надарейшвили, 1972), 27. Локский массив (Заридзе, 1961), 28. Предкавказье, массив Мощевой-Бескес (Шенгелия, 1972); 29-33 **тоналиты**: 29. Гл. хребет, М. Лаба (Баранов, 1968), 30. Гл. хребет,

пер. Наур (Надарейшвили, 1972), 31. Гл. хребет, Адеба (Надарейшвили, 1972), 32. Гл. хребет, Белая (Савин, Баранов, 1968), 33. Дзирульский массив (Смирнов и др., 1937); 34-40 **гранитодиориты**: 34. Гл. хребет, М. Лаба (Баранов, 1968), 35. Гл. хребет, Бешта (Надарейшвили, 1972), 36. Гл. хребет, Бол. Балканы (Афанасьев, 1950), 37. Гл. хребет, Урух (Шенгелия, 1972), 38. Гл. хребет, Мамисони (Тимофеев, 1911), 39. Гл. хребет, Улу-Муруджу (Афанасьев, 1950), 40. Гл. хребет, Загадан (Афанасьев, 1950); 41 - 49. **кварцевые диориты**: 41. Гл. хребет, Белая (Баранов, 1968), 42. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили, 1972), 43. Гл. хребет, Сибиста (Надарейшвили, 1972), 44. Гл. хребет, Урух (Шенгелия, 1972).

Примечание. С1-0,54; 0,17 (ан. 21, 29).

Подпись к таблице 2

1-13. Амфиболовые плагиограниты: 1. Большой Кавказ, Главный хребет, Чегал (Гошвили, 1966), 2. Передовой хребет, Большая Лаба (Шенгелия, 1972), 3. Гл. хребет, Чегал (Гошвили, 1966), 4. Гл. хребет, Чегал (Гошвили, 1966), 5. Перед. хребет, В. Лаба (Шенгелия, 1972), 6. Перед. хребет, Б. Лаба (Шенгелия, 1972), 7. Гл. хребет, В. Сванетия (Цимакуридзе, 1966), 8. Гл. хребет, В. Сванетия (Цимакуридзе, 1966), 9. Гл. хребет, Дарьяльский массив (Шенгелия, 1972), 10. Гл. хребет, пер. Санчар (Надарейшвили, 1972), 11. Перед. хребет, Архив (Хильтов, 1959), 12. Храмский массив (Заридзе, 1961), 13. Амфиболовый тоналит, Дзирульский массив (Янушкевич, 1941);

14-19. Амфиболовые гранодиориты и их видоизмененные разновидности: 14. Перед. хребет, Б. Лаба (Шенгелия, 1972), 15. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили), 16. Гл. хребет, В. Рача (Заридзе и др., 1962), 17. Гл. хребет, В. Рача (Заридзе и др., 1962), 18. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили, 1972), 19. Дзирульский массив (Заридзе, 1961);

20-34. Амфиболовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты: 20. Гл. хребет, пор. Санчар (Чхотуа, 1941), 21. Гл. хребет, Сакени (Надарейшвили, 1972), 22. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили, 1972), 23. Гл. хребет, Гвандра (Надарейшвили, 1972), 24. Гл. хребет, Юж. Марух (Надарейшвили, 1972), 25. Гл. хребет, Сакени (Надарейшвили, 1972), 26. Гл. хребет, Сакени (Надарейшвили, 1972), 27. Гл. хребет, М. Зеленчук (Надарейшвили, 1960), 28. Храмский массив (Заридзе, 1961), 29. Гл. хребет, Аксаут (Надарейшвили, 1960), 30. Гл. хребет, Адзапш (Надарейшвили, 1972), 31. Гл. хребет, Урух (Шенгелия, 1972), 32. Гл. хребет, Джесюра (Надарейшвили, 1972), 33. Гл. хребет, В. Рача (Заридзе, 1962), 34. Гл. хребет, Андрюквей (Надарейшвили, 1972);

35-36. Кварцевый габбро-диорит и габбро: 35. Гл. хребет, Сакени (Надарейшвили, 1977), 36. Гл. хребет, Ацгара (Надарейшвили, 1977).



რ. შარაძე

საქართველოს ბენტონიტური თიხების საბადოების გენეტიური ტიპები და მათი ფორმირებისა და კლასიფიკაციის ზოგიერთი საკითხი

საქართველოში ბენტონიტური თიხები სარგებლობენ დიდი გავრცელებით. მათი საბადოების წარმოშობისა და კლასიფიკაციის საკითხები განხილული აქვთ ა. თვალჭრელიძეს [8], გ. ძონენიძეს [1], ნ. სხირტლაძეს [9], გ. მაჩაბელს [7], მ. როყვას [3] და სხვა მკვლევრებს, რასაც დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა ბენტონიტური თიხების საბადოების მიზანსწრაფული ძებნითი და საძიებო სამუშაოების წარმართვაში და ქვეყნის სანედლეულო ბაზის უზრუნველყოფაში ამ ძვირფასი ნედლეულით. ზემოთ დასახელებული მკვლევრების მონაცემების გათვალისწინებით და საკუთარი ფაქტობრივი მასალის გამოყენებით შესაძლებელი გახდა ბენტონიტური თიხების საბადოების ფორმირებისა და გენეტიური კლასიფიკაციის ზოგიერთი საკითხის წარმოჩენა.

ჩვენი წარმოდგენით საქართველოს ბენტონიტური თიხების საბადოები იყოფა ოთხ გენეტიურ ტიპად: ჰიდროთერმულად, ვულკანოგენურ-დიაგენეტიურად, ტერიგენულ და კოლოიდურ-დანალექად და ელუვიურად (იხ. ტაბულა 1).

ჰიდროთერმული გენეტიური ტიპი. აღნიშნული ტიპი იყოფა ორ ქვეტიპად: ჰიდროთერმულ-ექსპალაციურად და ჰიდროთერმულ-მეტასომატიურად. ამასთან, ჰიდროთერმულ-ექსპალაციური ქვეტიპი ხასიათდება სამრეწველო მნიშვნელობის საბადოებით, მაშინ როდესაც ჰიდროთერმულ-მეტასომატიური ქვეტიპის საბადოებს პრაქტიკული მნიშვნელობა არ გააჩნიათ.

ჰიდროთერმულ-ექსპალაციური ქვეტიპის საბადოები თადად თავმოყრილია აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონაში (ციხის-უბნის, ვანის-ქედის ბენტონიტური თიხებისა და თეძამის ბენტონიტოზებული ტუფების საბადოები). მათი წარმოშობა უკავშირდება აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინური ტიპის შუა ეოცენურ აუზში ვულკანური აქტივობის კერებს, სადაც მიმდინარეობდა ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევები. აღნიშნული ამოფრქვევებისა და პიროკლასტური მასალის დალექვის შედეგად ზღვიურ აუზის გარკვეულ უბნებში უნდა მომხდარიყო ვულკანური ტეფრის გარდაქმნა მონტმორილონიტურ თიხებად. ტეფრის მონტმორილონიტად გარდაქმნის ხელშემწყობი პირობები კი უნდა არსებულიყო გეოსინკლინური ზღვის აუზის იმ უბნებში, სადაც შეიქმნებოდა ნეიტრალურ-სუსტად ტუტე გარემო [5]. ასეთი გარემო თავის მხრივ შეიქმნებოდა ექსპალაციების და სხვა აგენტების გავლენით ზღვისქვეშა ვულკანური კერების უშუალო სიახლოვეში.

ზემოთქმულ მოსაზრებას იზიარებენ გ. ძონენიძე [1], მ.რატიევი [2] და სხვები [7]. თუმცა არსებობს განსხვავებული აზრებიც, კერძოდ მ. როყვა [3] თვლის, რომ ასკანის საბადო ელუვიური წარმოშობისაა და მისი ფორმირება უნდა წარმართულიყო ანდეზიტ-ტრაქიტული ტუფების რთული ზედაპირული გამოფიტვის შედეგად. ზემოთმოყვანილ აზრს არ ეთანხმებიან ვ. ედილაშვილი და რ. ლექვიანიძე [4], რომლებიც თვლიან, რომ ციხის-უბნის საბადო გუმბრის საბადოს ანალოგიურ პირობებში უნდა წარმოშობილიყო და უარყოფენ ამ თიხების ჰიდროთერმულ წარმოშობას. მათი აზრით, თიხებში სალი სულფიდების არსებობა არ უნდა იყოს არგუმენტი მათი ჰიდროთერმული გენეზისისა, ვინაიდან სულფიდები გვხდება ბენტონიტური თიხების შემცველ ტრაქიანდეზიტური შედგენილობის ტუფებშიც. აქვე დავძენთ, რომ ასკანის თიხები არ შეიძლება გუმბრინის ანალოგიურ პირობებში წარმოქმნილიყო, ვინაიდან, როგორც ამას უფრო დეტალურად ქვემოთ განვიხილავთ, ვულკანოგენურ-დიაგენეტური წარმოშობის საბადოების გარჩევასა, გუმბრინის ფორმირება მიმდინარეობს სუბბაქნურ ტექტონიკურ პირობებში, მაშინ, როდესაც ასკანის თიხები წარმოიქმნენ აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინში, ინტენსიური ტექტოგენეზის გამოვლენის არეში. რაც შეეხება ტრაქიანდეზიტურ ტუფებში სულფიდების შემცველობას და მათ სალ მდგომარეობაში შემორჩენას, უნდა აღვნიშნოთ, რომ ამ ტუფების სახეცვლილება (ამ შემთხვევაში გაბენტონიტება) ხდე-

ბოდა ვულკანური კერების უშუალო სიახლოვეში, სადაც ზღვის აუზის მაღალტემპერატურასთან ერთად დიდი იყო ექსპლაციების და სხვა აგენტების, ხოლო ამ კერებიდან მოცილებულ უბნებში აღნიშნული გრანიტების ზემოქმედების ფაქტორი ვულკანურ ტეფრაზე გამოირიცხული უნდა ყოფილიყო, რის გამოც ტუფების სახეცვლილებას ადგილი არ ექნებოდა. მ. რატევეის მიხედვით [2] ასკანის ანდეზიტ-ტრაქიტული ტუფების ჰიდროთერმული გარდაქმნა მონტმორილონიტიან თიხებად მიმდინარეობდა ძირითადად ფუმაროლური ტიპის ჰიდროთერმების გავლენით.

რაც შეეხება თეძამის ბენტონიტიზებულ ტუფს იგი გათიხების ხარისხით ბევრად ჩამორჩება ასკანის თიხებს, რაც ქანების ხასიათით და აუზის გარემოს წყალბად-იონთა კონცენტრაციით უნდა იყოს განპირობებული. კერძოდ, ასკანის თიხების დედა ქანად გვევლინება ტრაქიანდეზიტური პემზის ტუფები, თეძამის ბენტონიტიზებული ტუფების შემთხვევაში კი—დედა ქანის როლს ფერფლის ტუფები ასრულებენ. ამ ბენტონიტიზებული ტუფების ფორმირება აჭარა-თრიალეთის გეოსინკლინური ტიპის შუაეოცენურ აუზში უნდა მომხდარიყო ვულკანური ამოფრქვევის შედეგად, რასაც უნდა მოჰყოლოდა ერთი მხრივ, სახეშეცვლილი ტუფების წარმოსაქმნელად საჭირო მასალის – ვულკანური ფერფლის დალექვა, ხოლო მეორე მხრივ, ზღვიურ აუზში ისეთი სპეციფიკური პირობების შექმნა (წყლის ტემპერატურის საგრძნობი მომატება, მასში წყალბად-იონთა კონცენტრაციის ცვლილება, ექსპლაციური აგენტების წარმოშობა და ა.შ.), რომლებიც ხელს შეუწყობდნენ მაღალრეაქციული ვულკანური ფერფლის ჰიდროთერმულ-ექსპლაციურ გარდაქმნას და სახეშეცვლილი (ცეოლითიზებული და ბენტონიტიზებული) ტუფების წარმოქმნას. ამგვარი წარმოქმნის მექანიზმის დადგენა შესაძლებელია ამ ქანების მინერალოგიური კვლევის შედეგების საფუძველზე. კერძოდ, დადგინდა, რომ თეძამის რაიონის სახეშეცვლილ ტუფებში ვულკანური ფერფლის უმცირესი, სიფრიფანა ნატეხების ბირთვები ჩანაცვლებულია კლინოპტილოლიტით, ხოლო პერიფერიები – მონტმორილონიტით. ეს მიუთითებს იმაზე, რომ კლინოპტილოლიტიზაცია წინ უსწრებდა მონტმორილონიტიზაციას [10].

ექსპერიმენტულად დადასტურებულ იქნა, რომ ალუმოსილიკატური ქანის კლინოპტილოლიტიზაცია მიმდინარეობს კაჟ-მჟავით გაჯერებული ტუტე ხსნარების ზემოქმედებით [5]. უნდა

ვიგულისხმობთ, რომ დიაგნეზისის დროს სწორედ ასეთი ხსნარების ზემოქმედებას განიცდიდა ტეფრა შუაეოცენური ვულკანიზმის დამამთავრებელ სტადიაზე. თეძამის სახეშეცვლილი ტუფების წარმოშობის პირობები სავსებით დასაშვებს ხდის ამგვარი პროცესის შესაძლებლობას. კერძოდ, ამ პროდუქტიული ტუფების დიაგნეზის დროს აუზში ექსპლაცებით შექმნილი ტუტე გარემო ხელს უწყობდა ტეფრიდან კაჟმჟავას გამოტანას. ამის გამო იმ უბნებზე, სადაც ხსნარის მაღალი კაჟმჟავიანობა და ტუტიანობა სტაბილური იყო მჟავე ვიტროფირული ტუფები განიცდიდნენ ცეოლითიზაციას და წარმოიქმნებოდა კლინოპტილოლიტიანი ტუფების სამრეწველო ფენები. ამ გზით უნდა იყოს წარმოქმნილი თეძამის, გურკელისა და ცეოლითიზებული ტუფების სხვა საბადოები. პროცესი სხვაგვარად წარიმართებოდა იმ შემთხვევაში, თუ დიაგნეზისის დროს მოხდებოდა ხსნარის მჟავიანობის გაზრდა და მისი წყალბად-იონთა კონცენტრაციის დაცემა ტუტე არედან ნეიტრალურ-სუსტ ტუტე არემდე, რაც გამოწვეული უნდა იყოს ვულკანური აქტივობის შესუსტებით. ასეთ პირობებში მოხდებოდა უკვე კლინოპტილოლიტიზებული ტერფის მონტმორილონიტიზაცია, რის გამოც ადგილი უნდა ჰქონოდა თეძამის რაიონში გავრცელებული ბენტონიტიზებული ტუფების ფორმირებას.

ამრიგად, ზემოთაღწერილი მექანიზმი გვაძლევს საშუალებას ავხსნათ ის ფაქტი თუ რით არის გამოწვეული ასკანის თიხებსა და თეძამის ბენტონიტიზებულ ტუფებს შორის არსებული განსხვავება გათიხების ხარისხში. ეს უპირველეს ყოვლისა ზღვის აუზის წყალბად-იონთა კონცენტრაციის განსხვავებულ მნიშვნელობაში უნდა ვეძებოთ. თუ ასკანის საბადოს თიხების ფორმირებისას ზღვიურ აუზში ძირითადად უნდა არსებულიყო ნეიტრალურ-სუსტი ტუტე გარემო, რომელშიც პროცესი ბოლომდე იქნებოდა მიყვანილი, თეძამის ბენტონიტიზებული ტუფების ფორმირება მოხდებოდა ტუტე გარემოში, რომელშიც ძირითადად ცეოლითიზაციის პროცესი წარიმართებოდა, ხოლო შემდეგ, წყალბად-იონთა კონცენტრაციის დაცემის შედეგად, ნეიტრალურ-სუსტ ტუტე გარემოს გავლენით, ბენტონიტიზაციის პროცესი მოახდენდა ნაწილობრივ გათიხებას.

ვულკანოგენურ-დიაგნეტიური ტიპი. აღნიშნული ტიპის საბადოები ორ ქვეტიპად იყოფა. პირველს მიეკუთვნება ზღვიურ-დანალექი, ხოლო მეორეს კონტინენტურ-დანალექი (სუბაქვატური). აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ საქართველოში

ჯერჯერობით გამოვლენილია მხოლოდ პირველი ქვეტიპის სამრეწველო საბადოები, რომელთა შორის აღსანიშნავია გუმბრის, ბანოჯის და ყუმისთავის ბენტონიტური თიხების საბადოები. რაც შეეხება მეორე ქვეტიპის საბადოებს, საქართველოს ფარგლებს გარეთ ცნობილია სანდერს-დეფაინსი (აშშ), კამალინსკის (კრასნოდარის მხარეში) და სხვა.

აღნიშნული გენეტიური ტიპის საბადოები ნ. კირსანოვისა და სხვების მონაცემებით [6], მოიხსენიება როგორც ვულკანოგენურ-დანალექი ტიპი. აქვე ხაზი უნდა გაესვას ერთ გარემოებას, რომ მართალია ბენტონიტური თიხების საბადოების დიდი უმრავლესობა წარმოიქმნა ვულკანოგენურ-დანალექი ქანების ხარჯზე (ეს არის უპირველეს ყოვლისა ზღვიურ აუზში დალექილი ვულკანური ფერფლი, ტუფები და სხვა პიროკლასტოლითები), მაგრამ სხვა საქმეა თუ რა გზით ხდებოდა აღნიშნული ვულკანური მასალის გარდაქმნა ბენტონიტებად. ასეთი გზა შეიძლება ყოფილიყო სამი. ერთ შემთხვევაში ისინი წარმოიქმნებოდნენ მარჩბი ზღვის აუზში ვულკანური მასალის წყალქვეშა გარდაქმნის (ჰალმიროლიზის) შედეგად; მეორე შემთხვევაში სუბაერული გამოფიტვის პირობებში და მესამე შემთხვევაში ჰიდროთერმული ხსნარების ზემოქმედებით, რის გამოც ისინი სხვადასხვა გენეტიურ ჯგუფში მოთავსდებიან.

ამრიგად, პირველადი ვულკანოგენურ-დანალექი მასალა იყო ბენტონიტების წარმოქმნის წყარო, ხოლო ამ მასალის ბენტონიტებად გარდაქმნა ნალექების დიაგენეზისის პროცესში უნდა მომხდარიყო, რის გამოც მიზანშეწონილად მიგვაჩნია აღნიშნული გზით წარმოშობილი ბენტონიტების საბადოების მიკუთვნება არა ვულკანოგენურ-დანალექ, არამედ ვულკანოგენურ-დიაგენეტიური ტიპისთვის. ამ ტიპის ზღვიურ-დანალექი ქვეტიპის წარმომადგენელია გუმბრის საბადოთა ჯგუფი, რომელიც განლაგებულია საქართველოს ბელტის ფარგლებში (წყალტუბოს რაიონი). აღნიშნულ საბადოთა უბნების პროდუქტიული ჰორიზონტები წარმოქმნილია ძირითადად ალბურ (ბანოჯა) და სენომანურ (გუმბრა, ყუმისთავი) დროს.

ამ ქვეტიპის საბადოთა დიდი უმრავლესობის (ვაიომინგის აშშ-ში, ოგლანლის თურქმენეთში და სხვა) წარმოშობა მიმდინარეობდა ზღვის ფსკერზე ნეიტრალურ-სუსტ ტუტე გარემოში ვულკანური ფერფლის ტრანსფორმაციის შედეგად. გუმბრინის ტიპის თიხებში ამაზე მიუთითებს ფერფლის სტრუქტურის რელიქტების არსებობა, დადგენილი რიგი მკვლევრების მიერ

[1, 3]. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ალბური ასაკის ბანოჯის ბენტონიტები, რამდენადმე განსხვავდებიან სენომანური ასაკის გუმბრინისაგან. ბანოჯის თიხების შესწავლამ გვაჩვენა, რომ ისინი წარმოშობილი არიან ძირითადად ტუფიტების გარდაქმნის, ხოლო ზოგ შემთხვევაში – ფერფლის ტრანსფორმაციის ხარჯზე. ეს ნაწილობრივ შეიძლება აიხსნას იმ გარემოებით, რომ ექსპლოზიური ვულკანიზმის პროდუქტების ტრანსპორტირება ბანოჯის აუზში ატარებდა ლოკალურ ხასიათს, ვინაიდან ალბურ საუკუნეში წყალტუბოს რაიონში ვულკანიზმის გამოვლენა სუსტი იყო. გარდა ამისა, ბანოჯის თიხებში აღინიშნება აგრეთვე გლაუკონიტის ხარჯზე ტრანსფორმირებული მონტმორილონიტის შემცველობაც. გ. ძონენიძის [1] აზრით კი – აუტიგენური გლაუკონიტის არსებობა როგორც თიხაში, ასევე მის შემცველ ქანებში, პიროკლასტური ნალექების ჰალმიროლიზური გარდაქმნის პირდაპირი დამადასტურებელია.

გუმბრინის საბადოთა ჯგუფის ბენტონიტური თიხების წარმოშობის პირობების შესწავლა საშუალებას იძლევა დავასკვნათ, რომ დისპერსიული ფერფლის ვულკანური კერებიდან ამოტყორცნის შემდეგ, იგი წყალქვეშა დინებების მეშვეობით თანაბრად ნაწილდებოდა როგორც საქართველოს ბელტის მარჩხი ზღვის აუზში ასევე კავკასიონის სამხრული ფერდის გეოსინკლინურ აუზშიც. საგულისხმოა, რომ ფერფლის გარდაქმნა ბენტონიტურ თიხებად ხდებოდა მხოლოდ საქართველოს ბელტის ფარგლებში, სადაც არსებობდა ამ პროცესისათვის ხელსაყრელი სპეციფიკური ნალექდაგროვების სუბბაქნური პირობები, მაშინ როდესაც, კავკასიონის სამხრული ფერდის გეოსინკლინურ ზონაში ადგილი ჰქონდა ტექტოგენეზის აქტიურ გამოვლენას, რაც თავის მხრივ არ უნდა ყოფილიყო ხელშემწყობი სამრეწველო მნიშვნელობის ბენტონიტური თიხების წარმოქმნისათვის.

უნდა აღინიშნოს, რომ საქართველოს ბელტის სენომანური ზღვის აუზში ვულკანური ფერფლის გარდაქმნა ბენტონიტურ თიხებად ხდებოდა მარჩხი ზღვის აუზის სპეციფიკურ უბნებში. ასეთი სპეციფიკური უბნები უნდა ყოფილიყო წყალქვეშა დეპრესიები, რომლებშიც ვულკანური ფერფლი ზღვის ნეიტრალურ-სუსტი ტუტე არის გავლენით განიცდიდა მონტმორილონიტიზაციასა და ბენტონიტებად გარდაქმნას.

ამრიგად, გუმბრინის ტიპის ვულკანოგენურ-დიაგენეტიური ბენტონიტური თიხების წარმოქმნა საქართველოს ბელტის სენომანური ეპიკონტინენტური ზღვის აუზის ცალკეულ უბნებში,

განპირობებული უნდა ყოფილიყო სამი ძირითადი ფაქტორის გავლენით: ვულკანიზმით, ნალექდაგროვების სუბბაქნური პირობებით და თავისებური ნყალქვეშა რელიეფით.

ტერიგენული და კოლოიდურ-დანალექი ტიპი. აღნიშნული ტიპი მოიცავს ორ ქვეტიპს: სუბაქვატურ-დანალექს და სუბ-არულ-დანალექს. აღნიშნული ქვეტიპებიდან საქართველოში გამოვლენილია მხოლოდ პირველი ქვეტიპი, რომელსაც მიეკუთვნება სამხრეთ კახეთის რეგიონის ზედა სარმატის (დავით გარეჯი, უდაბნო, ჩათმა) და ახალციხის დეპრესიის ზედა ოლიგოცენურ-ქვედა მიოცენური ასაკის (არალი, ჩურჩუტო-ჩიხელი და ვალე) ბენტონიტური თიხების საბადოები. ბენტონიტური თიხების საბადოების წყაროს აღნიშნულ რეგიონებში ძირითადად წარმოადგენდა აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა ზონის შუა ეოცენური ვულკანოგენური ქანები, რომლებიც შესატყვის პერიოდებში განიცდიდნენ აზევებას და გადარეცხვას. ამ უკანასკნელის გავლენით შუა ეოცენური ქანების გამოფიტვის ქერქის პროდუქტები ჩაიტანებოდა ახალციხის დეპრესიისა და კახეთის ზღვიურ აუზებში, სადაც ხდებოდა მათი სედიმენტაცია. მათი გადალექვის გზით წარმოშობაზე მეტყველებს ბენტონიტური თიხების ფენების მორიგეობა თიხიან ქვიშაქვებთან. ბენტონიტური თიხის ფენები გარეგნული ნიშნებით მნიშვნელოვნად განსხვავდებიან შემცველი ქანებისაგან და ხასიათდებიან მკვეთრად გამოხატული ურთიერთობით.

ელვიური გენეტური ტიპი. აღნიშნული ტიპი იყოფა სამ ქვეტიპად: 1) საბადოები, წარმოქმნილი ინტრუზული ქანების გამოფიტვის ხარჯზე; 2) ეფუზიური ქანების გამოფიტვის ხარჯზე; 3) კარბონატული ქანების გამოტუტვის შედეგად, საქართველოში გამოვლენილია მეორე და მესამე ქვეტიპის საბადოები. ისინი ძირითადად განვითარებულია ძირულის მასივის პერიფერიულ უბნებში ბაიოსის პორფირიტული ნყების ვულკანიტებში (პატარა განთიადის საბადო) და ტურონულ კირქვებში (ჩხარის, სკანდეს, ზექვადა-საბეს და კაცხის საბადოები).

1. **Дзоценидзе Г.С.** Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
2. **Ратеев М.А.** Особенности формирования бентонитовых глин. В кн.: «Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве». М., «Недра», 1972.
3. **Роква М.Л.** О генезисе бентонитовых глин Грузинской ССР. Бюллетень КИМС, №2, Тбилиси, 1959.
4. **ვ. ედილაშვილი, რ. ლექვინაძე.** ასკანის ბენტონიტური თიხების გენეზისისათვის. საქ. მეცნ. აკად. გეოლოგიის ინსტ. შრ. კრებული. თბილისი, 1977.
5. **Сандеров Э.Э., Хитаров И.М.** Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., «Недра», 1970.
6. **Кирсанов Н.В., Сабитов А.А.** Генетическая и промышленная классификация месторождений бентонитов СССР. В кн.: «Бентониты» М., «Наука», 1980.
7. **Мачабели Г.А., Мерабишвили М.С., Квирикадзе Г.А.** Генезис, геолого-экономическая и технологическая оценка месторождений бентонитов СССР. «Мецниереба», Тбилиси, 1981.
8. **Твалчрелидзе А.А., Филатов С.С.** Глины отбеливающие. В кн.: «Неметаллические полезные ископаемые». М., Изд-во АН СССР, 1941, т.4.
9. **Твалчрелидзе А.А., Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И.** Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. Изд. ТГУ, Тбилиси, 1959.
10. **Джанаелидзе Т.В.** Сравнительное изучение геологии и перспективности Тедзамско-Ховлесского месторождения бентонитизированных туфов и Кумиставского гумбрина. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1987.

საქართველოს
აкадеმიისსაბუნების
მეცნიერებების
ინსტიტუტი

Р.В. ПЕРАДЗЕ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ

Резюме

В Грузии распространены представители всех генетических типов месторождений бентонитов. Из них промышленное значение имеют гидротермально-эксталяционный и вулканогенно-диагенетический типы месторождений. В результате целенаправленных поисково-разведочных работ представляется возможным выявление не только новых месторождений вышеуказанных генетических типов, но также и месторождений терригенно- и коллоидно-осадочного и элювиального генетических типов, что значительно расширит сырьевую базу бентонитов Республики.

R. PERADZE

CONDITIONS AND GENETIC CLASIFICATION OF THE FORMATION OF THE GEORGIAN CLAY DEPOSITS

Summary

Among all the genetic types of bentonic clay deposits that are represented in Georgia two of them, namely, hydrothermal-exhalational and volcanogenic-diagenetical deposits carry an industrial significance. The thorough prospecting for these deposits will make it possible to discover and reveal not only the new deposits of the abovementioned genetic types but the terrigenous and colodic sedimentary as well as new deposits belonging to the eluvic genetic type. The work undertaken along this line will greatly contribute to the expansion of the bentonic source of raw materials in Georgia.



Г. А. ЧИХРАДЗЕ

УТОЧНЕНИЕ МЕТОДА ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНОГО ФЛИША ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (ЮСБК)

Карбонатные флишевые отложения верхнего мела распространены в средней полосе ЮСБК в Шовско-Пасанаурской подзоне Местийско-Тианетской зоны (1) в басс. р. Арагви, где они вкрест простираения пересекаются Военно-Грузинской дорогой. Эти отложения занимают стратиграфический интервал от верхнего турона до маастрихта включительно, образуя непрерывный разрез истинной мощностью 400 м и состоят из известняков, мергелей, известковистых пелитолитов-аргиллитов и незначительного количества карбонатных турбидитов. Туронско-коньякско-сантонская часть разреза представлена известняками и мергелями с редкими прослоями известковистых аргиллитов, а кампанско-нижнемаастрихтская часть разреза — известняками и известковистыми аргиллитами в виде пары слоев-циклитов. Турбидитов больше в нижней части (~5%) и значительно меньше в верхней (~2,5%). Такой набор пород создает представление об общем фоне седиментационного процесса.

При изучении такой толщи в прошлом внимание акцентировалось на слоях зернистых пород (в последствии турбидитов), которые принимались за первые элементы флишевого ритма, а пелитоморфные породы (известняки, мергели и аргиллиты) — за вторые и третьи элементы ритма соответственно (2, 3).

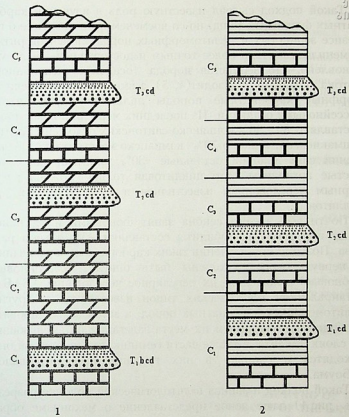
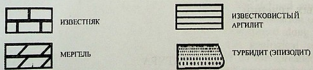


РИС. 3. ЗАЛЕГАНИЕ ТУРБИДИТОВ (ЭПИЗОДИТОВ) В ФОНОВЫХ ЦИКЛИТАХ: 1 – КОНЫЯКСКОГО-САЙТОНСКИХ И 2 – КАМПАНИСКИХ ПОРОДАХ ЮСБК



Такой подход сыграл известную роль в изучении карбонатных флишевых толщ, но со временем представление о генезисе зернистых и пелитоморфных пород элементов ритма изменилось и стало более точным и достоверным. Было установлено, что зернистая порода осадок суспензионного потока турбидит (эпизодит(4, 5), а вмещающие его пелитоморфные карбонатные породы являются нормальными бассейновыми осадками. Из последних мергели и известняки составляют 80 - 90% коньякско-сантонских отложений свиты Эшмакисхеви, а около 70% - кампанско-маастрихтских отложений свит джорчи, остальные ~30% занимают известковистые аргиллиты. Это циклитовая толща сложена регулярным чередованием известняков и известковистых аргиллитов.

Почти весь разрез сенона занят фоновыми известняковыми породами, а турбидиты составляют ~5% объема разреза. Поэтому при изучении таких карбонатных образований в первую очередь должны быть описаны бассейновые (фоновые) отложения, их регулярное чередование АБАБ с установлением генетических типов известняков и других пелитоморфных карбонатных пород, а затем зафиксировать турбидиты, с указанием их места залегания во вмещающих их слоях циклита, а также части гемициклита, в которой они находятся и сколько в них градационных интервалов А.Боума.

Такой подход и запись в литологической колонке разреза (см. рис.1) дают ясное представление о механизме образования турбидитов и вмещающих их бассейновых, фоновых отложений, а также об общей картине обстановки карбонатного седиментогенеза, что облегчает корреляцию как разрезов, так и турбидитов и выявление направления суспензионных течений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977). Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа//Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 57, 81с.
2. Вассоевич Н.Б. (1948). Флиш и методика его изучения. Л.-М.

Гостоптехиздат. с. 216.

3. **Вассоевич Н. Б.** (1951). Условия образования флиша. Л.-М. Гостоптехиздат, с. 240.

4. **Чихрадзе Г. А.** (1998). О методике изучения карбонатного флиша ЮСБК. // Проблемы осадочной геологии. Тез. докл. СПб., с. 27-28.

5. **G. Chikhradze, N. Gagnidze.** Some questions of stratification of Upper Jurassic-Cretaceous Carbonate Flysh of the Georgian Military road. Bulletin of the Georgian Academy of sciences. 156, №2, 1997. pp. 256-259.

ბ. ჩიხრაძე

**კავკასიონის სამხრეთი ფერდის კარბონატული ფლიშის
შესწავლის მეთოდის დაზუსტება**

რეზიუმე

კირქვიან ფლიშურ ნალექებს მნიშვნელოვანი ადგილი უჭირავს კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე საქართველოს ტერიტორიაზე. ამ სტატიაში მოცემულია მდ. არაგვის აუზის შოვი-ფასანაურის ქვეზონაში, საქართველოს სამხედრო გზის გასწვრივ გავრცელებული ზედა ცარცული კარბონატული, ფლიშური ნალექების შესწავლის დაზუსტებული მეთოდი. გეოლოგიური ქრილის აღწერისას შრეების აქამდე გავრცელებული დასახელება, როგორც: "ფლიშური რიტმის ელემენტები", "პირველი, მეორე და მესამე ჯამური ნაფენები", რეკომენდებულია შეიცვალოს კირქვა-მერგელის, კირქვა-არგილიტის ციკლებით, ხოლო მათში განლაგებული მარცვლოვანი ქანი-ტურბიდიტი, აღწერილი იქნეს როგორც დამოუკიდებელი, თუმცა პარაგენეტიული წარმონაქმნი.

G. CHIKHRADZE

**DEFINED MORE PRECIESLY METHOD OF STUDYNG OF THE
CARBONATE FLYSH OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE GREAT
CAUCASus**

Summary

Carbonate flysch sediments take an important place on the southern slope of Caucasus in Georgia. Here is given the defined more precisely method of studying of the Upper Cretaceous flysch formation of the Shovi-Pasanauri subzone of the Aragvi rivergoarge, wide spread along the Geogian Millitary road. In time of description of the geological section it is recomended to change the names of the layers so far spreaded as "flysch rhythm elements", "the first, second and third summary layers" as limestone-marl cycles, and grained rocks turbidites, interbened among them, to be described as an independent but paragenetic formations.

ზ. ტატაშიძე, კ. ნიქარიშვილი, გ. ბელაძე

საქართველოს უღრმესი კარსტული უფსკრულები (ენინასნარი მონაცემები)

საქართველო მღვიმე – გამოქვაბულებით ერთ-ერთი უმდიდრესი რეგიონია დედამიწის ზურგზე. უკანასკნელი ოთხი ათეული წლის მანძილზე ბევრი რამ გაკეთდა ჩვენი ქვეყნის მიწისქვეშა სამყაროს – მღვიმე-უფსკრულების კვლევის საქმეში, რაშიც ღირსეული წვლილი შეაქვთ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ვახუშტი ბაგრატიონის სახელობის გეოგრაფიის ინსტიტუტს, ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტის გეომორფოლოგია-გეოეკოლოგიის კათედრას, სხვა დანესებულებების სპელეო-საექსპედიციო რაზმებს. ყოველ წელს ახალ-ახალი აღმოჩენები მოაქვს, სისტემატურად ივსება და მდიდრდება საქართველოს კარსტული მღვიმეების კადასტრი, რომელშიც თავმოყრილია საქართველოს თითქმის ყველა დიდი თუ მცირე მღვიმის საკადასტრო ინფორმაციები.

2001 წლის 1. 1 მონაცემებით, ჩვენს ქვეყანაში აღრიცხული და ნაწილობრივ გამოკვლეული კარსტული სიღრუეების რიცხვმა უკვე 1200-ს გადააჭარბა. მათი ჯამური სიგრძე 200 კმ-მდე, ხოლო სიღრმე 50 კმ-მდეა, რაც საგრძნობლად აღემატება 1989 წლის ანალოგიურ მონაცემებს (ტინტილოზოვი (ტატაშიძე), ყიფიანი, ნიქარიშვილი, 1990). თუ 80-იანი წლების დასასრულს საქართველოს ტერიტორიაზე 1080-მდე კარსტული მღვიმე იყო რეგისტრირებული, ამჟამად მათი რიცხვი 150 ერთეულით გაიზარდა.

გამოკვლევულ სიღრუეთა დიდი ნაწილი (65%) საშუალო და მაღალმთიანი კირქვული რაიონების წილად მოდის. აქედან 550-მდე (47%) სპელეობიექტი გაგრისა და ბზიფის კირქვული მასივების თხემურ მოვაკებებზეა (ზღ. დ. 1900-2400 მ) რეგისტრირებული; 200-მდე – საშუალო და მაღალმთიან მასივებზე, 380 (32%) – მთისწინეთისა და მთათაშორისი ბარის კირქვულ მასივებზე, ხოლო 50 (4%) – ბარის ზონის კირქვულ კონგლომერატებსა და ბრეჭიებშია განვითარებული.

კადასტრირებული 452 სუბჰორიზონტული მღვიმიდან 100 მ-მდე სიგრძისაა 296 (65%), 101 მ-დან 500 მ-მდე – 117 (26%), 501 მ-დან 2000 მ-მდე 30 (7%), ხოლო 2000 მ-ზე გრძელი 9 (2%) მღვიმე. ჩვენი და ჩვენი კოლეგების (დუბლიანსკი, ილიუხინი, 1982; დუბლიანსკი, ტატაშიძე და სხვ., 1987; კლიმჩუკი, 1990; მავლიუდოვი, მოროზოვი, 1984 და სხვ.) მიერ გამოკვლეული 780-მდე ვერტიკალური სიღრუედან 100 მ-მდე სიღრმისაა 692 (89%), 101-500 მ-მდე 72 (9%), 501-1000 მ-მდე 8 (1%), ხოლო 1000 მ-ზე ღრმა – 5 (1%) ობიექტი (ცხრ.1).

სიღრმეები და სიარქები	შავი, გახავი და უსაკრავი		მღვიმეები (სუბჰორიზონტული)	
	რაოდენობა	ლა %	რაოდენობა	ლა %
<20	300 (38,6)		4045	90 (19,9)
21-50	279 (35,9)		9580	124 (27,4)
51-100	113 (14,5)		8019	82 (18,1)
101-200	42 (5,4)		6566	60 (13,4)
201-300	20 (2,7)		4869	37 (8,2)
301-400	3 (0,4)		1525	12 (2,7)
401-500	7 (0,9)		3132	8 (1,7)
501-1000	8 (1,0)		6636	18 (4,0)
1001-2000	5 (0,6)		7226	12 (2,6)
2001-3000	—		165	5 (1,1)
>3001	—		189	4 (0,9)
სულ	777		49476	452
1.1.1989 წლისათვის	673		43099	405

ცხრილი 1. საქართველოს კარსტული მღვიმეების მორფომეტრიული მაჩვენებლები (2001. 1. 1)

მოპოვებული შედეგებით და პერსპექტივებით აშკარად გამოირჩევა ბზიფისა (ფართობი 560 კმ²) და არაბიკის (542,5 კმ²) კირქვული მასივები, რაც მათი სისტემატური შესწავლის შედეგია. აღსანიშნავია, რომ სწორედ არაბიკის კირქვულ მასივზე, ამავე სახელწოდების მღვიმური სისტემის არეალში, რომელიც

მოიცავს ნაწილობრივ უკვე შესწავლილ ჭებსა და შახტებს (კრუბერის სახ., ბერჭილის, ჰენრიხის სახ., არაბიკის და სხვ. მღვიმეებს), 2001 წლის იანვარში სარეკორდო ჩაშვება განხორციელდა კრუბერის სახ. უფსკრულიდან (იხ.ნახ.), რომლის აღმოჩენისა და შესწავლის პატივი ჯერ კიდევ 1960 წელს წილად ხვდა ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის სპელეოსაექსპედიციო რაზმს პროფ. ლ. მარუაშვილის ხელმძღვანელობით. იმ ხანად 150 მეტრის სიღრმეზე, მკვლევარებს გზა გადაუღობა ვინრო, ვერტიკალურმა ნაპრალმა, რომლის გადალახვა მესანგრული სამუშაოების ჩატარებას მოითხოვდა. თანაც ექსპედიციას სადაზვერვო ხასიათი ჰქონდა. დაზვერვით სამუშაოებში მონაწილეობდნენ ზ. ტატაშიძე, თ. კიკნაძე, დ. ტაბიძე, ჯ. ჯიშკარიანი, ჭ.ჯანელიძე და სხვ. (მარუაშვილი, ტინტილოზოვი, ჩანგაშვილი, 1961). XX საუკუნის დასასრულს და XXI ს-ის დასაწყისში, უკრაინის სპელეო ასოციაციის რაზმმა, კრუბერის უფსკრულის კვლევა განაახლა. ჩინებულად განვრთნილმა და აღჭურვილმა რაზმმა მასში შთამბეჭდავ წარმატებას მიაღწია – ჩააღწია 1710 მ სიღრმემდე, რითაც არაბიკის მღვიმური სისტემა და კერძოდ, ქართველი მკვლევარების მიერ მიკვლეული და ნაწილობრივ შესწავლილი ა. კრუბერის სახ. უფსკრული, მსოფლიოს უღრმეს კარსტულ უფსკრულებს სათავეში მოექცა.

სამწუხაროდ, ჩვენს მიერ სახელდებული და ამჯერად უკვე "რეკორდსმენი სიღრუე", რომელიც მთიანი მხარეების ცნობილი მკვლევარის – ა. კრუბერის სახელს ატარებს, რატომღაც ე.წ. "ვორონიას" სახელით მოინათლა*.

შთამბეჭდავია ის ფაქტი, რომ 1000 მ-ზე ღრმა ექვსი კარსტული უფსკრულიდან, რაც დღესდღეობით რეგისტრირებულია ყოფილ სსრ კავშირის სივრცეში, ხუთი გიგანტური მღვიმე საქართველოშია, კერძოდ, არაბიკისა და ბზიფის კირქვეულ მასივებზე. ესენია: კრუბერის სახელობის (სიღრმე 1710 მ), ვიაჩ. პანტიუხინის სახ. (1508 მ), თოვლიან-მეფენის (1370 მ), ილიუხინის სახ. (1240 მ) და ძოუს (1077 მ); აღსანიშნავია აგრეთვე ნაფრას (970 მ), მოსკოვურის (970 მ) და სხვ. პერსპექტიული კარსტული უფსკრულები (ცხრ.2).

აღსანიშნავია შემდეგი ფაქტი: საქართველომ კარსტულ მღვი-

*მსგავს შემთხვევას ადრეც არაერთგზის ჰქონია ადგილი. ამკარად იგრძნობა პოსტსაბჭოური რესპუბლიკების სპელეორაზმების მცდელობა დაამახინჯონ ჩვენი ქვეყნის მღვიმეებსა და უფსკრულების აღმოჩენისა და კვლევის ისტორია (ავტ.).

მლიქმის სახელწოდება	კარსტული მასივი	ჩანასაძვლის სიმაღლე ზღ. დ.	ჯამური სიღრმე, მ.	ჯამური სიგრძე, მ.	შართო- ბი, მ ²	მოცუ- ლობა, მ ³
კრუბერის სახ.	არაბიკის	2230	1710	—	—	—
პანტიუხინის სახ.	ბზიფის	1825	1508	1750	2000	19700
თოვლიან-მეყენი	ბზიფის	1960-2000	1370	21000	63000	1740000
ილიუზინის სახ.	არაბიკის	2300	1240	5870	—	34000
ძოვ	არაბიკის	1800	1077	—	—	—
ნაფრა	ბზიფის	2350	970	3170	69000	92000

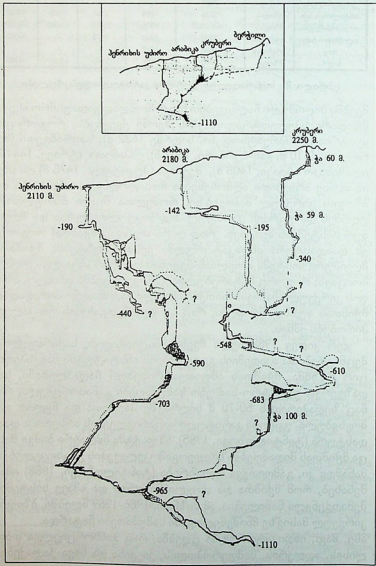
ცხრილი 2. საქართველოს უღრმესი კარსტული უფსკრულები

მეებში სიღრმული ჩაღწევებით საგრძნობლად გადაუსწრო ისეთი მდიდარი სპელეოტრადიციების მქონე ქვეყნებს, როგორცაა ავსტრია (ლამარეტსოფენი, სიღრმე 1632 მ), საფრანგეთი (მიროლდა, 1610 მ; ჟან-ბერნარი, 1602 მ), ესპანეთი (ტრავე, 1441 მ; ილამინაკო ატეაკი, 1408 მ), მექსიკა (ჰუაიუტლა, 1475 მ) და სხვ. ამ მხრივ არსებითი აღმოჩენებია მოსალოდნელი არაბიკისა და ბზიფის კირქვულ მასივებზე, რომელთა წიაღი მსოფლიოში უღრმეს და უგრძეს კარსტულ-ჰიდროგეოლოგიურსა და მღვიმურ სისტემებს შეიცავს. რად ღირს თუნდაც მჭიშთა! როგორც ეს დაადასტურა ინდიკატორულმა ექსპერიმენტებმა მჭიშთას მღვიმური სისტემა თოვლიან-მეყენის და ბევრ სხვა უფსკრულს მოიცავს; როგორც ჩატარებულმა გამოკვლევებმა ცხადყო, ბზიფის კირქვული მასივის თითქმის მთელი ჩამონადენი ძირითადად მჭიშთას აუზში იწრიტება, რაც აქ მღვიმეთგაჩენის უნიკალურ პირობებს ქმნის.

ჯერ კიდევ 1982 წელს ჩვენი ინიციატივით, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის საექსპედიციო რაზმმა, მჭიშთას ამფითეატრისებურ ჩადაბლებაში, სადაზვერვო ელექტრო-საძიებო სამუშაოები განახორციელა, რამაც ზედაპირიდან 50-70 მ სიღრმეზე ჰაერიოთა და ნყლით გამოვსებული უცნობი კარსტული სიცარიელეების არსებობა დაადასტურა (ტინტილოზოვი, 1985). ამ ფაქტმა მძლავრი ბიძგი მისცა მჭიშთას მიდამოებში სპელეოგამოკვლევების გაცხოველებას. მანამდე კი, გამოითქვა მოსაზრება (ტინტილოზოვი, 1988) იმის შესახებ, რომ მჭიშთა და თოვლიანი ერთი და იმავე სისტემის შემადგენელი ნაწილებია. ამ მიზნით, 1986-1989 წლებში, ბზიფის კირქვულ მასივზე მნიშვნელოვანი სამუშაოები ჩატარდა.

ასე, მაგ., ინდიკატორულმა ცდებმა, რაც განხორციელდა თბილისის, ადღერის, სიმფეროპოლის, კიევისა და სხვა ქალაქების

კრუბერის მღვიმური სისტემა (ზედა ნაწილი)



საექსპედიციო რაზმების მიერ, ერთობლივად შემუშავებული მეცნიერული კვლევის პროგრამის შესაბამისად, ექვმიუტანლად დაადასტურა ბზიფის კირქვული მასივის ნიაღში მჭიშთას მღვიმური სისტემის არსებობა. მისი ზედა რგოლი თოვლიან-მეყენისა (ჩასასვლელების სიმაღლე 1960-2000 მ) და ნაფრას (ზღ.დ. 2350 მ) კარსტულ უფსკრულთა სისტემა აღმოჩნდა, ხოლო ქვედა – საკუთრივ მჭიშთას გამოსასვლელები (ზღ.დ. 5-70 მ). აღნიშნულ პუნქტებს შორის წყლების შეღებვით დადასტურდა მჭიშთას მღვიმური სისტემის ძირითადი მაგისტრალის 35 კმ-იან მონაკვეთზე მიწისქვეშა ნაკადის მოძრაობის საშუალო დღეღამური სიჩქარე – 1,8-2,2 კმ (ტინტილოზოვი, რეზვანი და სხვ., 1989).

1987-1988 წლებში კვლავ განხორციელდა ერთობლივი ინდიკატორული ექსპერიმენტები, ამჯერად მჭიშთას ვოკლუზის ჩრდილო-დასავლეთით, ბზიფის თხემურ და თხემისპირა ზოლის მღვიმური ნაკადების ტრასირების მიზნით. ასე, მაგ., ნაფრას უფსკრულში გამდინარე ნაკადში განზავებული საღებავიც მჭიშთაში მოგვევლინა /ნაფრა-მჭიშთას კარსტული ჰიდროგეოლოგიური სისტემა უღრმესია (2345 მ) დედამიწაზე/ (ტინტილოზოვი, ყიფიანი, ნიქარიშვილი, 1988).

ექსპერიმენტულად დადასტურებული ღრმა კარსტული ჰიდროგეოლოგიური სისტემები მიკვლეულია აგრეთვე არაბიკის მასივზე. კერძოდ, სპეციალური საღებავით ნიშანდებული იქნა ილიუხინის სახ. და არაბიკის მღვიმური სისტემის მიწისქვეშა ნაკადები, შესაბამისად, 700 და 500 მ სიღრმეზე. პირდაპირი მანძილი წყალშეღებვის ადგილიდან მათ სავარაუდო გამოსასვლელებამდე 15 კმ არ აღემატება. მანძილი არც ისე დიდია, მაგრამ შეღებილი წყალი რეპრუასა და ცივწყალას ვოკლუზებში მე-16 დღეს გამოჩნდა. ილიუხინ-რეპრუას ჰიდროგეოლოგიური სისტემის სიღრმემ 2307 მ შეადგინა. აქვე უნდა ითქვას: ესოდენ ღრმა კარსტული ჰიდროგეოლოგიური სისტემები უცნობია დედამიწაზე (ბოლო დრომდე ჩვენი პლანეტის უღრმეს კარსტულ ჰიდროგეოლოგიურ სისტემად მიჩნეული იყო პიერ-სენ მარტენ-ბიგუაკი, საფრანგეთში, სიღრმე 1610 მ). ამ სისტემების კავშირი აფხაზეთის ზღვისპირა საკურორტო ზონის წყალმომარაგებისათვის ფართოდ გამოყენებულ ნაკადებთან (მჭიშთა, რეპრუა, ცივწყალა და სხვ.) მნიშვნელოვან პრაქტიკულ ინტერესსაც იძენს. საქართველოს სიღრმული კარსტის კვლევა გრძელდება.

80-იან წლებში მნიშვნელოვანი სპელეოაღმოჩენა მოხდა წყალ-

ტუბოს ზონის ს. ყუმისთავის მიდამოებში. აქ, გეოგრაფიის ინსტიტუტის საექსპედიციო რაზმმა (ხელმძღვ. ჯ.ჯიშკარიანი) მიაკვლია დღემდე უცნობ მღვიმეს, რომლის დერეფნები კალციტის უნიკალური მინერალური აგრეგატებით არის დამშვენებული. "წყალტუბო" რთული, მრავალკარიანი და მრავალსართულიანი სისტემა აღმოჩნდა. აგეგმილი მინისქვეშა ტალანებისა და წყლიანი დერეფნების ჯამურმა სიგრძემ უკვე 15 კმ-ს გადააჭარბა, მაგრამ ეს ზღვარი როდია. მომავალში აქ მნიშვნელოვან სპელეოაღმოჩენებს ველით. ამჟამად მსოფლიოში აღრიცხულ 130 ათასზე მეტი კარსტული მღვიმიდან 50 კმ-ზე გრძელია 26, ხოლო 100 კმ-ზე გრძელი – 6 მღვიმე. დედამიწის უდიდესი მღვიმეების სამეულში შედიან ფლინტ-მამონტი (სიგრძე 563,3 კმ, აშშ), ოპტიმისტური (212 კმ, უკრაინა) და პელლოხი (175,2 კმ, შვეიცარია). შესაძლებელია თუ არა საქართველოში აღნიშნული მღვიმეების სადარი სისტემების მიკვლევა? საგულისხმოა აღინიშნოს, რომ იმ მასივების ფართობები, რომლებშიც ზემოთ აღნიშნული მსოფლიოს უგრძესი მღვიმეებია ჩასახული, საგრძობლად ჩამორჩებიან საქართველოს კარსტული ზოლის დასავლეთ პერიფერიაზე მდებარე ბზიფის (150 კმ²), ასხისა (200 კმ²) და არაბიკის (100 კმ²) უდიდესი მინისქვეშა ნაკადების წყალშემკრები აუზების ფართობებს, რომლებშიც მჭიმთას, ნაჩხურასა და ციფწყალას წყალუხვი მინისქვეშა ნაკადები გაედინებიან (ცხრ. 3).

ეს კი გვაძლევს უფლებას საქართველოს მინისქვეშა წყალუხვ მდინარეთა აუზებში გიგანტური მღვიმური სისტემების არსებობა ვივარაუდოთ. საქართველოში სპელეოგამოკვლევების მართლაც ჩინებული პერსპექტივებია.

ცხრილი 3. ზოგიერთი მონაცემი დედამიწის უგრძესი მღვიმეების განვითარების პირობებზე

№	მღვიმის სახელწოდება	გრძობი სიგრძე, კმ	მინისქვეშა ფართობი, რომლის მასივშია მღვიმე, კმ ²	მინისქვეშა ნაკადების ფართობი, კმ ²
1	ფლინტ მამონტი, აშშ	563,3	35-45	10,5X8,5
2	ოპტიმისტური, უკრაინა	212,0	1,5	1,9X2,2
3	პელლოხი, შვეიცარია	175,0	5,5	5X2,5
4	მჭიმთა, საქართველო	30,0	150	30X15
5	ნაჩხურა, საქართველო	?	200	25X25
6	ციფწყალა, საქართველო	?	100	13X11

1. ტინტილოზვი (ტატაშიძე) ზ. - საქართველოს მინისქვეშა კარსტი. - კრებ.: საქართველოს სპელეოლოგიის პრობლემები. თბ., 1985.
2. ტინტილოზვი (ტატაშიძე) ზ. - ბზიფის მასივის კარსტი და მღვიმეები. თბ., 1988.
3. ტინტილოზვი (ტატაშიძე) ზ., ყიფიანი შ., ნიქარიშვილი კ. - ბზიფის კირქვული მასივის გლაციალური თავისებურებანი. - საქ. სსრ. გეოგრ. საზოგად. შრ., XVII, 1988.
4. ტინტილოზვი (ტატაშიძე) ზ., ყიფიანი შ., ნიქარიშვილი კ. და სხვ. - ახალი მონაცემები მჭიშთას მღვიმური სისტემის კვლევის შესახებ. ვახუშტი ბაგრატიონის სახ. გეოგრ. ინსტ. სამეცნ. სესია. თბ., 1988.
5. ტინტილოზვი (ტატაშიძე) ზ., ყიფიანი შ., ნიქარიშვილი კ. - საქართველოს კარსტული მღვიმეების მორფომეტრიული ანალიზი. - საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, 137, '1, 1990.
6. Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. - М., 1982.
7. Дублянский В.Н., Тинтилозов З.К., Климчук А.Б. и др. Крупные карстовые полости СССР. Спелеологические провинции Большого и Малого Кавказа. - Киев, 1987.
8. Кикнадзе Т.З. Карст массива Арабика. - Тб., 1972.
9. Климчук А.Б. Карстовые водоносные системы массива Арабика. Пещеры. Пермь, 1990.
10. Климчук А.Б., Кисилев В.Э. Крупнейшие карстовые полости СССР. - Пещеры. Пермь, 1984.
11. Мавлюдов Б.Р., Морозов А.И. Пропасть Снежная. - Пещеры, 19, Пермь, 1984.
12. Маруашвили Л.И., Тинтилозов З.К., Чангашвили Г.З. Результаты спелеологических исследований известнякового массива Арабика в 1960 г. - Сообщ. АН ГССР, т. 26, №5, 1961.
13. Тинтилозов (Таташидзе) З.К. Карстовые пещеры Грузии. Тб., 1976.
14. Тинтилозов (Таташидзе) З.К., Резван В.Д. и др., Некоторые результаты исследований Мчиштинской пещерной и карстовой гидрогеологической системы. Сообщ. АН ГССР, 135, №3, 1989.

ГРУЗИЯ – ЦАРСТВО ГЛУБОЧАЙШИХ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ НА ЗЕМЛЕ

Резюме

По перспективе спелеоисследований и по количеству уже разведанных карстовых полостей Грузия является одним из богатейших регионов Земли. На 1. 01.2001 г. количество выявленных и частично исследованных карстовых полостей Грузии превысило 1200, с суммарной длиной более 200 км и глубиной до 50 км. Протяженность пещер изменяется в широких пределах: длину менее 100 м имеют 296 (65%) из 452 субгоризонтальных и наклонных пещер, от 101 до 500 м – 117 (26%), от 501 до 2000 м – 30 (7%) и более 2001 м – 9 (2%). Глубину менее 100 м имеют 692 (89%) из 777 вертикальных полостей, от 101 до 500 м 72 (9%), от 501 до 1000 м – 8 (1%) и глубиной более 1000 м – 5 (1%). Среди них – глубочайшая на нашей планете – Арабикская пещерная система (1710 м), а также пропасть им. Пантюхина (1508 м), Снежная-Меженного (1370 м), Илюхина (1240 м), Дзюу (1077 м) и др.

В бассейне р. Мчишта (Бзыбский известняковый массив) предполагается наличие гигантской пещерной системы, суммарной длиной в несколько сот километров.

Z. TATASHIDZE, K. TSIKARISHVILI, G. GELADZE

GEORGIA – THE REALM OF THE EARTH'S DEEPEST KARST VOIDS

Summary

Per the amount of investigated karst voids and speleo-potential Georgia represents one of the richest regions in the earth. Amount of the registered and partly explored karst voids surpassed 1200 by 1. 01. 2001. Their overall length is over 200km and depth is up to 50km. Cave range varies greatly: Out of 452 subhorizontal and inclined caves 296 (65%) are less than 100m length, 117 (26%) are from 101 to 500m, 30 (7%) –from 501 to 2000m and 9 (2%) are over 2001 m. Out of 777 vertical voids 692 (89%) are less than 100m depth, 72 (9%) are from 101 to 500m, 8(1%) are from 501 to 1000m, and 5 (1%) are deeper than 1000m. The deepest cave system in the earth-Arabica is among them (1710m) as well as Pantukhina (1508 m), Snezhnaya-Mezhennogo (1370 m), Ilukhina (1240 m), Dzou (1077 m) et al.

Some hundred km length gigantic cave system is assumed to exist in the river Mtchishta basin (calcareous massif of Bzibi).

რ. გოგაჯიშვილი, ა. ორლოვი

გლაციო-გეოგოგოლოგიური გამოკვლევაები გუნგაშანის მასივში

(სინო-ტიბეტის მთები, ჩინეთი)

სინო-ტიბეტის მთები კუნენ-ლუნის ქედის ოროგრაფიული გავრცელება აღმოსავლეთ ტიბეტში. ეს მთები მერიდიანული მიმართულებით ხასიათდებიან. ამ სისტემაში შედის გუნგაშანის მასივი, რომელიც ტიბეტის მთიანეთის აღმოსავლეთ საზღვარს წარმოადგენს. თავისი მაღალი მორფომეტრიული მაჩვენებლებით მკვეთრად გამოიყოფა სინო-ტიბეტში. მისი უმაღლესი მწვერვალია მინაგონგა 7556 მ სიმაღლით, ხოლო ქედის მთელი რიგი მონაკვეთები 6000 მ აღემატება.

გუნგაშანის მასივის რელიეფი გამოირჩევა რთული გეოლოგიური აგებულებით და ტექტონიკური სტრუქტურებისა და რელიეფის რთული ურთიერთდამოკიდებულებით (Li Zhonywu and other, 1983, Основы тектоники Китая, 1962).

საკვლევი რაიონი მორფოსტრუქტურული თვალსაზრისით განლაგებულია სხვადასხვა რიგის გეოტექტონიკურ ზონაში, თუმცა ეს უკანასკნელი პირდაპირაა არეკლილი რელიეფში. ტექტონიკურად გუნგაშანის მასივი ეკუთვნის სიკან-იუნანის ბაქნურ ანტიკლინორიუმს, რომელსაც მთლიანობაში მერიდიანული გავრცელება აქვს. რელიეფის მორფოლოგიური, მორფომეტრიული და ტექტონიკური თავისებურებები საშუალებას გვაძლევს გამოვყოთ მეორე რიგის შემდეგი მორფოსტრუქტურები:

მაღლა აზიდული ჰორსტ-ანტიკლინური სტრუქტურის გუნგაშანის წყალგამყოფი ქედი და ეროზიულ-ტექტონიკური ხეობები (მდინარეების: დადუხე, ჟიუჩე-გომბა, ილიშონი). ეს მორფოსტრუქტურები მერიდიანული გავრცელებით ხასიათდებიან და



ერთმანეთისგან განსხვავდებიან რელიეფის ვერტიკალური მოძრაობის განსხვავებული ტემპებით და ეგზოდინამიკური პროცესების გამოვლენის ინტენსივობით. ბუნებას გუნგაშანის მასივზე კარგად გამოხატული ვერტიკალური ზონალობა ახასიათებს. გეომორფოლოგიური თვალთახედვით აქ გამოიყოფა შემდეგი სიმაღლითი ზონები:

I - საშუალომთიანი ეროზიულ-აკუმულაციური რელიეფი 2000-2500 მ სიმაღლემდე (ნახ. 1).

II - მაღალმთიანი ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფი თანამედროვე და ძველი გამყინვარების ნიშნებით (2000-2500 მ-დან 4000-4500 მ-დე).

III - მაღალმთიანი ნივალურ-გლაციალური რელიეფი (4000-4500 მ-დან მაღლა).

თანამედროვე მყინვარები. გამყინვარების ძირითად კერას წარმოადგენს მაღლა აზიდული ცენტრალური ნაწილი, სადაც რელიეფის სიმაღლე 6000 მ-ს აღემატება. გუნგაშანის მასივი კლიმატურად ტროპიკული სარტყელის ჩრდილოეთ ნაწილში მდებარეობს და მუსონური ჰავის გავლენას განიცდის. მყინვარების კვება ორჯერ ხდება - ზამთრისა და ზაფხულის მუსონების დროს. ნალექების რაოდენობა 1000-1500 მმ-ია.

გუნგაშანის მასივის მერიდიანული მიმართულების გამო მყინვარები ძირითადად განლაგებულია მის აღმოსავლეთ ან დასავლეთ კალთებზე და, ბუნებრივია, ექსპოზიციის მიხედვით აქაური მყინვარები, როგორც რაოდენობით, ასევე ფართობითაც ეკუთვნიან აღმოსავლეთის ან დასავლეთის რუშბების მიმართულებას.

საკვლევ რეგიონში გვხვდება შემდეგი მორფოლოგიური ტიპის მყინვარები: ხეობის - რთული, ხეობის, კარული, დაკიდული. მწვერვალ მინა-გონგას დასავლეთ ფერდობზე მდებარეობს ერთ-ერთი დიდი მყინვარი - გომბა. იგი ორი ნაკადისაგან შედგება - დიდი გომბა და პატარა გომბა. დიდი გომბას სიგრძეა 12.0 კმ, ფართობი კი 25.6 კმ². მორფოლოგიურად მყინვარი ორ ნაწილად იყოფა: მკვებავი აუზი და ენა. მისი ენა მთლიანად დაფარულია ზედაპირული მორენებით, რაც იცავს მყინვარის ზედაპირს აბლაციისაგან. ამიტომაცაა, რომ მყინვარ გომბას ენის ბოლომ, უკანასკნელ 150 წელიწადში, უკან დაიხია 90-100 მეტრით. მყინვარ პატარა გომბას ენაც მსგავსია დიდი გომბასი, მათი შეერთების ადგილას (4100 მ) ზედაპირი ძლიერ ჩაზნექილია, ხოლო ზოგიერთ მონაკვეთში განყვეტილიცაა. დღეს ისინი პასიურ კონტაქტში იმყოფებიან და უახლოეს დროში ერთმანეთს დასცილდებიან.

მწვერვალ მინა-გონგას აღმოსავლეთ კალთაზე მდებარეობს მყინვარი ჰაილოგოუ. მისი ფართობი 23.7 კმ², სიგრძე კი 13.5 კმ. მყინვარის ფირნს საინტერესო მორფოლოგიური ნიშნები აქვს. მარცხენა მხარე რელიეფში ღრმად არის ჩამჯდარი და მისი მიმართულებით ხდება მყინვარის ძირითადი მასის გადაადგილება, ზედაპირი ნაპრალიანია და შედარებით ნაკლები დახრილობით ხასიათდება. ფირნის მარჯვენა მხარე ძლიერ დახრილია და აშლილნაპრალოვანი. მყინვარი ფირნიდან გამოსვლის შემდეგ ივითარებს 1.0-1.5 კმ სიმაღლის ყინულვარდნის, ამის შემდეგ იწყება მყინვარის ენა, რომლის სიგრძე 9.0 კმ-ია. მყინვარის ენა რელიეფში ღრმად არის ჩამჯდარი (შეფარდებითი სიმაღლე 2000-2500 მ). მყინვარის ზედაპირი დანაპრალებულია და სხვადასხვა ხარისხითაა დანაგვიანებული. ზედაპირული აბლაცია ინტენსიურია 10-15 მ/წელიწადში. ასეთი აბლაციის პირობებში მყინვარის ენაც სწრაფად უნდა იხევდეს უკან, მაგრამ მას აწინააღმდეგებს მყინვარის წლიური მოძრაობის სიჩქარე – აქ ყინულის მოძრაობა მყინვარში 250-300 მ-ია წელიწადში. მყინვარის სისქე ენის მიდამოებში საშუალოდ 40-50 მეტრია. მყინვარ ჰაილოგოუს კარგად გამოხატული გვერდით სტადიალური მორენები აქვს, რომლებიც მყინვარიდან 1.5 კმ-ზე, 2820 მ-ზე ირკალებიან და მთავრდებიან, ბოლო სტადიალური მორენა გარეცხილია. სტადიალური მორენის შიგნით სუსტად არის გამოხატული რამდენიმე მიკროსტადიალური მორენა, რაც მყინვარის ენის საერთო უკან დახვევის ფონზე, მის წინ წამოწევაზე მიგვანიშნებს. საინტერესოა, რომ მყინვარი ჰაილოგოუ და მისი აუზის რელიეფი ძლიერ ნააგავს კავკასიონის მყინვარს – ჭალაათს.

საველე მუშაობის დროს ჩვენს მიერ განსაზღვრულ იქნა თოვლისა და ფირნის ხაზების მდებარეობა ცალკეული მყინვარებისა და ზოგიერთ მცირე მდინარეთა აუზებში. ამ მონაცემების განზოგადება მთელი გუნგაშანის მასივისათვის არ იქნებოდა დამაჯერებელი, ამიტომ თანამედროვე ფირნის ხაზის მდებარეობა ძირითადი მყინვარული აუზებისათვის განვსაზღვრეთ ტოპოგრაფიული რუკების დახმარებით, გეფერის მეთოდით. გუნგაშანის მასივზე ფირნის ხაზი საშუალოდ მდებარეობს 5000-5200 მ სიმაღლეზე. ჩინელი გლაციოლოგების მონაცემებით და ჩვენი დაკვირვებით თოვლის ხაზი მდებარეობს 5800-6000 მ-ის სიმაღლეზე.

ძველი გამყინვარება. გუნგაშანის მასივის პალეოგლაციური პირობების ცვალებადობის სრული სურათის აღდგენა ზედა პლეისტოცენსა და ჰოლოცენში ძალზე გაძნელებულია პალეობი-

ოლოგიური და არქეოლოგიური მასალების უქონლობის გამო. რელიეფის მორფოსკულპტურული ფორმების აბსოლუტური ასაკი თითქმის არ გვაქვს. მიუხედავად ამისა, ველად მოპოვებული გლაციო-გეომორფოლოგიური მასალების ანალიზი და ჩვენს მიერ დამუშავებული ახალი მეთოდი (Gobejishvili, 2000. Gobejishvili, Orlov, 2000) საშუალებას გვაძლევს აღვადგინოთ მყინვარების დინამიკა დროსა და სივრცეში (ცხრ. 1, ნახ. 1).

მყინვარ გომბას აუზი. აქ ძველი გამყინვარების ნიშნები გვხვდება 3000 მ სიმაღლიდან. სოფლების ცუმეი-უსინდას (ვეიშიდას) მიდამოებში მდ. გომბას მარჯვენა მხარეზე გვაქვს 4.0 კმ სიგრძის ეროზიული სერი; იგი აგებულია ტრიასული ასაკის ქანებით და მდინარის კალაპოტიდან 200-250 მ სიმაღლისაა. ამ სერის წყალგამყოფ ზედაპირზე და ფერდობზე გვაქვს 5-10 მ-მდე სისქის მყინვარული მასალა. გვერდითი მორენა ორსაფეხურია-ნია. მორენების აგებულებაში სჭარბობს მყინვარ გომბას აუზიდან მოტანილი კრისტალური ქანები. მორენულ საფეხურებს შორის თითქმის ყველგან ძირითადი ქანები გამოდის. მათ შორის სიმაღლეთა სხვაობა 30-40 მ-ია. მორენების ასეთი განლაგება იმაზე მიგვანიშნებს, რომ ისინი სხვადასხვა პერიოდშია წარმოქმნილი.

სოფ. უსინდას მიდამოებში ხეობა ტროგულია, ზოგიერთ ადგილას კი ძლიერ სახეცვლილი, უფრო ქვემოთ ხეობაში ციცაბო ფერდობების გამო გვერდითი მორენები სუსტადაა შემორჩენილი. სოფ. უსინდას მიდამოებში ტროგის ძირი ეროზიული პროცესებით ჩაჭრილია და აქ 3 ტერასა გვაქვს. ხეობის მორფოლოგიური ანალიზი და ზედა ტერასიდან აღებული ტორფის ასაკი – 15000 წ. გვიჩვენებს (მაჩიუხას შეტყობინებით), რომ გვერდითი და ფსკერის მორენები წარმოქმნილია ზედა პლეისტოცენის გამყინვარების დროს. ამ მორენას ვიურმულად თვლის ა. ჰეიმიც (1936).

პირველი გვერდითი სტადიალური მორენა მოყენილია ვიურმის მორენულ ფერდობზე და უსინდას ტერიტორიაზე ბოლო მორენაზე გადადის. მყინვარული ლოდები დიდი რაოდენობით გვაქვს მეორე ტერასაზე. ასევე კარგად არის შემორჩენილი რელიეფში მეორე სტადიის დროს წარმოქმნილი მყინვარის გვერდითი და ბოლო მორენები. გვერდითი მორენები მორფოლოგიურად გრძელდებიან მდ. გომბას ხეობაში, გომბას მონასტრამდე. მიუხედავად იმისა, რომ მორენები ტყით არის დაფარული, ისინი რელიეფში ადვილად იკითხებიან.

გომბას მონასტრის ახლოს, ხეობაში, მესამე და მეოთხე სტადიის მორენები გვხვდება. ეს მორენები ერთმანეთთან ძალზე

ახლოს არიან, მესამე მორენა ძლიერ დენუდირებულია, მაგრამ ხეობის ორივე მხარეზე მისი კვალი ნათლად შეიმჩნევა. სამაგიეროდ, მთელი სისრულით არის წარმოდგენილი მეოთხე მორენა. იგი ხეობის ორივე მხარეზეა გამოხატული. ამ გვერდით მორენასა და ფერდობს შორის არის აშენებული სამონასტრო კომპლექსი.

მდ. გომბას აუზში გვაქვს კარგად გამოხატული ნეოგლაციალური მორენები. ფერნაუს სტადიის მორენა ჩამჯდარია ისტორიული სტადიის მორენებში და ზოგჯერ კიდევ გადაფარავს (ნახ. 2).

ძველი გამყინვარების თვალსაზრისით საინტერესოა მდ. ჟიუჩეს აუზი. ხეობა სათავიდან სოფ. იულენიგუნამდე ტროგულია, ხეობის ძირი რელიეფში ღრმად არის ჩამჯდარი, რის გამოც მდ. ჟიუჩეს გვერდითი ხეობები დაკიდებული ტროგებია. რელიეფის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დაკიდებული ტროგები ჩამოყალიბდა ზედა პლეისტოცენური გამყინვარების დროს. ამის ნათელი მაგალითია მარცხენა შენაკად ტიატლას ხეობა, სადაც სტადიალური მორენები განლაგებულია აუზის შიგნით. ვიურმული გამყინვარების კვალი კარგად არის შემონახული ხეობის ქვემო ნელში, სოფ. იულენიგუნის ტერიტორიაზე. სოფლის თავზე ხეობის ძირიდან 180-200 მ-ის სიმაღლეზე ტრიასული ასაკის რბილ ქანებზე გვაქვს ორი სერი; ისინი აგებულია ჟიუჩეს ზემო ნელიდან მოტანილი კრისტალური ქანებით. პირველი სერი ფერდობზეა მიფენილი და ძლიერ დენუდირებულია, მეორე კი რელიეფში მკვეთრად არის გამოყოფილი. ამ ორ სერს შორის არის ტბა. მეორე სერი მორფოლოგიურად უფრო ახალგაზრდა ჩანს; იგი ფერდობს 2 კილომეტრის სიგრძეზე გაუყვება. ორივე სერი ქ. კანდინის მიმართულებით მოკვეთილია გვერდითი ხეობიდან ჩამოსული ძველი მყინვარის მოქმედებით. ამ მორენების და ხეობის მორფოლოგია იმაზე მიგვანიშნებს, რომ მორენები ქ. კანდინის მიმართულებით გრძელდებოდნენ. ეს მართლაც ასეა. იულენგენიდან 3-4 კმ-ის შემდეგ მეორე მორენა ჰიფსომეტრიულად თანდათან დაბლდება და 70-80 მეტრის სიმაღლის მდინარეულ ტერასას უერთდება. პირველი მორენა კი სუსტად იკითხება რელიეფში, ჩვენი აზრით, მას 130-140 მ სიმაღლის ტერასა შეეფარდება.

თანამედროვე და ძველი გამყინვარების მძლავრ კერას წარმოადგენდა მდ. დადუხეს მარჯვენა შენაკადის მდ. მოსის აუზი, რომელიც მდებარეობს გუნგაშანის მასივის მაღალი, ცენტრალური ნაწილის აღმოსავლეთ კალთაზე. აქ განლაგებულია



მასივის უდიდესი მყინვარები ჰაილოგოუ, იანცგოუ, მოციგოუ და ნამენგოუ, მათი ენები ტყის ზონაში ჩამოდიან (ცხრ. 1). ყველა ეს მყინვარი განლაგებულია ამავე სახელწოდების მდინარეთა აუზებში. მდინარეთა ხეობები თითქმის მთელ სიგრძეზე ტროგულ ფორმას ინარჩუნებენ.

აღნიშნულ მდინარეთა აუზებიდან განსხვავებული მორფოლოგიური პირობებით გამოირჩევა მდ. ჰაილოგოუს აუზი. ხეობა შესართავიდან სოფ. სასუქინამდე ეროზიულია ტერასების და გამოზიდვის კონუსების განვითარებით (1900 მ-მდე). ამის ზემოთ კი ხეობას სახეცვლილი ტროგის ფორმა აქვს. სოფ. სასუქინთან გვაქვს მორენული მასალის და ძირითადი ქანების კონტაქტი; კრისტალური ფიქლებით აგებულ რიგელზე მყინვარის ენა გადადიოდა და მის ძირშივე მთავრდებოდა სოფლის ტერიტორიაზე. თვით სოფელი გაშენებულია 70-80 მ სიმაღლის ფლუვიოგლაციალურ ტერასაზე.

მდ. იანცგოუს ხეობაში ვიურმული მორენა მდებარეობს 2300 მ სიმაღლეზე. მორენის ქვემოთ ხეობის მარცხენა მხარეს ეროზიული ფერდობია, მარჯვნივ კი თითქმის იმავე სიმაღლეზე ვრცელი ფლუვიოგლაციალური ტერასა (50-60 მ). მდ. იანცგოუს ვიურმული პერიოდის გამოზიდვის კონუსი ქმნის მოსის ვაკის ძირითად ნაწილს; დღესაც ხეობაში ხშირია მძლავრი ღვარცოფები. ზოგჯერ ეს ღვარცოფები გლაციალური წარმოშობისაა. მდ. ნამენგოუს ხეობის ბოლოს, მარცხენა მხარეზე 2100 მ სიმაღლეზე ფერდობს ორი მორენული სერი გაუყვება. მორენის სიგრძე 1.5-2.0 კმ-ია, სიმაღლერე 70 მ-მდე. მორენა შედგება ხეობის სათავიდან მოტანილი ლოდნარი გრანიტებით.

გუნგაშანის მასივზე და აღმოსავლეთ ტიბეტში ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე შეიძლება დავასკვნათ:

1. ზედა პლეისტოცენში მომხდარი გამყინვარების კვალი რელიეფში შემორჩენილია როგორც ორი ერთმანეთთან ახლოს მდებარე და მორფოლოგიურად განსხვავებული მორენული სერებით (გვერდითი და ბოლო მორენები). ეს სერები ორი სხვადასხვა დროის გამყინვარებას ეკუთვნის. ამ პერიოდის მყინვარების სიგრძეები თითქმის თანაბარი იყო, ხოლო მათი ენები ერთ ჭრილში, სხვადასხვა სიმაღლეზე მთავრდებოდა. მორფოლოგიურად კარგად გამოხატული გვერდით და ბოლო მორენებს ჩვენ მივაკუთვნებთ ვიურმულ გამყინვარებას (B_1) 18-30 ათასი წელი, ხოლო რელიეფში შედარებით სუსტად შემონახულ გვერდით და ბოლო მორენებს ზედა პლეისტოცენში მომხდარი ვიურმის წინა გამყინვარებას (B_{11}), ასაკით 55-70 ათასი წელი. ამ ორი მორენის

ასაკის ზედა პლეისტოცენურად განსაზღვრის დროს მხედველობაში მივიღეთ უკანასკნელ წლებში ჩატარებული ფართო მასშტაბის გლაციოლოგიური გამოკვლევები გრენლანდიასა და ანტარქტიდაზე (ვ. კოტლიაკოვი, კ. ლორიუსი (1989); ს. შნეიდერი (1989)).

2. მდ. გომბას და ნანილობრივ მდ. ჰაილოგოუს აუზებში ფიქსირებული შედარებით ახალგაზრდა მორენები წარმოქმნილია გვიან პლეისტოცენურ და ჰოლოცენურ პერიოდებში, სტადიალური გამყინვარების შედეგად. სულ დადგენილია ექვსი სტადიალური გამყინვარება, რომელთაგან ბოლო სამი გვიან ჰოლოცენში უნდა წარმოქმნილიყო და მათ ნეოგლაციალურ პერიოდს მივაკუთვნებთ.

3. ვიურმული გამყინვარების დროს გუნგაშანის მასივზე მთახეობათა ტიპის მყინვარები გვექონდა, მათი ენები 2000-3000 მ სიმაღლეზე ჩამოდიოდნენ. მყინვარების სიგრძე, ძირითადად, 2-3-ჯერ მეტი იყო თანამედროვესთან შედარებით.

4. სინო-ტიბეტში თანამედროვე ფირნის ხაზი საშუალოდ 5200 მ სიმაღლეზეა, ხოლო თოვლის ხაზის სიმაღლე 5800-6000 მ შეადგენს. ვიურმის დროს ფირნის ხაზი 1000-1100 მეტრით დაბლა მდებარეობდა თანამედროვესთან შედარებით.

5. სინო-ტიბეტის მთების და, კერძოდ, გუნგაშანის მასივის თანამედროვე მყინვარები რეჟიმით და ხასიათით ძალიან გვანან კავკასიონის მყინვარებს. ზედა პლეისტოცენისა და ჰოლოცენის პერიოდების გამყინვარების დინამიკაში კი სინქრონულობა აღინიშნება.

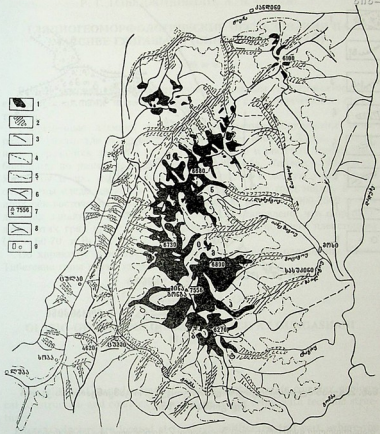
ლიტერატურა

1. Котляков В., Лориус К., Изменения климата за последний ледниково-межледниковый цикл по данным ледяных кернов. Изв. АН СССР, сер. геогр. 1989 г., №3, Москва.
2. Основы тектоники Китая. 1962. М, Госгеолтехиздат.
3. Стивен Г., Шнейдер, Меняющийся климат. В мире науки, 1989, №11, «Мир», Москва.
4. Geographic Expedition in the Gongga Mountain. 1983, Chengdu
5. R. Gobejishvili. Research method of old Glaciation in the mountains. Monsoon climate geomorfologic processes and human activites, Nanjing, China, 2000.
6. R. Gobejishvili, A. Orlov, Reconstruction of late pleistocene glaciation in Subtropical mountains of Eurasia. Monsoon climate geomorfologic processes and human activites, Nanjing, China, 2000.
7. A. Heim, The Glaciation and Solifluction of Minya Gongkaz. Geographical Journal, 87(s). 1936.

ცხრილი 1. გენგანგანის მასივის ტანავორკონი და კვილი (ვიტრ-
მული) გენგანგანის მონოლითიანი მარკანგანგანი

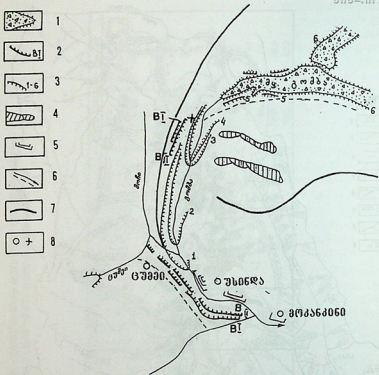


№	გენგანგანის პუნტის მარკანგანგანი	გენგანგანის მარკანგანგანი	ტანავორკონი გენგანგანი			კვილი გენგანგანი		
			სონგანი კმ	გენგანი სონგანი მ.	გენგანგანის პუნტის მარკანგანგანი კმ კმ	სონგანი კმ	გენგანი სონგანი მ.	გენგანგანის პუნტის მარკანგანგანი კმ კმ
1	გენგანი	გენგანი	12	3900	40.3	36.4	3100	89.6
2	გენგანი		4	4430	27.2	20	3550	137
3	გენგანი		6	3200	46.4	31.2	2900	240.3
4	გენგანგანის მარკანგანგანი		4	3050	9.8	18	2900	43.2
5	გენგანგანის მარკანგანგანი		1.5	3750	4.8	9	3450	28.8
6	გენგანგანის მარკანგანგანი		3	3450	4.8	11.4	2800	24
7	გენგანგანის მარკანგანგანი	გენგანგანი	9	3520	25	23.4	2000	63.4
8	გენგანგანის მარკანგანგანი	გენგანგანი	9.5	3720	73	20	2350	154.4
9	გენგანგანის მარკანგანგანი	გენგანგანი	12	3280	27.2	15.6	2550	35
10	გენგანგანის მარკანგანგანი	გენგანგანი	13.5	2940	36.8	36.8	1900	70.4
11	გენგანგანის მარკანგანგანი	გენგანგანი	4	3900	7.4	12.4	2700	23
12	გენგანგანის მარკანგანგანი		3.2	4800	8	10.5	3000	28.8
13	გენგანგანის მარკანგანგანი		3	4400	15	8.4	3280	42.2



ნახ. 1. გუნგაშანის მასივის თანამედროვე და ძველი მყინვარების გავრცელების რუკა.

1. თანამედროვე მყინვარები: გ-გომბა, ჟ-ჟიუჩე, ნ-ნამენგოუ, ი-იანცაგოუ, მ-მოციგოუ, პ-პაილოგოუ, ტ-ტაგოუ, ბ-ბაუნგოუ. 2. ვიურმული მყინვარების გავრცელების საზღვრები (რ. გობეჯიშვილის მიერ შემუშავებული მეთოდით); 3. გვიანპლეისტოცენური ასაკის მორენები; 4. თანამედროვე ნივალურ-გლაციალური ზონის საზღვარი; 5. ნივალურ-გლაციალური ზონის საზღვარი პლეისტოცენში; 6. წყალგამყოფი ქედები; 7. ძირითადი მწვერვალები და უღელტეხილები; 8. ჰიდროგრაფიული ქსელი; 9. დასახლებული პუნქტები.



ნახ. 2. გვიან პლეისტოცენური და პოლოცენური გამყინვარების კვალი მდ. გომბას აუზში.

1. თანამედროვე მყინვარის ენის ზედაპირი; 2. ვიურმული ასაკის მორენები; 3. სტადიალური მორენები; 4. ნეოგლაციალური ასაკის ქვიანი მყინვარები; 5. მდინარული ტერასები; 6. პიდროგრაფიული ქსელი; 7. წყალგამყოფები; 8. დასახლებული პუნქტები და მონასტერი.

ГЛЯЦИОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА МАССИВЕ ГУНГАШАНЬ (СИНО-ТИБЕТ, КИТАЙ)

Резюме

Рельеф массива Гунгашань отличается сложным геологическим строением и сложными взаимосвязями рельефа с тектоническими структурами.

Современные ледники приурочены к высоко приподнятой центральной части, где высота рельефа превышает 6000 м. Здесь, в основном, встречаются ледники долинного, карового и висячего типов. Наибольшими по размерам являются ледники Гомба, Хайлогоу, Моцигоу, Янцзыгоу и др., языки некоторых спускаются в лесную зону. Четко сохранены следы древнего оледенения в виде двух гряд морен. В долинах рек восточного склона они находятся на высотах 2000-2500 м, а в долинах западного склона — 2900-3500 м. Установлено, что формирование этих гряд происходило в разные периоды позднего плейстоцена (B_1 — 60-70 и B_2 — 15-30 тысяча лет назад).

По характеру и режиму современного и древнего оледенения Сино-Тибетские горы имеют сходство с Кавказом.

R. GOBEJISHVILI, A. ORLOV

GLASIO-GEOMORPOLOGICAL RESEACH AT GUNGASHANI MOUNT

Summary

The relief of Gungashan massif is distinguished by its complex geological construction and complex interrelation of the relief with tectonic structures.

Recent glaciers are located at the high uplifted central part, where the relief height exceeds 6000 m. Here we encounter valley, cirque and cliff type glaciers. The largest glaciers are Gomba, Khailogou, Motsigou, Iamtsigou etc., their tongues stretch as far as the forest zone.

The traces of old glaciation in the form of two morainic ridges are well preserved. In the river valleys of the east slope they are at 2900-3500 m. It has been stated of late Pleistocene. (B_1 — 60-70 and B_2 — 18-30 thousand years ago). Depression of snow and firm lines made up 1000-1100 m.

According to the character and regime of old and recent glaciation the mountains of Sino-Tibet great resemblance to the Caucasus.



თ. ნოზაძე, ვ. ლეჟავა, მ. ლეჟავა

**საქართველოს ზოგიერთ რეგიონში
 რელიეფნარმოქმნელი პროცესების
 გეომორფოლოგიური შეფასება-რეკომენდაციები**

გასული საუკუნის მიწურულში განსაკუთრებით ენდო და ეგ-
 ზოდინამიკური პროცესები, რომელიც კაცობრიობას ეკოლო-
 გიურ საფრთხეს უქმნის. ისმის კითხვა: თუ რამ განაპირობა ბუ-
 ნების ასეთი მკვეთრი ცვალებადობა?

როგორც ჩანს, ჩვენს პლანეტაზე, გეოდინამიკურ პრო-
 ცესებთან ერთად გაძლიერდა ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა.

საქართველოს ტერიტორიაზე ეს გამოიხატა: ბოლო ხანებში
 ტყის განუკითხავი გაჩეხვით, მიწის რესურსების წინდაუხედავი
 გამოყენებით, არხების და სხვა ნაგებობათა მშენებლობით და
 სხვა. სტიქიური პროცესების მკვეთრი გაძლიერება შენიშნულია:
 აჭარაში, სამეგრელოში, რაჭაში, იმერეთში, სვანეთში, ქართლში
 და სხვ., რაც აუნაზღაურებელ ზიანს აყენებს მოსახლეობას და
 მათ სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებს; ეროზიის შედეგად
 ყოველწლიურად იკარგება ასეულობით ჰექტარი სავარგულები.
 ძალზე მძიმე მდგომარეობაა გარემოს დაბინძურების თვალსაზ-
 რისითაც (1, 3, 6).

ყოველივე ამის გამო დღის წესრიგში დგას გეოდინამიკური
 პროცესების გაღრმავებული კვლევა და მათ წინააღმდეგ ბრძო-
 ლის სათანადო რეკომენდაციების დამუშავება.

ამასთან დაკავშირებით საჭიროა ყურადღება მიექცეს:

1. საქართველოს რელიეფის დეტალურ გეომორფოლოგიურ
 აგეგმვა-კარტოგრაფირებას და გეოდინამიკური პროცესების

- გამოვლენის თავისებურებებს, ცალკეულ რეგიონებში;
2. ტერიტორიის საინჟინრო-გეომორფოლოგიურ კვლევას;
 3. რელიეფის შესწავლა-შეფასებას სატრანსპორტო გზების გასაყვანად და მათი მდგრადი ფუნქციონირების უზრუნველსაყოფად. მომავალში საქართველოს ბუნების და მეურნეობის მდგრადი განვითარების უზრუნველსაყოფად. ფუნდამენტალურად უნდა დამუშავდეს ღონისძიებები. აქ იგულისხმება: გაანალიზდეს სტიქიური პროცესების საწინააღმდეგოდ შექმნილი ღონისძიებების ეფექტურობა და ახლებურად გადაამუშავდეს არსებული მეთოდოლოგიური საფუძვლები საქართველოსთან მიმართებაში. ამისათვის საჭიროა რიგი კონცეპტუალური საკითხების დამუშავება, რომელიც დაფუძნებული იქნება კვლევის უშუალო შედეგებზე. მათ რიცხვს მიეკუთვნება:
 1. ქანების გადამაადგილებელი ძალების შემცირება მტკიცე საყრდენების შექმნით.
 2. მენყრული პროცესების განვითარების სარიისკო უბნებზე ფერდობების ამგებელი ქანების ფიზიკური თვისებების გაუარესების თავიდან აცილება ანთროპოგენური ფაქტორების ზემოქმედებით.
 3. მენყრების გამოწვევი – ძირითადი ფაქტორების დადგენა პროცესების აქტიური განვითარების თავიდან აცილების შესუსტების თვალსაზრისით.
 4. მენყრული პროცესების შერბილების ან პოტენციალურად საშიში ფერდობების სტაბილიზაციის მიზნით გთავაზობთ რამდენიმე სახის პროფილაქტიკურ ღონისძიებებს:
 - ა) ფერდობების მოსწორება-მოშანდაკება, მისი მიზანია შეამციროს მენყრული საშიშროების ზონაში არსებულ ქანებზე სტატიკური დატვირთვა.
 - ბ) ფერდობის დატერასება.
 - გ) საყრდენი კედლების აგება.
 - დ) ბეტონის ბოძებით მოძრავი შრეების დამაგრება.
 5. მენყრების და კლდეზვავების საწინააღმდეგო ღონისძიებებად შეიძლება გამოყენებულ იქნეს აგრეთვე მცენარეული საფარი ე.წ. ფიზიომელიორაცია. ეს ღონისძიება დაიცავს ზედაპირს აგრეთვე ატმოსფერული ნალექებით ეროზიული გადარეცხვისაგან.
 6. იმისათვის, რომ შემცირდეს მენყრულ სხეულში ატმოსფერული ნალექების შეღწევადობა, მიზანშეწონილია მოხდეს

მენყრული ნაპრალეების კულმატაცია თიხური გრუნტი

7. ამასთან აუცილებელია ყოველი კონკრეტული ღონისძიების განხორციელებას წინ უძლოდეს მენყრესაში ფერდობის საფუძვლიანი საინჟინრო-გეოლოგიური შესწავლა. ყურადღებას იმსახურებს ის გარემოება, რომ ფიტომელიორაციაში აქტიური მენყრული პროცესის შესაჩერებლად სასურველია გამოყენებულ იქნეს ტენმოყვარული მცენარეულობა, რითაც საგრძნობლად შემცირდება დეფორმირებული ქანების ბუნებრივი ტენიანობა და გაუმჯობესდება მათი ფიზიკური თვისებები. ღვარცოფების საწინააღმდეგო ღონისძიებების ჩასატარებლად საჭიროა შესწავლილი იქნეს მათი წარმოქმნის პირობები და დინამიკა. ამის საფუძველზე ზოგიერთი ავტორი (5, 4) გვთავაზობს ღვარცოფების საწინააღმდეგო ღონისძიებებს, რომელთა მიხედვით სხვადასხვა უბნებზე შეიძლება გამოყენებული იქნეს ღონისძიებების რამდენიმე ჯგუფი:

1. ღვარცოფული კერების ფორმირების ზონაში: ფერდობების დატერასება, ტყის გაშენება, თხრილის მოწყობა და საძოვრების რეგულირება;
2. ტრანზიტულ ზონაში – ღვარცოფული ნაკადების რეგულირება, ნაპირდამცავი და კალაპოტის დამცავი ჯებირების აშენება, ძირითადი ღვარცოფული ნაკადების განტვირთვა, მეზობელ აუზში წყლის ნაწილის გადაგდების საშუალებით.
3. გამოზიდვის კონუსების ზონაში ნაკადების გამტარი საინჟინრო ნაგებობის აგება, კალაპოტის განმენდა.

სხვადასხვა უბნებზე, სადაც ანალოგიური მოვლენები გვაქვს, შეიძლება გამოყენებული იქნეს ზემოთ მოტანილი ღონისძიებები კომპლექსურად. თუმცა ყოველი კონკრეტული შემთხვევისათვის გათვალისწინებული უნდა იქნეს მათი ეკონომიკური გაანგარიშება და რენტაბელობა.

ღონისძიებების კომპლექსური ჩატარება ზოგიერთ შემთხვევაში საჭიროებს ინდივიდუალურ მიდგომას და ამ ღონისძიებებიდან ისეთის შერჩევას, რომელიც ნაკლებ ხარჯებს მოითხოვს და ეკონომიკურად გამართლებული იქნება ამ ადგილისათვის.

ეროზიის საწინააღმდეგო ღონისძიებები შეიძლება ჩატარდეს ორი სახით: აქტიური პროფილაქტიკური და პროფილაქტიკური (1). პროფილაქტიკური მიზნად ისახავს მთლიანი ზედაპირის დაცვას ხრამების წარმოშობისაგან. ასეთ ღონისძიებებიდან მნი-

შენელოვანს წარმოადგენს ტყის და ბუჩქების გაჩეხვის აკრძალვა ფერდობებზე, საქონლის ძოვება და გადახვნა.

აქტიური ღონისძიებებიდან შეიძლება განვახორციელოთ ზედაპირული ნაკადების მოწესრიგება: ამოივსოს საწყის მდგომარეობაში მყოფი ხრამები, ან დაიქსელოს თხრილებით, აშენდეს ყოველგვარი ნაგებობები დახრამვის საწინააღმდეგოდ, გაშენდეს ტყე ნიადაგსაფარის დასამაგრებლად, ხრამების გასწვრივ პროფილში გაკეთდეს საფეხურებრივი წინალობები – ბეტონის გარდიგარდმო კედლების სახით, ჩაიყაროს ლოდნარები, რომ შენელდეს ნაკადების სიჩქარე და დაგუბდეს, რათა შემდგომ დაილექოს ნაშალი მასალა. ხრამების ბორტების გვერდითი ეროზიისაგან დასაცავად უმჯობესია ქვის გაბიონების მოწყობა. ფერდობებზე გაშენდეს მცენარეული საფარი.

ლიტერატურა

1. **ლუჯავა ვ.** ზოგიერთი თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესები მდ. იორის აუზის ზემო ნაწილში (სათავიდან ს. უჯარმამდე), თსუ-ის შრომები, ტ. 62, 1957.
2. **ნოზაძე თ.** მენყერებისა და კლდეზვავების გავრცელება მესხეთ-ჯავახეთში და მათთან ბრძოლის ღონისძიებები. "საქართველოს გარემოს დაცვა", II გამოშვება, თსუ გამომცემლობა, თბ., 1992.
3. **Церетели Д.Д., Церетели Э.Д. и др.** Оползни и обвалы В кн.: Генеральная схема противоэрозионных мероприятий Грузинской ССР, 1981-1990 годы и на период до 2000 года. «Сабчота Сакарт-вело», Тб., 1987.
4. **Церетели Д.Д., Церетели Э.Д. и др.** Сели. В кн.: Генеральная схема противоэрозионных мероприятий Грузинской ССР, 1981-1990 годы и на период до 2000 года. «Сабчота Сакартвело», Тб., 1987.
5. **Справочник по инженерной геологии.** «Недра», М., 1968.
6. **Флейшман С.М.** Селевые потоки и проектирование дорог в районе их распространения. Труды ЦНИИС, вып. 19, М., 1947.

T. НОЗАДЗЕ, В. ЛЕЖАВА, М. ЛЕЖАВА

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ
ПРОЦЕССОВ
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ГРУЗИИ**

Резюме

В результате активизации целого ряда природных процессов на территории Грузии резко усилилась деятельность экзодинамических процессов и явлений (оползни, сели, осыпи и т.д.). Дается анализ ситуации и рекомендации по борьбе с этими процессами.

T. NOZADZE, V. LEZHAVA, M. LEZHAVA

**GEOMORPHOLOGIC AND GEOECOLOGIC EVALUATE-RECOM-
MENDATIONS
OF CURRENT NEGATIVE AND POSITIVE GEODINAMIC
PROCESSES, ACTING IN GEORGIAN RELIEF.**

Summary

Recently, the nature is sharply changeable, because of negative acting of geodinamic processes. This condition is observed in Georgian relief too, by stirring of landslide, rockavalanche, down-pour and erosion.

In scientific work is given acting results of geodinamic processes and planed struggle arrangements and recommendations on the negative actings.

And those processes which are expressed positively in different areas, need a strongest attention for using the relief made by them.



ჯ. მესხია, მ. მელიქიშვილი

**კავკასიის რეგიონის გეომორფოლოგიური ეტაპის
ახლებური შეფასება**

კავკასიის რეგიონის ალპური ნაოჭა მთების ზოლის რელიეფის განვითარების გეომორფოლოგიური ეტაპი მთლიანად ემთხვევა ნეოტექტონიკურ სტადიას. ამის დადასტურებაა ამიერკავკასიის მთათაშორისი დეპრესიის და ჩრდილო კავკასიის მთისწინა ზოლის კორელაციური ნალექების, ვულკანური წარმონაქმნების და სტრუქტურების ნეოგენ-მეოტხეული ასაკი (Схиртладзе, Ширинян, Кулошвили, 1997).

მე-20 საუკუნის მეცნიერულ-ტექნიკურ რევოლუციასთან დაკავშირებით სწრაფად გაიზარდა ანთროპოგენული ფაქტორების ზემოქმედება ბუნებაზე, დაირღვა ბუნებრივ-ეკოლოგიური ნონასწორობა, შეიცვალა მეოტხეული პერიოდის ლანდშაფტების, ლითოსფეროს, ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს ურთიერთდამოკიდებულება. ამან კაცობრიობის წინაშე დააყენა საკითხი გეოდინამიკური ფაქტორების ახლებური შეფასების და თითოეული მათგანის როლის შესწავლის აუცილებლობისა დროსა და სივრცეში. ეს პრობლემა აქტუალური გახდა რეგიონში უახლოეს მომავალში გათვალისწინებულ გრანდიოზულ მშენებლობებთან (ჰესები, საზღვაო ნავსადგურები) დაკავშირებით.

ზემოსხენებული პრობლემებიდან გამომდინარე საჭიროდ ჩავთვალეთ კავკასიის ერთ-ერთი რეგიონის კომპლექსური გეომორფოლოგიური ანალიზის ჩატარება ახლებურად, ერთიან სისტემაში: მორფოსტრუქტურა-მორფოსკულპტურა-კორელაციური ნალექები. მიგვაჩნია, რომ სწორედ ასეთი მიდგომა მოგვცემს საშუალებას გეომორფოლოგიურ ეტაპზე გეომორფო-

გენეზისში ინტეგრირებული სხვადასხვა ძალების დიფერენცირებით განვსაზღვროთ თითოეულის როლი ცალ-ცალკე.

გეომორფოლოგიური ეტაპი მოიცავს დროს გვიან სარმატიდან მეოთხეულის ჩათვლით. ამ პერიოდში ტექტონიკური ფორმების სტრუქტურული და მორფოლოგიური ფორმირების პროცესი სინოროგენულია, შესაბამისად, აზევება კონეროზიულია, დაძირვა კი კონსედიმენტაციური. ამის გამო აზევების და დაძირვის პროცესების ხანგრძლივობას ზუსტად აფიქსირებს მდინარე ნყალი კონსედიმენტაციური ნალექების სტრუქტურული აგებულებით, ლითოფაციალური და გრანულომეტრიული შედგენილობით. მიუხედავად გეომორფოგენეზში მონაწილე ფაქტორების ასეთი პირდაპირი და უკუკავშირებისა, მათი როლის შეფასებაში ერთ საერთო აზრამდე მისვლა დღემდე გართულებულია. გამოკვეთილია ორი ძირითადი მიმართულება: მორფოსტრუქტურული და მორფოკლიმატური. მაგალითად, საქართველოს რელიეფი ტრადიციულად განიხილება მორფოკლიმატურ (Джавахишвили, 1947, Геоморфология Грузии, 1972), ან მოსტრუქტურულ (Астахов, 1973) ასპექტში. თითოეული მიდგომის დამოუკიდებლად გამოყენებამ საბოლოო ჯამში ერთიანი გეომორფოლოგიური პროცესის ენდო- და ეგზოგენურ მდგენელებად დაშლამდე და მათ ურთიერთმოქმედებასთან დაკავშირებული კანონების და კანონზომიერებების უგულველყოფამდე მიგვიყვანა. უკანასკნელ ხანებში გამოჩნდა არატრადიციული მიდგომაც. ეს არის თანამედროვე რელიეფის კომპლექსური გეომორფოლოგიური ანალიზი ისტორიულ-ევოლუციურ ასპექტში. იგულისხმება გეომორფოლოგიურ ეტაპზე გეომორფოგენეზში ინტეგრირებული ენდო- და ეგზოგენური პროცესების პირდაპირი და უკუკავშირების (ინდუქცია-დედუქცია) აღდგენა და თითოეულის როლის შეფასება რელიეფის განვითარების მიმართულების გამოვლენის მიზნით.

კავკასიის რეგიონის კოლიზიის ზონაში გეომორფოლოგიურ ეტაპზე (ნეოტექტონიკური სტადია) თანამედროვე რელიეფი ვითარდებოდა, როგორც ერთიანი გეომორფოლოგიური სისტემა: მორფოსტრუქტურა-მორფოსკულპტურა-კორელაციური ნალექები. ნეოგენ-მეოთხეული ნალექების ვერტიკალური სტრატოგრაფიული ჭრილის ლითოფაციალური, გრანულომეტრიული და სტრუქტურული ანალიზის მიხედვით გვიან სარმატისათვის კავკასიის რეგიონი უკვე დაყოფილია კავკასიონისა და ამიერ-

კავკასიის სამხრეთი მთიანეთების დადებით, ჩრდილო კავკასიის მთისწინა და ამიერკავკასიის მთათაშორის უარყოფით მორფოსტრუქტურებად (ტექტონიკურ ფორმებად). პირველი ორი დადებითი მორფოსტრუქტურა ვითარდებოდა სკულპტურული ზედაპირების სახით. ხოლო ორი უკანასკნელი – კონსედიმენტაციური კორელატური ნალექების უარყოფითი მორფოსტრუქტურების სახით.

შავი და კასპიის ზღვების აუზების დონეების რყევა და შესაბამისად მდინარეთა ეროზიის ბაზისის ცვლა რეგიონის ზედაპირის ევოლუციის ორგანული ნაწილია და მულაენდება როგორც გეოლოგიურ, ისე ისტორიულ დროში. რაც შეეხება ერთი მდგომარეობიდან მეორეში გადასვლას, მასში სხვადასხვა ფაქტორები მონაწილეობენ. ყოველი მათგანისათვის დამახასიათებელია საკუთარი და განსხვავებული რიტმულობა. მათი ურთიერთმოქმედება წარმოშობს როგორც ქაოტურ, ისე კანონზომიერად განვითარებად ელემენტებს. ამას ემატება ანთროპოგენური ელემენტები. მაგ. არაბეთის ფილის კოლიზია გეომორფოლოგიურ ეტაპზე ვლინდება ოროფაზისების სახით: გვიან მიოცენში (ატიკური-მეოტურის წინ), შუა პლიოცენში (როდანული), გვიან პლიოცენში (ვალახური) და შუა მეოთხეულში (პასადენური – აგარელი, 1972). ასეთი მოძრაობები თანამედროვე ეტაპზეც ვლინდება. მაგ. მესხეთის ქედი გადაადგილდება კოლხეთის მთათაშორის დეპრესიისაკენ 3 სმ/წ, ხოლო ოკრიბა, - ჩრდილო-დასავლეთით 3 სმ/წელ. (Лилиенберг, 1998). ოროფაზისების დროს, როგორც ჩანს, მოძრაობის ერთგვარ კონეროზიულ აჩქარებას ქონდა ადგილი და დაფიქსირდა კორელაციური ნალექების კონსედიმენტაციური დანაოჭებით. რელიეფის განვითარების ისტორიაში ეს ხანგრძლივი პროცესია და ექვემდებარება ტექტონიკის კანონებს, აქვს კანონზომიერი ხასიათი, იწვევს სკულპტურული ზედაპირების განახლებას და კორელაციური ნალექების ახალი შრეების წარმოქმნას. ასეთმა მოძრაობამ გამოიწვია კავკასიის რეგიონის გაყოფა ჰიდროლოგიური თვალსაზრისით ორ ზღვიურ აუზად, ხოლო მორფოლოგიური თვალსაზრისით ორ დამოუკიდებელ გეომორფოლოგიურ სისტემად. ტრანსგრესია – რეგრესიით გამოწვეული ზღვის დონის რყევა ქერქის დაძირვის დროს პერიოდულად წინააღმდეგობებს აწყდება, რის გამოც კუმშვითი ძალების ნაწილის ვექტორი ვერტიკალური ხდება. კავკასიონზე გარდიგარდმო რღვევების არსე-

ბობის გამო ერთიანი სკულპტურული ზედაპირი ბლოკებად იმსხვრევა და დიფერენცირებულად გადაადგილდება ვერტიკალური მიმართულებით. ამან შესაძლებელია რელიეფის ერთი გენეტიური ტიპის მეორით შეცვლა გამოიწვიოს (მაგ. ეროზიულის აზევების შემთხვევაში ყინვარულით). ამრიგად, ოროფაზისები სარმატამდელ სტრუქტურებში რღვევების გასწვრივ დიფერენცირებული აზევებით გამოვლინდებიან. შესაბამისად, ეროზიულ-დეზუდაციური ზედაპირებით და მათი კორელაციური ნალექებით დაფიქსირდებიან. ეს არის მორფოსტრუქტურული განვითარების ისტორიულ-ევოლუციური გზა, რომელიც მათ ინდივიდუალობას განაპირობებს. ამრიგად, თეორიულად ტექტონიკის გამოვლინება მორფოლოგიაში ორივე ზღვის აუზისათვის ერთნაირი უნდა იყოს, მაგრამ შავი ზღვის ოკეანურმა რეჟიმმა და კასპიის ზღვის დახშული აუზის რეჟიმმა ეგზოგენური პროცესებში გარკვეული კორექტივი უნდა შეიტანოს. ეს ასეც არის, რის გამოც ეგზოგენური რეპერების (ზღვიური და მდინარეული ტერასები, ყინვარული წარმონაქმნები) კორელაცია ძალზე გართულებულია.

ჩვენს ხელთ არსებული ფაქტიური მასალების მიხედვით კავკასიის რეგიონში სრულყოფილ გეომორფოლოგიურ სისტემებად შეიძლება ჩაითვალოს მდ. მდ. ყუბანის, თერგის, ენგურის, კოდორის, რიონის, მტკვრისა და სხვათა აუზები. თითოეული მათგანის აუზებში გაერთიანებულია რამდენიმე მორფოსტრუქტურა სკულპტურული ზედაპირითა და კორელაციური მოლასური ნალექებით.

კომპლექსური გეომორფოლოგიური ანალიზის პრაქტიკულად წარმოსაჩენად ჩვენ ავარჩიეთ შავი ზღვის აუზის კარგად შესწავლილი რეგიონი, კერძოდ მდ. მდ. ენგურის, კოდორის, რიონის, სუფსის აუზების შესაბამისი გეომორფოლოგიური სისტემები. ამ მდინარეების ზემო წელის აუზებით გაერთიანებულია კავკასიონის ქედის ჰორსტანტიკლინორიული აზევება, აზიდული 4000 მ. და უფრო მაღლა, აგებული პალეოზოური კრისტალური ქანებით. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის ანტიკლინორიუმებისა და სინკლინორიუმების კულისისებურად განლაგებული კიმერიულ-ალპური მთიანი აზევება, აზიდული 2600-3000 მეტრამდე. მთავარი წყალგამყოფი ქედის მორფოსტრუქტურა წარმოდგენილია რამდენიმე ჰორსტით (შთავლერი, ცალგმილი და სხვა) და მათ შორის განვითარებული პლიოცენ-მეოტხეული ასაკის ე.ი.

კონეროზიული რღვევებით (Цагарელი, 1967). მათ მიუყვებიან მდ. მდ. ნენსკრას, მარუხის და სხვათა მერიდიანული ხეობები. რაც შეეხება წყალგამყოფი ქედის გაყოლებით 200 კმ. სიგრძეზე გადაჭიმულ კიმერიულ-ალპური აზევების აფხაზეთ-რაჭის იზოკლინურ - ბლოკურ ჩადაბლებას, ის შეესაბამება პალეოზოური და იურული მეტამორფული ფიქლების გავრცელების ზოლს (ჩხალთა-ლაპილის ზონა) და იყოფა აფხაზეთის იზოკლინურ და რაჭა-სვანეთის გრაბენულ მთათაშორის ქვაბულებად (რიონ-ჭანჭახის, ზემო სვანეთის - ენგურის ხეობა). ასეთივე ქვაბულები ვრცელდება აფხაზეთის და ქართლის მიმართულებითაც. ჩადაბლებაში წყალგამყოფების სიმალეები 2307 (ადანგე)- 2632 (ხიდა) მეტრს აღწევენ. ქვაბულს წყალგამყოფი ქედის სამხრეთი ფერდობის ძირის გაყოლებით მიუყვება მინდელური გამყინვარების მორენები 300 - 350, 350 - 400 და 500 მეტრის სიმალეებზე. რისული მორენები განლაგებულია ხეობების ფერდობებზე 200 - 220, 240 - 250 მეტრის სიმალეებზე, ხოლო ვიურმული, 120 მ. (2000 მ. აბს.- პეტელი, 1966. Торозов, 1980). ვიურმულ ტროგებში გამომუშავებულია პირველი და მეორე ტერასა. მინდელური გამყინვარების მორენები ეხებიან მთავარი წყალგამყოფი ქედის სამხრეთ განტოტებებს და გრძელდებიან რიონში - ჭანჭახის და კოდორის (ჩხალთა - საკენის) ხეობებისაკენ. ჩვენი აზრით ეს არის რღვევით მოკვეთილი მოსწორებული ზედაპირის ნაწილი. ამ რღვევაზე გაშიშვლებულია პლიოცენური ინტრუზივები, რომლებიც თავზე რელიეფით არიან მოკვეთილი (Хуцаидзе, 1967). პლიოცენური აზევების ჯამური სიმძლავრე 800 - 1000 მეტრია, თანამედროვე აზევება კი +6, +7 მმ/წელ. აღნიშნული ხეობების მერიდიანული მონაკვეთები გარდიგარდმო ჰკვეთენ სვანეთის ანტიკლინური და კოდორის და ეგრისის მაღალმთიანი ქედების მწკრივს. უკანასკნელი სამხრეთით, კოლხეთის ქვაბულისაგან გამოცალკავებულია გაგრა - მუხურის რღვევაზე განვითარებული ფლექსურული საფეხურით.

კოდორი - ლეჩხუმის მაღალმთიანი ქედების მწკრივი გადაჭიმულია კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 55-57 კმ-ის სიგრძეზე განედური მიმართულებით მდ. მდ. კოდორსა (დასავლეთით) და ბაგაურა-ლარულას შორის (მდ. რიონის მარცხ. შემდ. აღმოსავლეთით) მწკრივი ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულია ფლიშის სამხრეთ რღვევაზე განვითარებული როდანულ - მეოთხეული შეცოცებით და რღვევით, ხოლო სამხრეთიდან გაგრა -

მუხურის რღვევით და მასზე განვითარებული ფლექსურული საფეხურით (Цагарელი, Кулошვილი, 1984). მდ. ენგურის ხეობა კოლხეთის მთათაშორის დეპრესიას ყოფს კოლხეთისა და სამურზაყანოს დეპრესიებად და კოდორისა და ლეჩხუმის ქედებად, ხოლო კავკასიონის მთავარ წყალგამყოფ ქედს (მდ. ნენსკრის ხეობით) აფხაზეთისა და სვანეთის კავკასიონად. აფხაზეთ – რაჭის ჩადაბლებას, – აფხაზეთის იზოკონურ – ბლოკურ და სვანეთის გრაბენულ ქვაბულებად.

კოდორის (ფანაეის) ნახევრად ინვერსიული ქედი აღმართულია მდ. მდ. კოდორსა და ენგურს შორის 52 კმ. სიგრძეზე, მისი ჩრდილო ფერდობი 800 – 900 მ. სიმალიდან ეშვება აფხაზეთ – რაჭის ჩადაბლებისაკენ, ხოლო სამხრეთი – ასევე ციცაბოდ, 600 – 800 მ. სიმალიდან (ტყვარჩელი-სამეგრელოს ფლექსურული საფეხური) სამურზაყანოს მოლასური სინკლინორიული დეპრესიისაკენ. ქედის საშუალო აბს. მაჩვ. 2400 – 2600 მ-ია, ბაიოსის პორფირიტული სერიის გამოსავალთან კი 3300 მ. აღწევს (მწ. ხოჯალი). ქედის სამხრეთი ფერდობის მკვეთი მერიდიანული ხეობები კანიონისებურია და ორსართულიანი. ისინი ფლექსურულ საფეხურს ანაწევრებენ კირქვულ მასივებად. მათგან უკიდურეს აღმოსავლეთით მდებარე ოსირეს მასივი ეშვება მდ. ენგურის მარჯვენა მხარეს მთისწინებში, სათანჯოს ბორცვთან. კოდორი – კელასურის (ნებელდა და აზანთას მიდამოები და ენგური – კოდორის წყალგამყოფს ქვემოთ (სომხების ათარა, სათანჯოს ბორცვი) ხეობაში გამომუშავებულია ექვსი ტერასული საფეხური, ხოლო ჩამოთვლილი წყალგამყოფები გადაფარულია ძლიერ გამოფიტული გრანიტული და პორფირიტული კონგლომერატებით. ამ ზედაპირს ქვემოთ პირველ, ყველაზე ძველ ტერასაზე, განლაგებულია კავკასიონის წყალგამყოფი ქედიდან მოტანილი საღი გრანიტული ალუვიონი. აქედან გამომდინარე საშუალება გვეძლევა მოვახდინოთ ეგრესის მაღალმთიანი ქედის, ცენტრალური სამეგრელოს პლატოს და კავკასიონის წყალგამყოფების კორელაცია.

მდ. ენგურის ქვემო წელი გადაჰკვეთს კოლხეთის ზენრულ-ნაოჭიან ნეოგენ–მეოთხეულ დეპრესიას კოლხეთის სონკლინორიული მორფოსტრუქტურის ფარგლებში. მისი ამომვსები მიოპლიოცენური ნალექები დისლოცირებულია (ატიკურ – პასადენური – Цაგარელი, Кулошვილი. 1984), ხოლო ჩაუდის შემდგომი ქვალონის, დასავლეთ და აღმოსავლეთ ქალადიდის და სხვ. –

პრაქტიკულად პორიზონტალურად რჩებიან. ანტიკლინები გაზღაგებული არიან სათანჯო - ოზურგეთის მიმართულებით განვითარებულ რღვევაზე. რღვევის დასავლეთით მიოპლიოცენური ნალექების სიმძღავრე იზრდება, რაც ფაქტიურად რღვევის დასავლეთი და აღმოსავლეთი ნაწილების დამოუკიდებელ მოძრაობაზე მიუთითებს. დასავლეთ ნაწილში ყველა პლიოცენური სტრუქტურა გადაფარულია ზღვიური და მდინარეული ნალექების მძღავრი წყებით.¹ აღსანიშნავია, რომ ვაკე დაბლობის გარეთ პასადენური ოროფაზისი ინვეეს ზღვიური და მდინარეული ტერასების პროფილების დარღვევას. მაღალი ტერასები შემორჩენილია დაბლობის კიდეზე და დაბლობისაკენ მაკრატლისებურად იძირებიან, დაბალი კი ხეობებს მიუყვება. ენგური ძღიერ მეანდრირებს. დაბლობის მორფოლოგიით თუ ვიმსჯელებთ, პლეისტოცენური მოძრაობები (ვაღახური, პასადენური) დაბლობის კიდეებზე გამოვლინდნენ ნელი, რიტმული აზვევებით, მათათაშუეთის შეფარდებითი დაძირვის ფონზე. დისლოკაციები ვლინდებიან ჩაუღური ნალექების დეფორმაციით (ცხირას ანტიკლინური ბორცვი) ჩაუღურ ტერასებთან ერთად.

კოღხეთის ვაკე დაბლობს სამხრეთით ესაზღვრება სამხრეთ კავკასიის თაღურ-ბლოკური მთიანი აზვევება მესხეთის ქედის და გურიის სიკლინორიული ბარის სახით. ისინი კოღხეთის ვაკე დაბლობისაგან გამოყოფილი არიან სურამი - გოკიშურის შეცოცებით. გურიის სინკლინორიული ბარი აგებულია ნეოგენ - მეოთხეული ზღვიური და კონტინენტური ნალექებით. აღნიშნული ნალექები ზღვიური ჩაუღის ჩათვლით დისლოცირებულია სხვადასხვა მიმართულების ბრაქიმორფულ ნაოჭებად და რელიეფში პირდაპირ არიან ასახული. დეფორმაცია ატიკურ - პასადენურია, შესხლეტვები - როდანულ - ვაღახური, ზოლო შეცოცებები როდანულ - მეოთხეული. სურამ - გოკიშურის შეცოცება რელიეფში გამოსახულია ნიგოითის სერით. ამ სერის რელიეფით მოკვეთილ წყალგამყოფზე ცარცული კირქვებით აგებულ ზედაპირზე განლაგებულა ძღიერ გამოფიტული ზღვიური ფაუნით დათარიღებული კონტინენტური ნალექები, ენ. «გურიული შრეები» (ზედა პლიოცენი). ეს არის მესხეთის ქედის ნარეცხი მასალა. ამ ზედაპირში გამომუშავებულია თანამედ-

¹სამურზაყანოს დეპრესიაში ჩაუღური ზღვიური ნალექები ზღვასთან გადაფარულია უფრო ახალგაზრდა ნალექებით.

როვე აბრაზიული რელიეფი, ხოლო სუფსისა და ნატანების ხეობებში ამ ზედაპირს ქვემოთ ტერასული საფეხურები. აღსანიშნავია, რომ III (120 მ.) და II (22-25 მ.) ტერასები დაკავშირებულია წვერმაღალას ანტიკლინურ ბორცვთან და გამოკვეთილი არიან კარანგატულ ნალექებში. ეს კი უფლებას გვაძლევს დავუშვათ ტერასების პროფილების დეფორმაცია III ტერასის გამომუშავების შემდეგ. აზევების ტალღა გადადის წვერმაღალას ანტიკლინის ლერძზე და დინების მიმართულებით ეშვება. ტერასების გამყოფი პროფილების ანევის შემდეგი ტალღა (180 მ.) უნდა შეესაბამებოდეს ჩოხატაურის შეცოცებას, რომლის მიმართულებითაც ბარის ტერასები მოწყვეტილია მესხეთის ქედის ტერასებს (პამპალეთის რაიონი). მოძრაობები, რომელთაც დარღვიეს მდ. მდ. სუფსისა და ნატანების გამყოლი ტერასების პროფილები – ერთი ასაკისაა. გურიის სინკლინორიული ბარის სამხრეთი და სამხრეთ – აღმოსავლეთური კიდე ჩოხატაურის შეცოცებით ესაზღვრება მესხეთის ქედის ცარციტა და პალეოგენით აგებულ ციცაბო ფერდობს. ქედის ზედაპირზე 210 მ. შეფ. სიმაღლეზე, სოფ. ბუქსიეთთან (სუფსის ხეობა) გამომუშავებულია მოსწორებული ზედაპირი, ხოლო სოფ. ნაბელღავთან 5 ტერასული საფეხური. მეოთხეული გამყინვარების კვალი შემორჩენილია მხოლოდ თხემზე ვიურმული ტროგების სახით.

როგორც უკვე დავინახეთ, ტერასების რაოდენობა ერთმანეთს არ შეესაბამება, რადგან ხეობის სხვადასხვა მონაკვეთები გამომუშავებულია ტექტონიკური სტრუქტურების გამყოლი ან გარდიგარდმო მიმართულებით. კონტრასტული მოძრაობის ხაზების გადაკვეთისას ისინი თავიანთ მოქმედებას გამოხატავენ ან ეროზიით ან აკუმულაციით. ყველა ჩვენს მიერ განხილული მდინარეებისათვის ეროზიის ბაზისს წარმოადგენს შავი ზღვა, ამიტომ ზღვის დონის ნებისმიერი რყევა გადაეცემა მდინარეთა ხეობებს და იწვევს მათ მორფოლოგიურ ცვლილებას. მაგ. კოლხეთისაკენ ჩაუდური მდინარეული ტერასების პროფილები უფრო ახალგაზრდა ნალექების ქვეშ იძირებიან, სამურზაყანოს ვაკე დაბლობზე – ცხირას ბორცვზე ზღვიური ჩაუდა ანეულია 330 მ-მდე, ხოლო მდ. ნატანების შესართავთან წვერმაღალას ანტიკლინური ბორცვის სახით ანეულია 150 მ-მდე და პლიოცენურთან ერთად მონანილეობს ანტიკლინის აგებულებაში. მდ. კოდორის ხეობაში ზღვიური ჩაუდა 90 მ-ზეა, ხოლო კელა-

სურის ხეობაში, -120 მ. ამრიგად, კოლხეთის დაბლობის ფარგლებში დეფორმაციის ტალღა ზღვიური ჩაუდურის მონანი-ლეობით – უარყოფითი ნიშნისაა, ხოლო დანარჩენ ნაწილებში – (გურია, სამურზაყანო) დადებითი. კოლხეთის დაბლობის ფარგლებში უარყოფითი მოძრაობები კომპენსირდება ინტენსიური აკუმულაციით და ნარმოშობენ იდეალურ ვაკეს. ტერასების მორფოლოგიის ცვლილების კავშირი ეროზიის ბაზისის ცვლილებასთან გვაფიქრებინებს ასეთი კავშირის არსებობას მინის-ქვეშა წყლებთანაც. ვფიქრობთ, რომ ტექტონიკით შეპირობებული ტერასების კავშირი კანონზომიერია. ამიტომ კასპიის დონის რყევა, რომელიც კლიმატითაა გამოწვეული, ტექტონიკური ტერასების კორელაციას ხელს არ შეუშლის.

ამრიგად, გეომორფოლოგიური სისტემის კომპლექსური ანალიზი ისტორიულ – ევოლუციურ მიდგომას გულისხმობს, ეს კი რელიეფის განვითარების ისტორიის და მისი მიმართულების პროგნოზირების აუცილებელი პირობაა. გეომორფოლოგიური სისტემის ელემენტებს შორის პირდაპირი და უკუკავშირების (ინდუქცია, დედუქცია) აღდგენა ამის საშუალებას იძლევა. გეომორფოლოგიური ეტაპი შეესაბამება ნეოტექტონიკურ სტადიას. იგი ოროგრაფიებით იყოფა გეოგრაფიულ ციკლებად. მისი ხანგრძლივობა მილიონი წლებია და ავლენს შორიზონტალური და ვერტიკალური ძალების ინტეგრირებულ მოქმედებას. ციკლი იყოფა რიტმებად. რიტმის შესაბამისი ფორმები ახალ გეოგრაფიულ ციკლში არ გადადიან. თანამედროვე რელიეფში რიტმის შესაბამისი ფორმები მეოთხეული ასაკისაა, მაგ. ტერასები.

ლიტერატურა

1. შ. ადამია, ვ. ალფაიძე, ა. ჭაბუკიანი, გეოტექტონიკა. თსუ. თბილისი 2000.
2. Астахов Н.Е. Структурная геоморфология Грузии. «Мецниереба». Тбилиси, 1973.
3. Геоморфология Грузии. «Мецниереба». Тбилиси, 1970.
4. Джавахишвили А.Н. Геоморфологические районы Грузинской ССР. АН СССР. М.-Л., 1947.
5. Месхия Дж.И. К морфоструктурному анализу рельефа Западной Грузии. Тр.Груз. Геогр. общ., т.ХУІ. 1985.
6. Месхия Дж.И. Современный рельеф и геоморфологические корреляции. Мат. ХУІІІ геоморф. пленума геоморф. комиссии АН СССР. "Мецниереба". Тбилиси, 1986.

7. Месхия Дж. И. Геоморфология гор и равнин. К вопросу о взаимосвязи и взаимодействии (на примере Западной Грузии). Сообщ. АН Грузии. 160, №1, Тбилиси, 1999.
8. Месхия Дж. И. Морфоструктурный анализ рельефа горного обрамления Черноморской впадины (в пределах Грузии). Автореф. докторской диссертации. Тбилиси, 1999.
9. Лилиенберг Д. А. Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга. Известия РАН, Серия географическая, №2, 1994.
10. Лилиенберг Д. А. Морфотектоника Восточного Азербайджана с позиции неомобилизма. Ж.Геоморфология, №4, октябрь-ноябрь, 1996.
11. Схиртладзе Н. И., Ширинян К. Г., Кулошвили С. И. Позднеорогенный (плиоцен-четвертичный) вулканизм Кавказа. Тр. ТГУ, 332. Тбилиси. 1997.
12. Торозов Р. И. и др. Отчет: Составление детальных стратиграфических схем четвертичных отложений Грузии за 1978-1980 гг. (Западная Грузия), кн.1, 1980.
13. Хуцаидзе А. Л. Некоторые вопросы определения малых содержаний радиогенного аргона в минералах и горных породах масс-спектрометрическим методом (на примере молодых образований Кавказа). Автореф. дис., «Мецниереба», 1967.
14. Цагарели А. Л. Неотектоника южного склона Б.Кавказа в пределах Рачи и Сванети. Тез. док. науч. сессии, посв. 50-летию Октября. АН ГССР, Ин-т геолог., Тбилиси, 1967.
15. Цагарели А. Л. Конэрозсионные разломы и их роль в четвертичной геологии Кавказа. МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 6, 12, М., 1972.
16. Цагарели А. Л., Кулошвили С.И. Неотектоника Грузии. В кн.: «Тектоника и металлогения Кавказа». «Мецниереба», Тбилиси, 1984.
17. Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1966.

ДЖ. И. МЕСХИЯ, М. О. МЕЛИКИШВИЛИ

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАПА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Резюме

Оценка роли геоморфологического этапа (неотектоническая стадия) проведена комплексным геоморфологическим анализом современного рельефа в единой системе — морфоструктура — морфоскульптура — коррелятные отложения. На геоморфологическом этапе эта система соответственно формируется конэрозсионными блоковыми тектоническими поднятиями или конседиментационной складчатостью коррелятных

отложений. Такая взаимосвязь и взаимообусловленность применена для выявления прямых и обратных связей (индукция-дедукция) между ними и определена роль эндо- и экзодинамических факторов во времени и пространстве. На этой основе геоморфологический этап разделен на географические циклы, а корреляцией геоморфологических уровней (террас, трогов, ледниковых отложений и др.) географические циклы разделены на более кратковременные ритмы.

J. MESKHIA., M. MELIKISHVILI

THE NEW APPROACH TO THE ESTIMATING OF A GEOMORPHOLOGICAL STAGE OF THE CAUCASIAN REGION.

Summary

The estimating of a role of a geomorphological stage (neo-tectonic stage) is carried out by the complex geomorphological analysis of a modern relief in the whole system – morphostructure – morphosculpture – correlative sediments. At a geomorphological stage these systems are accordingly formed by conerosive, pulley tectonic raisings or by consedimental plication of correlative sediments. Such intercommunication and interconditionality is applied for revealing straight lines and feedbacks (induction – deduction). A role of endodynamic and exodynamic factors is determined between them in time and space.

On this basis the geomorphological stage is divided into geographical cycles, which are divided into more short-term rhythms by the correlation of geomorphological levels (terraces, trogs, glacier sediments, etc.).



მ. ლეჟავა

**ღვარცოფული მოვლენები და მათთან
 ბრძოლის ღონისძიებები კახეთის რაზიონში**

კახეთის რეგიონში, განსაკუთრებით კი კავკასიონისა და ცივ-გომბორის ქედების ფერდობებზე ღვარცოფულ პროცესებს ძველთაგანვე ჰქონდა ადგილი. ამ მხრივ კახეთი ღვარცოფული პროცესების კლასიკური რეგიონია. აქ განვითარებულია ყველა სახის ღვარცოფი, რომელთა მოქმედება, ხშირად, კატასტროფულ შედეგებს იწვევს.

კახეთში, ღვარცოფების განვითარებისათვის ბუნებრივი პირობების მეტად ხელსაყრელ პირობებთან გვაქვს საქმე. ქანების ლითოლოგიური შედგენილობის მრავალფეროვნება, რელიეფის ხასიათი და კლიმატი განსაზღვრავს რეგიონის სხვადასხვა ნაწილში ღვარცოფების განსხვავებული ინტენსივობით გამოვლენას. გარდა აღნიშნულისა, დიდი მნიშვნელობა ენიჭება თანამედროვე გეომორფოლოგიურ პროცესებს: გამოფიტვას, დენუდაციას, ეროზიას, მენყრულ მოვლენებს და ა.შ.

გეომორფოლოგიური ფაქტორებიდან აღსანიშნავია რელიეფის დახრილობა. რელიეფის გავლენა ღვარცოფის წარმოქმნაში გამოიხატება რელიეფის დანაწევრების მაღალი კოეფიციენტით, რომელიც მერყეობს 0,76-1,5 კმ²-ის ფარგლებში. ზოგიერთ ხეობაში ფერდობთა დახრილობა 60 C ° აღწევს, რაც უფრო აძლიერებს ფერდობული პროცესების გააქტიურებას, ღვარცოფისათვის მყარი მასალის წარმოქმნას.

აღნიშნულ ტერიტორიაზე ღვარცოფების ჩამოყალიბებას ხელს უწყობს ადგილობრივი მეტეოროლოგიური ელემენტების

ცვალებადობა: დღეღამური ტემპერატურების მკვეთრი რყევა, ხანგრძლივი გვალვები, ზამთარში ზოგჯერ თოვლის საფარის უქონლობა, რასაც მოსდევს გამოფიტვის პროცესების ინტენსივობა, საღვარცოფე მასალის უხვად დაგროვება, უცარი თავსხმა წვიმები. უმეტეს შემთხვევაში, ატმოსფერული ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობიდან (700-800 მმ) ერთი მესამედი მოდის მაისსა და ივნისის თვეზე. ღვარცოფების წარმოქმნაც ძირითადად ამავე პერიოდს ემთხვევა.

ღვარცოფების წარმოქმნაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს, აგრეთვე მცენარეული საფარის სიღარიბე ან უქონლობა და საძოვრების პირუტყვით გადატვირთვა.

საკვლევი ტერიტორიის მდინარეთა აუზებში გამოიყოფა სამი სახის ღვარცოფული ნაკადი: 1. მაღალი სიმკვრივის ქვატალახიანი-სტრუქტურული; 2. უსტრუქტურო ქვატალახიანი და 3. წყლოვან-ქვიანი ანუ ნატანშემცველი. მათგან დაბალი სიმკვრივის ქვატალახიანი უსტრუქტურო ღვარცოფული ნაკადები ფართო გავრცელებით სარგებლობენ ცივ-გომბორის ქედზე, სტრუქტურული ნაკადები — კახეთის კავკასიონის მდინარეთა ხეობებში.

ამრიგად, კახეთში ღვარცოფების გავრცელებასთან დაკავშირებით გამოიყოფა სამი ერთმანეთისგან განსხვავებული ერთეული: კახეთის კავკასიონი, ცივ-გომბორის წყალგამყოფი, ალაზნის ვაკე და ივრის ზეგანი.

კახეთის კავკასიონზე გაბატონებულია მაღალი სიმკვრივის ღვარცოფული ნაკადები, რომლებიც ფორმირდებიან ძირითადად გრავიტაციული და მეწყრული წარმონაქმნების დაგროვების შედეგად. ცივ-გომბორის ზონაში ღვარცოფმაფორმირებელი კერები ყალიბდება ეროზიული და მეწყრული პროცესების შედეგად. ივრის ზეგანზე კი — ეროზიული პროცესების გავლენით.

სტაციონარული დაკვირვებებით მტკიცდება, რომ ღვარცოფმაფორმირებელი გეოლოგიური პირობები და მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვალებადობა, განსაკუთრებით თავსხმა წვიმები, უდიდეს გავლენას ახდენს ღვარცოფების ფორმირების კანონზომიერებაზე. მაგ: ცივ-გომბორის ზონაში, თავსხმა წვიმების შემთხვევაში (20-40 მმ ფარგლებში) ფორმირდება მხოლოდ ნატანშემცველი ნაკადები. დღე-ღამეში 40-80 მმ ნალექების მოსვლისას ყალიბდება დიდი დამანგრეველი ძალის მქონე ქვატალახიანი ნაკადები.

კახეთის კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის ხეობებში კატას-

ტროფული ღვარცოფები ფორმირდება 80-100 მმ ნალექების მოსვლის შემთხვევაში. ივრის ზეგანზე კი, ძირითადად ფორმირდება ხრამის ტიპის გამონატანი, რომლის ნალექების დღე-ღამური ჯამი 20-40 მმ ფარგლებშია.

კახეთის ტერიტორიაზე მრავალრიცხოვანი სტიქიურ-დამანგრეველი პროცესები, მათ შორის ღვარცოფების შესწავლა დღესაც აქტიურ პრობლემას წარმოადგენს ქართველ გეომორფოლოგებისათვის, ვინაიდან აღნიშნული პროცესები უდიდეს ზარალს აყენებენ მოსახლეობას და სახალხო მეურნეობას. ამიტომ მათი წარმოშობის, გამოვლენის, განვითარების და მათი შემდგომი პროგნოზირების თვალსაზრისით დიდი მნიშვნელობა აქვს ამ პროცესების კვლევას, იგი სახელმწიფო მნიშვნელობის პრობლემაა.

კახეთის რეგიონი განსაკუთრებულ ადგილს იკავებს ჩვენი ქვეყნის სოციალურ-ეკონომიკური განვითარების საერთო პოტენციალში. ბუნებრივი რესურსების ათვისება და გამოყენება კი გაძნელებულია სტიქიური მოვლენების მასშტაბური განვითარებით, რასაც ხელს უწყობს დესტრუქციული ძალებისადმი არამდგრადი ქანების ფართო გავრცელება.

კახეთის რეგიონში გეოეკოლოგიური მდგომარეობის გაუმჯობესების მიზნით საჭიროა ჩატარდეს შემდეგი ღონისძიებები:

- მიუხედავად იმისა, რომ განვლილ პერიოდში მოსახლეობისა და სამეურნეო ობიექტების დასაცავად გატარდა მთელი რიგი ღონისძიებები (ტერასების მოწყობა, გატყევება, მიწების რეკულტივაცია, ჰიდროტექნიკური ნაგებობები და სხვა), მიზანშეწონილია გაკეთდეს იმ მუშაობის მეცნიერული ანალიზი, რომელიც ჩატარდა ამ მიმართულებით. საჭიროა შეფასდეს მათი ეფექტიანობა.
- ნებისმიერი მშენებლობის დაწყებას მთიან რეგიონში, წინ უნდა უსწრებდეს მენყერების, ზვავების, ღვარცოფებისა და სხვა მოვლენების სანინააღმდეგო ღონისძიებების გათვალისწინება-განხორციელება;
- საჭიროა ღვარცოფული ნაკადების გენეზისის, მათი სივრცით-დროითი გავრცელებისა და ზარალიანობის სისტემური შესწავლა;
- კახეთის კავკასიონისა და ცივ-გომბორის ქედებზე ღვარცოფული ნაკადების წარმოშობის ადგილებში საჭიროა ღვარცოფულ მდინარეთა ხეობების ფერდობებზე ღვარცოფნარმომშობი კერების: გამოფიტვის, დენუდაციის და ეროზიის

- სანინაალმდეგო ღონისძიებების ჩატარება;
- ღვარცოფული ნაკადების სიძლიერის შესარბილებლად მიზანშეწონილად მიგვაჩნია ცალკეულ უბნებზე ეროზიის ადგილობრივი ბაზისის აწევა, ბარაჟების საშუალებით;
 - ზოგიერთი ინტენსიური ღვარცოფული ნაკადის აუზში კარგ ეფექტს მოგვცემს აგრო და ფიტომელიორაციული ღონისძიებების (ფერდობების დატერასება, ტყეებისა და კორდების აღდგენა) ჩატარება;
 - ღვარცოფული ხეობების პერიოდული განმენდა;
- ბუნების სტიქიური მოვლენებისაგან მიწების დაცვის და რეგიონის ეკოლოგიური მდგომარეობის გაჯანსაღების მიზნით, საჭიროა განხორციელდეს პროფილაქტიკური ღონისძიებანი უკვე ჩატარებული სპეციალიზებული საინჟინრო-გეოლოგიური გამოკვლევების ბაზაზე.

ლიტერატურა

1. ლეჟავა ვ. ღვარცოფები მდ. ალაზნის აუზის მარჯვენა მხარეს, სათავიდან ვანთისხევამდე. საქ. სსრ გეოგრ. საზ. შრომები, ტ. III, თბ., 1958.
2. ჩანგაშვილი გ. გომბორის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობის მენყრები და მათთან ბრძოლის ღონისძიებები. საქ. გეოგრ. საზ. შრ. ტ. V, 1959.
3. ჩანგაშვილი გ. ღვარცოფული პროცესები შიგნით კახეთში და მათთან ბრძოლის ღონისძიებები, „მეცნიერება“, თბ., 1983.
4. ჯანელიძე ა. კახეთის ქედის და ალაზნის ველის გეოლოგიური აგებულების შესახებ. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. XI, 1950.
5. Церетели Э. Д. Опыт регионального изучения оползней и селей на территории Грузинской ССР. В кн.: Оползни и сели, т.2. М., 1984.
6. Церетели Э. Д., Церетели Д. Д. Геологические условия развития селей в Грузии, «Мецниერება», Тб., 1983.

М. В. ЛЕЖАВА

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ И МЕРОПРИЯТИЯ ПО БОРЬБЕ С НИМИ В РЕГИОНЕ КАХЕТИ

Резюме

Территория Кахети представляет собой один из классических регионов активного проявления стихийно-разрушительных процессов.

Тема борьбы с ними актуальна, поскольку масштабы разрушений наносят большой вред народному хозяйству и населению, создавая проблемы в целом по Грузии.

M. LEZHAVA

MUDFLOWS AND THE MEASUREMENTS FOR FIGHTING WITH THEM IN KAKHETI REGION

Summary

Together with gentian negative natural processes, inappropriate human activities have intensified and influenced our planet. This has manifested in different regions of the earth.

Kakheti Region is of classic examples of the territories where elemental processes of nature are especially active.

This issue is very problematic since the natural calamities taking place on the territory of Kakheti represent serious challenge for the country.

The present research paper reviews and puts forward proposals regarding the activities that are necessary for the improvement of geo-morphological processes in these areas.

6. ელიზბარაშვილი

**სივრცე-დროითი ანალიზისა და
სინთეზის თანამედროვე კონცეფცია**

ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა სივრცე-დროითი ანალიზი თანამედროვე ფიზიკური გეოგრაფიის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი, შედარებით ახალგაზრდა სამეცნიერო მიმართულებაა. იგი XX საუკუნის 70-იანი წლების დასაწყისში ჩაისახა მარტყოფის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ სტაციონარზე. კონცეფცია, რომელიც ბუნებრივ ლანდშაფტთა სივრცე-დროითი ორგანიზაციის შესწავლის, ანალიზისა და პროგნოზის საშუალებას იძლეოდა, საკმაოდ მალე გახდა პოპულარული და სწრაფად გავრცელდა როგორც პოსტსაბჭოურ სივრცეში, ისე დასავლეთ ევროპის ქვეყნებში. მიუხედავად იმისა, რომ ახალი სამეცნიერო მიმართულება შემუშავებულ იქნა მთიანი რეგიონებისა და ხელთუქმნელი ლანდშაფტებისათვის, იგი წარმატებით იქნა აპრობირებული ვაკისა და ანთროპოგენული ზემოქმედებით ტრანსფორმირებული ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსებისათვის.

აღსანიშნავია სივრცე-დროითი ანალიზისა და სინთეზის თეორიული კონცეფციის სახვისა და განვითარების რამდენიმე ურთიერთდაკავშირებული ეტაპი (პერიოდი): 1965-1970 წლებში (I ეტაპი) დაფუძნდა და აქტიური სამეცნიერო მოღვაწეობა დაიწყო თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფია-გეოლოგიის ფაკულტეტთან არსებულმა მარტყოფის ფიზიკურ-გეოგრაფიულმა სტაციონარმა. იგი ერთადერთი იყო და არის კავკასიაში. სტაციონარი (მუდმივმოქმედი სასწავლო-სამეცნიერო ცენტრი)

განთავსებულ იქნა ისეთ გეოგრაფიულ არეალში, სადაც წარმოდგენილია აღმოსავლეთ საქართველოს ბარისა და მთის (ქვედა, შუა, ზედა) დომინირებულ ლანდშაფტთა რამდენიმე ტიპი. მისი ამგვარი მდებარეობა, გარდა ლანდშაფტური მრავალფეროვნების შესწავლისა, ბუნებრივი, აგარარული და სელიტეზური (სოციალურ-ეკონომიკური) ტერიტორიული კომპლექსების შედარებითი ანალიზის საუკეთესო წინაპირობა გახდა. მარტყოფის სტაციონარზე სამეცნიერო კვლევა ჯერ კიდევ ფორმირების პროცესში მყოფი მიმართულებისა-ლანდშაფტთა გეოფიზიკის გზით წარიმართა.

1970-1975 წლებში (II ეტაპი) მარტყოფის სტაციონარზე ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსების სტრუქტურისა და ფუნქციონირების შესწავლა დაიწყო. ექსპერიმენტულ, სისტემატურ და ემპირიულ გამოკვლევათა მნიშვნელოვანმა მოცულობამ საფუძველი ჩაუყარა ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა ვერტიკალური სტრუქტურისა და ფუნქციონირების (მზის ენერჯიის ტრანსფორმაცია, ბიოგეოციკლი, ტენზრუნვა) ლანდშაფტურ-გეოფიზიკურ შესწავლას. მიუხედავად იმისა, რომ იმ დროისათვის უკვე იყო გარკვეული გამოცდილება მოსკოვის და სანკტ-პეტერბურგის უნივერსიტეტებში აღნიშნულ მახასიათებელთა სტატიკური შესწავლის თვალსაზრისით, მარტყოფის სტაციონარზე შესრულებული სამუშაოები ლანდშაფტის ფუნქციონირების დინამიკური თავისებურებების ანალიზის საშუალებას იძლეოდა. გარდა ამისა, ლანდშაფტის, როგორც რთული სისტემური წარმოქმნის, სტრუქტურულ ფუნქციონალური თვისებების შესწავლა მომიჯნავე გეოგრაფიული დისციპლინების (მეტეოროლოგია-კლიმატოლოგია, ბიოცენოლოგია, ნიადაგმცოდნეობა, ეკოლოგია და სხვ.) სამეცნიერო მიღწევების გათვალისწინებასა და კოორდინაციას მოითხოვდა, რაც წარმატებით განხორციელდა.

1975-1980 წლებში (III ეტაპი) შეიქმნა ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა სივრცე-დროითი ანალიზისა და სინთეზის თეორიული კონცეფცია, რომელიც აპრობირებულ იქნა პოსტ-საბჭოურ სახელმწიფოთა წამყვან სამეცნიერო ცენტრებში და არაერთი სამეცნიერო ექსპედიციის პირობებში. თეორიული კონცეფცია მოიცავდა ლანდშაფტის ყველა საკლასიფიკაციო ერთეულს და ხორციელდებოდა ლანდშაფტური კვლევის მეთოდების (საველე, ნახევრადსტაციონარული, სტაციონარული, კოს-

მოსური ფოტოინფორმაციის დეშიფრირება) გამოყენებით, ამგვარ პერიოდში შეიქმნა კავკასიის ლანდშაფტური რუკა (1: 1000000 მასშტაბში), რომელიც საბაზისო გახდა რეგიონალური და გამოყენებითი ხასიათის ფიზიკურ-გეოგრაფიული გამოკვლევებისათვის.

თეორიული კონცეფციის სივრცითი ძირილი ლანდშაფტის ვერტიკალური თუ ჰორიზონტალური სტრუქტურის სისტემურ შესწავლას ითვალისწინებდა, დროითი ძირილი კი დღელამური, სეზონური და წლიური მდგომარეობის დინამიკური თვისებების გამოვლენას. ამგვარი მიდგომა აადვილებდა ლანდშაფტმცოდნეობაში ისეთი პრობლემური საკითხების გარკვევას, როგორცაა ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა დინამიკა, ბუნებრივი რეჟიმი, ეთიოლოგია და სხვ.

1980-1990 წლებში (IV ეტაპი) შეგროვდა უზარმაზარი ემპირიული მასალა მთიანი ტერიტორიების (კავკასია, ცენტრალური აზია, მთიანი ევროპა, ბალკანისპირეთი, კარპატები და სხვ.) ლანდშაფტთა სივრცე-დროითი თავისებურებების შესახებ, დაისახა და გამოიკვეთა ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა რადიომეტრიულ, ლანდშაფტურ-გეოქიმიურ, პოლიგონურ გამოკვლევათა, გეოინფორმაციულ სისტემათა შექმნის აუცილებლობა, შეიქმნა პირველი ვიდეოკარტოგრაფიული ფილმი. ემპირიული მასალის დიდმა მოცულობამ და ფართო დიაპაზონმა რეალური პირობები შეუქმნა ლანდშაფტთა ყოვლისმომცველ კადასტრს (პასპორტიზაციას), რაც უმნიშვნელოვანესი საფუძველია ლანდშაფტთა ეკოლოგიური შესწავლის, ბუნებრივი რესურსების რაციონალური გამოყენებისა და დაცვის საქმეში.

1990-1995 წლებში (V ეტაპი) გეოგრაფიაში პერსონალური კომპიუტერების დანერგვამ გეოგრაფიული ინფორმაციის კონსტრუქციულ-გამოყენებითი მიმართულება გააძლიერა. რეალურად შეიქმნა საქართველოსა და კავკასიის გეოინფორმაციული სისტემები, რომლებმაც გეოგრაფიის დარგობრივი დისციპლინების კოორდინაციასა და კომპლექსურ ანალიზს შეუწყობ ხელი. გეოინფორმაციული სისტემების საშუალებით ხორციელდებოდა ოპერატიული გეოგრაფიული პროგნოზი, რაც მეცნიერებისა და პრაქტიკის განვითარების საწინდარია.

ამრიგად, სივრცე-დროითი ანალიზისა და სინთეზის თეორიული კონცეფციის პრაქტიკული რეალიზაცია საქართველოში განხორციელდა, რაც გარკვეული კანონზომიერებით იყო გან-

პირობებულ: სივრცე-დროითი აზროვნება მხოლოდ ლანდშაფტური მრავალფეროვნების არსებობის შემთხვევაში და შესაბამისი მატერიალური თუ სამეცნიერო პოტენციალის პირობებში შეიძლება განვითარებულიყო. ქართული ფიზიკურ-გეოგრაფიული სკოლის მიღწევებმა ჯეროვანი გამოხმაურება ჰპოვა მსოფლიოში და იგი მთიანი ტერიტორიების ბუნებათსარგებლობის სამეცნიერო შესწავლის უმნიშვნელოვანეს ცენტრად იქნა აღიარებული. თეორიული კონცეფციის საფუძველზე დაცული იქნა ათეულობით დისერტაცია ქართველ, რუს, უკრაინელ, გერმანელ, ბულგარელ, სომეხ და სხვა მეცნიერთა მიერ, გამოცემულ იქნა რამდენიმე მონოგრაფია როგორც პოსტსაბჭოურ, ისე დასავლეთ ევროპის ნამყვან სამეცნიერო ცენტრებში.

XX საუკუნის მანძილზე, განსაკუთრებით კი ბოლო ათწლეულის სამეცნიერო-გეოგრაფიულ გამოკვლევათა ერთიანი სტრატეგიის შემუშავების აუცილებლობის შესახებ. ფიზიკური და სოციალურ-ეკონომიკური გეოგრაფიული გამოკვლევები "ბუნება – საზოგადოება" ერთიანი სისტემის მთავარი ამოცანა ხდება (1). ამგვარი მიდგომა ბუნებრივი და სოციალურ-ეკონომიკური გარემოს ერთიანობით, ურთიერთდამოკიდებულების მასშტაბებითა და განვითარების პერსპექტივებითაა განპირობებული. როგორც რაციონალური ბუნებათსარგებლობის, ისე სოციალურ-ეკონომიკურ პრობლემათა გადაწყვეტა შეუძლებელია იმ ტერიტორიულ სისტემათა (ლანდშაფტთა, რეგიონთა) კომპლექსური ანალიზის, ეკოლოგიურ თავისებურებათა გამოკვლევისა და დაგეგმარების გარეშე, სადაც რეალურად ფიქსირდება საზოგადოების სოციალური თუ ეკონომიკური აქტივობა და ინტერესები.

ლანდშაფტთა ეკოლოგიური თავისებურებების გამოვლენა და შესწავლა მჭიდროდ უკავშირდება მათი დაგეგმარების ძირითად პრინციპს, რაც გეოსისტემათა პრაქტიკული გამოყენების ყოველმხრივ დასაბუთებული პროექტების შექმნაში მდგომარეობს. ამგვარი პროექტები უნდა ასახავდეს ლანდშაფტთა თუ რეგიონთა სოციალურ-ეკონომიკური გამოყენების მიზანმიმართულებას, საზოგადოების მზარდ მოთხოვნათა დაკმაყოფილების გზებს, გარემოს მდგრადი განვითარების შენარჩუნებას, ლანდშაფტთა მიერ გარემოსაღმდგენ თუ რესურსაღმდგენ თვისებათა პოტენციალურ შესაძლებლობას (2).

სივრცე-დროითი და სინთეზის თანამედროვე კონცეფციამ, რომელიც XX საუკუნის 90-იანი წლების შუა ხანებში დაისახა, იმ მიმართულებათა საფუძვლები განიხილება, რაც შეეხება ერთიან გეოგრაფიულ გამოკვლევათა ორგანიზაციას, ლანდშაფტთა გეოეკოლოგიურ დაგეგმარებას, ბიომრავალფეროვნების შენარჩუნებას, ფართომასშტაბიან ეკოლოგიურ-გეოგრაფიულ ექსპერტიზას და სხვადასხვა მიმართულების რეგიონული თუ გლობალური პროექტების გეოინფორმაციულ მომსახურებას.

ლანდშაფტთა დაგეგმარება, დასავლეთ ევროპის სამეცნიერო თუ გამოყენებითი პროფილის ცენტრებში კარგად აპრობირებული თეორიულ-პრაქტიკული მნიშვნელობის სამეცნიერო მიმართულება, მთიანი ტერიტორიებისათვის (საქართველოსთვის) არ განხორციელებულა. ლანდშაფტთა დაგეგმარება თეორიული თვალსაზრისით, მოცემული ტერიტორიის თანამედროვე გეოეკოლოგიური მდგომარეობის, ანთროპოგენული ზემოქმედების ხარისხის, ლანდშაფტთა მდგრადობისა და ლანდშაფტურ-ეკოლოგიური თავისებურებების ყოველმხრივი ანალიზის გათვალისწინებით უნდა განხორციელდეს. ამგვარი ანალიზი კი შეუძლებელია ლანდშაფტთა სტრუქტურისა და ფუნქციონირების შესწავლის გარეშე, რაც პირდაპირ კავშირშია სივრცე-დროით ანალიზსა და სინთეზთან. იგივე შეიძლება ითქვას ბიომრავალფეროვნების (გენეტიკური, სახეობრივ ან ეკოსისტემური მრავალფეროვნება) შენარჩუნებისა და ეკოლოგიური ექსპერტიზის შესახებაც. პირველ მათგანში იგულისხმება დაცული ტერიტორიების შექმნა, მათი შემადგენელი ეკოსისტემების სტრუქტურისა და ფუნქციონირების მახასიათებელთა შენარჩუნება, მაქსიმალური მიახლოება სანყისი ლანდშაფტის ანალოგიურ მაჩვენებლებთან. ეკოლოგიური ექსპერტიზაც უმეტესწილად გარემოს სტრუქტურისა და ფუნქციონირების თანამედროვე მდგომარეობის ანალიზსა და შესაძლებელი ცვლილებების პროგნოზირებას გულისხმობს.

ლანდშაფტთა გეოეკოლოგიური დაგეგმარების ქვაკუთხედი მათი თანამედროვე მდგომარეობის დადგენაში, ანალიზსა და პროგნოზშია.

ძნელად მოიძებნება თანამედროვე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ სამეცნიერო ლიტერატურაში ისეთი მნიშვნელოვანი ნაშრომი, რომელიც მეტ-ნაკლებად არ ეხება ლანდშაფტთა მდგომარეობას, მისი სივრცე-დროითი განვითარების თავისებურებებს,

სტრუქტურას, ფუნქციონირებას და ა.შ. ამგვარი ვითარება საკითხის მნიშვნელობითაა განპირობებული, თუმცა ართულებს ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის სისტემატიზაციასა და კლასიფიკაციას. სირთულეს განაპირობებს ისიც, რომ მკვლევართა დიდი ნაწილი ამა თუ ის სახეცვლილ ლანდშაფტს მისთვის მისაღები, "ავტორისეული" სახელწოდებით წარმოგვიდგენს.

ჯერ კიდევ მეოთხედი საუკუნის წინ, ცნობილი რუსი გეოგრაფი, პროფ. ა. ისაჩენკო თავის ნაშრომში «Прикладное ландшафтоведение» (3), განიხილავს რა ლანდშაფტთა მდგომარეობის არსს და მის ძირითად კატეგორიებს ადამიანის ზემოქმედების ხარისხის მიხედვით გამოყოფს, აღნიშნავს, რომ დეტალური სამეცნიერო კლასიფიკაცია მომავლის საქმეა, რომ მათი დადგენა მრავალფეროვნებითაა გართულებული. ამგვარი მოსაზრება პროფ. ა. ისაჩენკოს უფრო მოგვიანებითაც (4, 5) აქვს გამოთქმული.

პროფ. ა. ისაჩენკოს მიხედვით, ბუნებრივი ლანდშაფტები ოთხ კატეგორიად იყოფა: 1. პირობითად უცვლელი (ლანდშაფტები, რომლებშიც სამეურნეო საქმიანობა პრაქტიკულად არ ხორციელდება; ზემოქმედებას არ განიცდიან კომპონენტები და აღინიშნება ტექნოლოგიური ნარჩენების უმნიშვნელო აკუმულაცია; ამგვარია მაღალი მთის სუბნივალური და ნივალური ლანდშაფტები); 2. უმნიშვნელოდ შეცვლილი (ლანდშაფტები, სადაც მიმდინარეობს ექსტენსიური სამეურნეო საქმიანობა – ნადირობა, თევზჭერა, შერჩევითი ჭრა; უმნიშვნელო ზემოქმედებას განიცდის მხოლოდ ცალკეული კომპონენტები; ბუნებრივი კომპლექსი და კომპონენტთაშორისი კავშირები შენარჩუნებულია, ან ცვლილება იმდენად უმნიშვნელოა, რომ თვითაღდგენის პროცესებს ინტენსიური ხასიათი აქვს. საქართველოში ამგვარია სუბალპურ, ალპურ და ტუგაის ტიპის ლანდშაფტთა უმეტესობა); 3. ძლიერ სახეცვლილი (ლანდშაფტები, რომლებიც განიცდიან ხანგრძლივ და სტიქიურ ზემოქმედებას; კომპონენტთა უმეტესობა სახეცვლილია, დარღვეულია ლანდშაფტის სტრუქტურა და კომპონენტთაშორისი კავშირები; განვითარებულია უარყოფითი გეოეკოლოგიური პროცესები; ამგვარია საქართველოს დაბალი და საშუალო მთის ლანდშაფტთა უდიდესი ნაწილი); 4. კულტურული, ან რაციონალურად სახეცვლილი (ლანდშაფტები, რომლებშიც კომპონენტთაშორისი კავშირები მიზანმიმართულადაა შეცვლილი; მათი ფუნქციონირება შესაძლებელია მუდმივი

რეგულირებით; ამგვარია საქართველოს მათათაშორისი ბარის ლანდშაფტთა უდიდესი ნაწილი). კლასიფიკაცია მისაღებია, თუმცა მის ცალკეულ კატეგორიებში რთულია გარკვევა კონკრეტული კრიტერიუმების არქონის გამო. რთულია იმის გამოც, რომ ზემოთაღნიშნულ კლასიფიკაციაში არაფერია ნათქვამი ვერტიკალური თუ ჰორიზონტალური სტრუქტურის ტრანსფორმაციის როგორი ფორმა უნდა გახდეს იმის დასტური, რომ ლანდშაფტი "ძლიერ სახეცვლილთა" კატეგორიაში (ჯგუფში) განვიხილოთ.

ლანდშაფტურ-გეოფიზიკური თვალსაზრისით (6), ვერტიკალური სტრუქტურის ტრანსფორმაციის მიხედვით ლანდშაფტთა მდგომარეობის რამდენიმე კატეგორია გამოიყოფა: 1. უმნიშვნელო – ტრანსფორმირებულია გეოჰორიზონტთა 1/4, ანუ უმნიშვნელოდაა შეცვლილი ვერტიკალური სტრუქტურის სირთულე; 2. საშუალო – ტრანსფორმირებულია გეოჰორიზონტთა ნახევარი, ანუ შეცვლილია ვერტიკალური სტრუქტურის სირთულე, ხოლო სიმძლავრე იგივეა; 3. მნიშვნელოვანი – ტრანსფორმირებულია გეოჰორიზონტთა 3/4, ანუ უმეტესწილად შეცვლილია ვერტიკალური სტრუქტურის სირთულე, მნიშვნელოვნად შეცვლილია სიმძლავრე; 4. ეკოციდი – ტრანსფორმირებულია ან შეცვლილია ყველა გეოჰორიზონტი, პრაქტიკულად დარღვეულია ვერტიკალური სტრუქტურა, აღარ არსებობს პირვანდელი ბიოგენური გეოჰორიზონტები, მთლიანად გარდაქმნილია ვერტიკალური სტრუქტურის სიმძლავრე; 5. ეკოციდი – აღარ არსებობს ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსის პირვანდელი მდგომარეობა.

ვერტიკალური სტრუქტურის ტრანსფორმაცია მხოლოდ გარკვეული ტიპის სირთულის მქონე გეოსისტემებისათვის განიხილება, კედოდ ისეთებისათვის, რომელთაც ძალიან რთული (10-12 გეოჰორიზონტი) ვერტიკალური სტრუქტურა გააჩნიათ. ამგვარი ლანდშაფტები პრაქტიკულად არ გვხვდება საქართველოში. მათი მსგავსია სუბტროპიკული კოლხური ტყის ლანდშაფტები, რომლებშიც აქტიური სამეურნეო საქმიანობის შედეგად შემცირებულია გეოჰორიზონტების რაოდენობა. პრიმიტიული ან საშუალო სირთულის ვერტიკალური სტრუქტურის მქონე გეოსისტემებში ნებისმიერი სახის ტრანსფორმაცია გეოციდის, ან უკეთეს შემთხვევაში, ეკოციდის ტოლფასი იქნება. ამგვარ გეოსისტემებში (5-6 გეოჰორიზონტით), რომლებიც სტეპურ და მთამდელს ლანდშაფტებშია წარმოდგენილი, ერთი გეოჰორიზონ-

ტის ტრანსფორმაციაც კი ვერტიკალური სტრუქტურის სრულ სახეცვლილებას, გარდაქმნას განაპირობებს.

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის დასადგენად მნიშვნელოვანია მის ვერტიკალურ სტრუქტურაში განხილულ იქნეს გეოჰორიზონტთა არა მხოლოდ რაოდენობრივი, არამედ ხარისხობრივი მაჩვენებლის ტრანსფორმაციის მასშტაბი. ხშირ შემთხვევაში ტრანსფორმაციას განიცდის სპეციფიკური, მხოლოდ ამ გეოსისტემისთვის (ლანდშაფტისათვის) დამახასიათებელი და მისი ფუნქციონირების განმსაზღვრელი გომასა. მაგალითად, კოლხურ ტყეებში მარადმწვანე ქვეტყის ტრანსფორმაცია (განადგურება) თითქმის არ ცვლის ვერტიკალური სტრუქტურის ხარისხობრივ მაჩვენებლებს, მაშინ როცა, ლანდშაფტის ფუნქციონირება მთლიანად შეცვლილია.

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობა შესაძლებელია შეფასდეს ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური მახასიათებლების, ფუნქციონირების, ეთოციკლისა და ბუნებრივი რეჟიმის ცვალებადობის მიხედვით. ამგვარი ცვალებადობა სრულ შესაბამისობაშია გეოსისტემის ვერტიკალურ სტრუქტურასთან, მის ტრანსფორმაციასთან. აღნიშნული შესაბამისობის მიხედვით, ტრანსფორმაციის ხუთი კატეგორია გამოიყოფა: 1. უმნიშვნელო ტრანსფორმაცია – იცვლება ბტკ-ს სივრცე-დროითი მდგომარეობები; 2. საშუალო ტრანსფორმაცია – იცვლება ფუნქციონირების ხასიათი; 3. მნიშვნელოვანი ტრანსფორმაცია – იცვლება ეთოციკლი; 4. ეოციდის შემთხვევაში – იცვლება ბუნებრივი რეჟიმი; 5. გეოციდის შემთხვევაში – იცვლება სტრუქტურის, ფუნქციონირებისა და ლანდშაფტურ-ეთოლოგიურ თავისებურებათა ყველა მახასიათებელი, ანუ ერთი გეოსისტემა იცვლება მეორეთი.

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის კატეგორიები და მახასიათებლები განიხილება ვერტიკალური სტრუქტურის სტაბილიზაციის სტექსების (5.6 G) ფარგლებში. გასათვალისწინებელია ის გარემოება, რომ მთელი რიგი სხვა სტექსებისთვის (2.3 G; 3.4 G[↑]; 5.4 G[↓]), როცა ვერტიკალური სტრუქტურის თავისებურებანი მკვეთრადაა შეცვლილი, ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური მახასიათებლების ტრანსფორმაცია და შესაბამისად, მათი კლასიფიკაცია განსხვავებული იქნება. თუმცა, ზაფხულის სტაბილიზაციის სტექსები ჯეროვნად ასახავს ბტკ-ს როგორც სტრუქტურულ, ისე ლანდშაფტურ-ეთოლოგიურ თავისებურებებს, და თანაც, აქტიური სამეურნეო საქმიანობაც სწორედ

ზაფხულის პერიოდში აღინიშნება. გეომასებისა და გეოჰორიზონტების კრებადობა მაქსიმალურია ზაფხულის სტაბილიზაციის სტექსებისათვის, რასაც უფრო დიდი მნიშვნელობა აქვს კავკასიის (7), და შესაბამისად, საქართველოს ლანდშაფტებისათვის, ვიდრე სტრუქტურის სიმძლავრესა და სირთულეს.

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობას მკაფიოდ ასახავს "ფართობული", სივრცითი ტრანსფორმაციის თავისებურებანი, კერძოდ, მის ჰორიზონტალურ სტრუქტურაში წარმოდგენილ ბუნებრივ თუ სახეცვლილ ტერიტორიულ კომპლექსთა თანაფარდობა და სივრცითი ორგანიზაცია.

ლანდშაფტთა ჰორიზონტალური სტრუქტურის, მისი მორფოლოგიური ერთეულების შესახებ საკმაო რაოდენობის სამეცნიერო გამოკვლევა არსებობს. საყოველთაოდაა აღიარებული მისი მორფოლოგიური კლასიფიკაციაც. მთიანი ტერიტორიების შემთხვევაში, ანთროპოგენული ტრანსფორმაციით ძირითადად ელემენტარული მორფოლოგიური ერთეულები – ფაციესები და ურონიშჩეები გამოირჩევიან, ვაკეებზე კი ტრანსფორმაციას განიცდის ყველა მორფოლოგიური ერთეული. საქართველოს ლანდშაფტებში სახეცვლილ ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსთა რაოდენობა რამდენიმე ათასს აღწევს, რის გამოც მათი სრულყოფილი სისტემატიზაცია პრაქტიკულად შეუძლებელია. ცალკეულ სამეცნიერო შრომაში (8, 9) მოცემულია სახეცვლილ ტერიტორიულ კომპლექსთა კლასიფიკაციის მაგალითები, თუმცა შეხედულებათა სისტემის სხვადასხვაობის გამო ისინი ნაკლებად ესადაგებიან ერთმანეთს.

საქართველოში წარმოდგენილია ვაკისა და მთის ლანდშაფტთა ორ ათეულამდე ტიპი, რომელთა 2/3 ჰემიდური, ხოლო დანარჩენი სემიარიდული და სემიპუმიდური ჰავით ხასიათდება. კავკასიონის ფარგლებში ლანდშაფტური დიფერენციაციის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორია რელიეფის ფორმები და ექსპოზიცია, მათათაშორის ბარში – ჰავა (ნალექების განაწილება) და ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში კი – ყველა ზემოთაღნიშნული ერთად აღებული. მთის ლანდშაფტები გამოირჩევიან ზომიერი და ნოტიო ჰავით, ეროზიულ-დენუდაციური რელიეფით, ფართოფოთლოვანი და შერეული ტყეებით. ისინი უმნიშვნელოდ ან საშუალოდ სახეცვლილ ლანდშაფტთა კატეგორიას განეკუთვნებიან, მათათაშორის ბარის ლანდშაფტები კი მნიშვნელოვნად შეცვლილ და ეკოციდირებულს.

ჰორიზონტალური სტრუქტურის მიხედვით ლანდშაფტთა მდგომარეობა შემდეგ ერთეულებად იყოფა: უმნიშვნელოდ სახეშეცვლილი (ტრანსფორმირებულია ლანდშაფტის 20%-მდე ფართობი - ასეთი ტუგაის ტიპის და მაღალი, მთის ლანდშაფტთა უმრავლესობა. გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტები, რომლებიც ამავე კატეგორიაში ერთიანდებიან, უფრო "პრაქტიკულად უცვლელთა" ჯგუფში უნდა განვიხილოთ); საშუალოდ სახეშეცვლილი - 20-50% (დაბალი მთის ლანდშაფტთა უმეტესი და საშუალო მთის ლანდშაფტთა გარკვეული ნაწილი); საკმაოდ სახეშეცვლილი - 50-80% (მთათაშორისი ბარისა და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის ლანდშაფტთა უდიდესი და საშუალო მთის ლანდშაფტთა გარკვეული ნაწილი); ძლიერი სახეშეცვლილი - 80-95% (მთათაშორისი ბარის სელიტებური და მათი მიმდებარე ტერიტორიები) და პრაქტიკულად მთლიანად გარდაქმნილი - 95-100% (ამგვარი საქართველოში მხოლოდ თბილისის ქვაბულის ლანდშაფტებია).

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის ზოგადი, სტრუქტურული და ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური თავისებურების შესაბამისობა შემდეგნაირად გამოიყურება:

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობა შეიძლება დავადგინოთ მათი საზღვრების მდგომარეობის, სტაბილური და დინამიკური გეომასების რაოდენობისა და ხარისხის, ტრანსფორმაციის ფიზიონომიური ნიშნით, დაცული ტერიტორიების სისტემით (10) და სხვ.

საქართველოს ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მათი ფიზიონომიური თუ სტრუქტურულ-ფუნქციონალური თავისებურებანი განპირობებულია იმ პროცესებით, რომლებიც მიმდინარეობს გარემოში და რომელიც განსაზღვრავს ზემოთაღნიშნული თავისებურების ხასიათს. ამგვარი პროცესები სამი სახისაა: ბუნებრივი, სოციალურ-ეკონომიკური (ანთროპოგენული) და შერეული (ბუნებრივიც და ანთროპოგენულიც).

პირველ შემთხვევაში, ლანდშაფტის სტრუქტურისა და ფუნქციონირების, შესაბამისად - ფიზიონომიური, თავისებურებანი მთლიანად განპირობებულია ბუნებრივი პროცესებით; აქ იგრძნობა სამეურნეო საქმიანობის გარკვეული ზეგავლენა, თუმცა არ იცვლება ლანდშაფტის როგორც გარეგნული (ინდიკაციური) იერი, ისე ეთოლოგიური თუ დინამიკური მახასიათებლები. ამგვარია საქართველოს ნივალურ და შუა მთის

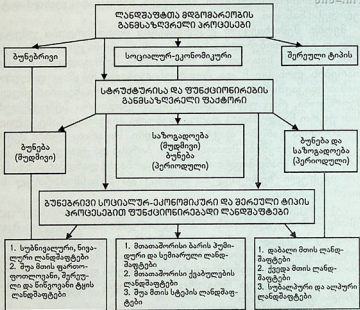
ტყის (ფართოფოთლოვანი, შერეული, წიწვოვანი) ლანდშაფტთან უდიდესი ნაწილი.

მეორე შემთხვევაში ლანდშაფტის მდგომარეობა უმეტეს-წილად განპირობებულია სოციალურ-ეკონომიკური პროცესებით, რომლის ხასიათი და ინტენსიობა საზოგადოების განვითარების დონესთან და მოთხოვნილებათა დაკმაყოფილებასთანაა დაკავშირებული. რაც უფრო მაღალგანვითარებულია მეურნეობა, რაც უფრო დიდია ტექნოლოგიური ზემოქმედება, მით უფრო ნაკლებადაა დამოკიდებული ამგვარად სახეცვლილი ტერიტორია გარემო ფაქტორებისადმი. საქართველოში მეორე ჯგუფს მიეკუთვნება მთათაშორისი ბარისა და ქვაბულების, შუა მთის სტეპის ლანდშაფტთა უმრავლესობა. ამ ლანდშაფტზე ანთროპოგენული ზემოქმედება მუდმივ და მიზანმიმართულ ხასიათს ატარებს.

საქართველოს ლანდშაფტთა მდგომარეობის განმსაზღვრელი მესამე – შორეული სახის – პროცესი, დამახასიათებელია მთის შიბლიაკის, ქვედა მთის ტყის, სუბალპური და ალპური ლანდშაფტებისათვის. აქ ანთროპოგენული ზემოქმედება ეპიზოდურ ხასიათს ატარებს, ლანდშაფტის სტრუქტურა და ფუნქციონირება განპირობებულია როგორც ბუნებრივი, ასევე ანთროპოგენული ფაქტორებით.

ლანდშაფტთა მდგომარეობა (კვლელების ხარისხი)				
კატეგორია / ხარისხი	ზოგადი	ვერტიკალური სტრუქტურის მიხედვით	ჰორიზონტალური სტრუქტურის ფართობის მიხედვით	ლანდშაფტურ ეთოლოგიური მახასიათებლების მიხედვით
I	მცირედ შეცვლილი	სირთელის 1/4	< 20 %	სტრუქტურა
II	სამუალოდ შეცვლილი	სირთელის 1/2	20-50 %	ფუნქციონირება
III	ძლიერ შეცვლილი	სირთელის 3/4	50-80 %	ეთოციკლი
IV	კულტურული ლანდშაფტი	ეკოციკლი	80-95 %	ბუნებრივი რეჟიმი
V	პრაქტიკულად გარდაქმნილი	გეოციკლი	95-100 %	გეოსისტემა

ლანდშაფტთა თანამედროვე მდგომარეობის კვლევა პერსპექტიული სამეცნიერო პრობლემაა, რომელიც მჭიდროდ უკავშირდება გეოსისტემებზე ანთროპოგენული ზემოქმედების ხარისხის, ლანდშაფტთა მდგრადობისა და თვითაღდგენის უნარის



შესწავლას. ასევე მნიშვნელოვანია ლანდშაფტთა მდგომარეობის გეოქიმიური ანალიზი, რაც ეკოლოგიური ვითარების დადგენის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი ასპექტია. აღნიშნულ მახასიათებელთა განსაზღვრით შესაძლებელია დადგინდეს ლანდშაფტის პროდუქტიულობა, რაც საბოლოო ჯამში ცალკეულ სოციალურ-ეკონომიკურ ფუნქციასა და დაგეგმარების საფუძველია.

1. Беручашвили Н.Л., Жукова В.К., Методы комплексных физико-географических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1977, с.320.
2. ბელიზბარაშვილი. ლანდშაფტთა დაგეგმარება. "მეცნიერება და ტექნიკა", № 1990, №5, გვ. 23-26.
3. Исаченко А.Г. Прикладное ландшафтоведение. Часть 1. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976, с.152.
4. Исаченко А.Г. Методы прикладных ландшафтных исследований. Л., «Наука», 1980, с. 222.
5. Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1991, с. 366.
6. ბერუჩაშვილი, ბ. ელიზბარაშვილი, დ. ნიკოლაიშვილი. ლანდშაფტმცოდნეობა, თბ., 1992, გვ. 134.
7. Беручашвили Н.Л., Элизбарაშვილი Г.С., Классификация вертикальных структур ландшафтов Кавказа в летние стексы стабилизации структуры. В сб.: Вопросы изучения состояний окружающей среды. Тб., Изд-во ТГУ, 1982, с.49-55.
8. Уклеба Д.Б., Антропогенные ландшафты Грузии. Тб., «Мецинереბა». 1983, с. 159.
9. Мильков Ф.Н., Человек и ландшафты. М.: «Мысль», 1973, с. 370.
10. ბ. ზაზანაშვილი, გ. სანადირაძე. საქართველოს დაცული ტერიტორიები XX და XXI საუკუნეების მიჯნაზე. კრებულში: საქართველოს ბიოლოგიური და ლანდშაფტური მრავალფეროვნება. თბ., ბუნების დაცვის მსოფლიო ფონდის საქართველოს ოფისის გამოცემა. 2000. გვ. 251-276.

Н.К. ЭЛИЗБАРАШВИЛИ

СОВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА И СИНТЕЗА

Резюме

Теоретическая концепция пространственно-временного анализа и синтеза природно-территориальных комплексов, разработанная в Тбилиском государственном университете, имеет длительную историю становления и позволяет наметить перспективы дальнейших теоретико-практических разработок.

Становление теоретической концепции можно разбить на несколько отчетливо выраженных этапов. Первый этап (1965-1970 гг.) – начало регулярных физико-географических исследований на Марткопском физико-географическом стационаре. Второй (1970-1975 гг.) – ландшафтно-геофизическое изучение структуры и функционирования геосистем на основе как стационарных, так и полустационарных, аэро-



визуальных и экспедиционных методов. Третий (1975-1980 гг.) – аппробация и интерполяция теоригической концепции. Четвертый (1980-1990 гг.) – накопление эмпирического материала по ландшафтам горных регионов Евразии. Пятый (1990-1995 гг.) – разработка и создание геоинформационных систем, основ прогнозирования состояний и паспортизации геосистем.

Современный этап пространственно-временного анализа и синтеза предусматривает проведение конструктивно-прикладных исследований с целью определения экологического состояния и планирования ландшафтов, сохранения био- и ландшафтного разнообразия, создания систем охраняемых территорий, решения региональных проблем природопользования и т.п.

Решение вышеотмеченных проблем невозможно без качественно-количественного определения состояний ландшафтов, существование и функционирование которых определено природными и социально-экономическими факторами и процессами.

N. ELIZBARASHVILI

PRESENT CONDITION OF SPATIAL-TEMPORAL ANALYSIS AND SYNTHESIS

Summary

Theoretical conception of spatial-temporal analysis and synthesis, which took place at the beginning of the 1960s in Martkopi physical-geographic station of Tbilisi State University, pass over a few stages of development: stationary study (permanent active) of dynamics of natural components, study of structure and functioning landscape-ethnological analysis, collection of empiric materials about Eurasia mountainous territories and creation geographic (al) information systems.

Present stage of theoretical conception is connected with study of landscape-ecological conditions, planning, biodiversity and regional projects about nature utilization.

Landscape planning or else establishment their socio-economic functions will carry out by complex analysis of present conditions. The present condition of landscapes is considered by structural, functional and phyzionomical features. Among them the most important has functional feature. This determined by natural, socio-economical and mixed types processes.



დ. ნიკოლაიშვილი

**საქართველოს ფიტომასების მარაგი წარსულში და
ამჟამად**

საქართველოს ფიტომასების განსაზღვრას მიეძღვნა არაერთი სამეცნიერო ნაშრომი (4, 6, 7), სადაც განხილულია ჩვენი ქვეყნის როგორც ცალკეული რეგიონებისა და ლანდშაფტების, ისე მთელი ტერიტორიის მაჩვენებლები. ამ ნაშრომებში ფიტომასების საშუალო რაოდენობები გაანალიზებულია ტერიტორიის ამა თუ იმ ერთეულზე და იგი გამოსახულია ტონა/ჰექტრობით. ეს რაოდენობრივი მაჩვენებლები მეტ-ნაკლები სიზუსტით განსაზღვრულია საქართველოს თითქმის ყველა ლანდშაფტისათვის (ლანდშაფტების გვარების დონეზე). ცხადია, რომ ფიტომასების ჯამური რაოდენობის განსაზღვრისათვის მიუღებელია მათი შეჯამება. ამიტომაც გაჩნდა ტერმინი „ფიტომასების მარაგი“, რომელიც გულისხმობს ფიტომასების არა საშუალო, არამედ აბსოლუტურ, რეალურად არსებულ რაოდენობას ფართობის გარკვეულ ერთეულზე (3, 5). იგი ერთგანზომილებიანია და იანგარიშება არა ტონა/ჰექტრობით, არამედ ტონობით. აქედან გამომდინარე ფიტომასების მარაგის დასადგენად გასათვალისწინებელია ტერიტორიის ფართობიც. მაგალითად, გარკვეულ ლანდშაფტს უკავია 5კვ.კმ ფართობი, ფიტომასების საშუალო რაოდენობაა 300 ტ/ჰა, ფიტომასების მარაგი კი იქნება: $300 \times 5/0,01 = 1,5$ (მლნ ტ).

სწორედ ამ პრინციპზე დაყრდნობით გავანალიზეთ ფიტომასების მარაგი საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე. ეს ანალიზი

¹ 1 ჰა = 0,01 კვ.კმ.

ეფუძნება ორი რუკის (1, 2) შედარებას. ცხადია, ეს რუკები დროის სხვადასხვა ინტერვალებს ასახავს. ამის შესაბამისად შეიძლება მსჯელობა ფიტომასების მარაგზე, როგორც წარსულის, ისე თანამედროვე მდგომარეობით. თუმცა ლანდშაფტურ რუკაზე ასახული არ არის საქართველოს ლანდშაფტურ სტრუქტურაში უკანასკნელ წლებში მომხდარი ცვლილებები. იგი ერთადერთი რუკაა, რომელიც ჩვენი ქვეყნის მთელი ტერიტორიის ფიტომასების რაოდენობის ერთიანი გაანალიზების შესაძლებლობას იძლევა.

აღნიშნული რუკების საფუძველზე განისაზღვრა, ერთი მხრივ, ლანდშაფტური ერთეულებისა (გვარების) და ბტკ ვერტიკალური სტრუქტურის (ვს) ტიპების, მეორე მხრივ, მცენარეთა დაჯგუფებათა ფართობები. სამეცნიერო ლიტერატურაში მრავლად მოიპოვება ინფორმაცია ფიტომასების საშუალო რაოდენობაზე ლანდშაფტების გვარებისა და ბტკ ვერტიკალური სტრუქტურის ტიპების მიხედვით, რაც არ შეიძლება ითქვას მცენარეულ საფარზე. ამისათვის მცენარეული საფარის გარკვეულ დაჯგუფებებს შევუსაბამეთ ლანდშაფტის ესა თუ ის გვარი და მასში გაბატონებული ბტკ ვერტიკალური სტრუქტურის ტიპი. ამით მივიღეთ ფიტომასების მარაგი წარსულში (დაფუძნებული აღდგენილი მცენარეული საფარის რუკის ანალიზზე) და ამჟამად (დაფუძნებული თანამედროვე ლანდშაფტურ რუკაზე). ამ ორი მაჩვენებლის შედარებამ კი ფიტომასების მარაგის ცვლილების დადგენის შესაძლებლობა მოგვცა.

უდავოა, რომ ფიტომასების მარაგი საქართველოს ტერიტორიაზე შემცირებულია და ამ შემცირების ხარისხი განსხვავებულია, როგორც ლანდშაფტების, ისე რეგიონების მიხედვით (ცხრ. 1). ფიტომასების ყველაზე დიდი მარაგი წარსულში თავმოყრილი იყო და დღესაც ასეა – საშუალო მთის ტყის ლანდშაფტებში (იგი 728,7 მლნ ტონიდან 627,0 მლნ ტონამდე შემცირდა).

ფიტომასების მარაგის საკმაოდ განსხვავებულ სურათს ვლენულობთ რეგიონების (მხარეების) მიხედვით (ნახ. 1). მისი მაქსიმალური რაოდენობა აღნიშნებოდა იმერეთში და შეადგენდა 222,6 მლნ ტონას, შემდეგ ადგილზე იყო აფხაზეთი (219,1 მლნ ტ), ბოლო ადგილზე – გურია (49,665 მლნ ტ). ამჟამად ეს სურათი არსებითად შეცვლილია. მარაგის მაქსიმუმი მოდის აფხაზეთსა (190,0 მლნ ტ) და სამეგრელო-ზემო სვანეთზე (122,0 მლნ ტ), იმერეთმა მესამე ადგილზე გადაინაცვლა, გურიას კი კვლავ ბო-

ლო ადგილი უკავია. პროცენტული თვალსაზრისით ფიტომასების მარაგის ყველაზე მეტი შემცირება, ე. ი. ყველაზე დიდი დანაკარგი განიცადა იმერეთმა და ქვემო ქართლმა (48-48%). ყველაზე მცირე ცვლილება კი აღინიშნა მცხეთა-მთიანეთსა და სამცხე-ჯავახეთში (8,9 % და 11,7 % შესაბამისად).

ფიტომასების საერთო მარაგში ტყეების² ხვედრითი წილი იგივე დარჩა, რაც წარსულში იყო. კერძოდ, ტყეების წილად მოდიოდა ფიტომასების მარაგის 89,4 %, ამჟამად კი იგი 88,2%-ს შეადგენს (ნახ. 2.ა). მაგრამ ტყიან ლანდშაფტებზე ამჟამად მოდის ფიტომასების ადრინდელი მარაგის 31%, ე. ი. ფიტომასების მარაგის საერთო დანაკარგია 31%, ანუ 395,4 მლნ ტ (ნახ. 2.ბ). ეს მეტად შემამოფოთებელი ციფრია. იგი უტოლდება საქართველოს ყველაზე დიდმარაგიანი მხარეების – აფხაზეთის, სამეგრელო-ზემო სვანეთისა და იმერეთის ფიტომასების ამჟამინდელ საერთო მარაგს.

საინტერესოა ისიც, რომ საქართველოში ტყეების ფართობი შემცირებულია 44%-ით, ფიტომასების მარაგი კი – მხოლოდ 31%-ით. ეს, ალბათ, იმით აიხსნება, რომ ყველაზე უკეთ შენარჩუნებულია საშუალო მთის ტყის ლანდშაფტები, სადაც თავმოყრილია საქართველოს ფიტომასების მარაგის უდიდესი ნაწილი (89,5%).

საგრძობლად შემცირდა ტყიანობა საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე. მისი ყველაზე მაღალი მაჩვენებელი (96,3%) აღინიშნებოდა იმერეთში და საერთოდ, მთელ დასავლეთ საქართველოში, რომელიც ტყიანობის 60-80%-იან ინტერვალში იყო მოქცეული (ნახ. 3.ა). განსაკუთრებით გამოირჩეოდა აჭარა, სადაც ტყიანობა აღემატებოდა 70%-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში კი ყველაზე მაღალი იყო ეს მაჩვენებელი შიდა ქართლსა (50,2%) და კახეთში (43,7%). თანამედროვე მდგომარეობით ტყიანობა, უმეტეს შემთხვევაში, შემცირებულია ერთი, ან ორი ინტერვალით (ნახ. 3.ბ). მაგალითად, იმერეთმა >80%-დან გადაინაცვლა 40-60%-იან ინტერვალში. გამონაკლისია მხოლოდ მცხეთა-მთიანეთისა და სამცხე-ჯავახეთის მხარეები, რომლებიც ერთსა და იმავე (20-40%-იან) ინტერვალშია მოქცეული, როგორც წარსულში, ისე ამჟამადაც.

² იგულისხმება მხოლოდ მაკრო- და მეგასტრუქტურების ტყეები, სადაც ხეების სიმაღლე 16 მეტრს აღემატება.

ადრე ტყიანობის ყველაზე დაბალი მაჩვენებელი აღინიშნებოდა სამცხე-ჯავახეთში (30,2%), ყველაზე მაღალი-იმერეთში (96,3). ამჟამად კი ეს მაჩვენებელი ყველაზე დაბალია ქვემო ქართლში (19,7%), ყველაზე მაღალი კი იმერეთსა (55,8%) და აფ-

ცხრილი 1. ფიტომასების მარაგი ლანდშაფტების მიხედვით

მხარეები	ლანდშაფტები								სულ		
	ვაკის		მთის		ტყის		ვაკის ტყის		1	2	3
	1	2	1	2	1	2	1	2			
აფხაზეთი	64.6	37.5	154.5	152.4	203.5	179.4	64.3	36.5	219.1	190.0	13.2
სამეგრელო- ჯ. სვანეთი	79.9	30.9	103.4	92.0	161.6	117.2	50.5	29.3	183.2	122.0	33.4
იმერეთი	62.6	17.9	160.0	97.1	215.7	113.0	62.6	18.0	222.6	115.1	48.3
რაჭა-ლეჩხუმი- ქვ. სვანეთი	81.5	60.9	1.0		77.3	55.4	1.0		82.5	60.9	26.2
აჭარა	14.6	1.1	68.7	62.7	77.5	60.0	14.5	0.7	83.2	63.8	23.4
გურია	16.1	13.6	33.6	14.2	46.8	24.4	15.7	7.2	49.7	27.8	44.0
ქახეთი	24.5	1.8	151.6	108.8	143.7	93.1	12.7	0.2	176.1	110.6	37.2
მცხეთა- მთიანეთი	2.4	0.1	68.0	64.1	53.5	46.3	2.4	0	70.5	64.2	8.9
სამცხე- ჯავახეთი	1.8	0.6	66.8	60.0	60.8	51.8			68.6	60.6	11.7
შიდა ქართლი	4.9	1.1	72.6	52.1	68.2	28.0	2.7		77.6	53.2	31.4
ქვ. ქართლი	9	1.6	53.9	31.0	49.6	25.7	3.4	0.1	62.9	32.6	48.2

- 1 - ნარსულის (მლნ ტ)
2 - ამჟამად (მლნ ტ)
3 - შემცირების ხარისხი (%)

ცხრილი 2. ფიტომასების მარაგი

საქართველოს მხარეები	ფართობი ათ. კვ. კმ.	მოსახ. რაოდ. ათ. კაცი	შეკვლ. 1 კვ. კმ.-ზე (მლნ ტ)		1 სულ მოსახლ. (ტ)
იმერეთი	6.59	798	33.8	17.5	144
ქახეთი	12.2	450	14.4	9.1	246
შიდა ქართლი	3.44	384	22.5	15.5	139
რაჭა-ლეჩხ- ქვ. სვანეთი	2.47	55	33.4	24.6	1107
სამცხე- ჯავახეთი	6.43	236	10.7	9.4	257
აფხაზეთი	8.7	525	25.2	21.8	362
სამეგრელო- ჯ. სვანეთი	7.44	484	24.6	16.4	252
აჭარა	2.9	399	28.6	22.0	160
გურია	2.03	161	24.5	13.7	173
ქვ. ქართლი	6.8	600	9.2	4.8	54
მცხეთა- მთიანეთი	6.723	140	10.5	9.6	459

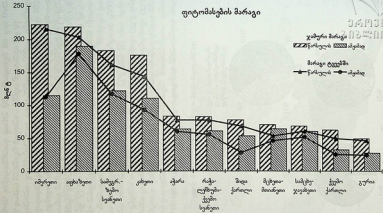
ხაზეთში (55,3%). ტყიანობის შემცირებაზე მეტყველებს ის ფაქტიც, რომ ამჟამად საქართველოს არცერთ მხარეში ტყიანობა არ აღემატება 60%-ს, მაშინ როცა ნარსულში დასავლეთ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე იგი 60-80%-ზე მაღალი იყო. ამასთან ადრე საქართველოს არსად ტყიანობის მაჩვენებელი არ იყო 20%-ზე ნაკლები.



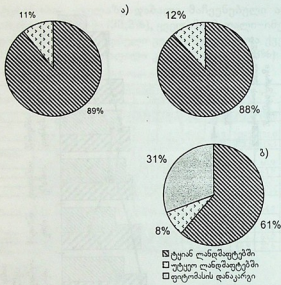
ნაციონალური
სტატისტიკის ცენტრი

ჯამური მარაგი
წარსულს მყარდება

მარაგი ტყეებში
— წარსულს — ამჟამად



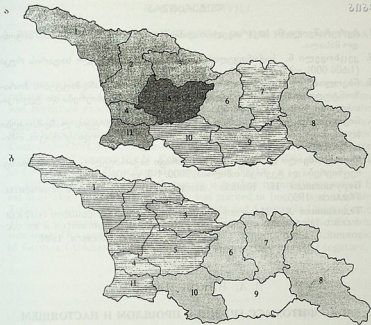
ნახ 1. ფიტომასების მარაგი



ნახ. 2. ფიტომასების მარაგი ტყიან და უტყუო ლანდშაფტებში.

თუ გავანალიზებთ ფიტომასების მარაგის ცვლილებას ფართობის ან მოსახლეობის ერთ ერთეულზე, დაახლოებით ისეთსავე სურათს მივიღებთ (ცხრ. 2). წარსულში ფიტომასების ყველაზე დიდი მარაგი ყოველ 1 კვ.კმ-ზე მოდიოდა იმერეთში (33,8 მლნ ტ), შემდეგ – აჭარასა (28,6 მლნ ტ) და აფხაზეთში (25,2 მლნ ტ). ბოლო ადგილზე კი ქვემო ქართლი (9,2 მლნ ტ) იყო. ამჟამინდელი მდგომარეობა, ამ თვალსაზრისითაც, საკმაოდ შეცვლილია. ფიტომასების მარაგის მაქსიმუმი ყოველ 1 კვ.კმ-ზე მოდის რაჭა-ლეჩხუმ-ქვემო სვანეთში (24,6 მლნ ტ), შემდეგ აჭარასა (21,9 მლნ ტ) და აფხაზეთში (21,8 მლნ ტ). იმერეთს ამ მხრივ შუალედური მდგომარეობა უკავია (17,5 მლნ ტ). მთელი საქართველოსათვის კი ეს მაჩვენებელი თუკი ადრე შეადგენდა 21,6 მლნ ტონას, ამჟამად იგი 14,9 მლნ ტონამდეა შემცირებული. ამჟამად 1 სულ მოსახლეზე გაანგარიშებით ფიტომასების მარაგის ყველაზე მაღალი მაჩვენებლებია რაჭა-ლეჩხუმ-ქვემო სვანეთში (1107 ტ), ხოლო ყველაზე დაბალი – ქვემო ქართლში (54 ტ).

ამრიგად, საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე და მის ცალ-



საქართველოს მხარეები

1. აფხაზეთი
2. სამეგრელო-ზემო სვანეთი
3. რაჭა-ლეჩხუმი-ქვემო სვანეთი
4. გურია
5. იმერეთი
6. შიდა ქართლი
7. მცხეთა-მთიანეთი
8. კახეთი
9. ქვემო ქართლი
10. სამცხე-ჯავახეთი
11. აჭარა

პროდუქტების საერთო
ფართობიდან



ნახ. 3. ტყიანობა საქართველოს მხარეების მიხედვით

კეულ რეგიონებში აღინიშნება ფიტომასების მარაგის შემცირების მკაფიო ტენდენცია. იგი 1296,0 მლნ ტონიდან 900,6 მლნ ტონამდე შემცირდა.

1. ბერუჩაშვილი ნ. საქართველოს ლანდშაფტური რუკა (1:500 000). საფონდო მასალა.
2. კეცხოველი ნ. საქართველოს აღდგენილი მცენარეული საფარის რუკა (1:600 000). თბილისი, 1959.
3. ნიკოლაიშვილი დ., ქურთუბაძე მ. საქართველოს ლანდშაფტების ჰორიზონტული სტრუქტურის კვლევის პრობლემები. მეცნიერება და ტექნიკა. თბილისი, 1996. 3-4, გვ. 53-55.
4. ნიკოლაიშვილი დ. საქართველოს საშუალო მთის ტყის ლანდშაფტები (ლანდშაფტურ-გეოფიზიკური ანალიზი). საკანდიდატო დისერტაცია. თბილისი, 1995.
5. ნიკოლაიშვილი დ. ფიტომასების მარაგი საქართველოს ტერიტორიაზე. მეცნიერება და ტექნიკა. თბილისი, 2000. 1-3, გვ. 106-107.
6. **Беручашвили Н.** Кавказ: ландшафты, модели, эксперименты. Тбилиси, 1995.
7. **Теднашвили А.** Исследование фитомассы как ландшафто-геофизического показателя природно-территориальных комплексов и их состояний. Диссертация на соискание уч.ст. к.г.н. Тбилиси, 1984.

Д. А. НИКОЛАИШВИЛИ

ЗАПАС ФИТОМАСС ГРУЗИИ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ

Резюме

Запас фитомасс Грузии проанализирован применением двух карт: 1. Восстановленный растительный покров Грузии (Кецховели Н.-1:600 000), на основе которой установлен запас прошлого; и 2. Ландшафтная карта (Беручашвили Н.-1:500 000), на основе которой проанализировано современное состояние.

Запас фитомасс уменьшился как в целом по Грузии, так и в ее регионах и ландшафтах: наибольший запас фитомасс характерен для среднегорно-лесных ландшафтов как в прошлом, так и в настоящем. По регионам наибольший запас раньше отмечался в Имерети и Абхазии, а в настоящее время – в Абхазии и Самегрело-Верхней Сванети. В целом по Грузии потери запаса фитомасс составляют 31% (395,4 млн т), что почти равно современному запасу фитомасс трех регионов: Абхазии, Самегрело-Верхней Сванети и Имерети вместе взятых.

PHYTOMASSE SUPPLY OF GEORGIA IN THE PAST AND TODAY

Summary

One of the principal task of modern geography is rational use of natural resources. To reach this object it has very important mean to estimate and registrate exact amount of natural resources. This may be said about supply of phytomasses. We have define area and supply of phytomass by the different genus of the Vertical Structure of the Natural-Territorial Complexes (NTC) of Georgia – on the base of two maps, such as Restored Vegetation of Georgia (by N. Ketskhoveli, scale 1:600 000) and Landscapes of Georgia (by N. Beruchashvili, scale 1:500 000).

The maximum supply of phytomass is marked in middle-mountain forest landscapes. The maximum supply was marked in Imereti and Abkhazeti. Today this index is the highest in Abkhazeti and Samegrelo-Upper Svaneti. The lose of supply of phytomass in whole Georgia compose 31% (395,4 million ton). This quantity is equal to the supply of phytomass of three regions of Georgia (Abkhazeti, Samegrelo-Upper Svaneti and Imereti) together.



355

ბ. მელაძე

საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურის დემოგრაფიული ასპექტები

მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურა აღწარმოების რეჟიმის ევოლუციის შედეგს წარმოადგენს, რომელიც უმთავრესად დამოკიდებულია შობადობის, მოკვდაობისა და გარე მიგრაციის მასშტაბებზე. 1990-იან წლებში შექმნილმა მძიმე ეკონომიკურმა სიტუაციამ, გაზრდილმა სოციალურმა და პოლიტიკურმა დაძაბულობამ მკვეთრად გააუარესა დემოგრაფიული ვითარება. უჩვეულოდ ხანმოკლე დროის მონაკვეთში საქართველოში ადგილი ჰქონდა შობადობისა და მოკვდაობის მაჩვენებელთა გაუარესების ტენდენციებს, მეტად ფართო მასშტაბებს მიაღწია გარე მიგრაციულმა პროცესებმა. აღნიშნულ მოვლენებს არ შეიძლება თავისი ზეგავლენა არ მოეხდინა მოსახლეობის ასაკობრივ სტრუქტურაზე.

1990-იანი წლების დემოგრაფიული სტატისტიკის ამსახველი ოფიციალური მონაცემები სრულად ვერ ასახავენ შექმნილ სიტუაციას (2; 3; 6; 8). ბოლო სანდო მაჩვენებლები ჩვენი ქვეყნის ასაკობრივი სტრუქტურის შესახებ 1989 წლის მოსახლეობის აღწერის დროს დაფიქსირდა, რის შემდგომ, ვინაიდან ჩვენს ქვეყანაში არ ჩატარებულა მოსახლეობის საყოველთაო აღწერა, აღნიშნული პარამეტრის შესახებ არ მოგვეპოვება სრული ინფორმაცია. შექმნილი ვითარებიდან გამომდინარე საქართველოს სტატისტიკის სახელმწიფო დეპარტამენტის ოფიციალურ მონაცემებთან ერთად საჭიროა სპეციალისტების მიერ, დემოგრაფიული სისტემის მრავალფაქტორიანი მოდელირების საფუძველზე

მიღებული დემოგრაფიული პარამეტრებითა და კოეფიციენტებით მანიპულირება, რომლებიც საკმაოდ რეალურად ასახავენ შექმნილ დემოგრაფიულ ვითარებას.

1989-1999 წწ. საქართველოში 2,2-ჯერ შემცირდა დაბადებული ბავშვების აბსოლუტური რაოდენობა (იხ. ცხრილი 1).

როგორც ცხრილის ანალიზი გვიჩვენებს, საკმაოდ მნიშვნელოვანი განსხვავებები არსებობს ოფიციალურსა და სპეციალისტთა შეფასებით დემოგრაფიულ მაჩვენებლებს შორის, რაც უმთავრესად გარე მიგრაციის სხვადასხვა მასშტაბით განსაზღვრითაა გამოწვეული. აღნიშნული ფაქტი მოსახლეობის საერთო რაოდენობაზე ახდენს ზეგავლენას, ხოლო ეს უკანასკნელი კი თავის მხრივ დემოგრაფიული კოეფიციენტების მნიშვნელობას განსაზღვრავს.

ოფიციალური სტატისტიკური მონაცემების არასრულობაზე მეტყველებს თუნდაც ის ფაქტი, რომ დემოგრაფიული გადასვლის თეორიიდან გამომდინარე შეუძლებელია ქვეყანაში, რომელიც აღნიშნული გადასვლის მაღალ საფეხურზე იმყოფება (1990-იანი წლების შუა პერიოდიდან საქართველო დემოგრაფიული გადასვლის მეოთხე ფაზაში შევიდა), ისე მცირდებოდეს მოკვდაობის ზოგადი კოეფიციენტი, როგორც ეს 1990-1995 წწ. დაფიქსირდა. თუ იმასაც გავითვალისწინებთ, რომ ქვეყანაში ინტენსიურად მიმდინარეობდა მოსახლეობის დაბერების პროცესი, ნაკლებად რეალურია კოეფიციენტის 1999 წლის მნიშვნელობა ოდნავ აღემატებოდეს ათი წლის წინანდელ (1989 წ.) სიდიდეს.

მიმდინარე დემოგრაფიული პროცესების ფონზე, ასევე ეჭვის საფუძველს ქმნის ოფიციალური სტატისტიკური მონაცემების მიხედვით გაანგარიშებული შობადობის ჯამობრივი კოეფიციენტის მნიშვნელობა, რომელმაც 1999 წელს 1,07 შეადგინა. ამავე წელს მსგავსი უდაბლესი მაჩვენებელი, დემოგრაფიული განვითარების თვალსაზრისით საქართველოზე გაცილებით მაღლა მდგომ მსოფლიოს არც ერთ ქვეყანაში არ დაფიქსირებულა (დანია 1,7; საფრანგეთი 1,7; შვედეთი 1,5; გერმანია 1,3; იტალია 1,2; რუსეთი 1,2; ესტონეთი 1,2) [5, 88-89].

რაც შეეხება საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივ სტრუქტურაზე მოქმედ ისეთ უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს, როგორიცაა გარე მიგრაცია, ექსპერტთა უმრავლესობა მხარს უჭერს აზრს, რომ გარე მიგრაციის ოფიციალური მონაცემები არ ასახავენ რეალურ პროცესებს და მნიშვნელოვნადაა შემცირებული [9, 188].



ცხრილი 1. ბუნებრივი მოძრაობის ზოგადი მაჩვენებლები, 1989-1999

მაჩვენებელი	ნ ლ ე ბ ი					
	1989		1995		1999	
	სსსდ	შეფასება	სსსდ	შეფასება	სსსდ	შეფასება
დაბადებულია აბსოლუტური რაოდენობა (ათასი)	91,1	—	56,3	—	40,8	—
მობადობის ზოგადი კოეფიციენტი (%)	16,7	—	11,6	12,7	8,9	11,7
მოკედაობის ზოგადი კოეფიციენტი (%)	8,6	—	7,8	10,8	8,8	11,4
ბუნებრივი მატების ზოგადი კოეფიციენტი (%)	8,1	—	3,8	1,9	0,1	0,3
მობადობის წამობრივი კოეფიციენტი	2,13	—	1,41	1,69	1,07	1,58

სსსდ — საქართველოს სტატისტიკის სახელმწიფო დეპარტამენტი (5, 26, 27, 29).

რაც შეეხება საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივ სტრუქტურაზე მოქმედ ისეთ უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს, როგორცაა გარე მიგრაცია, ექსპერტთა უმრავლესობა მხარს უჭერს აზრს, რომ გარე მიგრაციის ოფიციალური მონაცემები არ ასახავენ რეალურ პროცესებს და მნიშვნელოვნადაა შემცირებული [9, 188]. აღნიშნული აზრის საფუძველს შემდეგი ფაქტები იძლევიან: 1990—1996 წლებში ჩვენი ქვეყნის მოსახლეობის გარე მიგრაციის უარყოფითმა სალდომ მთელ მსოფლიოსთან 218,3 ათასი შეადგინა. ამავე პერიოდში რუსეთის ოფიციალური მონაცემებით, საქართველოს მოსახლეობის გარე მიგრაციის უარყოფითმა სალდომ მხოლოდ ამ ქვეყანასთან 298,4 ათასი [11, 144, 147; 12, 97, 101]. აქედან გამომდინარე ლოგიკურია, რომ საქართველოს მოსახლეობის გარე მიგრაციის უარყოფითი სალდო მთელ მსოფლიოსთან შეუძლებელია, რომ ნაკლები ყოფილიყო მხოლოდ რუსეთის მონაცემებზე.

პროფ. რ. გაჩეჩილაძის შეფასებითი გაანგარიშებით 1990-1996 წწ. საქართველოს მოსახლეობის უარყოფითმა გარე მიგრაციულმა სალდომ 620,0 ათასი შეადგინა [1, 36]; თ. გუგუშვილის შეფასებით 820,0 ათასი (1990-1997 წწ.) [2, 52]; იმავე დროის მო-

ნაკვეთში ჩვენი და გ. ნულაძის შეფასებით კი 1076,6 ათასი [8, 17]. 1990-1999 წლებში საქართველოს მოსახლეობის გარე მიგრაციის უარყოფითმა სალდომ 1189,5 ათასი შეადგინა [5, 79]. აღსანიშნავია, რომ მიგრანტების ნაკადის დაახლოებით 70% ძირითადად შრომითი მიგრანტები არიან [10, 182].

საქართველოში მიმდინარე დემოგრაფიულმა პროცესებმა, მოსახლეობის ასაკობრივ სტრუქტურაში შემდეგი ასახვა პოვა. მოსახლეობის საერთო რაოდენობაში საგრძნობლად შემცირდა 1-9 წლის ბავშვთა და 20-29 წლის ასაკის ახალგაზრდა მოსახლეობის პროცენტული წილი, რაც შობადობის კლებისა და გარე მიგრაციის შედეგს წარმოადგენს (იხ. ცხრილი 2).

ცხრილი 2. საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურა 1989-1999 წწ. (პროცენტებში)

ასაკობრივი ჯგუფები	წ ლ კ ბ ი								
	1989			1999			1999*		
	საპარტ. ვალთ	ქალაქი	სოფ. ლი	საპარტ. ვალთ	ქალაქი	სოფ. ლი	საპარტ. ვალთ	ქალაქი	სოფ. ლი
1-9	16,9	16,4	17,2	13,0	13,3	12,5	12,2	11,5	11,1
10-19	15,8	15,8	15,2	15,6	15,3	16,1	16,2	15,6	16,6
20-29	16,3	16,5	16,1	14,3	15,5	12,6	14,7	15,0	14,4
30-39	14,3	15,8	12,8	14,4	15,4	13,3	15,6	15,9	15,0
40-49	10,3	11,1	9,3	12,9	13,6	12,1	13,3	14,4	12,1
50-59	12,0	11,5	12,7	10,1	10,0	10,2	9,4	9,8	8,7
60-69	8,5	7,9	9,2	11,2	10,2	12,3	10,1	9,4	11,1
70-79	4,2	3,7	4,7	6,3	5,0	7,8	6,1	5,4	7,0
80 და უფრ. ასაკის	1,7	1,3	2,3	2,2	1,7	3,1	2,5	2,1	3,2
15 წლამდე	24,9	24,3	25,3	21,0	21,1	20,8	20,4	20,4	20,5
15-64	66,2	67,9	64,5	65,1	67,6	62,0	66,3	68,1	64,0
65 და უფროსი ასაკის	8,9	7,8	10,2	13,9	11,3	17,2	13,3	11,5	15,5

* სსსდ [4, 17; 5, 21]

აღნიშნული ტენდენციების ზეგავლენით საგრძნობლად გაიზარდა 60-69 წწ; 70-79 წწ; 80 და უფროსი ასაკის მოსახლეობის პროცენტული წილი. მიმდინარე პროცესების მასშტაბები შედარებით ინტენსიური იყო სოფლად, რის გამოც თუ 1989 წელს 1-9 წლის ასაკის ბავშვების პროცენტული წილი სჭარბობდა ქალაქის მოსახლეობის ანალოგიურ მაჩვენებელს, 1999 წელს მოვლენები

დიაგნოტიკურად სანიანალმდეგოდ განვითარდა. 65 და უფროსი ასაკის მოსახლეობის წილმა სოფლად მნიშვნელოვნად გადააჭარბა ქალაქის იდენტურ მაჩვენებელს (იხ. ცხრილი 2).

გაეროს სამსაფეხურიანი სკალის მიხედვით, საქართველოს მოსახლეობა ჯერ კიდევ 1989 წელს ითვლებოდა დაბერებულად [8, 9], შემდგომ ათწლეულში კი აღნიშნული მაჩვენებელი კიდევ უფრო მნიშვნელოვნად გაიზარდა. პარადოქსია მაგრამ ფაქტია, რომ საქართველო წარმოადგენს უპრეცედენტო ქვეყანას, სადაც ეკონომიკა უკიდურესად ჩამორჩენილია, ხოლო მოსახლეობა დაბერებული [7, 3].

1999 წელს მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურა საქართველოს რეგიონების მიხედვით შემდეგნაირად გამოიყურებოდა: 15 წლამდე მოსახლეობის ყველაზე მაღალი წილით გამოირჩეოდნენ შიდა ქართლისა და მცხეთა-მთიანეთის (23,7%), აგრეთვე აჭარის (23,5%) რეგიონები (იხ. ცხრილი 3). აღნიშნულ წელს საქართველოს ყველა რეგიონი (გარდა აჭარისა) დემოგრაფიულად დაბერებული იყო, რომელთა შორის გამოირჩეოდა კახეთი.

1990-იან წლებში საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურის ჩამოყალიბების ძირითადი განმსაზღვრელი ფაქტორები იყო, შობადობის კლება და გარე მიგრაციული პროცესები.

ცხრილი 3. 1999 წლის მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურა საქართველოს რეგიონების მიხედვით (პროცენტებში) [4, 19].

ასაკობრივი ჯგუფები	რეგიონები								
	თბილისი	კახეთი	შიდა ქართლი და მცხეთა-მთიანეთი	ქვემო ქართლი	სამცხე-ჯავახეთი	აჭარა	გურია	სამეგრელო და ჯავხეთი	იმერეთი, რაჭა-ლეჩხუმი და ქვემო სვანეთი
15 წლამდე	21,5	16,7	23,7	22,2	24,4	23,5	21,3	18,1	19,3
15-64	66,8	66,5	61,4	62,0	61,3	69,9	64,0	67,2	64,0
65 და უფროსი ასაკის	11,7	16,8	14,9	15,8	14,3	6,6	14,7	14,7	16,7

ლიტერატურა

1. რ. გაჩეჩილაძე, მოსახლეობის მიგრაცია საქართველოში და მისი სოციალურ-პოლიტიკური შედეგები. თბილისი, 1997.
2. თ. გუგუშვილი, საქართველოს გარე მიგრაციულ-დემოგრაფიული პრობლემები. თბილისი, 2000.
3. ვ. მელაძე, გ. ნულაძე, საქართველოს მოსახლეობა და დემოგრაფიული პროცესები. თბილისი, 1997.
4. საქართველოს დემოგრაფიული ნელინდეული 1996. თბილისი, 1999 (ავტ. ვ. ნულაძე, ი. ბადურაშვილი).
5. საქართველოს დემოგრაფიული ნელინდეული 1999. თბილისი, 2000 (ავტ. ვ. ნულაძე, ნ. მაღლაფერიძე).
6. ვ. ფირცხალავა, დემოგრაფიის დარგში საბჭოთა ტოტალიტარული მმართველობის დუალისტური პოლიტიკის შედეგები საქართველოში და მის დაძლევაში საერთაშორისო დემოგრაფიული თანამშრომლობის მნიშვნელობა. დემოპოლიტოლოგიური გამოკვლევის ძირითადი პასაჟები. თბილისი, 2000.
7. მ. შელია, მოსახლეობის დაბერება საქართველოში. თბილისი, 1999.
8. ვ. ნულაძე, ვ. მელაძე, დემოგრაფიული ვითარება საქართველოში 1997. თბილისი, 1998.
9. Б.Н. Кутелия, Г.Г. Меладзе, Г.Е. Цуладзе. Эмиграция из Грузии в постсоветский период, Социологический журнал, 1997, №4.
10. Б.Н. Кутелия, Г.Г. Меладзе, Г.Е. Цуладзе, Демографическая ситуация в Грузии, 1990-1997 годы, Социологический журнал, 1999, №1-2.
11. Население России, 1996. М., 1997.
12. Миграция населения в странах СНГ, 1996. МОМ. 1998.

Г. Г. МЕЛАДЗЕ

ДЕМОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОЗРАСТНОЙ СТРУКТУРЫ НАСЕЛЕНИЯ ГРУЗИИ

Резюме

Возрастная структура – результат эволюции режима воспроизводства населения. В 1990-х годах в Грузии произошло резкое ухудшение демографических показателей рождаемости, смертности, широких масштабов достигла внешняя миграция. Отмеченные процессы вызвали значительные изменения возрастной структуры населения.

После 1989 года не располагаем точными данными о возрастной структуре населения, а официальные статистические данные полностью не отражают создавшуюся демографическую ситуацию. Поэтому обязательно воспользоваться оценочными данными специалистов, полученными многофакторным моделированием демографической системы.



В 1989-1999 гг. имело место снижение доли населения в возрасте до 15 лет и увеличилась доля населения пожилого возраста (65 лет и старше). Отмеченные процессы более интенсивно наблюдаются в селах.

В 1999 году демографически старое население имелось в Кахетинском регионе, где население в возрасте 65 лет и старше составило 16,8%. Высокая доля населения в возрасте до 15 лет зафиксирована в Шидкартлийском, Мцхета-Мтианетском, а также в Аджарском регионах.

G. MELADZE

DEMOGRAPHIC ASPECTS OF AGE STRUCTURE OF GEORGIAN POPULATION

Summary

The structure of the age of population is the result of the evolution of reproduction regime. In 1990-ies the demographic indicators of fertility and mortality greatly decreased in Georgia, outer migration also reached broad scale. Above-mentioned processes caused remarkable changes in age structure of the population.

Since 1989 we have not accurate data the age structure of the population of the country. Official statistic of the 1990-ies do not give a complete picture of the demographic situation, that is why we need to manipulate with the evaluative data given by the experts based on the modeling of demographic system.

In 1989-1999 share of the age group of the population under 15 decreased while the percent of the age group of over 65 and more remarkably increased. This process was more intensive in the rural areas than in the cities.

In 1999 the most aged population structure was in Kakheti region where the population of 65 and older age groups made 16,8%. High share of the population under 15 was fixed in Shida Kartli, Mtskheta-Mtianeti and Adjara regions.



355

ბ. გრიგოლია, დ. ქარასელიძე

556

საქართველოს მდინარეებზე წყალდიდობების
ალბათობისა და რისკის შეფასება

კაცობრიობის ერთ-ერთ ურთულეს პრობლემას სტიქიური უბედურება წარმოადგენს. სტიქიური უბედურება არის ნებისმიერი კატასტროფული (დამანგრეველი) ბუნებრივი მოვლენა და პროცესი (მიწისძვრები, ვულკანების ამოფრქვევა, მენყერები, წყალდიდობები და სხვა) და აგრეთვე მათი შედეგი, რომელსაც შეუძლია გამოიწვიოს ადამიანთა მსხვერპლი და მიაყენოს მატერიალური ზარალი. ყოველწლიურად მთელ მსოფლიოში დალუპულთა რიცხვი აჭარბებს 250 ათას ადამიანს, რომელთა შორის ნახევარზე მეტი იღუპება დიდი სტიქიური უბედურების დროს. მსოფლიოს ეკონომიკაზე მიყენებული ზარალი ყოველწლიურად 30 მლრდ დოლარის ფარგლებშია, აქედან 20 მლრდ სუფთა ზარალია, ხოლო დანარჩენი 10 მილიარდი დანახარჯია გაფრთხილებაზე და სტიქიური უბედურების შედეგების შერბილებაზე. 1976 წლის შეფასებით დადგინდა, რომ 9/10 მსოფლიო სტიქიური უბედურება შეიძლება დაიყოს 4 ძირითად ტიპად: წყალდიდობები - 40%, ტროპიკული ციკლონები - 20%, მიწისძვრები - 15% და გვალვები - 15%.

1997 წლის მონაცემებით, 1963-1992 წლებში მომხდარი დიდი სტიქიური უბედურებების მნიშვნელოვანი ზარალი მოდის: წყალდიდობებზე (32%); ტროპიკულ ციკლონებზე (30%); გვალვაზე (22%); მიწისძვრებზე (10%) და სხვებზე (6%), ხოლო მსხვერპლთა რაოდენება: - წყალდიდობებზე (26%); ტროპიკულ ციკლონებზე (19%); ეპიდემიაზე (17%); მიწისძვრებზე (13%); მენყერებზე (7%); შტორმებზე (6%); გვალვაზე (3%), სხვებზე (9%).

სტიქიური მოვლენები დაკავშირებულია ექსტრემალურ მოვლენებთან. ექსტრემალურ მოვლენად ითვლება ნებისმიერი მოვლენა გეოფიზიკურ სისტემაში, რომელიც შედარებით დიდ გადახრას ღებულობს საშუალო მნიშვნელობასთან შედარებით. ბუნებრივი კატასტროფები შედარებით იშვიათი მოვლენაა და დიდი წყალდიდობების ყველა შემთხვევის ნახევარი ზარალი დაკავშირებულია ისეთ წყალდიდობებთან, რომელთა ალბათობა 0,01%-ზე ნაკლებია.

საქართველოსთვის კატასტროფული მოვლენების სტატისტიკა ზემოთ მოყვანილი მონაცემების სახით არ მოგვეპოვება. თუმცა სტიქიური მოვლენები შეიძლება შემდეგი სახის იყოს: მენყერები, ღვარცოფები, ზვავები, მიწისძვრები და რასაკვირველია, წყალდიდობები. ეს უკანასკნელი ალბათ ყველაზე ხშირი კატასტროფული მოვლენაა, თუმცა არცთუ ისე დიდი მსხვერპლით და ზარალით (%-ში), როგორც მსოფლიოს მასშტაბებით არის.

საქართველოს მდინარეების დიდი ნაწილი (66%) მთის რეგიონს მიეკუთვნება, ხოლო 34% – ბარის. მთის და ბარის მდინარეების წყალდიდობის თავისებურებები სხვადასხვაა როგორც ფორმირების თვალსაზრისით, ასევე უკუშედეგების თვალსაზრისითაც. მთიან ნაწილში მდინარეები ძირითადად ვიწრო, დიდად დახრილ ხეობებში მიედინება და წყალმოვარდნის დროს მათი სიჩქარეები ძალზე დიდია (20 მ/წმ). ამის გამო მისი დამანგრეველი ძალაც იზრდება და ძირითადი ზარალი ამ მდინარეებზე არის გზების, ხიდების და სხვადასხვა კომუნიკაციების მწყობრიდან გამოყვანა და დანგრევა. ადამიანთა მსხვერპლი იშვიათია, პირუტყვის დაღუპვა – შედარებით ხშირია. ბარის მდინარეებზე წყალდიდობის დროს წყლით იფარება დიდი ტერიტორიები (დასახლებული პუნქტები, სავარგულები და სხვა), მწყობრიდან გამოდის გზები, ხიდები, კომუნიკაციის საშუალებები და სხვა. ადამიანთა მსხვერპლი აქაც იშვიათია, ხოლო პირუტყვის დაღუპვა მთის მდინარეებთან შედარებით უფრო მეტია.

სამწუხაროდ, მონიტორინგი წლების მიხედვით საქართველოში მომხდარი წყალდიდობებისა, მათგან გამოწვეული ადამიანთა მსხვერპლისა და მატერიალური ზარალის შესახებ არ არსებობს. ეს გარემოება ართულებს ჩატარდეს სრულყოფილი ანალიზი ამ მოვლენების მიერ გამოწვეული უკუშედეგებისა. მაქსიმალური ხარჯების მონაცემები ჰიდრომეტსამსახურში მრავალ მდინარეებზე 1990 წლამდე დაფიქსირებულია, ხშირ შემთხვევაში, განსაკუთრებით კატასტროფული ხარჯების დროს, ეს მონაცემები ეჭვს იწვევს და საკამათოა.

ამ პირობებში წყალმოვარდნების შესახებ გამაფრთხილებელი ღონისძიებების ჩატარება შეუძლებელია და სტიქიური მოვლენების უკუშედეგები (მატერიალური ზარალი, შესაძლებელია ადამიანთა მსხვერპლიც) გაიზრდება.

წყალმოვარდნები შეიძლება გამოწვეული იყოს ბუნებრივი პროცესებით, წყალსაცავების ავარიით (კაშხლების რღვევით), წყალსაცავების ექსტრემალური დაცლით, მდინარეების სხვადასხვა სახით ჩახერგვით (მყინვარული გამონატანი მასალით, მენყერებით და კლდეზვავებით) და მათ გარღვევასთან დაკავშირებით.

საქართველოს მდინარეებზე წყალმოვარდნების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ წყალსაცავის ავარიის მხოლოდ ერთი შემთხვევა გვქონდა. წყალსაცავის არასწორი მართვით მდ. რიონზე 1987 წ. ბუნებრივ წყალმოვარდნას დაემატა ვარციხეჰესი 1-ის არასწორი ექსპლუატაცია. ჩახერგილი უბნების გარღვევის რამდენიმე შემთხვევა დაფიქსირდა წყალმოვარდნების ბუნებრივი პროცესებით.

ცხრ. 1-ში მოცემულია საქართველოს ზოგიერთი მდინარის დაკვირვებული მაქსიმალური ხარჯები, მათი დადგომის თარიღი [1] და რამდენ პროცენტია უზრუნველყოფის იყო ეს ხარჯები, (ე.ი. რამდენ წელიწადში ერთხელ შეიძლება მოხდეს. მაგ. 1%-იანი 100 წელიწადში ერთხელ).

მომავალში გლობალური დათბობის პირობებში გაიზრდება თბილი წლების, შედარებით რბილი ზამთრის და ზაფხულის ცხელი სეზონების სიხშირე.

კლიმატის ცვალებადობის სამთავრობათშორისო ექსპერტების შეფასებით დადგენილია ტემპერატურის მომატება, ნალექების რეჟიმის ცვალებადობა, ზღვის დონეების მომატებული ცვალებადობა და ანევა. ყველა ეს ფაქტორი უშუალო გავლენას მოახდენს წყლის რესურსების უზრუნველყოფაზე და მის შიგანაწიურ განაწილებაზე. განსაკუთრებულად მოქმედებს კლიმატის დათბობა გამყინვარებაზე, რომელიც გამოიხატა მყინვარების მოცულობის თანდათანობით შემცირებაში. მეცნიერთა პროგნოზით ამ მოვლენებთან დაკავშირებით წყალდიდობების რიცხვი შეიძლება გაიზარდოს. ვინაიდან საქართველოს მდინარეთა უმრავლესობის საზრდოობა ძირითადად თოვლისა და მყინვარული ნაღვლით წყლებით ხდება, გლობალური დათბობის პირობებში მათი დნობის ინტენსივობა გაიზრდება და აქედან გამომდინარე წყალდიდობების რისკიც გაიზრდება. ამასთან, თუ გავითვალისწინებთ, ჰიდროლოგიური სადგურების და მდინარის

ცხრილი 1

მდინარე-სადგური	წყალშემკრები აუზი კმ. ²	Q მ ³ /წმ. 1%	მაქსიმალური ხარჯვები დაკვირვების პერიოდში		
			მ ³ /წმ.	%	თარიღი
გზიფი-ს. შირსხვა	1410	1058	1050	1	25.06.1961
გუმისთა - ს. ანაღარა	556	636	603	<1	6.09.1980
ქოღორსი - ს. განახლება	1990	1284	1550	<1	2.11.1979
ლაღიშა - ს. ხუხუნი	237	604	1100	<1	27.08.1970
ოქაში - ს. გულაკა	258	630	447	5	25.06.1961
შენაური - ს. ლარსელი	3640	1802	1540	2	27.08.1970
ხრბი - ს. ხორხა	1060	1400	400	10	16.06.1931
შენისწყალი-ს. სპირია	59.5	278	84.6	<10	28.07.1948
რიონი - ს. ალაანა	2830	1808	1470	2	31.01.1987
რიონი - ს. ხრეშკარი	2010	693	549	5	5.05.1944
რიონი - ს. სავოშაძეძე	13300	3730	5500	>1	31.01.1987
საკაო - ს. ლაგანთა	168	141	52	>10	9.08.1953
ჯოჯორა - ს. კივინეთი	408	300	159	>10	25.05.1966
ლაგანთა - ს. ალაანა	287	435	94.4	>10	21.11.195
ყვირილა - ქ. ზუსტაფონი	2490	1456	1058	<10	28.11.1933
ქირულა - ს. ნავა	1190	964	595	<10	13.11.1951
ჩხარბილა - ს. ბაბი	147	160	81.8	>10	24.06.1965
ტყიგული - ს. ახალსოფელი	49.4	160	71.5	>10	28.10.1951
ხანისწყალი - ქ. ბაღათი	655	374	209	10	18.04.1968
ცხენისწყალი - ს. ხიფი	1950	1287	721	10	5.07.1966
ტახარი - ს. ნავადაძვი	558	980	525	10	26.08.1964
სუფა - ს. ხიფილალა	1100	1436	692	>10	21.11.1956
ნატანაი - საფ. ნატანაი	469	887	708	-3	19.08.1971
ქორხი - ს. ბრბა	22000	4803	3840	2	8.05.1942
აბარისწყალი - ს. ხალო	251	219	189	2	30.10.1947
მტკვარი - ს. ხერთისი	4980	902	742	2	18.04.1968
მტკვარი - ს. ლიანე	10500	1583	1520	<1	18.04.1968
მტკვარი - ქ. თბილისი	21100	2370	2450	<1	19.04.1968
შარაპანი - ს. ხერთისი	2350	124	437	<1	18.04.1968
შოტოვი - ს. სხვილისი	1730	526	99.1	-	18.04.1968
გორჯოშა - ქ. გორჯოში	165	140	31.6	-3	20.06.1946
სურამული - ქ. სურამი	54.9	74.7	190	>10	18.04.1938
ფიფი ლიანე - ს. ალა	646	702	191	>10	1.06.1948
აბტარა ლიანე - ს. ვანეთი	422	594	35.3	>10	20.06.1946
თაბანი - ს. რიონი	226	86.7	262	>10	11.07.1951
ძანე - ს. ქორინთა	461	302	131	2	24.06.1952
თაბანი ალაანი - ს. შანანური	335	538	156	>10	6.08.1967
შაბი ალაანი - ს. შანანური	235	461	48.3	>10	25.06.1952
ვირა - ქ. თბილისი	194	240	48.3	>10	29.10.1942
ალბათი - ს. შარტისი	359	218	186	2	4.07.1960
ძინა-ხარი - ს. ლაბთაში	2150	586	427	-	5.05.1952
ძინა-ხარი - ხიფილი ხიფი	8260	1189	1260	<1	16.05.1966
გოლნისი - ს. საგანდისი	292	192	259	<1	6.07.1972
იორი - ს. ლალოანი	492	637	478	<1	25.06.1952
იორი - ს. ალალო	970	822	630	-3	25.06.1952
ალაზანი - ს. შაბრანი	2190	1086	1160	-3	5.06.1948
ალაზანი - ს. შიბანი	4530	1232	685	-10	21.05.1936
სტორი - ს. ლიბანი	203	429	88	>10	11.07.1962

ჩამონადენზე დაკვირვების დღევანდელ მდგომარეობას, მოსალოდნელი წყალდიდობების პროგნოზი და გაფრთხილება პრაქტიკულად არ არსებობს და წყალდიდობის შედეგად ზარალის რისკიც გაიზრდება.

ცხრ. 2-ში მოყვანილია ცხრ. 1-ში განხილული მაგალითები-

ცხრილი 2

უზრუნველყოფა	შემთხვევითა რაოდენობა	საერთო რაოდენობის %	10 Σ <1
<1%	9	18.75	18.75
1%	2	4.17	22.92
2%	7	14.58	35.5
3%	6	12.5	50.0
5%	2	4.17	54.17
<10%	3	6.24	60.41
10%	5	10.42	70.83
>10%	14	29.17	100%

სათვის სხვადასხვა უზრუნველყოფის არეში მოხვედრილ შემთხვევათა რაოდენობა. ცხრილების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ საქართველოს მდინარეებზე კატასტროფული წყალმოვარდნები (ძირითადად 0.1%-ზე ნაკლები ან ტოლი უზრუნველყოფის) შედარებით იშვიათია. მათ შორის შეიძლება გამოვყოთ მდ. ჭოროხზე 1942 წლის 8/IV (3840 მ³/წმ), მდ. მტკვარზე 1968 წლის 18/IV (2450 მ³/წმ), მდ. რიონზე 1987 წლის 31/1 (5500 მ³/წმ). სამივე შემთხვევა ბარის მიდამოებშია დაფიქსირებული. 1%-ის უზრუნველყოფის ფარგლებში (ე.ი. 100 წელიწადში ერთხელ განმეორებადობის ალბათობით) თერთმეტი შემთხვევაა (22.9%). 10%-ის უზრუნველყოფის ფარგლებში 22 შემთხვევაა (45.8%).

წყალდიდობების მოსალოდნელი რისკის შესახებ განხილული მაგალითების საფუძველზე შეიძლება შემდეგი მოსაზრებები ჩამოვყალიბოთ:

მდინარეებზე, სადაც აგებულია მარეგულირებელი წყალსაცავები კაშხლების ქვევით და დარეგულირების ზონაში ბუნებრივი წყალმოვარდნების ნაკლებ სარისკო ზონებია. ამავ დროს კაშხლების რღვევით და არასწორი ექსპლუატაციით გამოწვეული წყალმოვარდნებით ეს ზონები მეტი რისკის არეშია, თუმცა ასეთი მოვლენების სიხშირე და ალბათობა შეუდარებლად ნაკლებია, ვიდრე ბუნებრივი მოვლენების.

იმ მდინარეებზე, რომლებზედაც გასულ ასწლეულში 1%-იანი ან ნაკლები უზრუნველყოფის წყალმომარაგების იყო დაფიქსირებული, ამავე ან ნაკლები ალბათობის წყალმომარაგების მოსვლის ალბათობა და რისკიც ნაკლებია. ხოლო იმ მდინარეებზე, სადაც ასეთი წყალმომარაგების არ იყო და ძირითადად 5-10%-იანი უზრუნველყოფის წყალმომარაგებისა დაფიქსირებული, მეტი ალბათობაა მომავალში ასეთი წყალმომარაგების ფორმირება, ე.ი. ამ მდინარეებზე 1%-იანი ან ნაკლები უზრუნველყოფის მაქსიმალური ხარჯების მოსვლის ალბათობა დიდია და შესაბამისად რისკიც მეტია.

მაქსიმალური ხარჯების საანგარიშო მოდელი ძირითადად უზრუნველყოფის მრუდით გამოისახება, რომლის მიხედვით შეიძლება დავადგინოთ საანგარიშო უზრუნველყოფის შესაბამისი ხარჯი $Q_p\%$, რომელიც ითვალისწინებს ამ ხარჯის ერთჯერად გადამეტებას განსახილველ პერიოდში საშუალოდ ერთხელ მრავალი n წლიურებიდან. მაგალითად, თუ საანგარიშო უზრუნველყოფა $P=2\%$ ეს ნიშნავს, რომ ამ უზრუნველყოფის შესაბამისი ხარჯი $Q_2\%$ არ იქნება გადამეტებული საშუალოდ ერთხელ 50 წელიწადში (და არა ყოველ 50 წელს). ნათელია, რომ ზოგიერთ 50 წლეულში საანგარიშო ხარჯი შეიძლება გადამეტდეს რამდენჯერმე. საანგარიშო $Q_p\%$ ხარჯის ერთჯერადი გადამეტების ალბათობა შეიძლება განისაზღვროს ალბათობის თეორიის საფუძველზე [2].

თუ $Q_p\%$ საანგარიშო ხარჯის გადამეტების ალბათობა n წელიწადში ტოლია P , მაშინ ალბათობა მისი ერთჯერადი არ გადამეტებისა ტოლი იქნება $q=1-p$, მრავალჯერადი არ გადამეტებისა კი $q_1^n = (1-p_1)^n$, ხოლო ამ ხარჯის მრავალჯერადი გადამეტების ალბათობა ტოლია:

$$P_1 = (1 - q_1)^n = 1 - (1 - p_1)^n$$

ამ ფორმულით გაანგარიშებული მაქსიმალური ხარჯების ერთზე მატად გადამეტების ალბათობები $P\%$ ჩვეულებრივად მიღებულ ერთჯერად გადამეტების ალბათობასთან $P\%$ დამოკიდებულებით მოცემულია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილში 3.

ამ ცხრილიდან ჩანს, რომ საანგარიშო ხარჯი $Q_p P=1\%$ უზრუნველყოფით შეიძლება გადამეტებულ იქნეს ერთჯერად მეტად 10 წლის განმავლობაში $P=9.5\%$ ალბათობით, 100 წლის

ცხრილი 3

P%	საანგარიშო პერიოდი, n წლები				
	5	10	50	100	200
0.01	0.05	0.10	0.50	1.00	1.82
0.1	0.50	1.00	4.88	9.52	18.0
1	4.9	9.5	39.5	63.4	86.6
5	22.7	40.1	92.3	99.4	100
10	41.0	65.0	99.5	100	100

განმავლობაში P=63.4% ალბათობით, 200 წლის განმავლობაში P=86.8% ალბათობით. ეს აგრეთვე ნიშნავს, რომ Q0.1% ხარჯი გადამეტებული იქნება 1-ზე მეტად 10 ასწლეულში და 90 ასწლეულში არცერთხელ არ იქნება გადამეტებული.

საინტერესოა აგრეთვე საანგარიშო ხარჯის Qp% მრავალჯერადი გადამეტება გარკვეული პერიოდისათვის, მაგალითად, 100 წლისათვის გამეორებულ ცდათა თეორიით მიღებული შედეგები მოცემულია ცხრილში 4.

ცხრილი 4

პროცენტული გადასაბარი ალბათობა	მრავალჯერადი გადამეტების ალბათობა n=100 წელნადს						
	არც ერთხელ	ერთხელ	ორჯერ	სამჯერ	ოთხჯერ	ხუთჯერ	ექვსჯერ
0.33	71.8	23.3	3.9	0.4	—	—	—
1.0	36.6	37.2	18.4	6.1	0.7	—	—
2.0	13.3	27.1	27.4	18.2	9.0	2.9	1.1

ამ ცხრილიდან ჩანს, რომ როცა n=100 და P=1% მოსალოდნელია საანგარიშო ხარჯების არც ერთხელ გადამეტება 36.6% შემთხვევაში, ერთხელ გადამეტება 37.2% შემთხვევაში, ორჯერ გადამეტება 18.4% შემთხვევაში და ა.შ. გადამეტების საშუალო რიცხვი Q = Q1% ახლოს არის 1% (0.95%).

რაც შეეხება წყალმომარდნებისაგან ზარალის რისკს, აქ შეიძლება ორი ძირითადი ზონა გამოვყოთ: მთის მდინარეების და ბარის მდინარეების. ბარის მდინარეებისათვის ზარალის ოდენობა (ფართობების, დასახლებული პუნქტების წყლით დაფარვა, კომუნიკაციების, გზების, ხიდების და სხვა) გაცილებით მეტია, ვიდრე მთის რეგიონებისათვის და მატერიალური ზარალის რისკიც ბარის ზონაში მეტია, ვიდრე მთის ზონაში.

საუკუნის პროექტების (ნავთობსადენი ბაქო-თბილისი-ჯეიჰანი, გაზსადენი აზერბაიჯანი-საქართველო-თურქეთი, აბრეშუმის გზა) ტრასაზე მდინარეთა ხეობების (კალაპოტების) არაერთი გადაკვეთა გეხვდება. როგორც წესი, ამ მდინარეების ჰიდროლოგიური რეჟიმი არასტაბილურია, ხოლო უმეტესი მათგანის კალაპოტი არამდგრადი. კალაპოტური დეფორმაციები, გამოწვეული წყალმოვარდნებით, მენყერული და აბრაზიული პროცესებით, ღვარცოფული გამონატანით და სხვა ბუნებრივი მოვლენებით მნიშვნელოვან მასშტაბებს აღწევს განსახილველ რეგიონში და საფრთხეს უქმნის საინჟინრო ნაგებობებს. მათი დაპროექტების დროს აუცილებელია ზემოაღნიშნული სტიქიური მოვლენების ყოველმხრივი შეფასება.

წყალმოვარდნებით ზარალის რისკის შეფასების დროს განსაკუთრებული ყურადღება უნდა გამახვილდეს იმ მდინარეებზე, რომლებზედაც დაგეგმილია ნავთობსადენის და გაზსადენის მშენებლობა. რომელიმე მდინარის ხეობის გადაკვეთის უბანზე წყალმოვარდნით ნავთობსადენის და გაზსადენის შესაძლო დაზიანების შემთხვევაში ეკოლოგიური კატასტროფაა მოსალოდნელი და მატერიალური ზარალიც საგრძნობლად გაიზრდება, წყალმოვარდნებით გამოწვეული ჩვეულებრივ ზარალთან შედარებით.

როგორც ადრე გვქონდა აღნიშნული, წყალმოვარდნების დამანგრეველი ძალა მატულობს მათი სიჩქარის გამო (რაც ვინრო ხეობით და დიდი დახრილობით არის განპირობებული). რისკის შესამცირებლად ნავთობსადენის მუშა პროექტების შედგენის დროს გაანგარიშებები უნდა მოხდეს არა მარტო მცირე ალბათობის მაქსიმალური ხარჯების გათვალისწინებით, არამედ მდინარის გადაკვეთის მონაკვეთში მიღებული ალბათობის ხარჯისათვის მდინარის ნაკადის სიჩქარის და კალაპოტური პროცესების გათვალისწინებით, რაც საგრძნობლად შეამცირებს მათი დაზიანების რისკს.

ყველა ამ მოვლენის დეტალური შესწავლა, მათი საანგარიშო მოდელების შედგენა, მათთან დაკავშირებული რისკისა და უკუქმედების (ზარალის, ეკოლოგიური უსაფრთხოების) შეფასება ერთ-ერთი უპირველესი და ძირითადი ამოცანაა პროექტირებისა და მშენებლობის დანყების წინ.

ნებისმიერი ობიექტის ან სისტემის ერთ-ერთი ძირითადი და-

მახასიათებელი არის საიმედოობა, რომელიც მისი უსაფრთხოების ძირითადი განმსაზღვრელი კრიტერიუმი.

ობიექტის მშენებლობის და ექსპლუატაციის სხვადასხვა უარყოფითი, არასასურველი შედეგი, რომლებიც ტექნიკურ-ეკონომიკურ კატეგორიის მკაცრ რაოდენობრივ შეფასებას ან აღრიცხვას არ ექვემდებარება, შესაძლებელია განისაზღვროს როგორც უსაფრთხოების ფაქტორი, რიცხვის რაოდენობრივი გამოსახულებით. საფრთხის რისკი არის შემთხვევითი სიდიდის რიცხობრივი მახასიათებელი, რომელიც გამოიყენება ამ საკითხის აღწერისათვის.

რისკის შეფასების დროს უნდა გავითვალისწინოთ გადასახვლელების საერთო რაოდენობა, მუშაობის ხანგრძლივობა და ალბათურად ავხსნათ, როგორი სურათია მოსალოდნელი. ანალიზის დროს უნდა განვიხილოთ როგორც ცალკეულ მოვლენებთან დაკავშირებული რისკი, აგრეთვე სხვადასხვა ვარიანტები მათი ერთობლივი მოქმედებისა ე.ი. ჩვენი ამოცანა იქნება შევავსოთ როგორ რისკთან გვაქვს საქმე ნავთობსადენის და გაზსადენის მდინარეთა გადაკვეთებზე. აქვე უნდა გვექონდეს სურათი შესაძლო ავარიის შემთხვევაში როგორი ეკოლოგიური დატვირთვა გვექნება ცალკეულ უბნებზე მდინარის სიდიდის, დასახლებულ პუნქტთან ან ზღვასთან სიახლოვით და სხვა.

სხვადასხვა მონაკვეთზე სტიქიურობის განსხვავებული გამომწვევი მიზეზები იქნება და თითოეულს რისკის სხვადასხვა სიდიდე ექნება ზარალის, დამანგრეველი ძალის, ეკოლოგიური უსაფრთხოების მიხედვით. მაგალითად, ზოგიერთ უბანზე წყალმოვარდნა (დავუშვათ 1%-იანი ალბათობის) მხოლოდ დონეების აწევას გამოიწვევს და შესაძლებელია მილსადენზე (ან საყრდენებზე) დატვირთვა გაზარდოს. იგივე ალბათობის წყალმოვარდნა სხვა მონაკვეთზე საყრდენების ფუძის გამორეცხვას ან მენყერულ მოვლენებს გამოიწვევს, ზოგან კალაპოტური პროცესების მკვეთრ ცვლილებას და სხვა. ამავე დროს რომელიღაც მონაკვეთზე საშიში შეიძლება იყოს ერთი მოვლენა, მაგალითად, მენყერი, მეორეზე – წყალმოვარდნა, მესამეზე – კალაპოტური პროცესი და ა. შ., არა განმეორადობის ალბათობით და შესაბამისი რისკით, არამედ უკუქმედების ხარისხით და ძალით.

პოტენციურად ყველაზე საშიშ ობიექტებზე უნდა დავსახოთ ავარიული მდგომარეობიდან მინიმალური ეკოლოგიური ზარალით

გამოსვლის ღონისძიებები და რისკის შემცირების საშუალებებზე. უნდა დაეადგინოთ რისკის რიცხვითი მნიშვნელობა, რომელიც ობიექტის მშენებლობას და ეკოლოგიურ უსაფრთხოებას დააკავშირებს ერთმანეთთან და უნდა შეფასდეს შესაძლო ავარიების და გარემოზე ზემოქმედების რისკის ხარისხი. პროექტირების, მშენებლობის და ექსპლუატაციის დროს საიმედოობის ძირითადი ამოცანა მიიყვანება ყველაზე უფრო მიზანშეწონილი ტექნიკური გადანყვეტილების არჩევაზე [3].

აღნიშნულ მოვლენებს განსხვავებული განმეორადობის სიხშირე ახასიათებს და სხვადასხვა დამანგრეველი ძალა აქვთ. ამიტომ მათი ერთობლივი შეფასება და დახასიათება მეტად რთული ამოცანაა. ზოგიერთი მათგანის შეფასება რაღაც რიცხვითი მახასიათებლებით პრაქტიკულად შეუძლებელია, ზოგის კი შესაძლებელია (მაგ. მაქსიმალური ხარჯი). სხვადასხვა ფაქტორების განსხვავება არა მარტო განმეორადობის სიხშირით და სტიქიურობით არის განპირობებული, არამედ მათემატიკური მოდელის შედგენის, აღწერის ხასიათისა და სხვა სირთულეებით.

ამგვარი მოდელების აგება, ძალზე მოხერხებულია მონტე-კარლოს მეთოდის გამოყენებით. სტატისტიკური მოდელირების მონტე-კარლოს მეთოდი საშუალებას მოგვცემს გავაანალიზოთ და შევაფასოთ სხვადასხვა სცენარები რისკის მრავალი ფაქტორის გათვალისწინებით. ასეთი კომპლექსური მიდგომა საშუალებას მოგვცემს გამოვავლინოთ საფრთხის სხვადასხვა წყაროები, გავაანალიზოთ კრიტიკული სიტუაციები, გავითვალისწინოთ ვითარებები, რომლებიც თან ახლავს ამ მშენებლობას და რაოდენობრივად დავასაბუთოთ ეკოლოგიური უსაფრთხოება.

ამრიგად, მიუხედავად მთელი რიგი პრაქტიკული ხასიათის სიძნელეებისა, არსებობს თეორიული საფუძველი ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების რიცხვითი მოდელის შექმნისა, რომელიც გაითვალისწინებს ამ პროცესებზე დაკვირვების შედეგად მიღებული ინფორმაციის მრავალფეროვნებას. მაგრამ, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, არსებობს თანმხვედრი პროცესებიც, რომლებიც ატარებენ დისკრეტულ ხასიათს, რომელთა კავშირები უშუალოდ ჰიდრომეტეოროლოგიურ პროცესებთან დროის ინტერვალით არის გამიჯნული და ძნელად ფორმალიზებადია, მაგრამ მათი გავლენა მდინარის ჩამონადენის პროცესზე და კალაპოტის დინამიკაზე აშკარად შეინიშნება. ამგვარ ვითარებაში

უნდა მიემართოთ ეკლექტიკურ მოდელებს. მაგალითად, კონკრეტულ საკვლევ აუზში, მოსალოდნელი სტიქიური მოვლენის გენეტიკური ანალიზის შედეგად და არსებული ინფორმაციის საფუძველზე დგება რანჟირებული რიგები რისკფაქტორის მნიშვნელობის გათვალისწინებით. ასეთივე რიგები დადგინდება სხვადასხვა მოვლენის ერთდროული დადგომის შემთხვევისათვისაც, რაგინდ მცირე არ უნდა იყოს ამგვარი დამთხვევის ალბათობა. შემდგომ ეტაპზე ალბათური ჰიდრომეტეოროლოგიური რიგებისა და სტიქიური მოვლენების მონაცემების საფუძველზე გათამაშდება მონტე-კარლოს მეთოდით სხვადასხვა სცენარები და დადგინდება რისკის, როგორც განმსაზღვრელი კომპლექსური პარამეტრის საბოლოო მნიშვნელობა.

ლიტერატურა

1. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. 1983, Л., Гидрометеондат.
2. Д.А.Соколовский. Речной сток. Л., Гидрометеондат, 1968.
3. Ц. Мирицхулава. Об опасностях, связанных с водными и околотоводными объектами, и некоторые методы оценки безопасности их функционирования. Ж. «Энергия», №1, 2000.

Г. ГРИГОЛИЯ, Д. КЕРЕСЕЛИДЗЕ

ОЦЕНКА РИСКА И ВЕРОЯТНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ ГРУЗИИ

Резюме

Среди стихийных бедствий наводнения выделяются своей частотой, человеческими жертвами и причиненным материальным уронem. Поэтому необходимо изучение и анализ статистических данных этих явлений с целью смягчения их последствий в будущем. В данной статье дан статистический анализ максимальных расходов на примере рек Грузии и их вероятностные характеристики. Оценен риск каждого из них с учетом вероятности как однократного, так и многократного превышения.



ESTIMATION OF PROBABILITY RISK AND OF FLOODING ON THE GEORGIAN RIVERS

Summary

However, from all disasters floods are distinguished with their frequency, accidents and material damage. Research and analysis of statistical data of flood are necessary to be made to relieve in future the results of flood. In this article it is shown statistical analysis of the huge expenses of Georgian rivers: max discharge Q , other hydrological variables and estimation of risk for every of them with many returned period occurrences. It is proved to take into consideration these facts to enable millenium projects as they are: oil-conduct Baku-Tbilisi-Jakhan, gas pipe-line Azerbaijan-Georgia-Turkey and Silk Road.

355

ა. დემეტრაშვილი

551.5

ხალხური ნიშნები ამინდის შესახებ

ხალხური ნიშნები ამინდის შესახებ ატმოსფერულ მოვლენებზე ხალხის მრავალსაუკუნოვანი დაკვირვების შედეგია საცხოვრებელი ადგილის მიხედვით. ხალხურ მეტეოროლოგიაში ბევრი ასეთი საინტერესო ნიშანია დაფიქსირებული. დარწმუნებული ვართ, ამინდის ნიშნების შესწავლა და მათი მეცნიერული დასაბუთება ფრიად სასარგებლოა მეტეოროლოგიის ისეთი რთული სფეროსათვის, როგორცაა ამინდის პროგნოზირება.

ხალხი ბრძენია. იგი გულდასმით აკვირდება ცალკეულ მოვლენას და მრავალ მაგალითზე დაყრდნობით აკეთებს ლოგიკურ დასკვნებს, რომელშიც ასახულია ამინდის ცვალებადობა და მისი კანონზომიერი ცვლა. ხალხი დარწმუნებულია, რომ ბუნებაში ცვალებადობა ექვემდებარება გარკვეულ თანამიმდევრობას და რითმულობას.

ადამიანის დაკვირვებები ამინდზე და მისი მოსალოდნელი ცვლილებები ადგილობრივი ნიშნების მიხედვით, ზეპირი დაუნერელები სახით თქმულებების, ანდაზების, გამოცანების და სხვათა სახით გადაეცემოდა მომავალ თაობებს, რის შედეგადაც ჩვენამდე მოაღწია მრავალმა თქმულებამ, თანდათან უფრო შევსებული და დაზუსტებული სახით. ამან ხელი შეუწყო ხალხური მეტეოროლოგიის განვითარების მეცნიერულ შესწავლას. ამიტომაცაა, რომ დღემდე ხალხური წინასწარმეტყველებანი ამინდის შესახებ დავიწყებას არ ეძლევა.

ბუნებისა და საზოგადოების ურთიერთობის ეს ასპექტი, კერძოდ, ხალხურ მეტეოროლოგიაზე ყურადღების გამახვილება

მეტად საინტერესოა. ამიტომ შევკრიბეთ და სისტემაში მოვიყვანეთ ასზე მეტი ხალხური ნიშანი ამინდის მოსალოდნელი ცვლილებების შესახებ, რაც უტყუარობის ძალას მატებს ხალხურ გამონათქვამებს მოსალოდნელი ამინდისა და მთელი რიგი მეტეოროლოგიური მოვლენების შესახებ. მაგ., როდის მოვა ნვიმა, რას გვეუბნება ცის თალის მდგომარეობა, როდისაა მოსალოდნელი ქარის გაძლიერება და სხვა.

დაფიქსირებული გვაქვს ამინდის ცვლილების წინასწარ გამოცნობის ნიშნები ფრინველებთან, მწერებთან, ცხოველებთან და ადამიანებთან, აგრეთვე მთვარის ციკლურ მდგომარეობასთან კავშირში. ნაწილობრივ შეკრებილი გვაქვს აგრეთვე სხვადასხვა ხალხის ფოლკლორში მითითებული გარკვეული დღეების შესახებ მაგალითები, რომელთა მიხედვითაც შეიძლება მომავალი მეტეოროლოგიური მოვლენების ცვლილებებზე მსჯელობა. ასეთ დღეებს ხალხურ მეტეოროლოგიაში ამოსასვლელ დღეებს უწოდებენ. ისინი ძირითადად უკავშირდებიან რელიგიურ დღესასწაულებს.

ჩვენ მიერ მოპოვებული და შეგროვილი მასალა გვარწმუნებს, რომ ადამიანი და ბუნება ურთიერთგადაჯაჭვულია, ადამიანი ურიგოდ არ აცნობიერებს მეტეოროლოგიური პროცესების სპეციფიკას და დაკვირვებით მოპოვებულ ცოდნას წარმატებითაც იყენებს.

მეტეოროლოგიური მოვლენების ცვლილებებზე ხალხური სიბრძნე ხშირად სხარტად და ლაკონურად გვეძლევა ანდაზების სახით. მაგალითისათვის გავიხსენოთ ხალხური შეგონება: „არც ისე ქუხს, როგორც ნვიმს“ ან კიდევ „ზამთრის მზე ყვავილს ვერ მოიყვანს“ და ა.შ. ბუნების კონკრეტული მოვლენების ორიგინალური გააზრება ხდება აგრეთვე ქართველი ხალხის ცნობიერებაში. მაგ., ქართველი გლეხი გახედავს ცას და როდესაც მასზე შვიდი ფერის ზოლს დააკვირდება, იტყვის: „ცისარტყელას დარი მოსდევსო“. ან კიდევ, როდესაც ვინმე დაიჩივლებს, ეს რა უსაშველო გვალვააო, მოსაუბრე დაამშვიდებს: „დიდ გვალვას დიდი ავდარი მოსდევსო“.

ხალხური მეტეოროლოგიის ნიმუშები გვხვდება აგრეთვე გამოცანებშიც. ისინი თავმოყრილია ჩვენ მიერ შეგროვილ მასალებში. ყოველივე ამით ჩვენ იმის თქმა გვინდა, რომ ხალხურ მეტეოროლოგიაში ნაირგვარად ირეკლება „მეტეოროლოგიური საკითხები“.

ამინდის ხალხური ნიშნების შეკრება და თავმოყრა არ მოადგენს მარტო ჩვენს მიზანს. ნარმოდგენილი შრომის ერთ-ერთი მთავარი მიზანია არსებული მეტეოროლოგიური მონაცემების საფუძველზე დავასაბუთოთ ამინდის იმ ხალხური ნიშნის სისწორე, რომელიც საქართველოში დიდი პოპულარობით სარგებლობს. ეს გახლავთ აპრილის შუა რიცხვებში „ნასესხები“ დღეების შესახებ. კერძოდ, 14-დან 16 აპრილის ჩათვლით თითქმის ყოველ წელს იცვლება ამინდი. ხალხში ამ მოვლენას უკავშირებენ გადმოცემას, რომ მარტის თვე აპრილისაგან სესხულობს 3 დღეს (ძველი სტილით 1-3 აპრილს), რათა მარტმა ერთხელ კიდევ იბობოქროს, აპრილს აჩვენოს თავისი ჭირვეული ხასიათი და ხელი შეუშალოს გაზაფხულის დროზე მოსვლას.

ამ ხალხური ნიშნის შესამოწმებლად საქართველოს ტერიტორიაზე შერჩეულ იქნა 3 მეტეოროლოგიური სადგური, რომელთაც დაკვირვების საკმაოდ დიდი მწკრივი (80 წელზე მეტი ხნის განმავლობაში) აქვთ. ესენია: თბილისი, ქუთაისი და ჩაქვი.

ჩაქვი ახასიათებს საქართველოს შავი ზღვისპირა რაიონს, ქუთაისი დასავლეთ საქართველოს შიდა რაიონებს და თბილისი აღმოსავლეთ საქართველოს ცენტრალურ რაიონებს. ანალიზისათვის გამოვიყენეთ მეტეოროლოგიური ელემენტები, ჰაერის ტემპერატურა და ნალექების რაოდენობა, რომლებიც მეტნაკლებად ყველაზე კარგად ახასიათებს ამინდს მთლიანად. სამივე სადგურისათვის აგებულ იქნა გრაფიკები მრავალწლიური საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურების და საშუალო დღე-ღამური ნალექების რაოდენობის შესახებ 9 აპრილიდან 19 აპრილის ჩათვლით. როგორც ცხრილი 1-დან ჩანს, აპრილის შუა რიცხვებში შერჩეულ პუნქტებზე გვხვდება საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურების დანევა და ნალექების რაოდენობის მომატება.

როგორც მასალების ანალიზიდან ჩანს, თბილისში 10-დან 15 აპრილის ჩათვლით არ აღინიშნება საშუალო დღელამური ტემპერატურების ზრდის ტენდენცია, ამასთან აღინიშნება საშუალო დღელამური ტემპერატურების დანევა 10-დან 11 და 14-დან 15 აპრილს 0,1-0,2 გრადუსის შესაბამისად. ქუთაისში კი მრავალწლიური საშუალო დღელამური ტემპერატურების დაცემა უფრო შესამჩნევია 10-დან 11 აპრილს 0,4 გრადუსით და 14-დან 15 აპრილს 0,2 გრადუსით. ჩაქვში ტემპერატურის ცვლილება მნიშვნელოვნად განსხვავებულია ვიდრე პირველ ორ პუნქტთან

ცხრ. 1. ტემპერატურისა და ნალექების საშუალო დღელამური რაოდენობის ცვალებადობა აპრილის შუა რიცხვებში

სადგური	ტემპერატურა		ნალექები	
	თარიღი	გრადუსი	თარიღი	მმ
თბილისი	10-11	0,1	11	1,9
	14-15	0,2	12-13	0,5
ქუთაისი	10-11	0,4	12-13	1,4
	14-15	0,2	13 16	4,5 1,8
ჩაქვი	10-14	1,1	13	6,3
	13-14	0,6	12-13	3

შედარებით. ამ სადგურზე უფრო მკვეთრად არის გამოხატული ტემპერატურის დაცემა განსახილველი პერიოდის შუალებში. ტემპერატურის დაცემა იწყება 10-დან და მთავრდება 14 აპრილს, ამის შემდეგ კი აღინიშნება ტემპერატურის ზრდა 17 აპრილის ჩათვლით. 10-დან 14 აპრილამდე საშუალო დღელამური ტემპერატურა ეცემა 1,1 გრადუსით, ხოლო 13-დან 14 აპრილს – 0,6 გრადუსით.

ცხრ. 1-ზე მოცემულია აგრეთვე საშუალო დღელამური ნალექების რაოდენობის ცვალებადობა შერჩეულ სადგურებზე. როგორც ჩანს, თბილისში 12-13 აპრილს ნალექების ზრდა დაახლოებით 0,5 მმ იყო. მაქსიმუმი მოვიდა 11 აპრილს (1,9 მმ). ქუთაისში ნალექების მაქსიმუმი აღინიშნა 13 აპრილს (4,5 მმ), ხოლო 12-დან 13 აპრილს ნალექების ზრდა 1,4 მმ-ია. ჩაქვში, როგორც ქუთაისში, მოსული ნალექების მაქსიმუმი აღინიშნება 13 აპრილს (6,3 მმ). ნალექების ზრდა 12-დან 13 აპრილს საკმაოდ მაღალია (3 მმ) თბილისთან და ქუთაისთან შედარებით.

არსებული მასალის ანალიზის შედეგად ვასკენით, რომ აღნიშნული მონაცემები ადასტურებენ ხალხური ნიშნების სისწორეს – „ნახესხებ“ დღეებში 14-16 აპრილის შუალებში ადგილი აქვს ტემპერატურის დაწვეას და ნალექების მომატებას, თუმცა სამივე აღებულ პუნქტზე თავისებურად. მაგ., თბილისსა და ქუთაისში ტემპერატურის დაცემები და ნალექების ზრდა უფრო ნაკლებია, ვიდრე ჩაქვში, რაც აიხსნება პუნქტების ადგილმდებარეობით, ზღვიდან დაშორებით და ოროგრაფიით.

შესწავლილი ხალხური ნიშანი, 14-16 აპრილს საქართველოს ტერიტორიაზე ამინდის შეცვლის შესახებ, ფიზიკურად ასახს-

ნელად საკმაოდ რთულია, ვინაიდან უნდა დავუშვათ, რომ არსებობს რაღაც ზოგად ცირკულარული მექანიზმი ჩრ. ნახევარსფეროში, რომელიც ზუსტად ამ რიცხვებში (14-16 აპრილს) იწვევს ცივი ჰაერის მასების შემოჭრას საქართველოს ტერიტორიაზე, მაგრამ ამას ვერ ვუშვებთ, რადგან აცივება და ნალექების მომატება ამ პერიოდში, მართალია, ხშირად აღინიშნება, მაგრამ არა ყოველ წელს, და ყოველთვის არ აღინიშნება ზუსტად განსაზღვრულ დღეებში (14-16 აპრილს), ზოგჯერ ასწრებს აღნიშნულ რიცხვებს და ზოგჯერ, პირიქით, აგვიანებს. თუმცა უტყუარია, რომ უფრო ხშირ შემთხვევაში 14-16 აპრილს აღინიშნება ტემპერატურების დაწევა და ნალექების მომატება, რასაც ვადასტურებთ მრავალწლიური საშუალო დღელამური ტემპერატურების დაწევით და ნალექების რაოდენობის ზრდით, განხილული პუნქტების მაგალითზე. რაც შეუმჩნეველი არ დარჩა ხალხს, ხალხურმა სიბრძნემ დღევანდლამდე მოაღწია.

ბუნებრივია, დგება საკითხი, დღეისათვის აქვს თუ არა ამ ხალხურ ნიშანს პროგნოსტიკული მნიშვნელობა. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ვინაიდან ეს მოვლენა ყოველ წელს არ მართლდება, ამდენად, ამ ნიშნის გამოყენება საპროგნოზოდ უშუალოდ არ არის მიზანშეწონილი; თუმცა, როგორც ჩანს, ეს ხალხური ნიშანი გვაუწყებს რეალურ კავშირს სინამდვილესთან, რასაც ადგილი აქვს ბუნებაში. აქედან გამომდინარე, არსებობს საფუძველი, ვიფიქროთ, რომ ატმოსფეროში არსებობს ცირკულაციური მექანიზმი, რომელიც იწვევს ხალხის მიერ შემჩნეული ამინდის ცვლილებას აპრილის შუა რიცხვებში. ხალხის სიბრძნემ მას შესანიშნავად შეურჩია სახელი – „ნასესხები“.

იმედი უნდა ვიქონიოთ, რომ შესაძლებელი გახდება აღნიშნული მოვლენის გამომწვევი ცირკულაციური პირობების კანონზომიერებების შესწავლა, რაც სრულიად ახსნის ბუნების ამ მოვლენას. ამინდის ხალხური ნიშნების გამართლების კანონზომიერებების შესწავლა დღესაც წარმატებით მიმდინარეობს მსოფლიოს ბევრი ქვეყნის მეტეოროლოგების მიერ, ვინაიდან ხალხური ნიშნები ამინდის შესახებ ერთ-ერთი საუკეთესო ნიმუშია თავისი სიბრძნითა და პრაქტიკული ღირებულებებით.

ლიტერატურა

1. ხალხური სიბრძნე, V, გამომცემლობა „ნაკადული“, 1965.
2. ჩოგოვაძე ი. „ორი ხალხური ნიშანი ამინდის შესახებ“, ხელნაწერი, 1995.
3. მასალები სამეცნიერო, პოპულარული და სპეციალური საინფორმაციო საშუალებებიდან, რომლის ნაწილიც მოგვანოდა პროფ. გ. მელაძემ, რისთვისაც მადლობას მოვახსენებთ.

А. ДЕМЕТРАШВИЛИ

НАРОДНЫЕ ПРИМЕТЫ О ПОГОДЕ

Резюме

Многие народные приметы о погоде даны обычно в виде коротких правил или поговорок. Мы полагаем, что изучение и научное обоснование народных примет может принести немалую пользу в прогнозировании погоды.

Целью предложенной статьи является проверка народной приметы, которая гласит: месяц март «заимствовал» у апреля три дня, чтобы еще раз испортить погоду.

Для проверки этой народной приметы на территории Грузии были выбраны три станции в разных регионах (Тбилиси, Кутаиси, Чакви). В результате анализа, проведенного на основании метеорологических данных, пришли к выводу, что на территории Грузии в середине апреля отмечается резкое ухудшение погоды, что и подтверждается многолетними наблюдениями за среднесуточными температурами и количеством осадков.

A. DEMETRASHVILI

FOLK SIGNS

Summary

A lot of folk signs about weather are usually given as short rules or sayings.

We are sure that studying and scientific basing of folk signs can be useful for weather-forecast.

The goal of the offered article is to verify the folk sign, which says: March borrowed three days from April in order to worsen the weather once again.

For verifying this sign there were chosen three stations on the territory of Georgia in different regions of the country (Tbilisi, Kutaisi, Chakvi). According to analyses of meteorological findings we came to the conclusion that there is no doubt that sharp worsening of the weather takes place in the middle of April, and this is confirmed by the long-term observations on average daily temperatures and quantity of precipitation.



მ. ახალაია, ნ. პატარიძე 378.8

**საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის
ზოგადსაგანმანათლებლო სწავლების მოკლე
ისტორია**

საზოგადოებრივი განვითარების დღევანდელ ეტაპზე სულ უფრო მეტი მნიშვნელობა ენიჭება მშობლიური ენის, ისტორიისა და გეოგრაფიის შესწავლას. ეს მომავალი თაობის პატრიოტული და სულიერი აღზრდის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი საკითხ-თაგანია. ამის გამო, სახელმწიფოებრივი დამოუკიდებლობის მოპოვების შემდეგ ჩვენს ქვეყანაში განსაკუთრებული ყურადღება ექცევა საქართველოს გეოგრაფიის შესწავლას ზოგადსაგანმანათლებლო სკოლებში.

გეოგრაფია მუდმივად განიცდიდა გარდაქმნასა და განვითარებას, გროვდება ახალი გეოგრაფიული ინფორმაცია. ამჟამად ახლებურად განიხილება ბუნებრივი და საზოგადოებრივი პროცესებისა და მოვლენების კვლევის კომპლექსური ანალიზი, რაც თანადროულად უნდა აისახოს საქართველოს გეოგრაფიის ზოგადსაგანმანათლებლო სწავლებაში.

გეოგრაფიის სასკოლო კურსი საფუძვლიან განათლებას უნდა აძლევდეს მოსწავლეს მშობლიური ქვეყნის ბუნების ცალკეული კომპონენტების, ბუნებრივი კომპლექსების ჩამოყალიბებისა და ევოლუციის კანონზომიერებებზე, საზოგადოებისა და ბუნების ურთიერთობის, ბუნებრივი პროცესების რეგულირებისა და მართვის შესაძლებლობებზე.

XX საუკუნის მანძილზე გამოცემული და გამოყენებული სასკოლო სახელმძღვანელოების ანალიზი საშუალებას იძლევა დადგინდეს საქართველოს გეოგრაფიის სწავლების ძირითადი ეტაპები და მიმართულებანი.

საქართველოს გეოგრაფიის ზოგადსაგანმანათლებლო სწავლების დაფუძნება დაკავშირებულია დიდი ქართველი პედაგოგის იაკობ გოგებაშვილის სახელთან. იგი განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევდა მშობლიური ქვეყნის გეოგრაფიის შესწავლას. მან პირველმა შეიტანა საქართველოს გეოგრაფიის საკითხები „ბუნების კარი“ სასკოლო კურსში.

შემდგომ პერიოდში საქართველოს გეოგრაფიის ცალკეული საკითხები წარმოდგენილი იყო სწავლების სხვადასხვა საფეხურზე. სწავლების ქვედა (დანყებით) საფეხურზე სახელმძღვანელოებს არ ჰქონდათ წმინდა გეოგრაფიული მიმართულება. ისინი განაპირობებდნენ ბუნების ზოგად გაცნობას და მოიცავდნენ როგორც გეოგრაფიის (მათ შორის საქართველოს გეოგრაფიის), ისე სხვა საბუნებისმეტყველო დარგების ზოგად საკითხებს.

აღ. ჭიჭინაძემ 1907 წელს გამოსცა სახელმძღვანელო: „მოკლე საუბარი, თუ როგორ უნდა ისწავლებოდეს პირველდანიყებითი კურსი გეოგრაფიისა სამშობლოს აღწერის სანიმუშო პროგრამით“. მეთოდური ხასიათის ამ ნაშრომში განხილულია გეოგრაფიის სწავლების საკითხები, მოცემულია სამშობლოს შესწავლის პროგრამა.

1912-1918 წლებში ქუთაისში 4-ჯერ გამოიცა ს. რობაქიძის წიგნი: „სამშობლოს აღწერა (მოკლე სახელმძღვანელო საქართველოს გეოგრაფიისა)“, რომელიც შედგენილი იყო მოსამზადებელ კლასებში საქართველოს გეოგრაფიის სწავლების მიზნით. მისი გამოყენება შეეძლო ყველა მასწავლებელს, ვინც მოისურვებდა ქართულ ენაზე სამშობლოს გეოგრაფიის სწავლებას დანიყებით კლასებში.

1923 წლამდე შრომის რვანლიან სკოლებში გეოგრაფიის შესწავლა იწყებოდა სწავლების მესამე წელს — სამშობლოს, ხოლო სწავლების მე-4 წელს — საქართველოსა და ამიერკავკასიის გეოგრაფიის ეპიზოდური კურსის სახით. უკვე 1923-1924 სასწავლო წელს შრომის ცხრანლიან სკოლებში გეოგრაფიის სწავლება პირველი ჯგუფიდანვე იწყებოდა.

პირველ ჯგუფში თავდაპირველად შეისწავლებოდა მშობლიური ქალაქი ან სოფელი, ხოლო შემდეგ „საქართველოს მოკლე გეოგრაფია“.

1923 წელს გამოიცა დ. დონდუას „საქართველოს დედაქალაქი — ტფილისი“, რომელიც განკუთვნილი იყო თბილისის შრომის სკოლებში გეოგრაფიის სწავლების პირველი წლის სახელმძღვანელოდ.

1926-31 წლებში გამოიცა დ. დონდუას „წყარო“ — გეოგრაფიისა და ბუნებისმეტყველების სახელმძღვანელო შრომის ცხრანლიანი სკოლის IV ჯგუფის მოსწავლეთათვის, სადაც ზოგადგეოგრაფიულ საკითხებთან ერთად განხილულია საქართველოს ბუნება და მეურნეობა.

1930-31 სასწავლო წლიდან შემოღებულ იქნა საყოველთაოსავალდებულო დანყებითი სწავლება შვიდწლიანი სკოლებითათვის. 1932-33 სასწავლო წლიდან კი დაიწყო ათწლიანი საშუალო სკოლის ჩამოყალიბება. ახალი პროგრამით საქართველოს გეოგრაფიის სწავლება გათვალისწინებული იყო მეოთხე და მეშვიდე ჯგუფებში.

1932 წლიდან დ. დონდუას „წყარო“ გამოიცემოდა ორ ნაწილად: ნაწილი I — გეოგრაფიის სახელმძღვანელო III ჯგუფითათვის და ნაწილი II — გეოგრაფიის სახელმძღვანელო IV ჯგუფითათვის. საქართველოს გეოგრაფიის საკითხები წარმოდგენილი იყო მეორე ნაწილში.

1933-34 წლებში გამოდის დ. დონდუას და გ. დონდუას სასკოლო სახელმძღვანელოები: „გეოგრაფია“, „წყარო“ და „ბუნებისმცოდნეობა“ (III – IV კლასებისათვის). ბოლო გამოცემებში გეოგრაფიული მასალა შედარებით გამარტივებული სახითაა წარმოდგენილი. საინტერესოა ის ფაქტიც, რომ 1933 წელს სწავლების დანყებით საფეხურზე სასკოლო სახელმძღვანელოს პირველად ეწოდა „გეოგრაფია“, რომელიც 1955-60 წლებში საკითხავ წიგნად გადაკეთდა.

ამრიგად, აღნიშნულ სახელმძღვანელოებში გარკვეული საფუძველი ჩაეყარა საქართველოს გეოგრაფიის სწავლებას. იგი შედარებით საფუძვლიანი იყო სწავლების ზედა საფეხურზე. 1920 წლიდან დღემდე გამოცემული ძირითადი სახელმძღვანელოების ანალიზის საფუძველზე გამოიყოფა ზოგადსაგანმანათლებლო სკოლებში საქართველოს გეოგრაფიის სწავლების ხუთი ეტაპი:

I ეტაპზე (1920-27 წწ.) საქართველოს გეოგრაფიის შესწავლას მეტად ზოგადი, მიმოხილვითი ხასიათი ჰქონდა. მასალის გადმოცემის ფორმა (პრაქტიკულად თეზისების სახით) ართულებდა საკითხის დამაჯერებელ შესწავლას, არ იყო ერთმანეთისაგან გამიჯნული საქართველოს ფიზიკური და ეკონომიკური გეოგრაფია. მწირი იყო კარტოგრაფიული მასალაც. მიუხედავად ამისა, უდიდესია ამ პერიოდში გამოცემული სახელმძღვანელოების მნიშვნელობა, ვინაიდან, ისინი ფაქტობრივად პირველი სასკოლო სახელმძღვანელოები იყო საქართველოს გეოგრაფიაში. ესენია 1920 წელს გ. ჯანაშვილის მიერ გამოცემული „სა-

ქართველოს გეოგრაფია" (გიმნაზიების მეშვიდე კლასის კურსისათვის) და 1922-27 წლებში გამოცემული ი. რუხაძის „საქართველოს გეოგრაფია“ (შრომის სკოლების მეშვიდე ჯგუფებისათვის).

II ეტაპი (1928-47 წწ.) უკავშირდება ზ. კლიმიაშვილის მიერ გამოცემულ სახელმძღვანელოს, სადაც გაცილებით უფრო ფართოდ განიხილებოდა საქართველოს ბუნებრივი პირობები, მოსახლეობა, მეურნეობა და ბუნებრივი რესურსები. ამ სახელმძღვანელოში ბუნებრივი პირობები განხილულია კომპონენტების მიხედვით. არის რუკები (საქართველოს სსრ საშუალო წლიური ტემპერატურების რუკა, წლიური ნალექების რუკა, ოროგრაფიული რუკა). საწყის გამოცემებში (1928-35 წწ.) ერთად იყო წარმოდგენილი საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ეკონომიკურ-გეოგრაფიული მიმოხილვა.

1935 წლიდან ზ. კლიმიაშვილის საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია (დ. დონდუას რედაქციით, საშუალო სკოლის VII კლასისათვის) ცალკე სახელმძღვანელოდ გამოიცემოდა.

III ეტაპზე (1947-76 წლებში) გამოიცემა საქართველოს გეოგრაფიის სრულყოფილი სახელმძღვანელოები ალ. ჯავახიშვილის, გ. გეხტმანისა და დ. შაქარიშვილის თანაავტორობით. აქ დეტალურადაა განხილული საქართველოს ფიზიკური და ეკონომიკური გეოგრაფია, მოცემულია საქართველოს მხარეების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება. სახელმძღვანელოში წარმოდგენილია თემატური რუკები (საქართველოს სსრ ოროგრაფიული, ჰიფსომეტრიული, ჰიდროგრაფიული, მცენარეულობის, ნიადაგების, მინერალურ სიმდიდრეთა), რაც მისასაღმებელი და მნიშვნელოვანი ნაბიჯი იყო საქართველოს გეოგრაფიის ზოგადსაგანმანათლებლო სწავლებაში.

1947-56 წლებში გამოცემულ სახელმძღვანელოებში (საშუალო სკოლის VII კლასისათვის) გაერთიანებულია საქართველოს ფიზიკური და ეკონომიკური გეოგრაფია, თუმცა თითოეული ნაწილი დამოუკიდებელ და სრულყოფილ ერთეულს წარმოადგენდა. ისინი 1956 წელს ცალკე სახელმძღვანელოებად გამოიცა. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია შედგებოდა რამდენიმე ნაწილისაგან: I. საქართველოს სსრ ზოგადი ფიზიკურ-გეოგრაფიული მიმოხილვა - ა) ბუნებრივი პირობები, ბ) ბუნებრივი რესურსები და ნიაღისეული სიმდიდრენი; II. საქართველოს სსრ რეგიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული მიმოხილვა.

IV ეტაპი (1976-96 წ.) ალ. ჯავახიშვილის, შ. ყიფიანის და ქ. ყავრიშვილის მიერ გამოცემულ საქართველოს ფიზიკური

გეოგრაფიის სახელმძღვანელოებს უკავშირდება. იგი საშუალო სკოლის VII კლასისათვის იყო განკუთვნილი. წინა გამოცემების ანალოგიურად, აქაც ორი — ზოგადი და რეგიონული ნაწილია მოცემული. არსებითი განსხვავება საკითხების ახლებურ მოცემასაა. კერძოდ, მათში საკმაოდ დეტალურად არის განხილული საქართველოს გეოლოგიური განვითარების ისტორია, გეოლოგიური აგებულება, შავი ზღვა, სრულყოფილია ჰავასთან დაკავშირებული საკითხები, კარსტული მოვლენები და ბუნების დაცვა. ამით საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის შესწავლა სრულიად ახალ საფეხურზე ავიდა.

V ეტაპზე (1996 წლიდან დღემდე) საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის სწავლებაში, აღწერილობითი მეთოდის გარდა, გამოყენებული იქნა შედარებითი ანალიზის მეთოდი, რაც სრულყოფს გეოგრაფიული ინფორმაციის შემეცნებას. 1996 წლიდან გამოიცა ნ. ბერუჩაშვილისა და ნ. ელიზბარაშვილის მიერ მომზადებული საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის სახელმძღვანელო საშუალო სკოლის მერვე კლასის მოსწავლეთათვის. მას დართული აქვს ძირითადი გეოგრაფიული ტერმინების განმარტებები, მეთოდური მითითებანი, პერსონალიები, უამრავი თვალსაჩინო მასალა (რუკები, გრაფიკები, დიაგრამები, ცხრილები, ფოტოსურათები), რაც სახალისოს და საინტერესოს ხდის მის შესწავლას. ამ სახელმძღვანელოში პირველად არის განხილული საქართველოს ზოგადგეოგრაფიული და გეოპოლიტიკური მდებარეობა, მოცემულია გეოგრაფიული ნომენკლატურა, აღწერილია ვერტიკალური ზონალობა, წარმოჩენილია ძირითადი ეკოლოგიური პრობლემები. განსაკუთრებით საყურადღებოა ბუნებრივი პირობების სამეურნეო საქმიანობის (ტყე და მისი მნიშვნელობა, კლიმატი — სოფლის მეურნეობა, ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების თავისებურებანი) შედარებითი ანალიზი.

საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის სწავლება XX საუკუნის 90-იან წლების შუა ხანებიდან მოყოლებული, მთელი კალენდარული სასწავლო წლის მანძილზე გრძელდება, რაც მეტად მნიშვნელოვანი მოვლენაა.

ამრიგად, საქართველოს გეოგრაფიის სწავლებამ გარკვეული ცვლილებები განიცადა XX საუკუნის მანძილზე, რაზეც უდიდესი გავლენა მოახდინა ქვეყანაში მიმდინარე სოციალურ-პოლიტიკურმა პროცესებმა. დიდი ხნის მანძილზე საქართველოს გეოგრაფიის შესწავლა ორგანულად იყო დაკავშირებული საბჭოთა კავშირის გეოგრაფიასთან. საბჭოთა კავშირის დაშლის შემდეგ, დამოუკიდებელი ქართული სახელმწიფოს შექმნის შემდეგ,

საქართველოს გეოგრაფიის სწავლებას სრულიად ახლებური დატვირთვა მიეცა. იგი იქცა დამოუკიდებელ სასწავლო დისციპლინად ზოგადსაგანმანათლებლო სკოლებში.

ლიტერატურა

1. ალ. ჭიჭინაძე. მოკლე საუბარი. თუ როგორ უნდა ისწავლებოდეს პირველდანიეებითი კურსი გეოგრაფიისა სამშობლოს აღწერის სანიმუშო პროგრამით. 1907 წ.
2. გ. ჯანაშვილი. საქართველოს გეოგრაფია. საქართველოს გიმნაზიების მე-7 კლასის კურსი. 1920 წ.
3. ს. რობაქიძე. სამშობლოს აღწერა. 1912-1918 წ.
4. ი. რუხაძე. საქართველოს გეოგრაფია, შრომის სკოლის მეშვიდე ჯგუფისათვის. 1922 წ.
5. ზ. კლიშიაშვილი. საქართველოს გეოგრაფია. სახელმძღვანელო შრომის სკოლის მე-6 ჯგუფისათვის. 1928 წ.
6. ზ. კლიშიაშვილი. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, ხელმძღვანელო სკოლის VII კლასისათვის. 1935-1944 წწ.
7. საქართველოს გეოგრაფია. ალ. ჯავახიშვილის რედაქციით. საშუალო სკოლის VII კლასის სახელმძღვანელო. 1947 წ.
8. დ. დონდუა. წყარო, გეოგრაფიისა და ბუნებისმეტყველების სახელმძღვანელო. 1926 წ.
9. დ. დონდუა. გეოგრაფია. სახელმძღვანელო დანიეებითი სკოლის IV ჯგუფისათვის. 1933 წ.
10. დ. დონდუა. გეოგრაფია. საკითხავი წიგნი IV კლასისათვის. 1955-60 წწ.
11. დ. დონდუა, გ. დონდუა. წყარო, ბუნებისმცოდნეობის სახელმძღვანელო. III კლასი. 1977-1994 წწ.
12. ნ. ბერუჩაშვილი, ნ. ელიზბარაშვილი. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. VIII კლასი 1996 წ.
13. ნ. ბერუჩაშვილი, ნ. ელიზბარაშვილი. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია. VIII კლასი (მეორე გადაშუაებული გამოცემა). 1998 წ.
14. დ. დონდუა. გეოგრაფიის სწავლება საბჭოთა საქართველოს სკოლებში (1921-51წწ.). პედაგოგიკის ინსტიტუტის შრომები. ტ. 8-9, 1951წ.
15. ალ. ჯავახიშვილი. ნარკვევები გეოგრაფიული მეცნიერებისა და განათლების შესახებ საქართველოში. ნაწ. I. თბ., 1957 წ.
16. თ. თენიშვილი. საქართველოს სსრ გეოგრაფიის სწავლების მეთოდიკა. პედ. ინსტ. გამოც., 1956 წ.
17. ელ. გარსევანიშვილი. გეოგრაფიის სწავლების მეთოდიკა. თბ., 1986 წ.

М. Г. АХАЛАИЯ, Н. В. ПАТАРИДЗЕ

ИЗ ИСТОРИИ ОБУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ГРУЗИИ В СРЕДНЕЙ ШКОЛЕ

Резюме

В течение XX века обучение физической географии Грузии в средних школах проводилось на разных уровнях, что прямо или косвенно было определено социально-экономическими и политическими процессами.

На основании анализа действующих учебников XX века можно выделить пять этапов изучения физической географии Грузии в общеобразовательной средней школе. Особенно интересен четвертый этап, начавшийся с 1976 года, когда учебники были усовершенствованы и значительно обогащены новым материалом (геологическое развитие, геологическое строение, пещеры, природные зоны, защита природы и др.). С 1996 года в новых учебниках кроме материала описательного характера дается также анализ взаимосвязей географических явлений и процессов.

Длительное время изучение географии Грузии органически было связано с изучением географии Советского Союза. После завоевания независимости изучение этого предмета в Грузии поднялось на более высокий уровень.

M. AKHALAIA, N. PATARIDZE

FROM THE HISTORY OF STUDYING PHYSICAL GEOGRAPHY OF GEORGIA

Summary

During the XX century studying of Geography of Georgia, in secondary schools carry out on the several levels. These levels were connected directly or indirectly with political-social conditions, which took place in our country.

On the base of text-books in force 1920 year to present time, we have distinguished five stages of studying geography of Georgia. Fourth stage began from 1976 year, when text-books were improved and enriched by new questions (history of geological development, nature protection and etc.). Besides descriptive character of territory, analysis of geographical phenomenon's and processes was given in text-books from 1996 year.

During long time studying of Geography of Georgia was organic linked with Geography of Soviet Union. Later of win independence of Georgia, studing of this object became on high level. Today Geography of Georgia is independence studying discipline in secondary schools.

მ. რატიანი 372.8

განათლების გეოგრაფიის თანამედროვე საკითხები

სოციალური გეოგრაფიის ნაკლებად შესწავლილი სფერო განათლების გეოგრაფიაა. XX საუკუნის ბოლო ათწლეულში ეკონომიკური და სოციალური ევოლუციის ფონზე საქართველოში ახალი საგანმანათლებლო ვითარება შეიქმნა. სასწავლებელთა სტრუქტურა ძირეულად შეიცვალა: ზოგადსაგანმანათლებლო სკოლაში სწავლება 12 წლიანი, ხოლო უმაღლეს სასწავლებელში ორსაფეხურიანი გახდა. სკოლები ნაწილი შინაარსობრივადაც გარდაიქმნა. 1999/2000 სასწავლო წელს 48 გიმნაზია, 45 ლიცეუმი და 7 კოლეჯი ფუნქციონირებდა. 1990 წლიდან 1998 წლამდე ბაგებისა და ბალების აღსაზრდელთა რიცხვი სამჯერ შემცირდა, ზოგად საშუალო სკოლების-ორჯერ, პროფესიული სასწავლებლებისა 23 ათასით. 17 ათასით მოიმატა მხოლოდ უმაღლეს სასწავლებლებში სტუდენტთა რიცხვმა. შეიცვალა სასწავლო დანესებულებათა განლაგების თავისებურებანიც, რამაც განათლების სისტემაში მიმდინარე პროცესების გეოგრაფიული ანალიზის აუცილებლობა წარმოქმნა. დღეს ბევრს საუბრობენ განათლების სისტემის რეფორმაზე. კაცობრიობის ისტორიის მანძილზე ცოდნა და განათლება ისე არასოდეს ყოფილა გაიგივებული პროგრესის დამაჩქარებლად, როგორც ამჟამად. შეიცვალა მსოფლიოს სახე, რომელიც უმთავრეს ფასეულობად განათლებას მიიჩნევს. აქედან გამომდინარე, არაა გასაკვირი, რომ მძაფრად დაისვა განათლების სისტემის სრულყოფისა და მისი ეპოქის მოთხოვნასთან მისადაგების საკითხი.

50-იან წლებში აშშ-ში გაისმა მთავრობის მოწოდება საზოგა-

დოებრივი აზრისა და ინტერესის განათლებისადმი გასაღვივებლად, ვინაიდან არ არსებობს მასზე უკეთესი კაპიტალდაბანდებები, რადგან სწორედ განათლება იძლევა ეკონომიკურ და კულტურულ დივიდენდებს. გათვლა სწორი აღმოჩნდა და ამ პროცესს ეკონომიკის აღმავლობა მოჰყვა. 70-იან წლებში ბიუჯეტიდან განათლებაზე გამოყოფილი თანხების წილი მხოლოდ 2%-ით შემცირდა, რამაც 14-15 წლის ასაკის ბავშვებისათვის სწავლის გაგრძელების საშუალება მკვეთრად შეამცირა. აშშ-ში სკოლების ბიუჯეტში 50% ოქჩის მოსახლეობიდან აკრეფილი თანხაა, 40% შტატების ხელისუფლების მიერ გადმორიცხული თანხა, 10% კი ფედერაციული ხელისუფლების წილია.

განათლების წილი სახელმწიფო ბიუჯეტში

წლები	1994	1995	1996	1997	1998	1999
განათლების წილი სახელმწიფო ბიუჯეტში %-ში	0,35	0,98	1,19	1,57	1,36	1,41
განათლებაზე დახარჯული თანხები მლნ ლარ. მლნ აშშ დოლ.		10,9	21,0	38,3	30,1 (22,3)	33,6 (16,8)

საქართველოში XX საუკუნის 90-იან წლებამდე ხელისუფლება თავად აფინანსებდა განათლებას და სწორედ ამის გამო იყო საკმაოდ მაღალი საგანმანათლებლო სტანდარტები. ამ პერიოდში უნიგნურობა მთლიანად აღმოიფხვრა.

დამოუკიდებლობის მოპოვების შემდეგ დაიწყო პოლიტიკური და სოციალური ცვლილებები, რამაც განათლების სისტემის ღრმა კრიზისი გამოიწვია. სისტემას აღარ შეეძლო ცალკეული პირების მოთხოვნილებების დაკმაყოფილება და მთლიანად უფასო განათლების შეთავაზება. გაიზარდა კერძო სკოლების რიცხვი და უკვე 1999 წლისათვის საქართველოში ასეთი ტიპის 150 სკოლა აღირიცხებოდა.

1998 წელს საშუალო სკოლებში 715822 მოსწავლე სწავლობდა და მათ 69311 მასწავლებელი ასწავლიდა. აქედან თბილისში 153000 მოსწავლე და 12600 მასწავლებელი იყო.

1985 წლიდან 1994 წლამდე კატასტროფულად დაეცა განათლებისათვის გამოყოფილი სახსრების ზვედრითი წილი სახელმწიფო ბიუჯეტში (7%-დან 0,35%-მდე) და რომ არა მშობლების სახსრებით ნაწილობრივი კომპენსაცია, განათლების სისტემას სრული დეგრადირება შეიძლება მოჰყოლოდა.

რეგიონების მიხედვით სკოლამდელი დანესებულებების გეოგრაფია მოცემულია ცხრილში:

რეგიონები	სკოლამდელი დანესა- ბულაბები 1990 წ.	სკოლამდელი დანესა- ბულაბები 1998 წ.	% 1990 წელთან შედარებით	დინამიკის კოეფიციენტი (საბაზისი)	აღსაზრდელის რაოდენობა 1000 ბავშვი 1990 წ.	აღსაზრდელის რაოდენობა 1000 ბავშვი 1998 წ.	% 1990 წელთან შედარებით	დინამიკის კოეფიციენტი (საბაზისი)
ქ. თბილისი	281	199	70	-1,4-ჯერ	50,6	22,8	46	-2,2-ჯერ
აფხაზეთი	233	8	3,4	-29-ჯერ	16,1	•	•	•
აჭარა	146	45	30	-3,2-ჯერ	10,1	3,6	3,6	-2,5-ჯერ
გურია	117	44	38	-2,7-ჯერ	6,0	1,2	20	-5-ჯერ
იმერეთი	392	223	57	-1,8-ჯერ	30,3	11,6	38	-2,5-ჯერ
კახეთი	269	216	80	-1,3-ჯერ	20,3	10,6	49	-1,9-ჯერ
მცხეთა-მთიანეთი	80	58	72,5	-1,4-ჯერ	3,9	2,0	51	-1,9-ჯერ
რაჭა-ლეჩხუმი ქვ. სვანეთი	62	37	60	-1,7-ჯერ	2,2	1,2	54	-1,8-ჯერ
სამეგრელო-ზემო სვანეთი	430	138	32	-3,1-ჯერ	22,2	5,6	25	-3,9-ჯერ
სამცხე-ჯავახეთი	110	49	45	-2,2-ჯერ	7,2	1,9	26	-3,7-ჯერ
ქვემო ქართლი	219	105	48	-2,1-ჯერ	10,8	7,5	68	-1,4-ჯერ
შიდა ქართლი	132	96	73	-1,4-ჯერ	11,1	4,5	40	-2,4-ჯერ
სულ საქართველოში	2704	1218	45	-2,2-ჯერ	190,8	72,4	37	2,6-ჯერ

ყველაზე მძიმე მდგომარეობაში აღმოჩნდა სკოლამდელი აღზრდის დანესებულებები. 1990 წლამდე მნიშვნელოვან ორგანიზაციებს თავიანთი საბავშვო დანესებულებები ჰქონდათ. ეკონომიკურ კრიზისს მრავალი დანესებულებისა თუ ქარხნის უფუნქციოდ დატოვება ან სრული გაუქმება მოჰყვა. შესაბამისად საუნწყებო ბალები 805-დან 31-მდე შემცირდა.

არსებული მატერიალურ-ტექნიკური ბაზა ჯერ კიდევ იძლევა საშუალებას, რომ სკოლამდელი აღზრდის სასწავლო პროცესი მთლიანად არ ჩაიშალოს.

მაქსიმალური შემცირების ტენდენცია (როგორც დანესებულებების, ისე აღსაზრდელთა, რაოდენობაში) გურიის და აჭარის რეგიონებში აღინიშნება.

საქართველოში სულ სკოლამდელი აღზრდის 1218 დანესებულებაა**, რომელთაგანაც 31 საუნწყებოა, დანარჩენი კი განათლების სამინისტროს დაქვემდებარებაშია.

* მონაცემები არ არის

** საქართველოში დანესებულებათა სამი ტიპია: ბავები - სამ წლამდე ასაკის ბავშვებისათვის; ბავა-ბალები — ერთიდან ხუთ წლამდე ასაკის ბავშვებისათვის და საბავშვო ბალები - სამიდან ხუთი წლის ბავშვებისათვის.



1990 წელს ამ დანესებულებებში აღსაზრდელთა რიცხვი ათასს აღემატებოდა, 1998 წელს კი 72 ათასს. განათლების სამინისტროს არა აქვს მონაცემები მრავალი კერძო ბაღის შესახებ, არადა, არაოფიციალური ინფორმაციით, ამგვარი ბაღები მრავლადაა და თანაც საზოგადოების გარკვეულ ფენებში პოპულარობით სარგებლობს.

სასკოლო განათლების სისტემაში (6-17 წლის ასაკის ბავშვები) მეტად მძიმე მდგომარეობა შეიქმნა. სკოლების რაოდენობის შემცირება გამოიწვია სოციალურ-ეკონომიკური, პოლიტიკური, დემოგრაფიული და ნაწილობრივ, გეოეკოლოგიური ვითარების გამწვავებამ. 1990 წლიდან 1998 წლამდე სკოლების რაოდენობა 3686-დან 3228-მდე, 458 ერთეულით შემცირდა. შემცირება ძირითადად მთიანი რეგიონების სკოლების ხარჯზე აღინიშნა, რაც საგანგაშოა. უსკოლოდ დარჩენილი სოფლები ნასოფლარად გადაქცევის წინაპირობაა.

მოსწავლეთა რაოდენობის მიხედვითაც გარკვეულად შემამოფოთებელი სურათია შექმნილი. მაშინ როცა მათი რიცხვი დანყებით კლასებში უმნიშვნელოდ შემცირდა. უფრო მაღალ საფეხურზე (V კლასის ზემოთ) მოსწავლეთა რიცხვი 2-ჯერ ნაკლებია 90-იანი წლების დასაწყისთან შედარებით.

დანყებითი ასაკის მოსწავლეთა რაოდენობის კლების მიზეზები უკანასკნელ ათწლეულში შობადობის კლებასა და მოსახლეობის ინტენსიურ ემიგრაციაში უნდა ვეძიოთ (რადგან ქვეყნის ძირითადად ტოვებს ფერტილობის ასაკში შესული ხალხი). დანყებითი კლასებიდან V კლასში გადავიდა 98,1 %.

მიუხედავად ამისა, ჩვენს ქვეყანაში განათლებულობის მაჩვენებელი ძალიან მაღალია და 100%-ს უახლოვდება. საქართველოში ასი წლის წინ განათლებულთა რიცხვი მხოლოდ 23,6%-ს შეადგენდა; ამავე პერიოდში წერა-კითხვის მცოდნე მამაკაცების რაოდენობა თითქმის ორჯერ აღემატებოდა ქალების რაოდენობას. 1998 წლისათვის კი ამგვარი განსხვავება არ შეიმჩნეოდა. დანყებით კლასებში ეს განსხვავება უმნიშვნელოა, ანუ V კლასში გამსვლელთა შორის ბიჭების რაოდენობა მცირედჭარბობს გოგონების რაოდენობას, რაც მათ შორის ბუნებრივი განსხვავებით აიხსნება (ახალშობილთა შორის ყოველ 100 გოგონაზე 105 ბიჭი იბადება).

თუკი განვითარებულ და განვითარებად ქვეყნებში საშუალო და უმაღლესი განათლების ზრდის ტენდენციას შევადარებთ,

აღმოჩნდება, რომ განვითარებადი ქვეყნები საშუალო განათლებამიღებულთა რაოდენობით თითქმის ორჯერ, ხოლო უმაღლესით – 6-ჯერ ჩამორჩებიან განვითარებულებს.

საქართველო განათლებამიღებულ პირთა მაჩვენებლით განვითარებულ ქვეყანათა რიცხვს მიეკუთვნება. მაგრამ დიპლომიან პირთა რაოდენობა ყოველთვის როდია ქვეყნის განათლების ხარისხის მაჩვენებელი, მეცნიერებისა და ტექნიკის აღმავლობის გარანტი. მეცნიერების მაღალი განვითარების დონე არა მოსწავლეთა და სტუდენტთა რაოდენობრივი (ექსტენსიური) გაზრდით მიიღწევა, არამედ მათი მაღალკვალიფიცირებული მომზადებით.

თეორიულად თითქოსდა ყველაფერი ნათელია: უნდა გაიზარდოს უმაღლეს სასწავლებლებში სტუდენტთა რაოდენობა, მაგრამ აქვე ისმის კითხვები: სჭირდება საზოგადოებას და ეკონომიკას ამდენი დიპლომიანი სპეციალისტი? რაოდენობის ზრდა ხომ არ გამოიწვევს მათი მომზადების ხარისხის შემცირებას? განვითარებულ ქვეყნებში ხუთი უმაღლესგანათლება მიღებულთაგან მხოლოდ ერთი ეწყობა შესაბამისი პროფესიით.

საქართველოში შრომის ბაზარი გადატვირთულია უმაღლესი განათლების მქონე ადამიანებით. შესაფერისი სამუშაოს ნაკლებობის გამო უმაღლესდამთავრებული ვერ იმკვიდრებს თავის კუთვნილ ადგილს (ექსპერიმენტული ბაზის არქონის, ფუნდამენტური სამეცნიერო დარგების დეგრადაციის გამო) და ეძებს მისთვის არასათანადო სამუშაოს (რომელიც ნაკლებ ცოდნასა და გონებრივ შესაძლებლობებს მოითხოვს). ამიტომ უკმაყოფილოა ორივე მხარე: ისიც, ვისთვისაც ეს ადგილი შეუსატყვისია და ამდენად არასასურველი და ისიც, ვინც ამ ადგილიდან გამოიძევნა. დაზარალებული რჩება საზოგადოებაც, რადგან განათლებისათვის გამოყოფილი უზარმაზარი თანხები უსარგებლოდაა დახარჯული.

ეფექტურად მომზადებული კადრების მაჩვენებელია კადრებზე მოთხოვნა, მათი სათანადო პროფესიული დასაქმება და არა კურსდამთავრებულთა რაოდენობა. აუცილებელია გამოინახოს გზები, რათა შესაბამისობაში მოყვანილ იქნას სახელმწიფო უმაღლესი სასწავლებლების კონტიგენტი ქვეყნის მოთხოვნებთან.

იმისათვის, რომ იგივე ტემპებით არ გაგრძელდეს სკოლების დახურვა, საჭიროა, მთიან რეგიონებში პედაგოგების ანაზღაურ-

რებას გაუკეთდეს დანამატი, რაც მასწავლებლებისათვის მატერიალური სტიმული იქნება და მათ ადგილზე დაკავებას შეუწყობს ხელს.

მეტ ანალიზს საჭიროებს თორმეტწლიან სწავლებაზე გადასვლა. უნდა გავითვალისწინოთ ბიუჯეტის შესაძლებლობანი. გარდა ამისა, სასწავლო წლების მომატებამ შესაძლებელია გეომეტრიული პროგრესიით შეამციროს ზოგადსაშუალო ეტაპზე * სკოლის მოსწავლეთა რიცხვი. ამ შემთხვევაში სასურველია გაკეთდეს აქცენტი საშუალო სკოლადამთავრებულთა პროფესიულ სასწავლებლებში გადამზადებაზე. სხვაგვარად ხელოვნურად შეიქმნება ახალგაზრდობის დაუსაქმებლობის ფონი, რაც ამ ასაკობრივ ჯგუფში კრიმინოგენული მდგომარეობის გააქტიურებას გამოიწვევს.

ლიტერატურა

1. განათლება ყველასათვის. საქართველოს ეროვნული ანგარიში. თბ., 1999.
2. განათლების რეფორმა საქართველოში. სადისკუსიო წერილების სერია. თბ., 1998.
3. საქართველოს გეოგრაფია. თბ., თსუ გამომცემლობა, 2000. 336 გვ.
4. Джонстон Дж. География и географы. 1982.
5. Современные проблемы географии. Л., Наука, 1990, 165 с.
6. Образование в современном мире. Человек на рубеже XXI века. М., Педагогика. 1986. 245 с.

М. РАТИАНИ

СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ ОБРАЗОВАНИЯ

Резюме

География образования представляет собой малоизученную область социальной географии. Уровень образования во всех странах мира стал определять степень их развития и прогресса. За последнее столетие уровень безграмотности в Грузии снизился с 76,4% до 1,9%. Если раньше число грамотных мужчин в два раза превышало аналогичный показатель у женщин, то теперь разницы уже не существует. Несмотря на то, что за последнее десятилетие XX века в Грузии количество школ сократилось на 1/6, тем не менее, ее причисляют к числу высокоразвитых стран по количеству образованного населения (из 1000

* ზოგადსაგანმანათლებლო სკოლებში სწავლების სამი ეტაპია: 1. დანეებითი (I-IV კლასები), 2. არასრული საშუალო (V-IX კლასები), და 3. ზოგადსაშუალო (X-XII კლასები).



человек 822 имеют среднее и высшее образование). Не рост количества населения с высшим образованием (за год на тысячу специалистов больше) определяет продвижение в науке и технике, а высококвалифицированная подготовка специалистов.

M. RATIANI

MODERN PROBLEMS OF GEOGRAPHY OF EDUCATION

Summary

In the social geography to the problems of Geography of education less attention is paid. The level of education in the world determines the level of its development and progress.

During the last century the literacy of population in Georgia increased from 23,6% to 98,1%. If the number of educated men was higher in two times than the number of educated women, nowadays there is no difference in this case. Though the number of the schools was shortened down on 1/6 last ten years. In spite of this the country belongs to the high developed countries, taking into account the number of literacy of population (822 from 1000 people have secondary and higher education). Not the large number of students but the quality of their preparation show the real progress in science and engineering.



З.Х. СЕПЕРТЕЛАДЗЕ, И.В. БОНДЫРЕВ, Т.И. АЛЕКСИДЗЕ,
Н.А. ПАЙЧАДЗЕ, Н.Э. РУХАДЗЕ

ПРОБЛЕМА ОПУСТЫНИВАНИЯ И СИТУАЦИЯ В ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Пустыня представляет собой своеобразный природный комплекс—тип ландшафта, который формируется в условиях постоянно или сезонно сухого и жаркого климата. Эти ландшафты характеризуются своеобразием почвенно-грунтового компонента, а также крайне бедным видовым составом и разреженностью фито- и зооценозов.

Площадь пустынь и полупустынь на земном шаре составляет около 48,4 млн.км² или 43% от всей площади суши. Площадь антропогенных пустынь—10 млн.км² или 6,7%. Процесс опустынивания развивается со средней скоростью от 7 до 24 км²/час или 6,9–21 млн. га/год (Раймерс, 1990). Под угрозой опустынивания находится около 30 млн.км² (19% всей суши).

На современном этапе эволюции процессы опустынивания определяются сложным набором природных и социально-экономических факторов. Так, в результате глобального потепления климата усиливается испарение с поверхности водных бассейнов. Во внутриконтинентальных районах отмечается усиление процессов адвекции (горизонтальное перемещение значительных масс воздуха, сохраняющих свои метеорологические характеристики).

Существуют различные понимания термина опустынивание:

1. Потеря местностью сплошного растительного покрова с

невозможностью его возобновления (Раймерс, 1990).

2. Снижение природно-ресурсного потенциала региона ниже условного уровня более чем на один порядок.

3. «...Деградацию земель в засушливых, полузасушливых и сухих субгумидных районах, в результате совокупного воздействия различных факторов, включая и деятельность человека» (Конвенция ООН, 1994) и т.д.

Отмечают две формы опустынивания: дезертификацию и дезертизацию. Первая означает расширение ареала (прирост по периферии уже существующей пустыни), а вторая – возникновение новых пустынь за счет интенсификации процессов опустынивания. Установлено, что аридные и семиаридные экосистемы способны справляться с засухой, которая является нормальным периодически повторяющимся условием их развития (Уоррен, 1990). В отличие от засухи опустынивание характеризуется более длительными амплитудами, приурочиваясь к которым эти экосистемы не успевают и деградируют.

В резолюции конференции ООН по проблемам опустынивания (Найроби, 1978) отмечается, что «...меры по борьбе с опустыниванием необходимо принимать до того, как затраты на восстановление превысят практические возможности или пока не исчезла сама возможность действовать.» (UN Conference on Desertification, 1978). Прогрессивное развитие процессов опустынивания может привести к явлению интеграции ландшафтов, когда стираются некоторые различия в их морфологической структуре и особенностях функционирования (Sefertelaze, 1995), что в конечном итоге приводит к их укрупнению, а порой, и к переходу на иерархически более высокий уровень (Бегильбаев, 2000).

Выделяют два четких индикатора опустынивания ландшафта: типоморфные образования в структуре почвенного покрова, в виде известковых (Ca CO_3) и гипсовых ($\text{Ca SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) конкреций. Определение степени опустынивания территории производится по методике В.В. Добровольского (1961), основанной на соотношении Sr/Ba , содержащихся в почве.

К глубоким изменениям ландшафтно-экологических условий, деградации и опустыниванию геосистем приводят:

1. Вырубка лесов; 2. Добыча нефти и газа; 3. Добыча строительных материалов и др.; 4. Несовершенная ирригация; 5. Крупное строительство; 6. Создание селитебных ландшафтов; 7. Бессистемная застройка; 8. Нарушение баланса природных процессов; 9. Нарушение равновесия склонов и их неправильная распашка; 10. Рост транспортной инфраструктуры; 11. Чрезмерно интенсивное землепользование и сокращение срока семяоборота; 12. Перевыпас скота; 13. Чрезмерный забор воды из грунтовых вод; 14. Перегрев почвенного горизонта при неправильной вспашке, приводящий к гибели под солнечными лучами гумусообразующих организмов и т.д. (Eliava Եձ ԵԵՅ., 1992, Չախալ, 1999, Раймерс, 1990)

Фиксируемая в XX веке тенденция к подъему уровня Мирового океана не связывается рядом исследователей с глобальным потеплением, т.к. она на порядок ниже темпов последнего (0,7 мм/год), и ее следует связывать с многовековой ритмикой природных процессов (Брикен и др., 1998). Этому же мнению придерживается и А.Л. Бялко (1998).

Климатические изменения, зафиксированные на терри-



Рис. 1. Типичная пустыня на конгломератовых отложениях Вазиранского плато.

тории Грузии, наиболее четко проявляются в характере изменения среднегодовых и среднемесячных температур и осадков. В Восточной Грузии отмечается общая тенденция к потеплению климата со скоростью $0,006^{\circ}\text{C}$ в год (Таташидзе и др., 2000).

Как показал опыт исследования субаридных и аридных территорий Южного Кавказа, пустынные и полупустынные ландшафты теснейшим образом связаны палеогеографическими и палеогеоморфологическими условиями региона, а следовательно, и с особенностями литогенеза. Основные типы аридных ландшафтов Восточной Грузии расположены на мощных толщах терригенно-морских отложений (конгломераты, глины, песчаники). Высокая засоленность и загипсованность этих пород обуславливает агрессивную реакцию почвогрунтов, что в свою очередь приводит к угнетанию и деградации растительного покрова, т.е. к опустыниванию (рис. 1). Эту особенность отмечают и другие исследователи. Как отмечает А.Уоррен (1990), опустынивание по-разному проявляется на литологически различных субстратах. Так, на глинистых склонах, по которым происходит сток воды, процесс опустынивания необратим. А вот на расположенных по соседству с ними участках с песчаными грунтами опустынивание продолжается немногим дольше, чем засуха.

При анализе ситуации в Восточной Грузии мы основывались на данных физико-географического районирования А. Н. Джавахишвили, Хр. Г. Джакели, М.С. Санеблидзе и Д.Б. Уклеба (1970). За основную единицу ландшафта принят тип ландшафта. Информация снималась с «Ландшафтной

Таблица №1. Количество типов субаридных и сухих семигумидных ландшафтов, выделяемых на территории Грузии и их площадь

НАИМЕНОВАНИЕ		Количество типов ландшафта и их площадь	
		кол-во типов	площадь (км ²)
Равнинные ландшафты меж гор			
1	Равнины умеренно сухих субтропиков	4	2387,7
2	Равнины сухих субтропиков	5	1371,5
3	Плоскогорья умеренно сухих субтропиков	15	3712,3

карты Грузии» м-ба 1:600 000.

На территории Грузии, площадь которой составляет около 69,7 км², выделяется 67 типов разнообразных ландшафтов (Bondyrev and al., 2000). Следовательно, на каждые 10 000 км² приходится в среднем 14 типов естественных ландшафтов.

Однако полученные результаты в значительной степени являются теоритическими расчетами и не отражают реальной картины, наблюдаемой сегодня на территории страны. Это обусловлено, с одной стороны, тем, что «Ландшафтная карта Грузии» (1970) в большей степени

Таблица №2. Ландшафтное разнообразие отдельных отрезков трассы «Великого шелкового пути» в пределах Восточной Грузии

№	Отрезок трассы	Расстояние (км)	Кол-во типов	Биоразнообразие (тип/100км)
1	Бейюк-Кияски—Тбилиси	52	5	9,6
2	Тбилиси—Гори	75	8	10,7
3	Гори—Хашури	44	5	11,4

отражает реконструированное состояние (фоновое) естественных ландшафтов, характерное для периода конца XIX—начала XX века. Невиданные ранее темпы развития цивилизации XX столетия внесли свою корректуру и в картину пространственно-временного размещения ландшафтов Грузии.

Проведенные нами исследования показали, что среди равнинных ландшафтов наибольшую роль играют ландшафты умеренно сухих субтропиков Восточной Грузии (28%). Наибольшее разнообразие типов естественных ландшафтов имеет место в регионе Шида Картли—36 типов на 10 000 км². На втором месте оказался район Гомборского хребта—35 типов.

Естественные ландшафты, в большинстве своем, изменены под воздействием антропогенных и техногенных процессов.

Часть ландшафтов трансформировались в своеобразные природно-антропогенные (антропизированные) комплексы, а часть претерпела коренные изменения (вырубка лесов, осушение болот, орошение засушливых земель, создание новых городов и транспортно-коммуникационных систем, горнодобыва-

Таблица 3. Площадь, кол-во типов и биоразнообразие ландшафтов различных физико-географических районов Грузии

НАИМЕНОВАНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕС- КОГО РАЙОНА	Площадь		Кол-во типов ландшафтов		Разнообразие ландшафтов (кол-во типов /тыс. км ²)
	км ²	%	ед	%	
ВОСТОЧНЫЙ КАВКАСИОНИ	10664	15.3	13	13.5	1.2
ШИДА КАРТЛИ	3052	4.4	11	11.5	3.6
ШИДА КАХЕТИ	3251	4.7	9	9.4	2.8
КВЕМО КАРТЛИ	3946	5.6	12	12.5	3.0
ТРИАЛЕТИ	6732	9.7	13	13.5	1.9
ЮЖНО-ГРУЗИНСКОЕ НАГОРЬЕ	5808	8.4	12	12.5	2.1
ГОМБОРСКИЙ ХРЕБЕТ	1442	2.1	5	5.2	3.5
ИОРСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ	4580	6.5	11	11.5	2.4

ющие комплексы и т.д.), потеряла прежнюю структуру, образовав качественно новые формы антропогенных ландшафтов.

С другой стороны, ландшафты, как и другие динамические системы открытого типа, являются классическими гомеостатами, способными поддерживать определенный режим структурообразующих процессов, даже в условиях очень значительных, но не продолжительных изменений (природных или антропогенных) внешней среды.

Анализ ситуации показал, что неизменные естественные типы ландшафтов представляют собой незначительную по площади группу, занимающую наиболее непригодные для освоения земли (болота, торфяники, прибрежные лагуны и т.д.).

В Восточной Грузии около 40% всех почв подвержено воздействию процессов плоскостного смыва, причем 15% из них – весьма интенсивно (Микеладзе, Мурванидзе, 1986).

Для серо-коричневых гажевых почв, расположенных на Рустави-Гардабанской равнине (Самгорский участок и склоны г. Яглуджа) характерны: четко выраженная дифференциация профиля, наличие сероватого гумусового горизонта мощностью 20-30 см, слабая глыбистость, грубокомковатая

структура верхних горизонтов, сильное уплотнение средних горизонтов, наличие конкреций и псевдомицелий в карбонатно-иллювиальном горизонте, а также кристаллов гипса и других легкорастворимых солей (Накаидзе, 1977; Накаидзе, Сохадзе, 1979). Гажевый горизонт имеет мощность от 5 до 30 см. Соотношения $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = 5-7$, $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 = 18-28$, а $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3 = 4-5,5$.

Луговые серо-коричневые почвы, занимающие почти все пространство от госграницы до г. Рустави, характеризуются тяжелым механическим составом (глинистые фракции составляют 70-80%), повышенным содержанием частиц размером менее 0,001 мм ($\geq 50\%$) с высокой прочностью и водонепроницаемостью, грубой структурой и содержанием катионов Na и легкорастворимых солей (преимущественно - Cl). $\text{pH} > 7$. Мощность гумусового горизонта колеблется от 15 до 20 см, при содержании не более 2,5%. Содержание гажи может достигать 8% (Урушадзе, 1997).

Черноземные и черноземовидные тяжело-глинистые и суглинистые почвы отмечаются в районе Вазвани, Сартчала и Муганло (Талахадзе, 1983). Эти почвы характеризуются высокой продуктивностью, стойкостью к размыву, пористостью и соответственно – водопроницаемостью, небольшим объемным весом, неравномерным распределением карбонатов по профилю. $\text{pH} = 7$. Содержание CaCO_3 колеблется от 0,4 до 4,5, соотношение $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = 5-6$, $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 =$ до 25, а $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}_3 = 3-5$.

Коричневые почвы встречаются на всем пространстве от г. Рустави до ЗАГЭСа, на участке Игоэти и еще в нескольких местах. Эти почвы имеют хорошо выраженную комковато-зернистую структуру, мощность около 25-30 см и относятся к тяжелым глинистым почвам. Содержание физической глины достигает 70-77%, а более мелкой фракции – 30%. Почвы карбонатные в нижней части профиля. Реакция pH – нейтральная.

Коричневые луговые тяжелосуглинистые и глинистые почвы занимают небольшие участки пологих форм рельефа от Игоэти до Гори, чередуясь с коричневыми почвами. Они характеризуются сравнительной монотонностью профиля, незначительным содержанием гумуса (2-3%). $\text{pH} = 7,5-8$. В их

Таблица 4. Изменения химического состава воды в результате вымывания солей из почво-грунтов в районе водохранилища Диди-тапа (мг/л)

МЕСТО ВЗЯТИЯ ПРОБЫ	КАТИОНЫ				АНИОНЫ				FeOH ₃	CO ₂ (АРГЕССИВ)	Сухой остаток	pH
	Na	NH ₄	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	H ₄ SiO ₄				
Оросительный канал	116.5	0.2	73.0	11.5	18.9	173.8	195.2	5.1	0.7	3.9	1977	7.5
Вдх. Диди тапа	703.8	0.7	96.2	19.5	56.8	1547.3	195.2	15.9	1.5	4.4	2554	8.0
Заболоченные участки распол. гипсом. ниже	548.4	0.5	121.1	19.7	26.3	2353.7	121.5	15.3	1.1	4.2	3221	7.8

формировании участвуют грунтовые воды.

Более подробно рассмотрим небольшой участок типично аридных ландшафтов, расположенных на левобережье р.Куры между Вазяни и Рустави.

Эта территория сложена мощной (20-170м) толщей конгломератов верхнего плиоцена (акчагыл) с прослоями суглинков и глин, залегающих на кварцаркозовых и граувакковых песчаниках среднего и верхнего олигоцена с прослоями глин, алевролитов и гравелитов мощностью до 900 м, что свидетельствует о неоднократных изменениях характера осадконакопления. Верхний ярус конгломератовой толщи либо перекрыт размытыми чехлами переотложенной гальки и валунов, либо сцементирован гипсовым цементом, образуя конусообразные холмы и гряды, расположенные непосредственно на контакте равнин и предгорий. Факт наличия гипсового цемента объясняет сохранность этих форм, т.к. он создает своеобразный панцирь, бронируя толщу галечников и предохраняя ее от процессов аридного выветривания, характерных для данной территории. Мощные(до 25м) отложения лесовидных суглинков, также бедлендовый

Таблица 5. Тенденции изменения ландшафтов Восточной Грузии (Гончаров, 1988; Похомов и др., 1980; Попова и др., 1971)

ЭПОХА	ФАЗА	АБСОЛЮТ- НЫЙ ВОЗРАСТ (ТЫС. Л.Н.)	ХАРАКТЕР ЛАНДШАФТОВ
ПОЗДНИЙ ГОЛОЦЕН		2.5-1	Преимущественное развитие травянистых формаций
СР. ГОЛОЦЕН	III	4-3	Расширение ареала низинных дубовых лесов
	II	6-5	Максимальное распространение низинных и пойменных лесов
	I	8-7	Широкое распространение пойменных лесов
РАННИЙ ГОЛОЦЕН	II	9-8	Низинные леса
	I	10-9	Расширение ареала пойменных лесов (лапина, орех)
ДРЕВНИЙ ГОЛОЦЕН		18-10	Холодная лесостепь
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН		50-19	Водная растительность, реже-маревые и полынь

характер рельефа предгорий свидетельствуют о длительном этапе аридного рельефообразования и осадконакопления.

Огромное влияние на развитие природных процессов района оказала антропогенная деятельность. Строительство в 60-х годах Нижне-Самгорской оросительной системы (5-12м³/сек) привело, с одной стороны, к возникновению на равнинах значительных массивов орошаемых земель (20 тыс.га) и интенсивному хозяйственному освоению этих территорий, а с другой – к вымыванию солей из верхних горизонтов и вторичному засолению.

Характер движения геохимических потоков внутри ландшафтов хорошо виден на примере окрестностей, созданного в конце 80-ых годов водохранилища Диди-тапа, заполняемого водами данной оросительной системы (Таблица 4).

Проследим характер изменения ландшафтов данной территории в эпоху плейстоцен-голоцен. Ландшафты нижнего плейстоцена мало отличались от современных. В хазарскую эпоху имело место еще большая аридизация климата. Эпоха



Рис.2. Бедлендовый ландшафт Восточной Грузии (Иорское плоскогорье)

вюрма характеризовалась более влажным и прохладным климатом, что обусловило замену степных ландшафтов лесными. В голоцене тектоническая активность еще более возрастает, чему сопутствуют многочисленные сводовые поднятия по периферии изучаемого района. Это привело к поднятию части территории и образованию Вазианского бедлендового плоскогорья.

Все вышесказанное способствовало наличию своеобразной закономерности в процессе формирования и эволюции современных ландшафтов (Таблица 5).

Сегодня на исследуемой территории развиты аридные ландшафты сухих субтропиков, которые представлены следующими разновидностями:

1. Пойменные (тугайные) леса на богатых органикой аллювиальных почвах;
2. Речные долины с рощицами можжевельника (*Juniperus*) и жасмина на аллювиально-солонцеватых и глинистых почвах;
3. Плоские равнины с бородачевыми (*Botriochloa*), ковыльными (*Stipa*) и типчачевыми (*Festuca*) формациями.

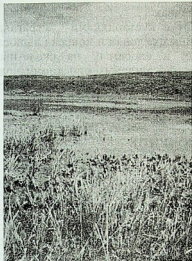


Рис. 3. Аридные ландшафты района соленых антропогенных озер в долине р. Архмшени

дами солоноватых грунтовых вод, зарослями кустарниково-видного можжевельника и полупустынными видами (шибляк, полынь, держи-дерево) на светло-коричневых почвах. Особенно примечательны полупустынные ландшафты тугайника в долине р. Архмшенисхеви, по берегам образовавшихся на месте выемки глины антропогенных озер. Берега здесь покрыты блестящей белой соляной коркой и отдельными кристаллами гипса (рис. 2);

7. Заболоченные суффузионные просадки и котловины на поверхности равнины и склонах широких корытообразных долин с торфяно-болотистым почвеннорастительным покровом;

8. Холмистые гряды, сложенные сцементированными гипсом конгломератами, с отдельными кустиками держи-дерева или можжевельника и редкой травянистой растительностью на светло-коричневых и каштановых почвах;

9. Предгорные гряды и отдельные массивы с колючекустарниковой растительностью (держи-дерево) на светло-

На аллювиальных, каштановых и глинисто-солончаковых почвах фитомасса бордачевых фитоценозов колеблется от 19 до 28 ц/га (М. Сохадзе, 1977);

4. Пологонаклонные равнины с антропогенно трансформированными ландшафтами, занятые птицеводческими комплексами, с остатками травянистой растительности на маломощных сероземах;

5. Пологонаклонные террасированные равнины с антропогенными ландшафтами (садовые участки) на орошаемых, слабо засоленных коричневых и каштановых почвах;

6. Изрезанные балками и оврагами равнины с вы-

коричневых и каштановых почвах;

10. Бедлендовый ландшафт с кустарниками астрагала, чилига и дубровника на осыпных склонах и конусах выноса, на сильно деградированных и сносимых на скелетных почвах (рис.3). Вазинское бедлендовое плоскогорье до недавних пор использовалось в качестве российского военного полигона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из приведенного выше анализа ситуации в Восточной Грузии, проблема опустынивания, как климатического, так и антропогенного является реальной угрозой этому региону. Требуется постановка комплексных исследований природной среды конкретных участков. Анализ полученных данных послужит для разработки научно обоснованных предложений, направленных на смягчение пресинга природной среды Восточной Грузии.

ЛИТЕРАТУРА

1. ელიავა ირ., ნახუცრიშვილი გ., ქაჯაია გ. ეკოლოგიის საფუძვლები, თბილისი: თსუ, 1992, 353 გვ.
2. ქაჯაია გ. ეკოლოგია (გამოყენებითი ეკოლოგიის საკითხები), თბილისი: თსუ, 1999, 224 გვ.
3. კონვენცია გაუდაბნობასთან ბრძოლის შესახებ, პარიზი-თბილისი, 2000, 24 გვ.
4. Бельгибаев М.Е. Почвенно-географические методы изучения аридизации и опустынивания территории Казахстана //Мат. междунар. конф. «Новые подходы и методы в изучении природных и природно-хозяйственных систем», Алматы: Изд. Каз. НГУ, 2000, стр. 16-23
5. Бондырев И.В., Ломинадзе Г.Дж., Бочоридзе М.В. Аридные ландшафты окрестностей г. Тбилиси // Тр. Каз. гос. ун-та им Аль-Фараби, 2001, стр. 34-42
6. Бринкен А., Селивестров Ю.П. Геоморфология морских побережий и глобальные изменения климата //Изв. РГО, т.130, вып.1, 1998, стр. 16-21
7. Бялко Л.Я. Климат, кризисы, Киотская конференция //Природа, 1998, №2, стр.3-5
8. Гогичаишвили Л.К. История развития лесной растительности

- низменностей и предгорий Восточной Грузии в голоцене // Автореф. канд. диссер., Ереван: Ин-тут ботаники АН Армении, 1988, 51с.
9. **Добровольский В.В.** Типоморфные новообразования в четвертичных отложениях пустынной зоны СССР // Почвоведение, 1961, №10, стр. 44-57
 10. Конвенция ООН по борьбе с опустыниванием, Париж: 1994, 52с.
 11. **Микеладзе Б.В., Мурванидзе Ч.К.** Освоение и мелиорация крутых склонов // ОИ, сер.1, вып.1, Тбилиси: ГрузНИИТИ, 1986, 52с.
 12. **Накаидзе Э.К.** Коричневые и лугово-коричневые почвы Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1977, 303с.
 13. **Накаидзе Э.К., Сохадзе Е.В.** Типологические особенности растительности почв субтропических степей Восточного Закавказья, в кн. «Природные ресурсы Грузии и методы их исследования», Тбилиси: Мецниереба, 1979, стр.26-44
 14. **Папава Д.Ю., Девдариани Е.И., Агеев В.П.** Результаты геологосъемочных работ и структурного бурения в пределах восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы, Фонды УГ Грузии, Тбилиси: 1971. 287с
 15. **Пахомов М.М., Клопотовская Н.Б.** Палинология кайнозоя Средней Азии и Кавказа, Душанбе: Дониш, 1980, 226с
 16. Природные ресурсы Грузии и проблемы их рационального природопользования, Тбилиси: Мецниереба, 1991, 704с.
 17. **Реймерс Н.Ф.** Природопользование (словарь-справочник), М.: Мысль, 1990 782с.
 18. **Сацеблидзе М.С., Уклеба Д.Б., Джакели Х.Г.** Ландшафтная карта Грузии, м-б 1:600 000, Тбилиси: 1970
 19. **სეფერთელაძე ზ.** ლანდშაფტების დიფერენციაცია და ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონება (ანალიზი და სინთეზი) თბილისი: თსუ, 1995, 156გვ.
 20. **Сохадзе М.Е.** Эколого-биологические и ценотические особенности растений бородачевой степи Восточной Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1977, 180с.
 21. **Таташидзе З.К., Бондырев И.В., Мумладзе Д.Г.** Тенденции изменения климата Грузии и их экологические и социально-экономические последствия, в кн. «Глобальные и региональные изменения климата и их проявление», М.: ГЕОС, 2000, стр. 224-229
 22. **Уоррен А.** Проблема опустынивания, в кн. «Сахара», М.: Прогресс, 1990, стр. 393-402
 23. **Урушадзе Т.Ф.** Основные почвы Грузии, Тбилиси: Мецниереба, 1997, 268с.
 24. Экологическая экспертиза проектов и изобретений. т.1, Киев: Урожай, 1986, 191с.
 25. **Bondyrev I.V., Seperteladze Z.Kh., Aleksidze T.A.** Biodiversity of Landscapes and their recreational capacity on Georgian part of Eurasian transport corridor // II Int. sci.-practic conf.



047136721
3025001930

"Georgia/Caucase-cros-sroad on the Great Silk Road", Tbilisi: 2000,
P. 64-65

26. **UN Conference on Desertification: Round-up, Plan of Action and Resolution**, N-Y: UN, 1978

Z. SEPERTELADZE, I. BONDYREV, I. ALEKSIDZE,
N. PAICHADZE, N. RUKHADZE

PROBLEM OF DEVELOPMENT SEMI-DESERTS AND SITUATION IN EASTERN GEORGIA

Summary

Development of present day semi-desert processes results from natural and socio-economic factors. One of the reasons is global warming of climate followed by expansion of arid territories. Anthropogenic factors favoring development of semi-deserts are: Faulty irrigation systems, destructive effects of current land use, deforestation etc. The greater part of Eastern Georgia is occupied by semideserts and dry subtropic landscapes spread in Inner and Lower Kartli, Outer Kakheti and greater part of Meskhети. Under great anthropogenic pressure and againts the global warming background the above mentioned regions will accelerate semi-desert developing processes and respectively will cause expansion of arid areas in Eastern Georgia. Principal regularities common to the processes are considered and their specific types are singled out based on the case study of arid landscapes adjacent to Tbilisi.



355

И. В. БОНДЫРЕВ

551.41/44

О ПРИРОДЕ ЛОКСКО-СОМХИТСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ (В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ)

Общая характеристика и история вопроса

Локско-Сомхитская морфоструктура представляет собой северо-западную часть Сомхитско-Карабахского антиклинория (крупнейшего морфоструктурного объекта в пределах Малокавказской эвгеосинклинальной области), расположенную между Храмским кристаллическим массивом и Карабахским хребтом. В орографическом плане она является восточным фрагментом внешних хребтов Малого Кавказа и ограничена долинами рек Мошевани (Пинезаури), Машавера, Поладаури, Гюльмагомедчай, Дебеда и Дзорагет (Ташири).

Сомхитский хребт протянулся с СЗ на ЮВ на 68,4 км (см. таб. 1) от вершины Легли-даг на границе Джавахетского нагорья и Ираганчайской котловины до р. Памбак (в районе г. Дзорагет), довольно круто обрываясь к теснине последней. Вахушти [4] упоминает и другое название этих гор: «...Лелва-горы высокие, с безлесым водоразделом и лесистыми склонами.» (стр. 37). Наиболее высокая часть хребта, массивы Леджан (2530 м) и Лалвар (2544 м) расположены на территории Армении. Вершина Лалвар сложена вулканическими породами, в которых выработан цирк с обширным амфитеатром. По мнению Г. К. Габриеляна [3], он имеет ледниковое происхождение, хотя, по-видимому, в его фор-

мировании участвовали и гравитационные процессы (оползневые дислокации, обвалы). В пределах Грузии высшей точкой является вершина Локи (2144м), также сложенная вулканогенными породами среднего эоцена. Короткие южные склоны полого спускаются к Лорийскому (Таширскому) вулканическому плато, возвышаясь над последним на 150-350м. Гораздо более сложная картина наблюдается на северо-западе, где склоны Сомхитского хребта незаметно переходят в Локский массив (рис.1). Граница между ними проводится по небольшому понижению в рельефе в истоках Мошевани, Лок-чай и Гюльмагометчай, совпадающему с субширотным Сакире-Хасран-Такасийским разломом. Далее, к северу, а также на северо-востоке склоны хребта уходят далеко вглубь территории Грузии в виде многочисленных извилистых в плане отрогов: Болнисского, Поладаурского, Опретского и Шулаверского хребтов.

Особое значение изучение геоморфологии и палеогеографии этого района приобретает, с одной стороны, в результате резкого увеличения объема горных и геологических работ в пределах Болнисского и Алавердского рудных районов, а с другой, в связи с открытием у северо-западного подножья Локского массива стоянки и останков древнейшего человека в Европе — дманисского *Homo erectus*, возраст которого определяется в 1,8 млн.лет [5-7].

Характер морфологии и вулканизм

Гребневая часть Сомхитского хребта к северо-востоку от г. Локи имеет небольшие антиклинальные складки субширотного простирания, хотя в пределах Грузии эта часть хребта носит моноклиальный характер и сложена лавами (преимущественно — андезитобазальтами), которые создают типичный для вулканических районов Южной Грузии ландшафт пологих гребней с отдельными резкими формами, обусловленными выходами более прочных пород. Здесь отмечаются своеобразные формы физического выветривания, обусловленные структурой слагающих пород, и создающие овальные выемки или шарообразные обломки до 0,5-2м в диаметре. Ниже, к подножью склонов, андезито-базальты сменяются

иной генерацией эффузивов спекшимися туфами и туфами андезит-дацит-риолитового состава, которые образуют т.н. мошеванскую свиту. К югу от долины р. Реха (второй правый приток р. Мошевани) формы рельефа образованы двумя типами лав: продуктами трещинных излияний, создающих основной фон ландшафта и вулканическими конусами (иногда, почти полностью пенепленизированными). Подобные формы вулканических аппаратов наблюдаются и в окрестностях с.Гора. Жерловая часть этого палеовулкана сложена риолитами, а внешняя – дацитовыми туфами.

Таблица 1. Некоторые морфометрические характеристики основных форм рельефа междуречья Мошевани, Машавера, Гюльмагомедчай и Дзорарет

НАИМЕНОВАНИЕ ХРЕБТА ИЛИ МАССИВА	ДЛИНА (КМ)	ПЛОЩАДЬ СТРУКТУР (КМ ²)	КОЭФФ. ИЗВИЛИСТОСТИ	МАКСИМАЛЬНАЯ И СРЕДНЯЯ ВЫСОТА (М)
Сомхитский хребет	68,4		1,3	<u>Дадвар (2544)</u> 1700-1800 в пределах Грузии: <u>Дожу (2144)</u> 1600-1700
Болнисский хребет	26		1,5	<u>Дегурдаг (1502,2)</u> 700-900
Локский массив		200		<u>Карадаг (1640,5)</u> 1100-1350
НАИМЕНОВАНИЕ РЕКИ	ДЛИНА (КМ)	Площадь бассейна (км ²)	ЗНАЧЕНИЕ УКЛОНА РУСЕЛ РЕК	ВЫСОТА ИСТОКОВ И УСТЬЯ (М)
Мошевани	20	85	0,052	1699/660
Лок-чай	15,5	59	0,054	1515/685
Уканагори (Дамблуджа)	11,8	36	0,069	1452/641
Гюльмагомедчай (до слияния с р.Лок-чай)	24,8	179	0,047	1845/685

Наибольшее число вулканических построек центрального типа хорошо дешифрируются на космофотоснимках, в виде правильных кольцевых структур (КС) диаметром от 0,5 до 1,3 км и насаженных на КС основания (магматические резервуары и камеры) диаметром до 5км на правобережье р. Мошевани, на территории Армении (рис.2). В поле они четко фиксируются в виде пологих конусов, представленных

массивами Кер-оглы (1698,1м), Авакисар (1776,4м), Мецсар (1730,1м), Кутахараба (1930,9м), Выючная (1965м), Караултепе (1821м) и др., возвышающимися над Норашенской равниной на 50-300м.

Вулканические массивы центрального типа отмечаются и на гребне Сомхитского хребта. Это вершина Корган (1844м), расположенная между селениями Гугути и Камишло, и Тамтепе (1810 м) в 1км к северу от нее. Особняком расположена крупная структура эксплозивного конуса Хасран-Такаси (1487,9м), возвышающегося в 2км к югу от слияния рек Гюльмагомедчай и Болнисисцкали. Структура хорошо выражена на космических снимках и имеет диаметр основания 2км, хотя ее погруженный фундамент занимает практически все междуречье вышеуказанных рек (4км).

Возраст вулканов центрального типа в районе Сомхитского хребта определяется в 52-44 млн.л.[8].

На основании анализа данных геологических исследований, проведенных в течение последних 10 лет [8-12,15], в пределах изучаемой морфоструктуры, можно выделить несколько периодов вулканической активности различного типа:

1. Юра (байос-оксфорд) – терригенный трещинный;
2. Мел (апт-турон) – островной и субаквальный, центрального типа;
3. Верхний мел (коньяк) – терригенный, центрального типа;
4. Палеоген – терригенный трещинный;
5. Неоген – терригенный, трещинно-центрального типа, с двумя пиками всплеска активности: в позднем миоцене и раннем плиоцене;
6. Средний эоцен – подводный трещинный;
7. Средний плейстоцен – терригенный, трещинный и центрального типа.

Локский кристаллический массив представляет собой выступ древнего (палеозойского) фундамента, имеющий субшироко вытянутую форму, типичной горст-антиклинальной структуры сложной конфигурации, вписывающийся в более обширную эллипсоидную структуру, четко фиксируемую на космическом снимке (рис.1).

По-видимому, эта структура представляет отражение на

поверхности основания Локского массива, имеющее характер диапирового поднятия, что, в какой-то мере, подтверждается данными глубокого бурения и геофизики [9].

С запада массив ограничен Пинезаурским (Сакире-Мошеванским) сбросом, выраженным в рельефе узкой V-образной и каньонообразной в среднем течении долиной р. Мошевани. На востоке подножье Локского массива упирается в долину р. Гюльмагометчай и лишь ниже слияния Гюльмагометчай и Лок-чай, узкой полосой (шириной 1-1,5 км) протягивается на 2,5 км к востоку. Здесь р. Поладаури антецедентно прорезает Локскую антиклиналь. На севере, по глубинному Дамблудскому разлому, фиксируемому в долинах рек Мошевани, Дамблудка и Поладаури по резкой смене угла падения северного крыла антиклинали и смене кристаллических пород массива (гранитоиды, кристаллические сланцы) вулканогенными комплексами мела (туфокогломераты, метаморфизированные туфобрекчии). Вопрос о южной границе Локского массива остается неясным, т.к. породы основания уходят далеко вглубь под вулканогенные толщи Сомхитского хребта. Поэтому, как было отмечено выше, условно эту границу проводят по субширотному Сакире-Хасран-Такасийскому разлому, фиксируемому в истоках рек Мошевани, Лок-чай и Гюльмагометчай по небольшому понижению рельефа и в усилении резкости форм (рис.2).

Локское поднятие начинает испытывать тенденцию к вздыманию начиная с поздней юры [10,11].

Сильная раздробленность района тектоническими нарушениями и разнообразно ориентированными дислокациями и его близость к активным геодинамическим центрам делает его более сейсмоопасным, нежели прилегающие участки, забронированные неоген-четвертичными лавовыми покровами. В районе вершины Шиштепе, расположенной в зоне сочленения Локского массива и Сомхитского хребта отмечается крупное гравитационное смещение пород (блоковое смещение), имеющее размеры около 500 x 300 м, и определяемое как палеосейсмодислокация, которая согласно данным картографического материала, приведенного в работе М. П. Жидкова [13], по-видимому, приурочена к Спитакс-

кому геодинамическому узлу.

Для изучаемой морфоструктуры характерно широкое развитие дайковых полей, приуроченных к зонам дробления вдоль разрывных нарушений, частично «залеченных» этими дайками и выраженных в рельефе небольшими положительными формами: поднятиями, гребнями, скальными выступами и т.д. Наиболее резко эти формы выражены на самом северном низкогорном сегменте Болнисского хребта (скальный пирамидальный холм Елдаг). На аналогичных скальных останцах, сложенных альбитофирами, воздвигнуты многочисленные крепости и храмы: крепость Бердика (у слияния рек Лок-чай и Гюльмагометчай), Квешетская крепость на одноименном холме на левобережье р. Машавера (чуть севернее описываемой морфоструктуры), штоковидный останец у с.Лок-Джандари со следами какого-то строения и т.д.

Интенсивность денудации, в зависимости от крутизны склонов, состава слагающих формы рельефа горных пород и экспозиции колеблется от 100 до 500т/км²

Результаты дешифрирования

Данные дешифрирования космических снимков м-ба 1:200000 позволили выявить на исследованной территории как четко выраженную систему линеаментов, так и разнообразные кольцевые структуры (КС) (рис.3).

Выделяются линеаменты трех основных простираний: субмеридиональные, субширотные и диагональные. К субмеридиональным линеаментам ССВ-ЮЮЗ ориентации относятся Мошеванский (I), Машаверский (II), Лок-чай-Поладаурский (III), Талаверисцкальский(IV), Тамарисский(V), Шаумянский (VI) и Шулаверский(VII). Храмско-Норашенский линеамент (VIII) имеет ССЗ-ЮЮВ ориентацию.

Из линеаментов диагонального простирания наиболее четко выделяются Казретско-Болнисисцкальский (XIII), имеющий СЗ-ЮВ ориентацию, а также Бердикский(IX) и Кирзкендский (X) /СВ-ЮЗ/. Локский линеамент (XIV) имеет субширотное простирание.

Все вышеперечисленные линеаменты совпадают с транс-

сами известных разломов и сбросов, а также границами геофизических аномалий [9,11,12].

Особое место занимают изометрические кольцевые и др. нелинейные структуры. Этот факт был впервые отмечен Г. З. Мамниашвили и Р. Й. Торозовым[14]. В пределах Локско-Сомхитской морфоструктуры выделяются как овальные, так и КС (рис.2, 3).

Небольшая КС(0,8-1км), имеющая форму кальдеры, фиксируется в районе крепости Бердики (к ЮВ от с.Поладаури) в пределах более крупной Бердикской КС. Ее возраст определен К-Аг методом в 72,2 млн.л [15].

Современные и древние речные долины

Особо стоит вопрос о характере рисунка современной и древней гидросети района и роли неотектоники и вулканизма в его формировании. В рельефе северных и северо-восточных склонов Сомхитского хребта и его отрогов выражены две генерации речной сети – широкие древние всياчие долины и молодые поперечные ущелья, глубоко врезаемые в подстилающие породы и перехватившие эти палеореки[21]. Неоген-четвертичные излияния лав Джавахетского центра вулканизма (в основном Машаверский лавовый поток) привели к подпору практически всех правых притоков р.Машавера, повышению базиса эрозии, усилению боковой эрозии и формированию широких (до 1км) речных долин (Машавера, Дамблудка,Поладаури) и их заполнение мощными скоплениями аллювиально-пролювиального материала. Последующее, и продолжающее до сегодняшнего дня, поднятие Локско-Сомхитской морфоструктуры обусловило пропиливание водами рек района как лавовой перемычки в их долинах, так и мощного чехла четвертичных отложений. При этом углубление русла в верховьях привело к формированию в толще коренных пород типичных V-образных ущелий, а в среднем течении – классических каньонов (р.р. Лок-чай, Мошевани, Гюльмагаметчай, Горасцкали и др.). В нижнем течении характер долин меняется. В широкой, образовавшейся в результате подпруды, древней долине форми-

руются врезанные в нее (от 10 до 150м) корытообразные формы, а так же пологие широкие долины.

В ряде мест, на высотах 1600-1615м, в понижениях водораздельных участков фиксируются фрагменты неоген-древнечетвертичных аллювиальных отложений, являющихся сохранившимися останцами древней речной сети, испытавшей в дальнейшем коренную перестройку. В результате неотектонических поднятий, интенсивность которых составила от 0,5-1,5км (около 1,5см/год)[17,18] до 3км [1924] и реновации субмеридиональных тектонических разломов, возникли многочисленные речные перехваты, приведшие к перестройке гидрографии района и образованию висячих долин. В междуречье рек Лок-чай и Мошевани в ряде мест на водоразделах и на ступенях склонов отмечаются участки, сложенные конгломератами с гальками гранитов и кварцевых песчаников (южнее с. Сафарло, в ущелье р. Горасцкали, на водоразделе к СВ от с.Камишло и т.д.). Река Гюльмагометчай, по-видимому, в прошлом не соединялась с Локчаем, а чуть выше их современного слияния резко сворачивала к СВ и впадала в Машаверу западнее устья р. Талаверисцкали. Лавовые потоки, стекавшие с Джавахетского и Сомхитского центров, подпрудили долины рек, берущих начало на южных склонах Сомхитского хребта реки и образовали слабонаклонные равнины, перекрытые незначительным чехлом озерных, флювиогляциальных, аллювиально-пролювиальных и делювиальных отложений. Древние речные долины южных склонов Сомхитского хребта имели СЗ-ЮВ ориентацию [1,2].

Выровненные поверхности

Количество и генезис выровненных поверхностей региона до сих пор не вполне ясно. По мнению Н.Е.Астахова [2], поверхности выравнивания Локского массива представлены двумя генетическими типами: откопанным и экспонированным. Первые из них развиты в бассейне р.Лок-чай и ее притоков на палеозойском кристаллическом субстрате и имеют мезозойский возраст. Однако, согласно данным геологичес-



кой съемки последних лет [12], в их строении участвуют не только палеозойские, но и юрские гранитоиды, а также перекрывающие их порфириды байоса. В междуречье Горасцкали и Лок-чая отмечаются небольшие фрагменты-ступени, сложенные мраморизированными известняками. В ущелье нижнего течения р. Лок-чай гранитоидные дайки внедрены в породы лейаса. Таким образом, для четкого подразделения выровненных поверхностей Локско-Сомхитской морфоструктуры пока нет достаточно убедительного и достоверного материала.

Фрагменты выровненных поверхностей на гранитоидах и эоценовых вулканогенных толщах отмечаются как в гребневой части Сомхитского хребта, где они фиксируются на высотах 1500-1700м над у.м. (к ЮВ от с. Гугути и ЮЗ и Ю от р. Мошевани, в районе госграницы), так и на отдельных ступенях склонов (1300-1350м). Небольшие фрагменты наблюдаются к югу от вершины Асиргарлак (1800м). На Локском массиве хорошо выраженная поверхность выравнивания фиксируется к СЗ от с. Лок-Джандари, в окрестностях с. Камнцло, а также между вершинами Дидгверди и Карабулак и у Накойдага.

Южные отроги Сомхитского хребта представляют собой фрагменты одноуровневой (1700-1850м) выровненной поверхности с разделяющими их широкими (1-3км) речными долинами.

Всего на изученной территории отмечаются три уровня выработанных поверхностей с отметками 1300-1400, 1500-1650, 1700-1850м.

Заключение

1. Формирование Локско-Сомхитской морфоструктуры начинается с конца юры, когда в результате тектонических движений начинается общее поднятие внешних горных хребтов Малого Кавказа. На это накладываются процессы, связанные с образованием мантийных диапиров.

2. Современный облик морфоструктуры и морфоскульптурных особенностей ее поверхности сформировались в эоцен-плейстоцене.

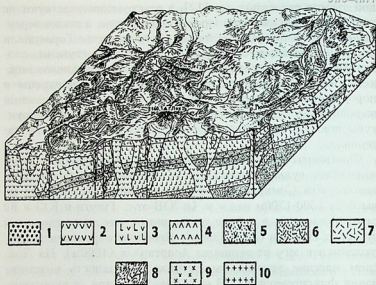
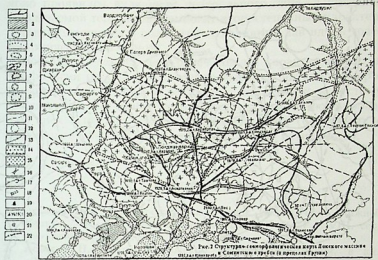


Рис. 1. Блок-диаграмма Локско-Сомхитской морфоструктуры

1. Четвертичные отложения (Q IV al, al-p, p, d, озерные);
2. Андезиты;
3. Андезито-базальты;
4. Дациты;
5. Андезитовые туфы;
6. Липаритовые туфы;
7. Липариты;
8. Смятые в складки порфириды байоса;
9. Диоритовые дайки;
10. Гранитоиды

3. Локско-Сомхитская морфоструктура представлена двумя сложносочленными морфоструктурами более низкого ранга—Локским горст-антиклинальным кристаллическим массивом, сложенным, в основном, породами палеозоя и юры, и моноклиалью Сомхитского хребта, сформировавшегося в результате совокупной деятельности тектонических движений и вулканизма и выполненного щелочными эффузивами, и вулканогенными породами среднего эоцена, и более молодыми генерациями лав.

4. В отличие от районов Южно-Грузинского нагорья, где



Րև. 2. Տրստրսւրն-ցեոմորփոլոցիկսկս քարտս Լոկսկոս մսսիվս և Տոմքիտսկոս սրբոս (ս քրտսկոս Գրսնս)

1. Գրեքնս ցորնոս սրբոս և ոտրոցոս
2. Վսրոնեոս սոքրսսոս
3. Կսքոլնոս սոքրս Լոկսկոս մսսիվս, րսսոքոսնս սսքս 1500մ
4. Գրսնս Լոկսկոս մսսիվս
5. Գորնոս սոքրսսոս Տոմքիտսկոս սրբոս, սոսնսսոսքս սսքս 1500մ
6. Կետրտիցնոս կսվոս սոքրս և նսրսրնսսոս
7. Սոսնոսյս վսլկանիցնոս սոքրսսոս
8. Զերլս սեոսսոսսոս
9. Կոլցեվոս ստրսսուրս, սրեքսնսսոսնս սոքրսսոս օտրոսնսսոս սոքրսսոս կսմերս վսլկանիցնոս սոքրսսոս
10. Օսնս սնտիկլնսլս
11. Լննս տեքտոնիցնոս նսրսսոսնս
12. Տոքոկոս նտրսսոս
13. Օտրոսնսսոս սոքրսսոս մսնտիոնոս սնսրս
14. Գրսնտոնոս սեոսսոսսոս և սոս
15. Կետրտիցնոս օտրոսնս (Q IV ս, ս-ր, ս, d, օզերնոս)
16. Անտեցեոսնտնոս սոքրս
17. ս) V-օրսնոս սեոսսոսսոս ս) Կսնյոնս
18. Փրսգմենտս սեոսսոսսոս
19. Արքեոլոցիկսկս սոքրսսոսսոս սոքրսսոս
20. Վերսնսսոս սոքրսսոս և նս ցոսսոստրիցնոս սոքրս
21. Նսսեոսնս սոքրս
22. Գոսգրսնս

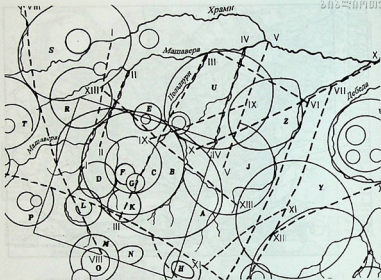


Рис. 3. Результаты дешифрирования космических снимков на территории центральной части Малого Кавказа (междуречье Храми-Дебеда)

ЛИНЕАМЕНТЫ:

I	Мошеванский,	VIII	Храмско-Норашенский,
II	Машаверский,	IX	Бердикский,
III	Лок-чай-Поладаурский,	X	Кирмзикендский
IV	Талаврисцкальский,	XI	Ахжерский,
V	Тамарисский,	XII	Шамлугский,
VI	Шаумянский,	XIII	Казретско-Болниссцкальский
VII	Шулаверский,	XIV	Локский

ИЗОМЕТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ:

A	Дманисская,	Q	Орозманская,
B	Локская,	N	Сарчапетская,
C	Центральная,	O	Норашенская,
D	Камишлойская,	P	Мамишлойская,
E	Сомхитская,	R	Квешская,
F	Лок-Джандарская	S	Храмская,
H	Лалварская,	T	Карабулахская,
G	Никойдагская,	U	Поладаури-Талаврисцкальская,
J	Болниссцкальская,	Z	Качайская,
K	Бердикская,	V	Дебедская,
L	Горская,	W	Дзорагет-Памбакская,
M	Гугутская,	Y	Алавердская

ярко проявился вулканизм центрального типа, в пределах описываемой территории он носит второстепенный характер, а преимущественную роль играют излияния лав вдоль трасс тектонических разломов.

Все это наложило свой отпечаток на характер развития морфологии района и обусловило высокую активность процессов речной эрозии и денудации, приведших к густому эрозионному расчленению морфоструктуры и формированию трех основных уровней пенеplanation (связанных с различными фазами вулкано-тектонической активности).

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов Н.Е. Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли // Тр. ин-та географ. им. Вахушти АН СССР, т. VIII, сер. физ.-географ., Тбилиси: 1957, стр. 45-80.
2. Астахов Н.Е. Храмско-Локский среднегорный район, в кн. «Геоморфология Грузии», Тбилиси: Мецниереба, 1971, стр. 339-346.
3. Габриелян Г.К. Следы древнего оледенения в северо-западной Армении // Изв. РГО, 1950, N 2.
4. Вахушти Багратиони. Описание царства Грузинского (География Грузии), Тбилиси: Изд. ТГУ, 1941, 356с., (на груз. яз).
5. Japaridze V., Bosinski G., Bugianichvili T. und al. Der alt-paläolithische Fundplatz Dmanisi in Georgin (Kaukasus) // Jahrb. RGZM, N 36, Mainz: 1989 (1991), 126p.
6. Lordkipanidze D., de Lumley A., Musso M. La Georgia-berceau du premier eurohein, Tbilissi: 2000, 48 h.
7. Vekua A., Lordkipanidze D. The Pleistocene Paleoenvironment of the Transcaucasus // quaternaire, 1998, v.9, N4, h.261-266
8. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метоморфических и рудных формаций Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 126с.
9. Гамкрелидзе Н.П. Геологическое строение, магматизм и металлогения Юго-Восточной Грузии по геофизическим данным, Тбилиси: Изд. ТГУ, 1991, 342с.
10. Зесашвили В.И. Геология части бассейна р. Поладаури // Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., т. IX (XIV), вып. 1, 1955 (на груз. яз.).
11. Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа, Тбилиси: Мецниереба, 1978, 64с. (Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., вып. 60).
12. Бурджанадзе Д.С., Зулисашвили Т.Г., Судов Б.А., Кофман Р.Г. Объяснительная записка к геологической карте Болнисского рудного района м-ба 1:50 000, Фонды УГ Грузии, Тбилиси: 1995, 475с.

13. **Жидков М.П.** Крупные гравитационные смещения и морфо-структурные узлы Малого Кавказа //Геоморфология, 1996, № 2, стр.72-78.
14. **Мамнишвили Г.З., Торозов Р.Й.** Опыт геологической интерпретации космической информации по Болнисскому рудному району //ИЛ, сер. «Геол.», N5, Тбилиси: ГрузНИИНТИ, 1988,5с.
15. **Дудаური О.З.** Датировка главных этапов рудообразования и магматизма Юго-Восточной Грузии K-Ar и Rb-St методами за 1982-1984гг, Фонды УГ Грузии, Тбилиси: 1985, 135с.
16. **Антонов Б.А., Астахов Н.Е.** Внешние восточные хребты Малого Кавказа, в кн. «Региональная геоморфология Кавказа», М.: Наука, 1979, стр.102-107.
17. **Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника, в кн. «Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа», М.:Наука, 1977, стр.87-90.
18. **Лилленберг Д.А.** Новые представления о закономерностях и механизмах современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия//Тез. докл. Междуна. конф. «Геоморфология гор и равнин: Взаимодействия и взаимосвязи», Краснодар, 1998, стр.285-287.
19. **Бальян С.П.** Основные проблемы геоморфологии Армянского нагорья//Тез. докл. Междуна. конф. «Геоморфология гор и равнин: взаимодействия и взаимосвязи», Краснодар, 1998, стр.305-307.

0. გონდირაჰი

ლოქი-სომხითის მორფოსტრუქტურის შესახებ (საქართველოს ფარგლებში)

რ ე ზ ი უ მ ე

ნაშრომში განხილულია სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოში განლაგებული რთული გეოლოგიური აგებულების და ტექტონიკური სტრუქტურის მქონე ლოქი-სომხითის მორფოსტრუქტურა. ის წარმოდგენილია ორი უფრო დაბალი იერარქიული დონის რთულადშერწყმული მორფოსტრუქტურით: ლოქის პორსტ-ანტიკლინური კრისტალური მასივით და ვულკანოგენური სომხითის ქედის მონოკლინალით. ამ ბოლო მორფოსტრუქტურის ფარგლებში ლავების ამოფრქვევა ნეოგენში ხდებოდა ტექტონიკური რღვევების გასწვრივ, რამაც თავისი კვალი დასდო მის მორფოლოგიას და განაპირობა ეროზიული და დენუდაციური პროცესების მაღალი აქტიურობა. დღეს აქ ფიქსირდება პენეპლენიზაციის სამი ძირითადი დონე, დაკავშირებული ვულკანურ-ტექტონიკური აქტიურობის სხვადასხვა ფაზებთან. თანამედროვე რელიეფის იერსახე ძირითადად ჩამოყალიბდა ეოცენ-პლეისტოცენში. აღნიშნულია მანტიური დიაპირების როლი ლოქის მასივის აზუვაში.



IGOR BONDYREV

ABOUT THE CHARACTER OF LOKI SOMKHIT'S MORPHOSTRUC- TURE

(Within the limits of Georgia)

Summary

The morphostructure Loki-Somkhit's nohich is located in the complex geological and tectonic structure of Southeast Georgia is given in the work. It is represented by the lower rank morphostructures. Loki horst-anticlinal crystalline massif and monoclinol volcanogenic Somkhiti range. Lava eruption mainly took place along tectonic disturbance and caused high activity of denudation and erosive processes. Three main levels of penepelenisation connected with various phases of volcanic and tectonic activity are fixed here. The modern relief of Loki Somkhit's morphostructure was formed in Eocene-Pleistocene and role of the Earth's mantle diapire is in the formation of Loki massif's rise.



ДЖАМАСПАШВИЛИ Н.

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ «ОХРАНЯЕМЫХ ЛАНДШАФТОВ» НА ОСНОВЕ ЛАНДШАФТНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИИ

Сохранение био- и ландшафтного разнообразия актуальная научная задача. Решение этой проблемы мы видим в разработке географических оценочных критериев, выбора одной из категорий охраняемых территорий, а именно «охраняемого ландшафта» на основе ландшафтного подхода.

Ландшафты на исследуемой территории рассматриваются нами на уровне доминантных, субдоминантных и специфических фаций, которые описывались во время экспедиционных и полустационарных исследований. Ландшафтный подход подразумевает изучение территории, как состоящей из элементарных структурно-функциональных частей (геомасс), с определенной вертикальной и горизонтальной структурой, имеющей определенный набор состояний, сменяющий друг друга во времени (Беручашвили, 1980).

В статье рассмотрены следующие компоненты ландшафтного подхода: ландшафтно-геофизический анализ территории, анализ степени антропогенных изменений, распространение девственных ландшафтов и анализ характера предельного распространения специфичных ландшафтов исследуемой территории.

На этой основе предлагается ряд критериев для выбора двух участков под категорию «охраняемый ландшафт». В соответствии с международной категорией IUCN Всемирный альянс по защите природы, «Охраняемый ландшафт» отно-

сится к V категории, охраняемый наземно-морской ландшафт, может быть основан для сохранения природного и культурного ландшафта, имеющего национальное значение, отличающееся как природными, так и специфичными отношениями между природой и человеком. Охраняемый ландшафт создается для сохранения среды обитания, развития рекреационного, туристического и традиционного хозяйствования (традиционных видов использования). Охраняемый ландшафт может входить в другие охраняемые территории, такие как биосферный резерват, участок мирового наследия и др. (сборник «Нормативные акты парламента Грузии» по охране природы, статья 3, параграфы 1,2 «Категории охраняемых территорий», на 1 июня 2000 г).

Исследуемая территория условна. С запада она ограничивается Боржом-Харагаульским национальным парком, а с востока – территорией бывшего Тбилисского национального парка (существовал с 1973 по 1995 гг.). Эта территория включает в себя: верховья р. Чхеримелы, Боржомское ущелье р. Куры, северные и северо-восточные склоны Тriaлетского хребта, Сагурамо-Ялонский хребет и прилегающие предгорья. Здесь находятся Боржом-Харагаульский национальный парк, Алгетский заповедник, Сагурамский заповедник и Тбилисское опытное лесное хозяйство (бывший Тбилисский национальный парк), а также значительные массивы курортных лесов и лесов зеленой зоны, принадлежащих Департаменту лесного хозяйства и имеющий статус охраняемых территорий, согласно принятому в 1999г. «Лесному Кодексу Грузии».

Выбранные полигоны соответствуют северным склонам центральной части Малого Кавказа и прилегающим территориям и наряду с выделенными территориями, как потенциально возможными охраняемыми ландшафтами, могут работать как экологический коридор¹, который позволит **связать** горно-лесные ландшафты Восточной и Западной Грузии (терри-

¹Коридоры – транзитная зона, экологически чистая зона, действующая как канал связи, экологический, миграционный и т.п., обеспечивающий беспрепятственный обмен и движение между животными и растительными индивидами. На этой территории предполагается консенсус местного населения, предпринимателей, акционеров, которые будут работать вместе, используя рационально ресурсы этой зоны (М. Сулен, 2000).

тории Сагурамского заповедника с Боржом-Харагаульским национальным парком).

Физико-географические особенности исследуемых нами территорий были освещены в трудах: Г.Абиха (1863-1880), С.Е. Симоновича (1878), А.О. Гусакова (1902), Милановского (1968), Астахова (1973), Региональная геоморфология Кавказа (1979), Макуниной (1985), Гвоздецкого (1986) и др.; однако в вышеотмеченных трудах нет подробных ландшафтных характеристик на исследуемые территории, сравнительно слабо или вообще не освещаются вопросы ландшафтной структуры заповедных территорий. Характер этой структуры должен учитываться при планировании новых охраняемых территорий и создании их единой сети. В stake-анализе (Pan-European Biological and Landscape Diversity Strategy, 1995) рассматриваются четыре конфигурации сети охраняемой территории (ее дизайн): биоцентр или заповедник, буферная зона, коридоры, экстремальные территории.

Геолого-геоморфологические факторы являются одними из определяющих в формировании ландшафтов исследуемых нами территорий. Они определяют часть, размеры, конфигурацию и размещение ареалов исследуемых ландшафтов.

В физико-географическом отношении исследуемая территория «раскинулась» на хребтах: Аджаро-Имеретинском, Триалетском и Сагурамо-Ялонском. Триалетский хребет представляет собой восточную половину Аджаро-Триалетской и прилегающих территорий. Ее центральной частью является Триалетский хребет, который протягивается в субширотном направлении на 150 км от Ахалцихской котловины до г. Тбилиси. По физико-географическому районированию большая часть рассматриваемой территории относится к подобластям Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов области Малого Кавказа и частично к Иверийской области.

Во время экспедиционных, полустационарных и стационарных исследований было описано более 300 экспериментальных участков, заложенных практически во всех родах и видах встречающихся ландшафтов: в Абастумани, Алгети, Бакуриани, Беврети, Бжолисхеви, Марткопи и его окрестностях, Дземе, Табацкури. Детальные исследования природно-территориальных комплексов были проведены на

основании «Методики ландшафтно-геофизических исследований и картографирования состояний природно-территориальных комплексов» (1983). Были выделены: 2 класса ландшафтов (см. таб.1).

В классе **РАВНИННЫЕ И ПРЕДГОРНО-ХОЛМИСТЫЕ ЛАНДШАФТЫ** выделены 5 типов ландшафтов, 8 родов, 18 видов и 86 выделов ландшафта. В классе **ГОРНЫЕ ЛАНДШАФТЫ** выделено 11 типов ландшафтов, 21 род ландшафта, 55 видов и 234 выдела. Всего по всем полигонам выделено: 16 типов, 29 родов, 73 вида, 289 выделов (Джамаспашвили, 2000). Общая площадь исследуемой территории составляет 5427 км².

Нами был произведен анализ **геомасс** ландшафтов Малого Кавказа и прилегающих территорий в следующей последовательности: рассмотрены геомассы отдельных ландшафтов исследуемой территории в связи с аналогичными ландшафтами всего Кавказа, затем средние геомассы для всех ландшафтов исследуемой территории со средними показателями всего Кавказа и, наконец, в сравнении с отдельными физико-географическими регионами Кавказа.

На первом этапе полученные нами данные сравнивались с основными группами ландшафтов, приведенных в монографии Н. Беручашвили («Кавказ ...», 1995).

Анализ таблицы геомасс показывает, что **наибольшую среднюю фитомассу** в пределах одного рода ландшафта имеют сравнительно мало затронутые деятельностью человека **среднегорно-лесные эрозионно-денудационные ландшафты с буковыми лесами** в окрестностях Марткопи, на склонах хребта Ялно. Здесь были описаны 3 экспериментальных участка (Сахтомельский, Самебский и Накохарский), на которых средняя мощность² вертикальной структуры составляет 27 м, а суммарная³ фитомасса – 312 т/га. Проведенные в последнее время наблюдения показали, что именно эти участки подверглись интенсивным рубкам, в результате которых произошло изреживание древостоя, а среднее количество фитомасс понизилось до 200-220 т/га.

² Расстояние от нижней границы почвы до верхней границы растений.

³ Суммарная фитомасса – это фитомасса всех фракций (стволы, ветки, листья, стволы) деревьев, кустарников и трав.

- Среднюю фитомассу от 200 до 300 т/га имеют 3 ландшафта.
- Среднегорно-лесные колхидские ландшафты (70)-235 т/га и
- Среднегорные эрозионно-денудационные ландшафты с буково-темнохвойными, местами сосновыми лесами (127)-275 т/га.
- Среднегорно-лесной ландшафт с буково-темнохвойными лесами с вечнозеленым подлеском (125)-208 т/га.

Сравнение данных по фитомассе в этих ландшафтах (для краткости будем употреблять нумерацию ландшафта) со среднекавказскими данными с аналогичными ландшафтами (Кавказ, ... 1995) показывает, что по фитомассе ландшафты Малого Кавказа отстают на 50-100 т/га. При этом под аналогичными ландшафтами мы понимаем схожие ландшафты в разных регионах всего Кавказа. Например, **сравниваются среднегорно-лесные ландшафты с буково-темнохвойными лесами всего Кавказа** с аналогичными ландшафтами на исследуемой территории.

Нижнегорно-лесные и верхнегорно-лесные ландшафты имеют фитомассу от 140 до 200 т/га. Это также относительно низкие показатели, если сравнивать с данными всего Кавказа.

Отставание ландшафтов исследуемой территории по фитомассе от среднекавказских данных связано с рядом факторов. Первый – на Малом Кавказе не наблюдается столь оптимального соотношения влаги, как в среднегорьях Сванетии, Абхазии или Кахетинского Кавкасион. К этому добавляется значимый фактор, связанный с влиянием человека. Природно-территориальные комплексы Малого Кавказа подвергались более интенсивному антропогенному воздействию, чем те участки, которые расположены вдали от крупных поселений и транспортных коммуникаций.

Однако статистический анализ и в частности анализ среднеквадратичного отклонения для ландшафтов всего Кавказа показывает, что в подавляющем большинстве случаев, данные по ландшафтам Центральной части Малого Кавказа лежат в пределах этого отклонения. Различия между ними очень значительны. Среднеквадратичное отклонение по фитомассе определялось по данным для каждой экспериментальной точки как на Кавказе в целом – 1100 точек, так и

для центральной части Малого Кавказа – 300 точек. Так, например, среднее количество **суммарной фитомассы в среднегорных буково-темнохвойных ландшафтах с вечнозеленым подлеском (125)**, для всего Кавказа равно 373 т/га, а его среднеквадратичное отклонение равняется 293 т/га. И это в то время, когда для аналогичных ландшафтов Малого Кавказа суммарная фитомасса, в среднем, равна 208 т/га и, таким образом, она попадает в интервал среднеквадратичного отклонения для всего Кавказа. В остальных лесных ландшафтах Кавказа среднеквадратичное отклонение существенно меньше, но везде колеблется около 100 т/га. Таким образом, в подавляющем большинстве случаев суммарная фитомасса ландшафтов Малого Кавказа лежит в пределах экстремальных величин фитомассы лесных ландшафтов всего Кавказа.

Рассмотрим фитомассу различных фракционных частей.

Фитомасса **хвойных** вегетирующих органов максимальных величин 15 т/га достигает в ландшафтах (127) – **среднегорно-лесных буково-темнохвойных, местами сосновыми лесами**, характерных для Центрального Закавказья. Это объясняется тем, что в (125) **среднегорных буково-темнохвойных ландшафтах с вечнозеленым подлеском** чисто темнохвойные древостой встречаются значительно реже, чем в (127), где чаще встречаются смешанные буково-темнохвойные леса. Эти же (125) ландшафты существенно отстают от (127) ландшафтов по суммарной фитомассе и поэтому абсолютные величины хвойных вегетирующих органов в ландшафтах (127) больше. Это объясняется тем, что в ландшафтах с вечнозеленым подлеском задерживается развитие древостоя, и леса здесь «изрежены» в результате хозяйственной деятельности человека. Фитомасса хвои встречается и в **среднегорно- и нижнегорно-лесных ландшафтах** исследуемой территории, т.к. здесь часто встречаются дубово-сосновые, буково-сосновые и даже чистые сосновые насаждения.

Фитомасса мхов и лишайников (Pm) максимального количества достигает в 127 ландшафте, где часто встречаются зеленомошные еловые и елово-пихтовые леса, в которых поверхность почвы покрыта сплошным моховым покровом. В 125 ландшафте этой фитомассы относительно мало, так как здесь развит вечнозеленый колхидский подлесок, который

препятствует формированию мощного мохово-лишайникового покрова.

Максимальное количество фитомассы кустарников приходится на **предгорностепные ландшафты** (20) окрестностей Марткопского стационара и на **семиаридные умеренные горно-котловинные ландшафты** Ахалцихской котловины, которые небольшим фрагментом заходят на исследуемую территорию (окрестности Аццури). Здесь значительные площади заняты шибляковой растительностью. Существенны показатели кустарников в **верхнегорно-лесных ландшафтах**, где лесные биоценозы чередуются с кустарниковыми. В субальпийских низколесьях часто наблюдаются мощные геогоризонты с кустарниковой растительностью. В **субальпийских ландшафтах** повсеместно представлена фитомасса кустарниковой растительности.

Фитомасса стеблей и листьев травяных растений (P_i) представлена повсеместно, практически во всех ландшафтах Центральной части Малого Кавказа. Максимальное ее количество характерно для **высокогорных вулканических субальпийских** (139) ландшафтов. От них отстают **высокогорные субальпийские ландшафты** (135 и 138), криволесий, редколесий и кустарников.

На значительное количество фитомассы травянистых растений оказывает влияние и наличие послелесных лугов в **среднегорно-лесных ландшафтах** (88). Высокие показатели фитомассы травянистых растений характерны **предгорно-степным и семиаридным горно-котловинным ландшафтам** (20 и 112).

Максимальное количество **мортмасс¹** приходится на **среднегорно-лесные буково-темнохвойные, местами сосновыми лесами**, (127) ландшафт. Это связано с тем, что мощная подстилка из хвойных растений минерализуется с относительно небольшой скоростью. Кроме того, в этих ландшафтах, наблюдается большое количество мора (Mo). Максимальная мортмасса наблюдается также в болотистых ПТК с мощным торфом и в ПТК с темнохвойными лесами с мором и подстилкой. В окрестностях озера Табаццури были описаны нес-

¹Мортмасса – отмершее органическое вещество в виде подстилки, ветоши, мора, торфа и др.

колько ПТК с болотами и большим количеством торфа. Много мортмасс и в **высокогорных субальпийских ландшафтах**, так как под покровом декиани формируется мощная подстилка и мор.

В большинстве ПТК Малого Кавказа количество **мортмасс** тесно связано с количеством подстилки, так как именно она составляет основную массу мортмасс. Наибольшее количество подстилки формируется в (127) и в (129) ландшафтах. Во-первых, это связано с большим количеством неразложившейся или полуразложившейся хвои, а во-вторых, с тем, что ежегодно на поверхность почвы поступает большое количество отмершего органического вещества за счет большой фитомассы травянистого яруса, который часто представлен высокотравьем. Именно за счет поступления этого вещества наблюдается интенсивный биогеоцикл и даже на крутых склонах формируется мощная почва.

По количеству **педомасс**⁵ ландшафты Малого Кавказа обычно опережают аналогичные ландшафты Кавказа. Это связано с господством среднегорного рельефа. Здесь значительно меньше скалистых выходов известняков, кристаллических пород или сланцев, чем в остальных горных ландшафтах Кавказа.

Количество педомасс только в двух случаях выходят за пределы стандартного отклонения, характерного для ландшафтов Кавказа и, таким образом, близки к средним данным для горных ландшафтов Кавказа. Эти случаи связаны с **высокогорными субальпийскими (135)** и с **семиаридными горно-котловинными ландшафтами**. Наибольшее количество педомасс характерно для ПТК послелесных лугов, с шибляковой растительностью и с верхнегорными лесами.

Максимальное количество педомасс характерно для **предгорно-холмистых**, а минимальное количество для **высокогорно-субальпийских (138 и 139) ландшафтов**. В **верхнегорно-лесных ландшафтах** также наблюдается наибольшее количество педомасс. Несмотря на крутизну склонов, здесь часто формируются мощные почвы. Это связано с тем, что под пологом верхнегорных лесов формируется мощное высокотравье с большим количеством травянистой

⁵Педомасса — органо-минеральная смесь, которая составляет основную часть почвы.

фитомассы. Ежегодно эта фитомасса вовлекается в биологический круговорот, что влечет за собой формирование мощных почв.

Влажность почвы в летний период прогрессивно уменьшается от **верхнегорно-субальпийских (135) ландшафтов** (в среднем 67%.) к нижнегорным и предгорным ландшафтам (до 15-25%). В **верхнегорно-лесных ландшафтах** влажность почвы равна 59%, в **среднегорных ландшафтах с буково-темнохвойными лесами** – 48%, в остальных **горно-лесных ландшафтах** от 30 до 40%. Наиболее низкие значения влажности почвы в летний период наблюдаются в предгорно-степных ландшафтах – 21%.

Второй этап связан с сравнением среднего количества геомасс для всех ландшафтов Малого Кавказа, со средними данными для всех ландшафтов всего Кавказа. Он показывает, что по количеству фитомассы Малый Кавказ в 2-3 раза превышает данные для всего Кавказа. Это связано с тем, что в состав Кавказа входят разные физико-географические провинции, и в том числе значительные территории представлены безлесными семиаридными и аридными ландшафтами (в Восточном Закавказье и в Предкавказье), с небольшими величинами фитомассы.

В то же время по суммарным средним величинам педомасс и ветоши Малый Кавказ отстает от всего Кавказа в целом. Это объясняется теми же причинами, что и количество фитомассы. На Кавказе значительные площади заняты равнинами и предгорьями с большим количеством педомасс и с семиаридными ландшафтами, с большим количеством фитомассы ветоши.

На третьем этапе рассмотрены сравнения данных по геомассам для Малого Кавказа с данными для Большого Кавказа. Они показывают, что средние величины геомасс очень близки друг к другу. Так, суммарное количество фитомасс, соответственно равно 158 и 153 т/га.

Анализ степени антропогенной трансформации ландшафтов важен не только для определения донорских территорий под охраняемый ландшафт, но и для определения траектории экологического коридора, связывающего горно-лесные ландшафты Восточной и Западной Грузии. В центральной части Малого Кавказа и на прилегающих территориях распро-

странены все градации степени антропогенной трансформации ландшафтов⁶ (рис. 1с).

Естественно, что наибольшей трансформации подверглись ландшафты Тбилисской котловины и территории городов и их непосредственных окрестностей, где трансформировано более 80% экосистем. Эти участки занимают около 5% от всей площади исследуемой территории.

Значительно трансформированные ландшафты (изменено от 50 до 80% экосистем) приурочены к равнинным и предгорно-холмистым ландшафтам Внутренне-Картлийской равнины. Они занимают около 10% территории.

Относительно трансформированные ландшафты (изменено от 20 до 50% экосистем) встречаются относительно редко. Это восточная оконечность Триалетского хребта, в окрестностях Тбилиси и долина р. Чхеримела на западе. Общая площадь этих ландшафтов не превышает 5%.

Слабо трансформированные ландшафты (изменено от 5 до 20% экосистем) занимают, в основном, **нижегорно-лесные ландшафты** как Аджаро-Имеретинского, так и Триалетского и Сагурамо-Ялонского хребта. Они приурочены, в основном, к высотам менее 1000 м и как бы кольцом окружают все населенные пункты, расположенные в исследуемом районе. Общая площадь этой группы ландшафтов составляет около 20% территории Центральной части Малого Кавказа.

Практически не изменены в основном среднегорно-лесные ландшафты, как с буковыми, так и буково-темнохвойными лесами, большая часть **верхнегорно-лесных** и значительная часть **высокогорных субальпийских** и **нижегорно-лесных ландшафтов**.

Особый интерес представляет ПТК с т.н. **девственными ландшафтами** (Н.Н.Беручашвили, 2000). Эти ландшафты в основном встречаются на территории Боржомского заповедника, в труднодоступных частях Боржом-Харагаульского национального парка, а также в виде отдельных фрагментов в Алгетском и Сагурамском заповедниках.

Наибольший интерес представляют участки нетронутых

⁶Степень антропогенной трансформации ландшафтов определяется на основе расчета процента измененных в результате антропогенной деятельности (сельскохозяйственные участки, промышленные и транспортные зоны, сельскохозяйственные угодья и др.) фаций от общей площади ландшафтов.

девственных ландшафтов в территориях, которые находятся за пределами заповедников и национальных парков. Согласно Н. Н. Беручашвили (2000) массивы не менее 10 км². за пределами заповедных территорий могут встретиться только лишь в бассейне р.Тедзами выше Ркони и на западной оконечности Триалетского хребта выше Ахалдабы.

Если снизить критерий и к девственным ландшафтам относить территории с площадью менее 10 кв.км., то шанс выявления практически нетронутых ландшафтов существенно увеличится. Они могут встречаться и в Дзамском ущелье.

Таким образом, практически полностью измененные, значительно и относительно трансформированные ландшафты в сумме занимают около 20% исследуемой территории.

В Центральной части Малого Кавказа до сих пор сохранились значительные площади практически не измененных ландшафтов. Именно эти территории могут стать донорами для выделения охраняемых ландшафтов, существенной базой научных физико-географических исследований и сравнительного географического анализа.

Большой научный интерес представляет такой компонент ландшафтного анализа как распространение специфичных ландшафтов на исследуемой территории, т.е. находящихся на пределах существования, распространение ландшафтов с темнохвойными лесами в восточной части Триалетского хребта. Это уникальное явление также может стать причиной для выделения охраняемых территорий. Изучением темнохвойных и, в частности, еловых лесов занимались В. З. Гулишвили (1964), Г. М. Джапаридзе, Ф.Урушадзе (1973), А.Г. Долуханов (1964,1989), Л. Б. Махатадзе (1966).

В этом отношении особый интерес представляет верховье реки Дигмисцкали в окрестностях с.Беврети, где распространен последний форпост еловых лесов. Они относятся к (127)–**Среднегорные эрозионно-денудационным ландшафтам с буково-темнохвойными, местами сосновыми (из сосны кавказской) лесами (среднегорные буково-темнохвойные центрально-закавказские)**. Начинаясь на территории Боржомского заповедника, среднегорный буково-темнохвойный центрально-закавказский ландшафт продолжается и встречается в ущельях Дзама, Тана и Тедзами, а также на территории Алгетского заповедника. Поэтому окрестности Бев-

рети следует рассмотреть на предмет выделения охраняемых ландшафтов.

Второй феномен связан с ущельем Дзамы, где встречается последний форпост горно-лесных колхидских ландшафтов.

Кроме этих компонентов ландшафтного анализа имеется и ряд других, среди которых такой важный показатель как ландшафтное разнообразие территорий (Джамаспашвили, 2000).

Детальный ландшафтный анализ Центральной части Малого Кавказа и прилегающих территорий позволил выделить две территории, которым предлагается придать статус охраняемого ландшафта. Условно эти территории называются Дзамским и Бевретским полигонами.

При предложении придать **Дзамскому полигону** статус охраняемого ландшафта, мы исходили из следующих основных положений: участок, расположенный выше селения Гвердзинети в бассейне левого притока р. Дзамы и р. Сатибе, общей площадью около 6000 га, характеризуется относительно нетронутыми ландшафтами. На расстоянии всего лишь 6 км. перепад высот достигает 1200 м (от 1100 до 2315 метров н.у.м. г. Диди Карта) и здесь представлен весь высотный спектр ландшафтов, характерный для западной части Тriaлетского хребта. **Нижнегорно-лесные** ландшафты с преобладанием дубовых лесов, сменяются на среднегорно-лесные с буковыми лесами, которые замещаются на среднегорные ландшафты с буково-темнохвойными лесами. Выше них встречаются верхнегорно-лесные ландшафты и высокогорные субальпийские ландшафты.

Основным поводом для **рекомендации Дзамского полигона** под охраняемые ландшафты является то, что **это наиболее восточный форпост Среднегорно-лесных колхидских ландшафтов на Малом Кавказе**. Нигде в Восточной Грузии, Колхидские ландшафты не заходят так далеко, как в бассейне р. Дзамы. Встречающиеся на Сагурамо-Ялонском хребте отдельные ПТК с вечнозеленым подлеском из падуба, следует отнести к субколхидским ландшафтам, тогда как на Дзамском полигоне представлены типичные Колхидские ландшафты с подлеском из рододендрона и лавровишни. В этом отношении Дзамский полигон напоминает ущелье Банисхеви в Боржом-Харагаульском национальном парке.



Дзамский полигон, с сравнительно хорошо сохранившимся ландшафтом и их большому разнообразию может служить рефугиумом (современным убежищем) для сохранения флоры и фауны Западной части Тriaлетского хребта и одним из звеньев экологического коридора, соединяющего горно-лесные ландшафты Восточной и Западной Грузии.

С вершины Диди-Карта открывается великолепный пейзаж Внутренне-Карталинской равнины, бассейна реки Дзамы, части Боржомского ущелья и Абул-Самсарского хребта. В этом отношении это один из наиболее привлекательных объектов для горного туризма на Тriaлетском хребте.

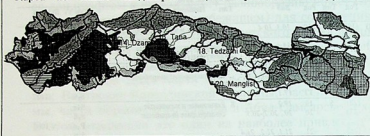
При рекомендации Бевретского полигона под охраняемый ландшафт мы исходили из следующих принципов: близость – на расстоянии всего лишь 10-15 км от окраины Тбилиси сохранился участок с сравнительно нетронутой, хозяйственной деятельностью человека, территорией, здесь хорошо представлен весь спектр ландшафтов, характерных уже для Восточной части Тriaлетского хребта. Бевретский охраняемый ландшафт может занимать площадь в 26 км².

В окрестностях Беврети находится восточный форпост среднегорно-лесных ландшафтов с буково-темнохвойными лесами. Восточнее Беврети не только эти ландшафты, но и единичные деревья ели и пихты нигде более не встречаются не только на Кавказе, но и во всем Альпийско-Гималайском поясе. Следующая территория с горно-лесными темнохвойными ландшафтами встречается лишь в 2500-3000 км на восток, в Тянь-Шане и Северо-Западных Гималаях (Атлас. Природа и ресурсы Земли. т.2, 1998). Создание двух охраняемых территорий, соответствующих статусу охраняемого ландшафта, будет способствовать оптимизации сети охраняемых территорий Грузии. Важно и то, что они могут служить важными узлами предлагаемого экологического коридора.

Классификация ландшафтов в исследуемой территории

по Кавказу, 1981		по Грузии, 1989			по Грузии, 2000		Высота м.	
Тип (подтип)	Род	Тип	Род	Вид	Тип	Наименование ландшафтов по род-л-т		
A (A1, A2)	(10)	1	10	10.3, 10.4	A	Равнинные и холмистые колхидские	K _{5w} 766	
Д (Д1, Д2)	(30)	3	13	13.1	С	Равнинные семигумидные кахетинские	Q _{5v} 1172	
Б (Б3)	(18)	4	15	15.1	D	Равнинные и холмистые субсредиземноморские иверийские	P _{2v}	
	(19)	16	16.1, 16.3, 16.4	P _{2s} 1000				
	(20)	17	17.1	Q _{3i} 1110				
				S _{2ii} 1427				
В (В1)	(22)	5	19	19.2	E	Равнинные и холмистые семиаридные иверийские	S _{1x}	
	(23)	20	20., 20.2, 20.3	S _{2ii}				
	(25)	21	21.1, 21.2, 21.4, 21.6	P _{2s} 1000				
				S _{2ii}				
					P _{2s}			
И (И1)	(51)	7	25	25, 25.1, 25.2	G	Гидроморфные и субгидроморфные	H4i 1038	
Л (Л1)	(58)	8	26	26.1, 26.2	Н	Горные семиаридные норские	S _{1x} P _{2s}	
Н (Н1)	(63)	10	30	30.5	J	Нижнегорно-лесные колхидские	F4v 1264	
	(Н2)	(70)	11	36	36.3, 36.4, 36.8	K	Среднегорно-лесные колхидские	K _{5w} 766
	(Н6)	(79)	12	40	40.1, 40.2, 40.3	L	Нижнегорно-лесные иверийские	Q _{3i} 1110
(81)		42	42.1, 42.2, 42.3, 42.4, 42.5, 42.7	Q _{4v}				
(82)		43	43.3, 43.4	Q _{4v}				
(83)		44	44, 44.2, 44.3	Q _{3i}				
					Q _{4v} , QF4v, UQ4n	1028 1140		
(Н7)	(88)	13	46	46.1, 46.2, 46.3, 46.4, 46.5, 46.6	M	Среднегорно-лесные иверийские	G _{1ii} 1120	
							FQ _{4v} 1140	
							F _{4v} 1264	
							F _{5v} 1316	
							F _{4v} 1264	
							F _{5i} 1276	
							F _{5n} 1045	
Р (Р1)	(112)	14	49	49.1, 46.4, 49.7, 49.8	N	Горные котловинные месхетинские	S _{1i} 965	
							H4i 1038	
							S _{1x}	
							P _{2v}	
(Р4)	(119)	15	50	50.1	O	Горные плато семиаридные Джавахотские	S _{2ii} 1427	
Т (Т1)	(125)	16	51	51.2	P	Среднегорные тельнохвойные лесные	S _{2ii}	
							T5w	
							T5n 1663	
							T5n	
							T5vi 1603	
							T5m 1483	
							T5i 1195	
(Т2)	(129)	17	54	54.1, 54.3, 55.3	Q	Вернегорно-лесные	I4ii 1910	
							Bii 2185	
У (У1)	(135)	18	58	58.4, 60.2, 61.1	R	Высокогорные субальпийские	L2iii	
							L1ii 2214	
							L1ii	
							L1ii	
(У2)	(144)	19	64	64.1, 64.2, 68, 69.1	S	Высокогорно-альпийские	D2w 2290	
							L1ii 2185	
							L1ii	

Карта по типам ландшафтов (классификация по Грузии)



Тип л-та по Г

1	(8)
3	(2)
4	(25)
5	(25)
7	(24)
8	(5)
10	(2)
11	(8)
12	(52)
13	(54)
14	(16)
15	(1)
16	(48)
17	(10)
18	(34)
19	(7)

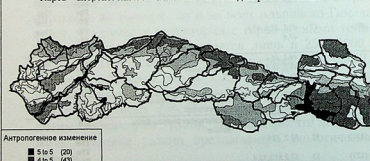
Карта вертикальных структур



Тип верт. стру

D2w	(2)
F4v	(19)
F5i	(1)
F5n	(1)
F5v	(14)
FQ4v	(5)
G1ii	(16)
H4i	(27)
I3ii	(3)
I4ii	(7)
K5w	(16)
L1ii	(31)
L2ii	(8)
P2a	(20)
P2v	(4)
Q3i	(24)
Q4v	(10)
Q5v	(2)
QF4v	(25)
S1i	(2)
S1ii	(16)
S1x	(16)
T5i	(6)
T5m	(16)
T5n	(7)
T5vi	(12)
T5w	(6)
UQ4n	(5)

Карта антропогенного влияния на ландшафт в баллах



Антропогенное изменение

5 to 5	(20)
4 to 5	(43)
3 to 4	(16)
2 to 3	(99)
1 to 2	(143)

Карта типов ландшафтов (1989), в скобках кол-во выделов (8)

Карта типов вертикальных структур (2)

Карта антропогенного влияния на ландшафт (20)

НШ Джамаспашвили

ლიტერატურა

1. **Н.Л. Беручашвили.** Методика ландшафтно-геофизических исследований и картографированию состояний природно-территориальных комплексов, Тбилиси, ТГУ, 1983
2. **Н.Л. Беручашвили.** Кавказ. Ландшафты, модели, эксперименты, Тбилиси, 1995
3. Геоморфология Грузии, Тбилиси, «Мецნიერება», 1971
4. **Н.Н. Беручашвили.** Девственные ландшафты Грузии. Биологическое и ландшафтное разнообразие Грузии –WWF, Тбилиси, 2000
5. **Н.Ш. Джамаспашвили.** Ландшафтное разнообразие Центральной части Малого Кавказа и прилегающих территорий. В сб. «Биологическое и ландшафтное разнообразие Грузии» -WWF, Тбилиси, 2000 с.(179-192)
6. **Г.М. Джапаридзе, Т.Ф. Урушадзе.** Особенности девственных ельников Грузии, Тбилиси, «Мецნიერება», 1973
7. **К.В. Кавришвили.** Физико-географическая характеристика окрестностей Тбилиси, Тбилиси, «Мецნიერება», 1965
8. **П.Б. Махатадзе.** Темнохвойные леса Кавказа, М., Лесная промышленность, 1966
9. **Е.Е. Милановский.** Новейшая тектоника Кавказа, М., Недра, 1968
10. Атлас. Природа и ресурсы Земли. т.2, РАН Институт географии, 1998 (на английском языке)
11. Pan-European Biological and Landscape Diversity Strategy, 1995
12. **Сборник.** «Нормативные акты парламента Грузии». Охрана природы, ст.3, п.1,2 «Категории охраняемых территорий», 2000
13. **М. Сулей.** Область охраны и консервации территорий, Интернет, 2000

6. ზამასპაშვილი

ტერიტორიის ლანდშაფტური ანალიზის საფუძველზე „დაცული ლანდშაფტების“ გამოყოფის საკითხისათვის

რეზიუმე

ნაშრომი შეეხება საქართველოსათვის ისეთ მნიშვნელოვან პრობლემას, როგორცაა დაცული ტერიტორიების საერთო ქსელის გაფართოება-მონყობა. ამ მიმართულებით ნაშრომში საკვლევ რეგიონად შერჩეულია მცირე კავკასიონის ცენტრალური ნაწილი და მისი მიმდებარე ტერიტორიები.

ნაშრომში წარმოდგენილია ლანდშაფტების ტიპების, ბტკ-ების ვერტიკალური სტრუქტურებისა და ლანდშაფტების ანტროპოგენული ზემოქმედების შეფასებითი რუკები. დონორი ტერიტორიების გამოყოფისათვის განხილულია რიგი ლანდშაფტურ გეოფიზიკური პარამეტრები და ლანდშაფტ-

ბის ანთროპოგენული ტრანსფორმაცია. ნაშრომში მნიშვნელოვან როლს უჭირავს ასევე ფორპოსტული ლანდშაფტების გამოყოფას.

ლანდშაფტურ-გეოგრაფიული ანალიზის საფუძველზე შერჩეულ იქნა ორი პოლიგონი: 1. ძამის და 2. ბევრეთის, რომლებიც შეითავსებენ გარემოს-დაცვით, რეკრეაციულ და სამეცნიერო-საგანმანათლებლო ფუნქციას.

დაცულ ლანდშაფტებად გამოყოფილმა ტერიტორიებმა ასევე შეიძლება შეასრულოს დასაველეთ და აღმოსაველეთ საქართველოს მთა-ტყის ლანდშაფტთა დამაკავშირებელი ეკოლოგიური კორიდორის ფუნქცია.

N. JAMASPASHVILI

THE LANDSCAPE-GEOPHYSICAL CHARACTERISTIC OF THE CENTRAL PART OF SMALL CAUCASUS

Summary

The central part of Small Caucasus and about of territory are rather well investigated in the landscape-geophysical attitude. During forwarding, semistasion and stationary researches not less 300 experimental sites incorporated practically in all sorts and kinds of a landscape were described.

Total data are submitted in table, are given average the data on 16 sorts of a landscape, and for 33 types of vertical structures Natural Territorial complexes.

The work is connected to a problem of creation of a network of protected territories and concrete offers on their decision for the central part of Small Caucasus, and beside laying of territories. The decision of this problem sees in development of geographical estimated criteria of a choice of one of categories of protected territories, namely of a «protected landscape» on the basis of the landscape approach.

In clause the following components of the landscape approach landscapes-geophysical analysis of territory, analysis of a degree of anthropogenous changes, distribution of virgin landscapes and analysis of character of limiting distribution of specific landscapes of researched territory are considered. On this basis number of criteria for a choice of two sites under a category "protected landscape" is offered.

The detailed landscape analysis of the Central part of Small Caucasus and beside laying of territories has allowed to allocate two territories, which are offered to give the status of a protected landscape. Conditionally these territories refer to as Dzama and Bevrety as polygons. The basic occasion for the recommendation Dzama polygon under protected landscapes is that it is the most east advanced post middle-mountains forest Colchis landscapes on Small Caucasus, and in vicinities B bevrety these is east advanced post of middle-mountains landscapes with beech-dark coniferous forests. To



the east Bevrety, not only these landscapes, but also the individual trees of a fur-tree and Abies anywhere more do not meet not only on Caucasus, but also in all Alpes-Hymallaya a zone. The following site with mountains-forest dark coniferous by landscapes meets only in 2500-3000 kms on east, in Tyan-Shan and Northwest Hymallaya. The creation of two protected territories appropriate to the status of a protected landscape will promote optimization of a network of protected of Georgia. The chosen ranges correspond to northern slopes of the central part of Small Caucasus and Beside laying.

To territories can work as an ecological corridor, which will allow to connect mountains-forest landscapes of East and Western Georgia. This corridor should connect territories Saguramo of reserve with Borjom-Kharagauli by national park.



Л.Г. МАЧАВАРИАНИ

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ КОНКРЕЦИОННЫХ
 ОБРАЗОВАНИЙ СУБТРОПИЧЕСКИХ ПОДЗОЛОВ ГРУЗИИ**

Характерной особенностью субтропических подзолов* Грузии является высокая ожелезненность педомассы и обогащенность профиля железистыми конкрециями. С целью детального изучения их генезиса разработан комплексный подход характеристики конкреций гидроморфных почв сочетанием системы сопряженных взаимодополняющих методов исследований на макро-, мезо-, микро- и субмикроуровнях. При поэтапном изучении состава и строения конкреций (начиная с детальной полевой и микроморфологической характеристики, зондирования рентгеновским микроанализатором, определения магнитных свойств, применения традиционных химических методов и др.) выявлены различные по генезису образования, которые расклассифицированы с учетом их наследования от почвообразующего материала или предыдущих стадий почвообразования и современных окислительно-восстановительных процессов.

Изучение конкреций имеет определенную историю. Сросшиеся между собой конкреции, представленные железистыми и марганцевыми гидроокислами, известны в литературе как ортштейны, латеритные конкреции, плинтиты, пан-

* Классификационная принадлежность субтропических подзолов неоднородна. В различной литературе они упоминаются как: подзолисто-желтоземные, элювиально-поверхностноглеевые, желто-подзолистые, псевдоподзолистые, плинтосоли, эцереоземы и т.д.

ციри, кираси, плиты и т.д. Именно отмеченные пласты характерны для влажносубтропических регионов Грузии и, в частности, субтропических подзолов, которые нередко в вертикальном профиле представлены в виде сцементированных плотных слоев.

ПОЛЕВЫЕ исследования субтропических подзолов, включающие изучение профильного распределения конкреционных образований, выявили весьма разнообразный характер ожелезнения отдельных частей профиля. В аккумулятивных, гумусовых горизонтах (A1n, A1A2n) отмечаются рассеянные в педомассе обособленные конкреции различной формы и размера. В ортштейновых слоях средней, иногда сцементированной, части профиля (BSf) преобладают крупные конкреционные гнезда, часто сливающиеся друг с другом. В нижней, текстурной, оглеенной части профиля (Bt, g), из-за длительного переувлажнения, содержание конкреций крайне низкое. Конкреции, изъятые из исследуемых профилей, фракционировались методом мокрого просеивания по размерам (>10; 10-7; 7-5; 5-3; 3-2; 2-1; 1-0.5; 0.5-0.25 мм.), максимальное содержание которых выявлено в ортштейновых горизонтах при полном их отсутствии в нижних (тяжелых по механическому составу) частях профиля (BCg, CG).

ХИМИЧЕСКИЕ данные валового состава конкреций показывают более высокое содержание Fe_2O_3 в конкрециях из гумусового горизонта, чем в таковых из ортштейнового слоя. Доля MnO в составе конкреций невысокая, однако в крупных зернах иногда достигает 1,7%. Присутствие гумуса в составе конкреций показало преобладающее значение (3-4%) в мелких (<1 мм) зернах, изъятых из гумусовых горизонтов почв, аналогично с основной вмещающей массой.

МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ анализ конкреционных образований показал их различия по форме, строению, цвету, составу, степени пропитанности железистым веществом и другими признаками, являющимися диагностически важными показателями их генезиса. По форме Fe-образования разделяются на округлые, удлинённые, неправильные, угловатые, округло-остроугольные, окатанные, полуокатанные и др. Размеры конкреций в шлифах колеблются от менее 0,5 до 10 мм. По степени пропитанности железом конкреции

делятся на: сильно или слабо, равномерно или **неравно-**мерно, сплошь или зонально пропитанные. В зависимости от железистой пропитки и примеси других веществ выделяются различные по цвету образования: черные, темно- или светло-бурые, красноватые, желто-бурые, коричневые, сероватые и др. На основе микроморфологического определения состава конкреций и их морфогенетической типизации, выделено 6 типов Fe-образований: железистые, гумусово-железистые, глинисто-железистые, марганцовисто-железистые, матрично-железистые, растительно-железистые и их различные сочетания, характерные особенности которых приведены ниже.

В гумусовых горизонтах почв сосредоточены обособленные от основной массы мелкие конкреции, среди которых наибольшую долю составляют сплошь ожелезненные, округлые бурые железистые образования мелких размеров (диаметром около 0,1 мм), часто пропитанные гумусовым веществом. Иногда они представлены относительно рыхлыми, светло-бурыми, нечетко очерченными, слабо ожелезненными сегрегациями. Характер ожелезнения ортштейновых слоев проявляется в наличии крупных, часто сливающихся друг с другом плотных неоднородных конкреций, иногда бубликовой формы, содержащих внутри матричный материал, иногда оптически ориентированную глину и марганцовистое вещество. Местами железистое вещество представлено в виде кружевных разводов и крупных зон ожелезнения. В подстилающих тяжелых слоях профиля конкреционные образования, как таковые, фиксируются весьма редко. Характерным является микрозональное ожелезнение плазмы и наличие мельчайших железистых сгустков и прожилков (рис.1).

Детальное микроморфологическое исследование конкреций позволило разделить их на генетические группы: **педогенные**, в том числе современные и реликтовые и **литогенные** – литореликтовые (табл.1). Основной принцип выделения реликтовых образований на микроуровне заключается в несоответствии состава и строения основной массы конкреций и вмещающего материала, что проявляется в наборе скелетных зерен минералов, по составу гумуса, глины, марганца и др. Железистые литореликты по своему

облику характеризуются преимущественно крупными размерами (до 10 мм в шлифах), четкой обособленностью, плотностью сложения, неправильными формами (иногда полукатанными), неравномерностью ожелезнения, примесью различного материала – оптически ориентированной глины, марганцовистого вещества и др. Наличие литогеннореликтовых образований, главным образом, отмечено в средней части профиля. Выделенные педогеннореликтовые образования часто имеют органическую основу. Растительно-железистые образования представляют собой черные обугленные растительные ткани (нередко с сохранившимся клеточным строением), пропитанные и окаймленные железистым веществом. Встречаются, главным образом, в поверхностных горизонтах в виде окатанно-угловатых и удлинённых конкреционных форм. Педореликты иногда представлены обломками палеоконкреций, содержащие матричный материал и др. Современные педогенные образования и сегрегации отличаются от вышеописанных однородностью строения, значительно мелкими размерами, рассыпанностью в основной массе, нередко с гумусовой пропиткой и почти полным отсутствием марганца и глины (рис.2). Как правило, они представлены в поверхностных гумусовых горизонтах.

МОРФОМЕТРИЧЕСКОЕ исследование количественных показателей ожелезнения (численности - n , площади - S , периметра - P , фактора формы* - $ФФ$) в шлифах на оптико-электронном вычислительном анализаторе изображения (Квантимет 720),** показало, что в верхних гумусовых горизонтах при максимальном количестве конкреций (~50 штук на шлиф) площадь ожелезнения невысокая (<6%), степень же изрезанности поверхности конкреций слабая ($ФФ=500$); в ортштейновых горизонтах площадь, занятая конкрециями, значительно высокая (>30%), а количество заметно ниже с высокой изрезанностью поверхности; в нижнем глинистом слое площадь и количество конкреций минимальные (рис.2).

* $ФФ$ определяется соотношением площади измеряемой детали к квадратному периметру (S/P^2).

** Исследования проводились в Почвенном ин-те им. В.В.Докучаева (Москва) совместно с Е. Б.Скворцовой.

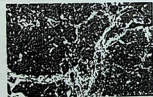
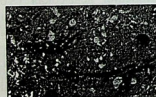
МИКРОХИМИЧЕСКОЕ изучение содержания основных химических элементов в конкрециях различного диаметра проводилось с помощью растрового электронного микроскопа на установке Комепакс. Определялось процентное содержание 9 элементов во внутреннем строении ненарушенных конкреций, которые в порядке убывания располагаются в следующей последовательности: Fe (48%); Si (33%); Al (8%); Mn (5.5%); Ti (2%); K (1.9%); Na (1%); Mg (0.9%); Ca (0.2%). Проведение локального химического микрорентгено-спектрального анализа выявило весьма неоднородную картину их распределения. К примеру, в



A1A2n



BSf



Bt,g

Рис. 1. Характер ожелезнения профиля субтропических подзолов Грузии.

Таблица 1. Микроморфогенетическая типизация конкреций

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА	ТИПЫ КОНКРЕЦИЙ	ВОЗМОЖНАЯ ПРИМЕСЬ	ПРЕОБЛАДАЮЩИИ РАЗМЕР
Педогенные	Fe	скелет	1-2 мм
	гумусово-Fe	скелет	<1 мм
Педореликтовые	растительно-Fe	матрица, глина, гумус	3-7 мм
	матрично-Fe	глина, гумус, Mn	5-10 мм
Литореликтовые	глинисто-Fe	скелет, Mn	1-3 мм
	Mn-Fe	глина, скелет, матрица	3-8 мм

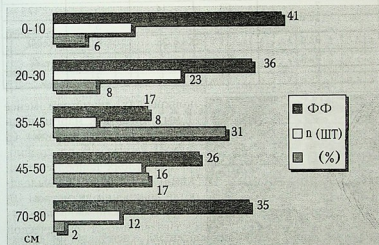


Рис. 2. Морфометрические данные конкреций в профиле субтропических подзолов.

пределах одного конкреционного зерна (табл.2, рис.3) содержание марганца может колебаться от 0 до 30-65% или же могут отмечаться отдельные микрозоны концентрации железа (до 85%). Типоморфным элементом конкреций различного диаметра является железо, достигая в отдельных микрозонах 96%.

Обобщенные данные микроанализа показывают увеличение содержания железа в конкрециях в связи с уменьшением их диаметра (максимальные значения железа выявлены в



Таблица 2. Химический состав конкреционного зерна диаметром 10-7 мм* из горизонта А1А2п

АНАЛИЗИРУЕМАЯ ТОЧКА	Fe	Si	Al	Mn
1	61	29	5	0
2	69	21	5	1
3	62	25	9	1
4	41	48	6	1
5	72	19	4	3
6	85	1	3	11
7	62	14	5	17
8	60	26	5	65
9	55	28	5	6
0	61	1	5	32
А	30	1	2	5



Рис. 3. Анализируемые микрозоны конкреций** диаметром 10-7 мм из горизонта А1А2п.

* Анализируемые микрозоны показаны на рис.3.

** Химический состав анализируемых микрозон дан в табл. 2

конкрециях диаметром менее 1 мм), тогда как марганец заметно нарастает в крупных ($d > 7$ мм) зернах. В ортштейновых же слоях наиболее высокими показателями Fe выделяются конкреции диаметром 10-7 мм.

Независимо от генетической группы конкреций, по усредненным данным, содержание Fe в сравниваемых компонентах микростроения по радиусу (оболочка, основная масса, ядро) меняется незначительно с некоторым нарастанием в нижних слоях профиля (табл.3). Количество Si в составе конкреций с глубиной убывает почти вдвое. Четкая закономер-

Таблица 3. Элементарный состав внутреннего строения конкреций

КОМПОНЕНТ МИКРОСТРОЕНИЯ	n	Fe		Si		Al		Mn	
		M	S	M	S	M	S	M	S

Верхний легкий слой

Оболочка	36	45	6.6	2.4	40	5.7	2.0	7	1.6	0.5	2	2.8	1.0
Матрица	68	44	5.9	2.0	30	6.6	2.3	6	1.0	0.3	9	7.7	2.6
Ядро	49	48	9.0	3.1	32	2.8	1.0	7	1.1	0.4	10	12.2	4.2

Орштейновый слой (BSf)

Оболочка	32	52	11.0	3.8	32	8.9	3.1	8	2.4	0.8	2	3.6	1.2
Матрица	57	56	17.4	6.0	29	7.9	2.7	6	2.4	0.8	6	7.4	2.5
Ядро	45	46	16.6	5.7	32	6.5	2.2	7	2.4	0.8	10	9.2	3.2

Нижний тяжелый слой (Bt,g)

Оболочка	28	54	14.1	4.3	27	8.3	2.6	9	3.4	1.1	3	4.8	1.5
Матрица	57	50	15.2	4.7	29	8.1	2.5	9	1.6	0.5	6	9.0	2.8
Ядро	42	55	15.0	4.6	25	7.9	2.4	8	2.7	0.8	15	19.0	5.9

n — количество определений; M — среднее значение
s — стандартное отклонение; S — стандартная ошибка.

ность проявляется в распределении Mn. Заметно нарастает его количество по радиусу от оболочки к ядру от 3 до 12% в гумусовом, и от 5 до 19% в глинистом слое. Отмеченная картина ярко прослеживается и микроморфологически.

МИКРОМОРФОХИМИЧЕСКОЕ изучение непокрытых шлифов из исследованных профилей почв, с высоким содержанием конкреций, проводилось с целью исследовательской диагностики состава Fe-образований, вычленения отдельных форм железа и выявления их участия в строении конкреций. Некоторые шлифы обрабатывались последовательно в реактивах Тамма и Мера-Джексона, которые, соответственно, в аналитической химии используются для определения аморфных (Fe_0) и несиликатных (Fe_d) форм железа. Мик-

роморфохимический анализ приуроченности соединений железа к определенным компонентам микростроения показал значительное влияние на железистое вещество реактива Мера-Джексона, в результате чего полностью обесцвечивается плазменный материал, пропитывающий основную массу, расплываются края Fe-сегрегаций. Однако обособленные Fe-конкреции с плотным сложением практически остаются незатронутыми. Воздействие реактива Тамма менее эффективно. Частично растворяется железо в составе пленок, кутан, слегка обесцвечиваются хлопьевидные зоны ожелезнения и кружевные разводы. Однако предположить, что аморфное железо определяет бурую окраску педомассы гидроморфных почв Колхиды, как отмечалось в некоторых публикациях, мы не можем. Полного разрушительного действия на все виды железистых образований не оказывает даже реактив Мера-Джексона при недельной выдержке шлифов в растворе.

МАГНИТНЫЕ свойства конкреций, которые определялись на приборе Каппабридж – KLY 2, показывают разнообразный характер связи их диаметра с магнитной восприимчивостью, что, в свою очередь, указывает на различный генезис образований. Удельная магнитная восприимчивость конкреций из аккумулятивных и ортштейновых горизонтов невысокая и мало зависит от крупности зерен. В текстурном (нижнем) горизонте профиля наблюдается тенденция роста восприимчивости при снижении диаметра. Влияние оксалата аммония на магнитную восприимчивость конкреций зависит от размера. В мелких конкрециях гумусового горизонта отмечены высокие показатели приращения восприимчивости, что обусловлено наличием в них оксалатно-растворимых педогенных кристаллов магнетита. Средние значения магнитной восприимчивости конкреций выявляют формирование магнетита-маггемита преимущественно в тонких конкрециях из подстилающих текстурных слоев вертикального профиля.

Таким образом, внутриконкреционная пространственная вариабельность состава конкреций, их стратиграфическая приуроченность в профиле, наряду с данными магнитной восприимчивости, микростроения, физико-химических пока-



зателей и других данных, указывает на гетерохронность и разнокачественность почвенных Fe-образований влажно-субтропической зоны Грузии.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Бабанин В.** О применении восприимчивости в диагностике форм железа в почвах. Почвоведение, 1973, №7, с.154-160.
2. **Водяницкий Ю., Мачавариани Л.** Свойства оксидов железа в конкрециях подзолистых желтоземов Грузии. Доклады ВАСХНИЛ, М., 1990, №8, с.16-18
3. **Вуколов Ю., Турсуна Т.** Особенности макро- и микростроения гидроморфных почв Колхидской низменности. Почвоведение, 1986, №2, с.94-103.
4. **Добровольский Г., Шоба С.** Растровая электронная микроскопия почв. М., МГУ, 1978, 150с.
5. **Ерошкина А.** Содержание различных форм железа в субтропических почвах Западной Грузии. Почвоведение, 1974, №7, с.34-45.
6. **Зони С.** Железо в почвах. М., Наука, 1982, 207 с.
7. **Карпачевский Л., Бабанин В.** Формы соединений железа в почве и методы их изучения. Вестник МГУ, 1973, №3. с.41-53.
8. **Мачавариани Л., Лежава В., Турсуна Т.** Эволюционно-генетическая значимость микростроения железистых образований почв влажных субтропиков Грузии. Мат. Всес. совещания «Микроморфология и плодородие почв». М., 1988, с.97-102.
9. **Оглезнев А.** Новообразования тяжелых гидроморфных почв и их значение для диагностики. Почвоведение, 1968, №3, с.27-39.
10. **Терешина Т., Никифорова А.** Некоторые детали строения Mn-Fe новообразований. Бюлл. Почвенного ин-та им. В. Докучаева, вып. 28, 1981, с.58-62.
11. **Brown I, Thorp J.** Morphology and composition of some soils of the Miami family and the Miami catena. Soil Sci/ Am/ Proc., 834, 1982.
12. **Ciric V., Skoric A.** Diagnostic characteristics of iron-manganese concretions in some pseudogleys in Yugoslavia. Transactions of Commission V and Vi of the Int. Soc. Soil Sci., 1972.
13. **Bullock I, Loveland P, Murphey C.** A technique for selective solution of iron oxides in thin sections of soil. J. Soil Sci., 1975.

ლ. მატავარიანი

**კონკრეციული წარმონაქმნების გენეტიკური კუთვნილება
სუბტროპიკულ სუბტროპიკულ ქვეყანაში**

რეზიუმე

მაკრო-, მეზო-, მიკრო- და სუბმიკროდონზე დამყარებული ურთიერთ-დაკავშირებული მეთოდების ერთობლივი გამოყენებით შემუშავებულია კომპლექსური მიდგომა საქართველოს პიდრომორფული ნიადაგების კონკრეციული წარმონაქმნების შესასწავლად. მიკრომორფოგენეტიკური ტიპიზაციისას, რკინის კონკრეციების შენებისა და შედგენილობის ეტაპობრივი შესწავლის საფუძველზე, გამოვლენილია განსხვავებული შენებისა და გენეზისის წარმონაქმნები: პედოგენური (თანამედროვე და პედორელიქტები) და ლითოგენური (ლითორელიქტები). კონკრეციების შედგენილობის სივრცობრივი ვარიაბელობა და სტრატეგრაფია პროფილში მიუთითებს მათ პოლიგენეტურობასა და პეტეროქრონულობაზე.

L. MATCHAVARIANI

**CONCRETION'S GENETICAL ORIGIN IN SUBTROPICAL
PODZOLIC SOILS OF GEORGIA**

Summary

An integrated approach to the studies of iron-concretions in hydromorphic soils of Georgia is worked out. It combines the complementary methods: macro-, meso-, micro-, submicro-morphology, morphometry, micro-chemistry, micromorphochemistry. When studying the structure and composition of the concretions in podzolics (Albic Luvisols) the formations of different genesis are separated out. They are classified in relation to parent material or previous soil formation stages and to present-day redox processes. Pedogenic (recent and residual) and lithogenic groups of the concretions are set apart according to the micromorphogenetical criteria. Intra-concretion spacial variability of composition, stratigraphic location of concretions in the profile, indicate a heterochronous and polygenetic character of iron-concretions in subtropical podzolic soils.



დ. დზადზუა

РОЛЬ КУРОРТНО-ТУРИСТИЧЕСКОГО ХОЗЯЙСТВА В СОВРЕМЕННОМ МИРЕ

Широкий размах индустрии туризма и отдыха, важность ее как элемента общественного воспроизводства и сама специфика рассматриваемого явления требуют фундаментальных научных исследований.

В истории человеческого общества путешествия играли одну из главных ролей, выполняя определенные экономические, общественно-политические и культурные функции в зависимости от той или иной ступени развития общества. В процессе всемирного исторического развития эти задачи неуклонно расширяются, видоизменяются и усложняются.

Сфера отдыха и туризма как специальный объект исследования может изучаться многими науками.

Данная работа посвящена вопросам, связанным с экономико-географическими аспектами отдыха и туризма в современном мире. Эти аспекты тем более важны, что, развиваясь на широкой социально-экономической основе, сфера отдыха и туризма в последние годы превратилась в крупную отрасль специализации в ряде стран мира.

По определению Всемирной туристической организации /ВТО/ принято следующее районирование стран мира по туристическим движениям:

I – Европа: Австрия, Бельгия, Болгария, Великобритания, Венгрия, Греция, Грузия, Дания, Ирландия, Испания, Италия, Люксембург, Мальта, Монако, Норвегия, Польша,

Португалия, Румыния, РФ, ФРГ, Франция, Финляндия, Словения, Чехия, Швеция, Швейцария, Югославия.

II – Северная Америка: США и Канада.

III – Латинская и Южная Америка: Аргентина, Боливия, Бразилия, Венесуэла, Гаити, Доминиканская Республика, Колумбия, Куба, Мексика, Перу, Парагвай, Тринидад и Тобаго, Чили, Эквадор, Ямайка, а также английские владения – Багамские и Бермудские острова, владение США Пуэрто-Рико и некоторые другие территории развитых государств.

IV – Ближний восток: Израиль, Иордания, Ирак, Иран, Кипр, Кувейт, Ливан, Сирия, Турция.

V – Азия, Австралия и Океания/по терминологии ВТО – «Азия и Австралия»/: Австралия, Индия, Китай, Камбоджа, Непал, Новая Зеландия, Пакистан, Сингапур, Япония, Южная Корея, Малайзия и др.

VI – Африка: Алжир, Бенин, Египет, Кения, Заир, Марокко, Нигерия, Сьерра-Леоне, Судан, Танзания, Тунис, Эфиопия, Чад, Сейшельские острова, Южно-Африканская Республика, Коморские острова, а также Зимбабве и о-в Маврикий.

Итак, туризм представляет собой одно из наиболее быстро развивающихся явлений в современном мире, в которое вовлечены довольно большое количество государств и широкие слои населения.

Современный туризм условно можно разделить на два основных направления: курортный туризм с целью отдыха и лечения и познавательно-деловой туризм. Курортный туризм, один из самых старых видов туризма, развит в странах, имеющих наиболее выгодное географическое положение и благоприятные климатические условия, располагающих летними, зимними бальнеологическими курортами /Франция, Швейцария, Италия, Чехия, Югославия, Польша, Грузия и др./.

В 1970 г. количество интуристов /ИТ/ в мире составило 168 млн., а в 1996 году – 531,1 млн. человек. За 26 лет их численность возросла на 363,1 млн. человек/316%/.

Распределение интуристов по регионам /в млн. человек/ следующее: Европа – 328,6 млн., Северная Америка – 66,6 млн., Латинская Америка – 34,5 млн., Ближний Восток –

12,5 млн., Азия, Австралия и Океания – 72,6 млн., Африка – 16,6 млн. человек. Как видно, по масштабам иностранного туризма Европа занимает первое место в мире. Наиболее значительное распространение ИТ получил в таких странах Европы, как Австрия, Великобритания, Италия, Испания, Франция, Швейцария, Греция и др.

Ежегодный прирост международного туризма, по данным ЮНЕСКО, составляет 15-20%. Ежегодно в США приезжает 30-35 млн. иностранных туристов, в Канаду – 17 млн., в Италию – 60 млн., во Францию – 40 млн., в Испанию – 43 млн., в Австрию – 16,6 млн., в Германию – 15,8 млн., в Португалию – 10 млн., в Великобританию – 26 млн., в Грецию – 10 млн. человек.

В 1996 году Швейцарию посетило 11 млн. иностранных туристов, ЮАР – 5,5 млн., Индию – 7,5 млн., Китай – 23 млн., Японию – 4,2 млн., Австралию – 4,3 млн. В странах Ближнего Востока численность приезжающих иностранных туристов /1996 г./ характеризуется следующими данными: Израиль – 1,5 млн., Турция – 7 млн., Иран – 1 млн., Кипр – 1,1 млн.

Наиболее примечательным и поучительным для нашей страны является опыт санаторно-курортного строительства. Эти комплексы как объекты длительного и частично смешанного отдыха и лечения являются оздоровительными учреждениями комбинированного типа, рассчитанными на проведение как определенных лечебных мероприятий, так и на отдых здоровых людей.

Чаще всего такие комплексы организуются на новых, наиболее благоприятных для этого территориях страны, например на западном побережье Черного моря /в Болгарии и Румынии/, в горных районах /Польша, Австрия, Франция, Чехия, Грузия/.

На Черноморском побережье Румынии функционируют несколько крупных комплексов. Общая пропускная способность румынских морских курортов /Эфория, Текиргел, Мангалия, Мамай и Неводато/ в год составляет 200 тыс. человек, а общая единовременная емкость достигает 25 тыс. мест.

Курортное строительство в Болгарии начало развиваться с 1960 года. На трех международных курортах Болгарии

«Дружба», «Золотые пески», «Солнечный берег» в 1996 году отдохнуло 2,5 млн. человек, из них количество интуристов составило 1,7 млн. человек.

Растут темпы курортно-туристического хозяйства и в других постсоветских странах Европы, например, в 1996 году Чехию посетило 17,4 млн. человек, Венгрию – 17,2 млн. чел., Польшу – 19,5 млн. чел.

Практически во всех странах Европы большую роль играет внутренний туризм: в ФРГ на его долю /по числу ночевков/ приходится 91%, в Бельгии – 75%, в Италии – 71%, в Португалии – 58%, в Швейцарии – 47%, в Испании – 33%, в Австрии – 28%. Растет внутренний туризм в США, Франции, Канаде и Великобритании.

Американские концерны «Хилтон», «Интерконтинентал», «Отел Корпорейшн», «Холидей Иннс» вкладывают капиталы в строительство отелей в этих странах. Швейцарские, бельгийские и др. фирмы предлагают развивающимся странам, а также Франции и Италии кредиты на развитие хозяйства по обслуживанию туристов.

В последние годы значительно повышается роль развивающихся стран в международном туризме. На долю этих стран приходится 19,8% общих доходов от туризма, в т.ч. на страны Латинской Америки – 11,2%, страны Азии – 4,6% и страны Африки – 2,0%.

В ряде стран и районов доходы от курортно-туристического хозяйства стали ведущей отраслью народного хозяйства. Валютные поступления от иностранного туризма в 1998 году по странам распределяются следующим образом: Италия – 30 млрд. долларов, Испания и Франция – 17 млрд., Великобритания – 12 млрд., США – 75,1 млрд., ФРГ – 16,4 млрд., Австрия – 12,4 млрд., Китай – 12 млрд., Австралия – 9,3 млрд., Канада – 8,9 млрд., Швейцария – 8 млрд., Мексика – 7,5 млрд., РФ – 7,3 млрд., Турция – 7 млрд. долларов.

Туризм не только обеспечивает получение огромных доходов, но и способствует развитию ряда сопряженных с ним производственных отраслей /строительство, транспорт, торговля, общественное питание, пригородное сельское хозяйство, некоторые отрасли промышленности и т.д./. Поэтому многие страны мира прилагают большие усилия для мак-

ჯ. ძაძუა

საპროგრამ-ტურისტული მუარნოგის როლი თანამედროვე მსოფლიოში

რეზიუმე

ნაშრომი ეხება საკითხებს, რომლებიც დაკავშირებულია ტურიზმისა და დასვენების "ინდუსტრიის" ეკონომიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებთან. ეს საკითხები განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სოციალურ-ეკონომიკური საფუძვლების ფონზე. რადგან უკანასკნელ წლებში, მსოფლიოს არა ერთ ქვეყანაში? დასვენებისა და ტურიზმის სფერო გადაიქცა მნიშვნელოვან სპეციალიზირებულ დარგად.

სწორედ ამიტომ საერთაშორისო ტურისტული ორგანიზაციის (სტო) გადამწყვეტილებით მსოფლიო ექვს (1-ევროპა, 2-ჩრდილო ამერიკა, 3-ლათინური ამერიკა, 4-ახლო აღმოსავლეთი, 5-აზია, ავსტრალია და ოკეანეთი, 6-აფრიკა) ტურისტულ რეგიონად დაიყო.

D. DZADZUA

THE ROLE OF RECREATION TOURIST ECONOMY IN THE NEW WORLD

Summary

The presented work is concerned issues linked with economic and geographic factors of tourism and recreation industry.

These issues are of great significance taking into account social-economic basis, as for the recent years the sphere of rest and tourism turned into important specialized branch.

In this connection the International Tourist Organization has divided the world into six tourist regions:

1. Europe,
2. North America,
3. Latin America,
4. Middle East,
5. Asia, Australia and Oceania,
6. Africa.



О. ШАУТИДЗЕ, ДЖ. НОСЕЛИДЗЕ,
О. ХМАЛАДЗЕ, М. ГЕНДЕЛЬМАН

ЗАЩИТА БЕРЕГОВ Р. РИОНИ ОТ РАЗМЫВА

1 февраля 1987 года на р. Риони, в пределах Колхидской низменности, прошел катастрофический паводок очень редкой повторяемости (расход воды $4860 \text{ м}^3/\text{с}$). В результате паводка были разрушены дамбы обвалования и вода затопила населенные пункты Хобского района, нанеся огромный ущерб народному хозяйству.

В 1987 году Кутаисским государственным техническим университетом (КТУ), совместно с Российским государственным гидрологическим институтом (РГГИ, г. Санкт-Петербург) были начаты работы по проектированию берегозащитных сооружений на р. Риони, способных предотвратить обвалование бровок русла в ходе его миграции.

Очевидно, что для решения этой конечной задачи прежде всего необходимо было разобраться в характере и темпах деформаций русла.

Работы П. Шатберашвили и О. Шаутидзе внесли ясность в эти вопросы. Установлены тенденции и скорость переформирований русла в плане, а также полученные в результате специальных натурных работ представления о внутрирусловой морфологии, гранулометрии наносов и кинематике потока¹ сделали конечную задачу более определенной, конкретизировали ее как в отношении участков реки превентивных мер по сохранению дамб обвалования, так и в отношении возможных берегозащитных сооружений и мероприятий.

Речь о переносе дамб обвалования на безопасное расстояние может идти только в том случае, если будет доказана техническая и экономическая несостоятельность каких бы то ни было берегозащитных или руслостабилизирующих сооружений и мероприятий.

Способы предотвращения размыва берегов изложены в обширной литературе. По разнообразию и степени физического и теоретического обоснования таких способов, публикации конца XIX века мало отличаются от того, что было написано в 20-30-х годах XX столетия, характеризующихся небывалым освоением рек. Даже в самых последних монографиях можно найти незначительные дополнения по существу вопроса.

Работа инженера Руднева, безусловно, заслуживает внимания как имеющая непосредственное отношение к теме настоящего исследования. Многие методологические положения его работы остаются актуальными по сегодняшний день. Наши исследования могли быть значительно упрощены, если бы были реализованы намерения Закавказского института сооружений 70-летней давности по обвалованию выправительных сооружений на реках ЗСФСР и разработке рекомендаций по выбору наиболее рациональных, в тех или иных условиях, типов сооружений.

За последние три десятилетия к наиболее значительным успехам науки в части совершенствования обоснований методов регулирования русел рек и укрепления речных берегов, безусловно, относится создание гидроморфологической теории руслового процесса и развитие, в рамках этой теории, представлений о механизме плановых деформаций речных русел.

В наши дни, как и 100 лет назад, основными способами защиты берегов от размыва остаются: сплошная облицовка берегового склона, возведение продольных по отношению к линии берега дамб и поперечных сооружений (полузапруд, шпор, бун), срезки пляжей и искусственное спрямление русла. Гидроморфологическая теория руслового процесса помогает решить, какому из этих способов, в том или ином случае, следует отдать предпочтение.

Разработке проекта выправительных и берегозащитных

сооружений и мероприятий обязательно должны предшествовать подробные изыскания и исследования, необходимые для анализа руслового процесса. Как отмечал основоположник современных методов регулирования Н.С. Лелявский, особенно важно использовать для проектирования свежие изыскательские материалы, правильно отражающие нынешнее состояние русла реки и потока. Результаты исследований РГИ и КТУ представляют значительную, но, разумеется, пока еще не исчерпывающую информацию для выполнения проектных работ на р. Риони. По крайней мере, там где эти исследования уже были проведены, открывается возможность определить, например, какова должна быть крупность камня (если речь идет о наброске), как должны быть ориентированы в потоке полузапруды, какой должна быть их длина и расстояние между ними, как следует проложить трассу русловых спрямлений и какими принять их габариты, каковы должны быть контуры и глубина срезки пляжа.

Существенным дополнением к исходной информации должны быть исследования на гидравлических моделях. На модели охвачен участок р. Риони от с. Земочаладиди до с. Сагвичао, в пределах которого в паводок 1987 года произошло обрушение дамбы (рис.1). На этой модели проведены эксперименты с полузапрудой и срезками пляжа в излучине, развитием которой и была обусловлена упомянутая катастрофа. Горизонтальный масштаб модели 1:200, вертикальный – 1:70, $Fr = i \text{ dem.}$

Исследование облицовок береговых склонов возможно на моделях существенно более крупного масштаба. К тому же, даже на крупных моделях имитация применяемых для облицовки материалов оказывается сложно осуществимой задачей. Априори можно утверждать, что этот способ берегоукрепления, в случае добротной его реализации, является и эффективным, и наиболее пассивным среди прочих способов по влиянию на естественные тенденции деформаций, в пределах смежных участков русла.

Что касается спрямления рассматриваемой излучины, то оно окажется эффективным, дееспособным лишь в том случае, если его трасса соединит плессовые ложины вышележащей и нижележащей излучин. Но при существующей си-

туации для реализации такого проекта потребовался бы перенос примерно двухкилометрового отрезка дамбы обвалования левого берега на значительное расстояние. Разумеется, в таком случае проще было бы проделать подобную процедуру с дамбой правого, подлежащего укреплению, берега. Если же проложить трассу спрямления вблизи дамбы левого берега, в междамбовом пространстве его развитие, характеризующееся признаками меандрирования, может создать проблему, аналогичную той, в связи с которой и было проведено данное мероприятие, но уже в отношении состояния дамбы не правого, а левого берега.

Как показали эксперименты на модели, эффект от срезок пляжа оказывается ощутимым лишь при весьма больших их объемах, охватывающих весь контур пляжа. Естественно, что с увеличением объемов все существенней проявляется изменение гидравлических характеристик потока на смежных участках, косвенно свидетельствующее и об изменении характера русловых деформаций. В частности, достигнутое на участке срезки пляжа снижение скоростей течения сопровождалось их ростом на непосредственно выше расположенном участке, что, безусловно, указывает на неизбежную активизацию здесь русловых, прежде всего, по-видимому, глубинных деформаций. Более определенные суждения по этому поводу высказывать пока нет возможности, поскольку соответствующая серия экспериментов проведена на модели лишь в жестком ее варианте.

Наиболее обстоятельно в рамках выполнения исследования рассмотрена возможность стабилизации берега полузапрудками.

Ориентируясь на результаты морфологического анализа исследуемой излучины, были установлены границы правого берега, в пределах которых он должен быть укреплен. На модели проверен ряд вариантов расположения незатопляемых полузапруд (рис.2). Эксперименты проводились в основном при расходе воды $1000 \text{ м}^3/\text{с}$, примерно соответствующем отметкам бровок русла. Наиболее эффективным оказался вариант, при котором головы полузапруд располагаются на плавной кривой, проходящей примерно по тальвегу — линии наибольших глубин. Таким образом, длина

(расстояние от бровки берега до головы полузапруд) нормально расположенных к берегу полузапруд равнялась 30-40 м. Первая, верхняя из полузапруд, размещалась у верхней кромки плесса, примыкающего к правому берегу. Расстояние между полузапрудами соответствовало длине продольной оси большой низовой водоворотной зоны соответствующей полузапруды и было равным примерно 50-80 м, то есть приблизительно 1,5-2,0 длинам полузапруд. Такое соотношение между длинами полузапруд и промежутками между ними, обычно рекомендуется большинством специалистов в области проектирования этих сооружений.

Изменение ориентации в потоке влияло на траектории донных струй: как и следовало ожидать, в соответствии с известными опытами А.И. Лосиевского и других, при увеличении наклона продольной оси полузапруд против течения

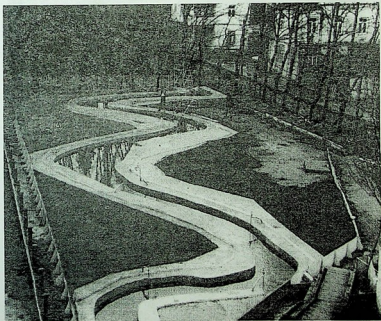


Рис. 1. Общий вид модели участка р. Риони от с. Земочалади до с. Сагвичао в естественном состоянии (течение направлено в глубину фотографии).

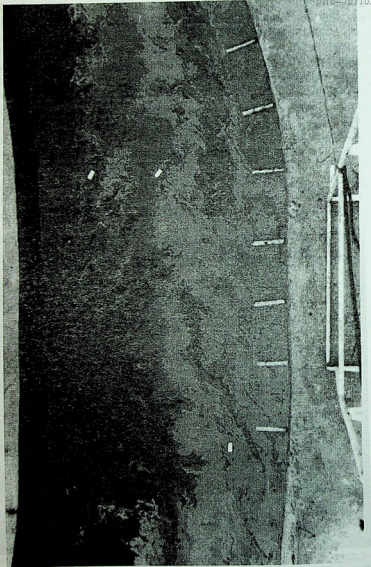


Рис. 2. Размещение полузапруд в зоне размыва вогнутого правого берега излучины (Длина полузапруд - 40 м; расстояние между полузапрудами - 80 м).

крутизна донных струй при их входе в межполузапрудное пространство русла и обратное явление наблюдались при развороте полузапруд в противоположную сторону.

Исследование местных размывов на модели не производилось по упомянутой уже причине пока только жесткого ее использования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абальянц С.Х. Сквозные берегозащитные одежды низовья рек. Тр. САНШИРИ, вып. 20, Ташкент, 1970, с. 3-27.
2. Гендельман М.М. Гидроморфологические закономерности свободного меандрирования речных русел и пути их инженерного использования (на примере р.Иртыш). Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.т.н. Л., 1982.
3. Журавлев М.М. Местный размыв у опор моста. Изд. Транспорт, М., 1984, 113 с.
4. Матусевич В.А. Выправление рек и регулирование стока. Изд. Министерства речного флота, М., 1949, 238 с.
5. Михневич Э.И. Устойчивость русел открытых водостоков. Изд. Урожай, Минск, 1988, 240 с.
6. Рудиев Г.С. Регулирование рек Закавказья. Тр. Закавказского института сооружений, вып. 10, Тифлис, 1933, 120 с.
7. Шатберашвили П.А. Регулирование русел рек и руслового режима в мелиоративных целях (на примере Колхидской низменности). Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.т.н., Тбилиси, 1974.
8. Шаутидзе О.Д. Некоторые итоги исследования руслового процесса р. Риони. Сб. работ по гидрологии, №14, Гидрометеониздат, Л., 1978, с.103-126.

მდ. რიონის ნაპირების დაცვა ბარცხვისაგან

რეზიუმე

ჩამოყალიბებულია მდინარის ნაპირების გარეცხვისაგან დაცვის ისტორია და თეორიული დასაბუთება. აღნიშნულია არსებული მეთოდების დადებითი და უარყოფითი მხარეები მდინარეების კლაკნულ მონაკვეთისათვის. ზოგიერთი ზოგადი თვალსაზრისი გამაგრებულია ექსპერიმენტის საშუალებით პიდრაელიკურ მოდელზე.

მდ. რიონის თავისუფალ კლაკნულ მონაკვეთზე ყველაზე ეფექტური ნაპირ-დაცვისათვის აღმოჩნდა ნაპირის მიმართ ნორმალურიორიენტირებული ნახევრად დეზი, რომლის სათავე განლაგებულია ტალევეგის წრფეზე და მანძილი მათ შორის 1,5ჩ2,0 ჯერ აჭარბებს მათ სიგრძეს.

O. SHAUTIDZE, J. NOSELIDZE, O. KHMALADZE,
M. GENDELMAN

THE PROTECTION OF SHORES OF RIVER RIONI FROM THE WASH OUT

Summary

In short, there are given the results of examenations of history creations and theoretical foundations of ways of defence river shores from wash-out.

There are marked dignities and the lacks of all the methods connected with the peculiarities of the bed deformations in the bends in this article.

Some common considarations are corroborated which the results of experimental researches on the Hydraulical mode off free-meandering section of the river Rioni.

The most efficacious, in this private research turned out the system of normal oriental halfponds, witch heads were situated along the line of talveges and the distance with them 1,5-2 times was exceeded in their length.



თ. გორდეზიანი

სივრცულ-დროითი კარტოგრაფიის ზოგიერთი
 ცნებაანი

თანამედროვე კარტოგრაფიაში არსებობს რამდენიმე ფუნდამენტური კონცეფცია, რომელშიც განზოგადებულია მეცნიერების ამ დარგის ძირითადი თეორიული საკითხები.

არსებულ კონცეფციათა საფუძველზე, გასული საუკუნის ბოლო 10-წლიანი პერიოდის განმავლობაში ჩაისახა და ინტენსიურად ვითარდება ახალი სივრცულ-დროითი კარტოგრაფიის კონცეფცია, რომელიც თავისი სირთულისა და მასშტაბების გამო, ჯერ კიდევ ფორმირების სტადიაშია და სწორედ 21-ე საუკუნის დასაწყისში იღებს საბოლოო სახეს. სივრცულ-დროითი (ოთხგანზომილებიანი) კარტოგრაფიის კონცეფცია წარმოადგენს ერთგვარ „ქუდს“ – მასინთეზირებულ სისტემას, რომელიც ეფუძნება ყველა ადრინდელი კონცეფციების მეცნიერულ პარამეტრებსა და შედეგებს. მას გააჩნია თავისი საგანი, სტრუქტურა და კავშირის წესი სხვა კონცეფციებთან, რომლებიც ქრონოლოგიურად მასზე ადრე შეიქმნა. წარმოდგენილ სტატიაში ჩვენი მიზანია წარმოვადგინოთ ზოგიერთი ცნება სივრცულ-დროითი კარტოგრაფიის კონცეფციისა, რომლებიც გარკვეულ ნაწილს შეადგენენ, ცნებათა იმ ნუსხიდან, რომელიც საკმაოდ რთული სპექტრით ხასიათდება.

სივრცულ-დროითი კარტოგრაფიის კონცეფციის ფუძემდებელ ცნებებს წარმოადგენს სივრცისა და დროის კატეგორიები. აღნიშნულ კონცეფციაში კარტოგრაფირებადი ობიექტები და მოვლენები კოდირებულია *კონკრეტულ სივრცეში*, რომელიც წარმოადგენს ობიექტური რეალობის, საგნებისა და მოვლენების ურთიერთგანლაგების წესრიგს, როგორც ერთმანეთის მიმართ,

ისე ათელის სივრცითი სისტემის მიმართ (1).

დროის კატეგორია ამ სისტემაში განიხილება როგორც ობიექტური რეალობის საგნებისა და მოვლენების ურთიერთთანმიმდევრობის ნუსრიგი.

ეს ორი ცნება თვით კარტოგრაფიის განმარტებაშიც ფიგურირებს და ამ მეცნიერებების ერთგვარ ქვაკუთხედად ითვლება (1).

კარტოგრაფირებადი დროის ქვეშ იგულისხმება დროის ის მონაკვეთი, რომლისთვისაც დგება რუკათა სერია ან ერთი, დროში სინთეზური რუკა. მაგ., ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსების (ბტკ-ების) მდგომარეობათა რუკა 1 თვის, ერთი სეზონის ან ერთი წლის პერიოდისათვის (2).

ოთხგანზომილებიანი გეოგამოსახულება—ანასახი შესრულებული სიბრტყეზე ან მოცულობითი სახით, რომელიც ასახავს ობიექტებისა და მოვლენების დინამიკასა და ევოლუციას, მათი ცვალებადობის ტრაექტორიას და სივრცე-დროში გადანაცვლების მოძრაობას. ასეთთა შორის აღსანიშნავია კარტოგრაფიული ანიმაცია, კინოატლასი, კარტოგრაფიული ფილმი, დის-ფლექი ფილმი და ა.შ. (3).

სივრცის მასშტაბი – ობიექტური რეალობის კონკრეტული სივრცის გამარტივების ხარისხი. აღ. ასლანიკაშვილის მიერ ეს ცნება წოდებულ იქნა აბსტრაქტირების ხარისხად, რომელიც ფუნქციონირებს მხოლოდ მასშტაბიდან მასშტაბზე გადასვლის დროს (1). რადგან ჩვენ საქმე გვაქვს უშუალოდ ხარისხთან, ამიტომ აქ იგულისხმება უშუალოდ წილადი – შეფარდება, რომლის მრიცხველიც რიცხვითი მასშტაბის მაჩვენებელია და მნიშვნელიც იგივე სიდიდეა. ამ ორი პარამეტრის ურთიერთშეფარდების შედეგად ჩვენ ვღებულობთ სწორედ იმ ხარისხს, რომელიც გვაჩვენებს თუ რამდენჯერ მოხდა კონკრეტული სივრცის აბსტრაქტირება მეორე რუკაზე, მასზე უფრო მსხვილმასშტაბიან რუკასთან შედარებით.

შინაარსის მასშტაბი არის ობიექტური რეალობის შინაარსეული ასპექტის განზოგადების ხარისხი, რომელიც მსგავსად აბსტრაქტირების ხარისხისა დამოკიდებულია მასშტაბიდან მასშტაბზე გადასვლასთან (1). ეს ხარისხი დგინდება ორი სხვადასხვა მასშტაბიანი რუკის ლეგენდებში პირობით აღნიშვნათა რაოდენობების თანაფარდობით. თუ რამდენჯერ მოხდა შინაარსის განზოგადება, მეორე რუკაზე, მასზე უფრო მსხვილმასშტაბიან რუკასთან შედარებით.

დროის მასშტაბი – არსებობს ამ ცნების განმარტების რამდენიმე ვარიანტი:

1) დროის განსაზღვრული მონაკვეთი, რომლის განმავლობაშიც კარტოგრაფიულ მოდელში აისახება კონკრეტული მოვლენების სივრცე და შინაარსი. აქედან გამომდინარე შეიძლება ვიმსჯელოთ დროის ხანმოკლე და ხანგრძლივ მასშტაბებზე.

2) დროის „რეალური“ მასშტაბის ქვეშ იგულისხმება კარტოგრაფირებადი მოვლენის განვითარების განზოგადების ხარისხი, დროის განსაზღვრული მონაკვეთისათვის. იგი მჭიდროდ უკავშირდება აბსტრაქციებისა და განზოგადების კარტოგრაფიულ ფორმებს.

3) დროის „რეალურ“ მასშტაბად შეიძლება მივიჩნიოთ დროის ხშირი სკალიდან გაიშვიათებულ სკალაზე გადასვლის ლოგიკური გზა. დროის მასშტაბის ამ გაგების არსი მდგომარეობს კარტოგრაფირებადი დროის ხარისხთა გამოყოფასა და ასახვაში.

4) დროის მასშტაბი დამახასიათებელია დინამიკური გეოგამოსახულებებისათვის (ანიმაციისათვის, კარტოგრაფიული ფილმებისათვის) – ეს არის ურთიერთშეფარდება გეოგამოსახულების ჩვენების (დემონსტრირების) დროის მონაკვეთსა და რეალური დროის მონაკვეთს შორის (მაგ., დროის მასშტაბი 1:86 400 ნიშნავს, რომ დემონსტრირების 1 წამი ტოლია დღე-ღამეებისა და ა.შ.) (3,4).

დინამიკური გენერალიზაცია – გამოსახულებათა მექანიკური (კინემატოგრაფიული) განზოგადება, რომელიც საშუალებას იძლევა დავაკვირდეთ მთავარ, დროში შედარებით მდგრად კანონზომიერებებს, პროცესთა განვითარების ტიპურ ხანგრძლივ ტენდენციებს, ანიმაციის, ფილმებისა და სხვა დინამიკურ გეოგამოსახულებათა დემონსტრირების დროს.

დროში სინთეზის კარტოგრაფიული ფორმა – ანალოგიური სინთეზის დროს ხორციელდება დროში ანალიზური რუკების დიდი სიმრავლიდან მცირე რაოდენობაზე გადასვლა. ასეთი სინთეზის დროს არ იცვლება კარტოგრაფირებადი სივრცე-დრო; არ იცვლება ასევე იმ რუკების სივრცისა და შინაარსის მასშტაბები, რომლებიც მონანილეობენ სინთეზის პროცესში. დროში სინთეზის კარტოგრაფიული ფორმის ფუნქციონირების დროს არ იკარგება სივრცულ-დროითი მოდელის პირველადი ინფორმაცია.

სივრცულ-დროითი დიაგრამა – ასეთი დიაგრამა შეიძლება იყოს როგორც სვეტოვანი, ისე წრიული. სვეტოვანი სივრცულ-დროითი დიაგრამის პორიზონტალურ (აბსცისთა) ლერძზე დასმულია ფართობები ან მანძილები (ე.ი. სივრცითი პარამეტრები), ხოლო ვერტიკალურ (ორდინატთა) ლერძზე დასმულია დროის

მონაკვეთები (საათი, დღე-ღამე, თვე, დეკადა, სეზონი, წელი, გეოქრონოლოგიური პერიოდი და ა.შ.); ხშირად რუკაზე ან კარტოგრაფიაზე ასეთი დიაგრამა დასმულია კონტურის ან რომელიმე დასახლებული პუნქტის ადგილზე, ან კონტურის ნებისმიერ ადგილზე. სივრცით-დროითი დიაგრამა ოთხგანზომილებიანია და აჩვენებს სამ სივრცით განზომილებას და ერთ დროით განზომილებას.

დინამიკური კარტომეტრია – დინამიკის მაჩვენებელ პარამეტრთა გაზომვები სხვადასხვა დროის რუკებითა და კარტოგრაფიული ანიმაციის საშუალებით. ეს მეთოდი პირველ რიგში ეფუძნება ყველა სახის კარტოგრაფიულ გამოსახულებას და მათ გაზომვით (კარტომეტრიულ) საშუალებებს. დინამიკური გეოგამოსახულება – სიბრტყითი ან მოცულობითი გეოგამოსახულება, რომელიც ასახავს ობიექტებისა და მოვლენების დინამიკას, ევოლუციას, მათი ცვალებადობისა და სივრცე-დროში გადაინაცვლების (მოძრაობის) ტრაექტორიას (კარტოგრაფიული ანიმაციები, კინოატლასები და ა.შ.).

სივრცულ-დროითი ხატი – გრაციულ ხატთა და მათ ორიგინალთა ურთიერთშეთანაწყობა გეოგამოსახულებაზე, რომლებიც მჟღავნდება გეომეტრიული ფორმების, ურთიერთდამოკიდებულებებისა და მდგრადობების სახით.

დინამიკური სინთეზურობის ხარისხი – თან ახლავს დროში სინთეზის კარტოგრაფიულ ფორმას და წარმოადგენს ურთიერთშეფარდებას, რომლის მრიცხველია თავიდან აღებული რუკათა რაოდენობა, ხოლო მნიშვნელი კი დროში სინთეზირების შედეგად მიღებული რუკათა რაოდენობა. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ნილადის მრიცხველი ყოველთვის მეტია მნიშვნელზე.

ანიმაცია – ეკრანულ გეოგამოსახულებათა (კადრთა) დინამიკური თანამიმდევრობა, რომელიც დემონსტრირების დროს მოძრაობის ეფექტს იძლევა. განარჩევენ სიბრტყით (ბრტყელ) და მოცულობით (სტერეოსკოპულ) ანიმაციებს. ეს პროცესი დამახასიათებელია კომპიუტერული გამოსახულებებისათვის, როდესაც მონიტორზე ხდება დროში ურთიერთთანამიმდევრულ ნესრიგში მყოფი რუკების დემონსტრირება. კარგი მაგალითია რომელიმე კონკრეტული რეგიონის ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური სიტუაციების დემონსტრირება, რაც იძლევა სწორედ მოვლენის მოძრაობის (იგულისხმება რუკის კონტურები) ეფექტს.

სტექსი – ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსის (ბტკ) დღე-ღამური მდგომარეობა. ეს არის ბტკ-ის ვერტიკალური სტრუქტურების სივრცულ-დროითი სინთეზი. აქ იგულისხმება ბტკ-ის

როგორც მინისქვედა ნაწილი (ნიადაგი), ისე მისი მინისზედა ნაწილი (მცენარეული ასოციაცია). სტექსის განსაზღვრისა და გამოყოფის დროს დიდი ყურადღება ეთმობა ასევე მეტეოპარამეტრებს (ჰაერის ტემპერატურა, ატმოსფერული წნევა, ნალექების რაოდენობა, ჰაერის ტენიანობა, მზის ენერჯის შეღწევადობა, ნიადაგის ტემპერატურა, ნიადაგის სინოტივე და ა.შ.) (5).

ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური მოვლენა (ლემ) – ბტკ-თა ჯგუფის (ერთი ტიპის ბტკ-ების) მდგომარეობა, ერთი დღე-ღამის განმავლობაში. მაგ., კოლხური ტიპის ბატკ-ების მდგომარეობა, რომელიც ყველა ზემოთ ჩამოთვლილ პარამეტრს ითვალისწინებს.

ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური სიტუაცია (ლეს) – ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური მოვლენების ერთობლიობა (იგულისხმება ერთი ტიპის ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური მოვლენები). სივრცობრივად ლეს-ი მოიცავს დიდ რეგიონს (თუნდაც მთელ საქართველოს). დროში კი იგივე სტექსის ხანგრძლივობისაა. ჩვენს მიერ ამ მიმართულებით ჩატარებულ იქნა რიგი გამოკვლევები გასული საუკუნის 90-იან წლებში.

ლანდშაფტურ-ეთოლოგიური სცენარი (ლეს) – ლეს-ების სივრცულ-დროითი სინთეზი. ტერიტორიულად ლეს-ი შეიძლება მოიცავდეს იმავე ფართობს, რასაც ლეს-ი, მაგრამ აქ ფუნქციონირებს სწორედ დროში სინთეზის კარტოგრაფიული ფორმა, რომლის შესახებაც ზემოთ იყო საუბარი. ე.ი. ლეს-ი დროში შეიძლება გრძელდებოდეს: ერთი დეკადის, ერთი თვის, ერთი სეზონის, ერთი წლის, რამდენიმე წლის და ა.შ. განმავლობაში. ამ მიმართულებით ფუნდამენტური გამოკვლევა იქნა ჩატარებული გასული საუკუნის 80-90-იან წლებში ნ.ბერუჩაშვილის მიერ. რაც შემდგომ ეტაპზე ჩვენს მიერ გამოყენებულ იქნა ამ მიმართულებით კვლევის ჩატარების დროს.

კარტოგრაფიული ფილმი – ეს ცნება ახლოს დგას ანიმაციასთან. აქ ხორციელდება ეკრანზე, ჩვეულებრივი კინემატოგრაფიის ხერხებით მოვლენათა სხვადასხვა კადრის დროში ურთიერთთანმიმდევრული დემონსტრირება, რომელიც ამ მოვლენის დინამიკის საერთო სურათს იძლევა (6).

გეოინფორმაციული სისტემა – (გის) – გეოგრაფიული ინფორმაციული სისტემა, რომელიც წარმოადგენს ავტომატიზებულ აპარატულ-პროგრამულ სისტემას, რომელიც ახორციელებს სივრცულ-კოორდინირებულ გეოგრაფიული ინფორმაციის შეგროვებას, შენახვას, ასახვას და გავრცელებას (4). გის-ის დანიშნულებაა მონაწილეობა მიიღოს ბუნებრივი გარემოს მართვის, პროგნოზირების, შეფასების, ანალიზისა და გადაწყვეტი-

ლებების მიღების საქმეში, რასაც პირდაპირი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. გის-ების საშუალებით ხორციელდება ასევე საზოგადოების ტერიტორიული ორგანიზაციის მართვა და პროგნოზირება. ინფორმაციის მთავარ წყაროებს შეადგენს ავტომატური კარტოგრაფიული სისტემები, ხოლო ინფორმაციის მთავარ წყაროებს კი წარმოადგენს სხვადასხვა გეოგამოსახულება. გის-ის მუშაობის შედეგები საბოლოოდ ვლინდება გეოგამოსახულებათა სახით.

გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება – კარტოგრაფიის დარგი, რომელიც დაკავშირებულია რუკის ავტომატიზებულ შედგენასა და გამოყენებასთან, როგორც გეოსისტემების მოდელებისა, ისე გის ტექნოლოგიებისა და გეოგრაფიული (გეოლოგიური, ეკოლოგიური, სოციალურ-ეკონომიკური და სხვა) ცოდნის საფუძველზე. გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება ეს არის გამოსახულებათა შექმნის ერთ-ერთი ძირითადი ხერხი (მეთოდი).

ლიტერატურა

1. ალ. ასლანიკაშვილი. კარტოგრაფია, ზოგადი თეორიის საკითხები, თბ., 1968.
2. თ. გორდუზიანი. რუკათმცოდნეობა (ნაწილი პირველი), თბ., 2000.
3. А.М. Берлянт. Образ пространства: карта и информация, М., 1986.
4. А.М. Берлянт. Геоиконика, М., 1996.
5. Н.Л. Беручашвили. Этиология ландшафта и картографирование состояний окружающей среды, Тб., 1989.
6. Н.Л. Беручашвили. Персональные компьютеры в географии, Тб., 1993.

Т. П. ГОРДЕЗИАНИ

НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ КАРТОГРАФИИ

Резюме

На основе существующих концепций в последнее 10-летие XX века зарождалась и интенсивно развивается новая концепция пространственно-временной картографии, которая, вытекая из ее сложности и масштабов, пока еще находится в стадии формирования, и в начале XXI века получает вид завершенной системы. Концепция пространственно-временной картографии представляет собой своеобразную «шапку» —

синтезирующую систему, которая основывается на всех научных анализах и результатах в хронологическом отношении ранее сформированных (образованных) концепций.

В статье представлены определения некоторых понятий пространственно-временной картографии. Такими являются: конкретное пространство, картографируемое время, степень синтетичности геоизображений, четырехмерное геоизображение, масштаб пространства, содержания, масштаб времени, динамическая генерализация, картографическая форма временного синтеза, пространственно-временная диаграмма, динамическая картометрия, пространственно-временной образ, анимационный фильм, дисплей-фильм, геоинформационная система, геоинформационное картографирование. Вышеназванные понятия только лишь часть того перечня, который содержит понятийно-терминологическая система этого нового направления – пространственно-временная картография.

T. GORDEZIANI

THE NOTIONS AND TERMS OF SPACE-TENSES CARTOGRAPHY

Summary

On the basis of the concept existing in modern cartography, last decade of past century is introduced and intensively develops new Space-tenses (4-co-ordinatal) cartographic concept, which in a kind of the complexity and scales still, is at a stage of formation and just in the beginning of XXI century a final kind. The Space-tenses cartographic concept represents with itself a so called «cap» – system of synthesizing, which is based on scientific parameters and conclusions all chronological before the existing concepts.

In the presentation labor is consider following notions of space-tenses cartography: the concrete space, cartographic tense, the synthetically extent of georepresentations, 4-coordinatal georepresentation, the scale of space, the scale of content, the scale of tense, the cartographic film, the dynamic generalization, the cartographoc form of synthesis in tense; the space-tenses diagram, the dynamic cartometry, the space-tenses image, the animation film, display film, geoinformatical system, geoinformatical cartography.

The mentioned notions are only of the schedule of the new cartographic direction – The notion-terminological system of space-tenses cartographic.

ბ. ლიპარტაქიანი

კარტოგრაფიული კონცეფციები კარტოგრაფიის
თეორიასა და პრაქტიკაში

XX საუკუნე ღირსშესანიშნავია კარტოგრაფიის მრავალსაუკუნოვან ისტორიაში იმით, რომ მეცნიერული შეხედულებები ჩამოყალიბდა კარტოგრაფიული კონცეფციების სახით და შეიქმნა მეთოდოლოგიური საფუძველი კარტოგრაფიის თეორიისა და პრაქტიკის განვითარებისთვის, რაც შესაბამისად აისახა კარტოგრაფიულ ლიტერატურასა და პროდუქციაში.

კარტოგრაფიის თეორიის საკითხების კვლევა დაიწყო XX საუკუნის 40-იანი წლებიდან. გაჩნდა კარტოგრაფიის საგნის მოდელურ-შემეცნებითი გაგება, რომლის მიხედვით კარტოგრაფია გვევლინება სინამდვილის შემეცნებლის როლში რუკის ანუ მოდელის მეშვეობით. მოდელურ-შემეცნებითი კონცეფცია ეყრდნობა ნ. ბარანსკის, კ. სალიშჩევის და მათი მიმდევრების მიერ დამუშავებულ რუკათმცოდნეობის თეორიას. ამ დროს ვლინდება საკვლევი მოვლენის უსასრულოდ გაღრმავებული კვლევის ტენდენცია, რაც ახალ-ახალი მარტივი შინაარსის რუკების შექმნაში გამოიხატება და ყალიბდება როგორც **ანალიზური კარტოგრაფირების** მიმართულება. ანალიზური კარტოგრაფირების პროგრამა აიგება საკვლევი მოვლენის ცალკეული მხარეების კონკრეტული სივრცის გამოსახვის მიზნით, რაც შედგენისა და გაფორმების მარტივი მეთოდიკით ხდება. მაგალითად, თუ საკვლევი ობიექტია ჰავა, მისი ცალკეული ელემენტები — მზის რადიაცია, ჰაერის ტემპერატურა, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა, ქარის სიჩქარე და მიმართულება და სხვა — გამოიხატება ანალიზური რუკებით და სინამდვილის შემეცნება ამ

რუკებით ხდება. ეს რუკები შეიცავენ თეორიული განსჯისა და პრაქტიკული გამოყენებისათვის საჭირო დიდძალ ფაქტობრივ ინფორმაციას.

60-იანი წლებიდან პოპულარული ხდება კარტოგრაფიის საგნის **სემიოტიკური გაგება**, რაც ახალი დისციპლინის — სემიოტიკის (სემიოლოგიის) ჩამოყალიბებასთან არის დაკავშირებული. კარტოგრაფიის საქმიანობის უმთავრეს მიზნად კარტოგრაფიული ნიშნების სრულყოფა ცხადდება. კარტოგრაფიული ნიშნების სისტემა ანუ რუკის ენა არის გრაფიკული სიმბოლოების ხელოვნური ენა, რომელიც ჩამოყალიბდა კარტოგრაფიის მრავალსაუკუნოვანი ისტორიის მანძილზე და განსაკუთრებული მნიშვნელობა შეიძინა როგორც საზოგადოებისა და კარტოგრაფიის ურთიერთობის საშუალებამ. რუკის ენის სემიოტიკური ასპექტები აისახა კარტოგრაფიული სემიოტიკის მამამთავრის — ფრანგი კარტოგრაფის ჟ. ბერტენის, აგრეთვე გერმანელი უ. ფრეიტაგის, ავსტრიელი ე. არნბერგერის, პოლონელი ლ. რატაისკის, სლოვაკი ი. პრავდას, მ. ბოჩაროვისა და ა. ლიუტის, ა. ასლანიკაშვილის და ჯ. კეკელიას შრომებში და ჩამოყალიბდა როგორც **ენობრივი კონცეფცია** (5, 13, 14, 15, 21).

ამავე პერიოდიდან ანალიზურ კარტოგრაფირებაში თავი იჩინა ახალმა მიმართულებამ. მეცნიერული კვლევისა და პრაქტიკული საქმიანობის პროცესში საჭირო გახდა ურთიერთდაკავშირებული მოვლენების ანალიზური რუკების ურთიერთშეთავსება და შედარება მაჩვენებელთა მწკრივის, მასშტაბების და სახვითი საშუალებების უნიფიცირების საფუძველზე. ბუნების, მოსახლეობის და მეურნეობის ამგვარ ანალიზურ კარტოგრაფირებას რუკათა ერთიანი სერიის სახით **შეუღლებული კარტოგრაფირება** ეწოდება. იგი არის გარდამავალი, დამაკავშირებელი პროცესი ანალიზურ და სინთეზურ კარტოგრაფირებებს შორის და მისი შედეგი უმეტესად სინთეზის კარტოგრაფიულ ფორმაში ვლინდება იმდენად, რამდენადაც, წინასწარ გააზრებული კონკრეტული სინთეზის მიზნით სრულდება. შეუღლებული კარტოგრაფირების პროცესში თავს იჩენს შეფასების მომენტიც. მაგალითად, კომპლექსურ გეოგრაფიულ გამოკვლევებში ფართოდ გამოიყენება ინდიკაციის მეთოდი, რომელიც გარეგანი დამახასიათებელი ნიშნებით უშუალოდ დაუკვირვებად მოვლენებზე მსჯელობის საშუალებებს იძლევა (24).

ანალიზური კარტოგრაფირებით (როგორც შეუღლებული, ისე

არაშეუღლებული) გადმოცემული ცოდნის ინტეგრაცია განხორციელდება **სინთეზური კარტოგრაფირებით** (17, 18). ეს არის რთული, ლოგიკური პროცესი, რომლის შედეგი ასევე რთული შინაარსის ლეგენდაში აისახება. 70-იანი წლებიდან სინთეზური კარტოგრაფირება შეფასებითთან ერთად იძენს პროგნოზულ შინაარსს, ჩნდება ახალი თემატიკის სინთეზური რუკები, როგორცაა, მაგალითად, ბუნებრივი პირობებისა და რესურსების შეფასება მეურნეობის ამა თუ იმ დარგის განვითარებისთვის (16). სინთეზური კარტოგრაფირების პროგრამა აიგება საკვლევ მიზლების, როგორც ერთი მთლიანის ძირითადი თავისებურებების და იმ მოთხოვნების გათვალისწინებით, რომლებმაც სინთეზური კარტოგრაფირების საჭიროება განაპირობეს. სინთეზური რუკის შედგენა შემდგენლის მაღალ კვალიფიკაციას და პროფესიონალიზმს მოითხოვს. თუ ანალიზური კარტოგრაფირების დონეზე სინთეზს სათანადო კვალიფიკაციის არამქონე მომხმარებელი აწარმოებს, იგი პრაქტიკულად განუხორციელებელი რჩება.

70-იან წლებში ახალი დისციპლინის — ინფორმატიკის ჩამოყალიბებასთან დაკავშირებით შეიქმნა **კარტოლოგიისა და კომუნიკაციური (ინფორმაციული) კონცეფციები**. პოლონეთში, ჩეხოსლოვაკიაში, ინგლისში, აშშ-ში კარტოგრაფიას განიხილავენ როგორც ინფორმატიკის დარგს, რომლის მიზანია ინფორმაციის მიღების, გარდაქმნისა და გადაცემის ტექნიკური და გრაფიკული უზრუნველყოფა (14, 21). ასეთი კომუნიკაციური შეხედულება კარტოგრაფიაზე საკმაოდ პოპულარული გახდა იმის გამო, რომ ასახავს რუკის უმნიშვნელოვანეს ფუნქციას — სივრცისეული ინფორმაციის შენახვას და გადაცემას. დიდი როლი შეასრულა მეცნიერულ-ტექნიკურმა პროგრესმა — მათემატიკური აპარატის, ელექტრონულ-გამოთვლითი ტექნიკისა და კარტოგრაფიული ავტომატიკის გამოყენების შესაძლებლობამ. კარტოგრაფი თითქოსდა განთავისუფლდა ინფორმაციის შინაარსში წვდომის საჭიროებისგან, მანქანას მიანდო რუკის სხვადასხვა ვარიანტის შექმნა, ხოლო მომხმარებელს — ამ ვარიანტებიდან მისთვის საუკეთესოს ამორჩევა. რუკა გადაიქცა პირობით ნიშნებში კოდირებული სივრცისეული ინფორმაციის გადმომცემ ტექნიკურ არხად, რომელიც მკითხველს აწვდის იმავე მოცულობის ინფორმაციას, რაც რუკის შესადგენად იყო გამოყენებული.

კარტოგრაფიის კომუნიკაციური გაგება გააკრიტიკეს ამერი-

კელმა კარტოგრაფებმა ა. რობინსონმა და ბ. პეტჩენიკმა (14), კანადელმა ლ. გუელკემ, რუსმა კარტოგრაფებმა კ. სალიშჩევმა და ა. ბერლიანტმა (20). კარტოგრაფიის თეორიის აგება კომუნიკაციის თეორიაზე მიუღებლად იქნა მიჩნეული.

70-იან წლებშივე მოხდა კარტოგრაფიის კომუნიკაციური გაგების შემობრუნება შემეცნებითი გაგებისაკენ არა კომუნიკაციური გაგების უარყოფის, არამედ რუკის შემეცნებითი მნიშვნელობის აღიარების გზით. კარტოგრაფიის კომუნიკაციურ გაგებას დაუპირისპირდა კარტოგრაფიული მეთოდისა და კარტოგრაფიული მოდელირების თეორია, რომელიც შემეცნებას განიხილავს როგორც ადამიანის ცნობიერებაში მატერიალური სინამდვილის ასახვის პროცესს. საბჭოურ კარტოგრაფიულ ლიტერატურაში მკაფიოდ გამოიკვეთა კარტოგრაფიული მეთოდის ორი მხარე — შემეცნებითი და გამოყენებითი:

- 1) შემეცნებითი — ობიექტური სინამდვილის გარკვეული მხარეების შემეცნება და შემეცნების შედეგის რუკაში ასახვა, როგორც ორსაფეხურიანი საველე და კამერალური კარტოგრაფირების პროცესი;
- 2) გამოყენებითი — რუკების გამოყენება მათში ასახული სინამდვილის მოვლენების და პროცესების შემეცნებისათვის, როგორც საზოგადოებრივი პრაქტიკის და კარტოგრაფიის კავშირის მაჩვენებელი.

კარტოგრაფიული მეთოდის ორივე მხარის—შემეცნებითის და გამოყენებითის თეორიისა და მეთოდოლოგიის დამუშავების პრიორიტეტი ეკუთვნით: ა. ასლანიკაშვილს, ა. ბერლიანტს, კ. სალიშჩევს (1, 7, 19).

ა. ასლანიკაშვილის მიხედვით მოდელის დახმარებით განხორციელებულ შემეცნების პროცესში სინამდვილე ორჯერ აისახება: ერთი - სინამდვილის პირველადი აღქმის საფუძველზე შექმნილ მოდელში ანუ რუკაში, მეორე - მოდელის ანუ რუკის მეშვეობით. მეორადი აღქმის შედეგი პირველადზე უფრო ჭეშმარიტია, რადგან იგი მოდელისეული ახალი ცოდნის საფუძველზე იქმნება და იმდენი შეიძლება იყოს, რამდენი განსხვავებული ცოდნის და გამოცდილების მომხმარებელიც ჰყავს რუკას. საგულისხმოა, რომ ორივე შემთხვევისათვის საერთო და ჭეშმარიტია კარტოგრაფიულ მოდელში თვალსაჩინოდ წარმოდგენილი სინამდვილის საგნებისა და მოვლენების ურთიერთგანლაგების ნესრიგი, რისთვისაც ვენდობით და ვიყენებთ რუკას.

კარტოგრაფიულ მოდელზე ჩატარებული ყველა დაკვირვება სივრცეს და სივრცით ურთიერთკავშირებს ეხება. რუკაზე ჩვენ განვსაზღვრავთ ნებისმიერი წერტილის გეოგრაფიულ კოორდინატებს, სიმაღლეს ზღვის დონიდან, სახელმწიფოების, ოკეანეების, ზღვების, ტბებისა და წყალსაცავების ფართობებს, მდინარეებისა და სატრანსპორტო კომუნიკაციების სიგრძეს, რელიეფის დახრილობას, ეროზიული ქსელის სიხშირეს და სხვა. ყველა ამ შემთხვევაში თვალსაჩინოდ და მეტრიკული თვისებებით სივრცეა წარმოდგენილი და რომ არა რუკა, ადამიანისთვის ეს ინფორმაცია მიუწვდომელი იქნებოდა. სივრცესთან ერთად პირობით ნიშნებში კოდირებული ზოგადი მნიშვნელობით მოცემულია მისი შინაარსიც, როგორც კარტოგრაფიული მოდელის არათვალსაჩინო კომპონენტი. მას ყოველი სუბიექტი თავისებურად წარმოადგენს. ეს ქმნის ერთი და იმავე კარტოგრაფიული მოდელიდან მიღებული ინფორმაციის სხვადასხვაობას და ინდივიდუალობას, ამიტომ არის დამოკიდებული რუკის აღქმა მომხმარებლის ცოდნასა და გამოცდილებაზე.

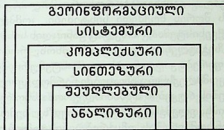
კარტოგრაფიის თეორიული, მეთოდური და პრაქტიკული საკითხების კვლევა მნიშვნელოვნად გააუმჯობესა კომუნიკაციური გაგების გრაფიკომუნიკაციურ გაგებასთან მიახლოებამ. მჭიდრო გახდა კავშირი სემიოტიკასთან, ინფორმაციის თეორიასთან. ჟ. ბერტენი, ე. არნბერგერი, ს. ბონინი ყურადღებას ამახვილებენ კარტოგრაფიული ნიშნების სრულყოფაზე. ინფორმაციის ეფექტური გადაცემისა და აღქმის კარგი პირობების შექმნამ განაპირობა კავშირი ფსიქოლოგიასთან, შეიქმნა კარტოგრაფიული დიზაინის ცნება.

კარტოგრაფიის საგნის მოდელურ-შემეცნებითი, ენობრივი, კომუნიკაციური და გრაფიკომუნიკაციური კონცეფციების ფონზე მიმდინარეობს კარტოგრაფიის თეორიის ფორმირება. საერთაშორისო ინტერესს იძენს ჟ. ბერტენის სემიოლოგიური, ლ. რატაისკის კარტოლოგიის, ა.ასლანიკაშვილის მეტაკარტოგრაფიის (5) კონცეფციები. ამ ერთმანეთისგან განსხვავებული კონცეფციებით კარტოგრაფია წარმოგვიდგება, როგორც:

- განსაკუთრებული ენობრივი საშუალების მქონე მეცნიერება;
- ინფორმაციის გადაცემა მეცნიერება;
- სამყაროს შემეცნებელი მეცნიერება.

ეს კიდევ ერთხელ ადასტურებს კარტოგრაფიის მრავალნაზნაგოვნებას და რუკის მრავალმხრივობას: რუკა, როგორც:

- სინამდვილის მოდელი;
- ინფორმაციის გადამცემი არხი;
- გეოგრაფიისა და დედამიწის შემსწავლელი სხვა მეცნიერებებისთვის კვლევის სპეციფიკური საშუალება.



ნახ. 1. კარტოგრაფირების ფორმათა იერარქია

რუკის მრავალმხრივობა განსაკუთრებით კარგად ვლინდება მაშინ, როდესაც ორი ან მეტი მოვლენის ერთდროული გამოსახვაა საჭირო. ეს კარტოგრაფირების ანალიზური და სინთეზური ფორმების ურთიერთშეთავსებით ხდება და **კომპლექსურ კარტოგრაფირებად** იწოდება.

70-იანი წლებიდან კომპლექსურ გეოგრაფიულ და კარტოგრაფიულ გამოკვლევებში თანდათან გამოიკვეთა სისტემური მიდგომა, როგორც მეცნიერული შემეცნების მეთოდოლოგია, ჩამოყალიბდა **სისტემური კარტოგრაფირება**.

ფილოსოფოსები მოუთითებენ (4), რომ სისტემური მიდგომის ელემენტები ჯერ კიდევ ანტიკურ სამყაროში შეინიშნება, მაგრამ მეცნიერულ შემეცნებაში თავისი სპეციფიკური სახით XX საუკუნემდე არ ფიგურირებდა და მის შესახებ, როგორც შემეცნების დამოუკიდებელ მეთოდზე არავინ მსჯელობდა.

სისტემური მიდგომა ეყრდნობა სისტემურობის საყოველთაობას, ამიტომ 80-იანი წლებიდან მისი მეცნიერული სფეროები ფართოვდება. სინამდვილის ობიექტები განიხილება როგორც სისტემები, რომლის ქვესისტემებს იკვლევენ სხვადასხვა მეცნიერებმა.

რადგან სამყაროში ადგილი არა აქვს ქაოსურობას და გეოსისტემა რთული და მონესრიგებული დინამიკური სისტემაა, მისი კარტოგრაფიული კვლევა ასევე მონესრიგებულია ყველა ასპექტ-

ტით. უმთავრესი კი ის არის, რომ კარტოგრაფიული კვლევა ემყარება ყველაზე მონესრიგებულ სისტემებს – ათვლის სივრცით სისტემას და დროულ ცვალებადობას (6).

სისტემური მიდგომის მიხედვით კომპლექსური კარტოგრაფირების ობიექტები – ბუნებრივი და სოციალურ-ეკონომიკური კომპლექსები — განიხილება როგორც მთლიანი და ამავე დროს ერთმანეთს შორის მოქმედი სისტემები. კომპლექსის ყოველი ელემენტი ქვესისტემაა, რომელიც განიცდის სისტემის სხვა ელემენტების ზეგავლენას. უნდა აღინიშნოს, რომ კომპლექსური კარტოგრაფირება ყოველთვის იყო სისტემური. შემთხვევითი არ არის, რომ კომპლექსურ ატლასებში წარმოდგენილი ბუნებისა და საზოგადოების რუკების თანამიმდევრობა სწორედ სისტემურობის პრინციპს, ელემენტების ერთმანეთზე ზემოქმედების რეალურ კანონზომიერებას ემყარება. სისტემურობის პრინციპი მოქმედებს რუკის პროგრამის შედგენის, სახვითი საშუალებების შერჩევის და გამოსაცემად მომზადების დროს. კარტოგრაფირების ობიექტი განიხილება როგორც სისტემა, რომლის მოდელირება ხდება რუკათა სისტემით (23).

სისტემური კარტოგრაფირებით გაღრმავდა და გაძლიერდა კავშირი საბუნებისმეტყველო და საზოგადოებრივ მეცნიერებებთან, რამაც გააფართოვა კარტოგრაფიის თეორიული გამოკვლევების და პრაქტიკული საქმიანობის სფერო. მართალია, გეოკომპლექსების სისტემური ანალიზი გეოგრაფიის კომპეტენციაა, მაგრამ კარტოგრაფიული მეთოდით შესაძლებელია კომპლექსის მთლიანობაში გამოსახვა, მისი სტრუქტურის შემქმნელი ელემენტების ცალ-ცალკე მოდელირება შინაგანი და გარე კავშირების ჩვენებით.

ბუნებრივი და სოციალურ-ეკონომიკური სისტემების კარტოგრაფირებამ მოითხოვა დიდძალი და მრავალფეროვანი მონაცემების შეკრება და დამუშავება. ეს შესაძლებელი გახდა ჯერ ელექტრონულ-გამოთვლითი მანქანის (ეგმ), შემდეგ კი გეოინფორმაციული სისტემების გამოყენებით, მათემატიკურ-კარტოგრაფიულმა მოდელირებამ (26), ავტომატიზაციისა და აეროკოსმოსური მეთოდების გამოყენებამ ძირეული ცვლილებები გამოიწვია რუკათშედგენის ტექნოლოგიურ პროცესებში.

80-იანი წლებიდან ჩამოყალიბდა გეოინფორმაციული კონცეფცია, რომლის მიხედვით, კარტოგრაფია არის მეცნიერება გეოსისტემების სისტემური ინფორმაციულ-კარტოგრაფიულ

მოდელირებისა შემეცნების შესახებ (8). აღნიშნული კონცეფციის ჩამოყალიბებას ხელი შეუწყო იმ გარემოებამ, რომ კარტოგრაფიაში მტკიცედ დამკვიდრდა აეროკოსმოსური მეთოდების გამოყენება, მეცნიერულ კვლევას საფუძვლად დაედო სისტემური მიდგომა, მოხდა კარტოგრაფიისა და ინფორმატიკის დაახლოვება, მეცნიერულ დისციპლინად ჩამოყალიბდა გეოინფორმატიკა¹.

კარტოგრაფიისა და ინფორმატიკის ურთიერთკავშირი გამოვლინდა გეოგრაფიული ინფორმაციული სისტემის (გის) შექმნაში, სადაც „გეოგრაფიული“ ნიშნავს არა მარტო ტერიტორიას, არამედ ინფორმაციის გეოგრაფიულ შინაარსს, მის კომპლექსურობას და სისტემურობას. გის-ს საფუძვლად დაედო მონაცემთა ბანკი, გის-ამ შეცვალა ლიტერატურული, სტატისტიკური, აერო და კოსმოსური მასალის შერჩევის, სისტემატიზაციის და დამუშავების ხელით წარმოებული პროცესი. ამით აიხსნება ის ინტერესი, რომელსაც გის-ის მიმართ იჩენენ მსოფლიოს განვითარებული ქვეყნების გეოგრაფები და კარტოგრაფები (12, 25).

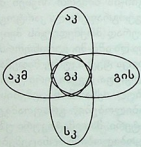
პირველი რეალურად მოქმედი გის შეიქმნა 60-იანი წლების დასაწყისში კანადასა და აშშ-ში. გეოინფორმაციული სისტემების დამუშავებამ მოითხოვა ტექნიკური, მათემატიკური და ორგანიზაციული უზრუნველყოფა. ტექნიკური უზრუნველყოფის საშუალებებად გამოყენებულ იქნა: მონაცემების ციფრულ ფორმაში გადაამყვანი მონაცემობები, გრაფომები, ხოლო 70-იანი წლებიდან — კომპიუტერი. მათემატიკური უზრუნველყოფით შეიქმნა ტექნიკურ მონაცემობაში მონაცემების შეყვანის, დაგროვების, მართვის, ტრანსფორმაციის, მომხმარებელთან ურთიერთობის ტექნიკური მოდელი. 80-იანი წლებიდან დაიწყო გის-ების შექმნა კონკრეტული მიზნებისათვის, როგორცაა: ეკონომიკა, პოლიტიკა, ეკოლოგია, რესურსების მართვა, ბუნების დაცვა, მიწის კადასტრი და სხვა. ამ პერიოდში თსუ-ის აეროკოსმოსური მეთოდებით ბუნების მდგომარეობის შესწავლის სამეცნიერო-კვლევით ლაბორატორიაში შეიქმნა ერთ-ერთი პირველი გის რუკებისათვის, რომლებზეც ნაჩვენებია საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის მასების მოძრაობა, ატმოსფერული ნალექების განაწილება, მოციმციმე კარტოგრაფიული ნიშნებით ყურად-

¹ გეოინფორმატიკა — გეოსისტემების შესახებ სხვადასხვა იერარქიული დონისა და ტერიტორიის მომცველობის სივრცულ-დროითი ინფორმაციის ავტომატური დამუშავება (21).

დება გამახვილებულია ბუნების საშიშ მოვლენებზე. იქმნება ერთმანეთთან ინტეგრირებული გლობალური, ეროვნული და რეგიონული გის-ები. დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ერთიანი გეოინფორმაციული სივრცის შექმნას. ინფორმაციის მიღების წყაროდ მკვიდრდება ინტერნეტის სისტემა.

კარტოგრაფიისა და გეოინფორმატიკის ინტეგრაციით შექმნილი უახლესი მიმართულება არის **გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება**. ა. ბერლიანტმა იგი გრაფიკულად ასე გამოსახა (8).

- აკ — ავტომატიზებული კარტოგრაფირება
- გის — გეოინფორმაციული სისტემები
- სკ — სისტემური კარტოგრაფირება
- აკმ — აეროკოსმოსური მეთოდები



ნახ. 2. გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება

გეოინფორმაციული კატეგორიების ჩამოყალიბება მოხდა თანდათან, კარტოგრაფირების უფრო მარტივი ფორმების პრაქტიკაში რეალიზაციის საფუძველზე. ეს არის ინტეგრალური მიმართულება, რომელმაც თავის თავში გააერთიანა კარტოგრაფიისა და გეოინფორმატიკის თეორიის, მეთოდის და ტექნოლოგიის მიღწევები.

გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება, ისევე როგორც კარტოგრაფირების სხვა ფორმები, განსხვავდება შინაარსის, ტერიტორიის მომცველობის, მასშტაბის და დანიშნულების მიხედვით. კარტოგრაფირების სხვა ფორმების მსგავსად იგი არის დარგობრივი და კომპლექსური. მისი უმთავრესი თავისებურებაა: სისტე-

მურობა, მიზნობრივი და გამოყენებითი ხასიათი, რუკების შედგენის შესაძლებლობა რეალურთან მიახლოებულ დროის მასშტაბში.

გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება პროგრამულად მართვადია, ამიტომ ბევრი ტრადიციული საკითხის გააზრება ახლებურად ხდება. მაგალითად: რუკის მათემატიკური საფუძვლის შერჩევა, მოძრავი და მოციმციმე სახვითი საშუალებების გამოყენება, ელექტრონული დინამიკური კარტომეტრია და სხვა (10). გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება იძლევა რუკის შედგენის, გამოცემის და გამოყენების პროცესების დაახლოვების შესაძლებლობას.

რუკების გეოინფორმაციულ შედგენა-გამოყენებას ორი საფუძველი გააჩნია. პირველი – გეოსისტემების და მათი კომპონენტების სისტემური კარტოგრაფირების გამოცდილება, მეორე – კომპლექსური სამეცნიერო-საცნობარო ატლასების შედგენის გამოცდილება. კომპლექსურ ატლასებსა და გის-ს შორის ავლებენ პარალელს. მიაჩნიათ, რომ ორივეს ახასიათებს სივრცის მომცველობის დიდი ამპლიტუდა გლობალურიდან მუნიციპალურამდე.

XXI საუკუნეში კარტოგრაფია არსებით ცვლილებებს გვპირდება. იყო დრო, როდესაც ხელნაწერი რუკები ნაბეჭდი რუკებით შეიცვალა. დადგა დრო, როდესაც ნაბეჭდ რუკებთან ერთად გაჩნდა ციფრული და ელექტრონული რუკები, დინამიკური ვიდეოკომპიუტერული გამოსახულებები. მათი გადაცემა კომპიუტერული ქსელით მოხერხებული და ეფექტურია, რადგან გამოსახულების მიწოდება შეიძლება რამდენიმე ათას კილომეტრზე.

სულ ახლახან კარტოგრაფიის წიალიდან აღმოცენდა კიდევ ერთი მეცნიერული მიმართულება — გეოიკონიკა, რომელიც ა. ბერლიანტის მიხედვით (8) შეისწავლის ყველა სახის გეოგამოსახულების ზოგად თვისებებს. მის აღმოცენებას ხელი შეუწყო ზემოაღნიშნული კარტოგრაფიული დისციპლინების წიაღში მიმდინარე შემოქმედებითი და ტექნოლოგიური სრულყოფის ძიების პროცესებმა და გრაფიკული გამოსახულებების შემეცნებითმა შესაძლებლობებმა.

კარტოგრაფიის დარგში მიმდინარე მეცნიერულ-ტექნიკური პროგრესი წარმოშობს სერიოზულ შეშფოთებას — ხომ არ განდევნის გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება რუკათშედგენის, გაფორმების და გამოცემის ტრადიციულ ხერხებს?

ფაქტია, რომ გრაფიკული გამოსახულებების მნიშვნელობა გაიზარდა. ისინი გადამწყვეტ როლს ასრულებენ პოლიტიკურ, ეკონომიკურ, ეკოლოგიურ საკითხებზე მსჯელობისას, დედამიწის შემსწავლელი მეცნიერებებისთვის კი კვლევის აუცილებელ ატრიბუტს წარმოადგენენ. სწორედ ამიტომ, დღევანდელი ტექნიკური შესაძლებლობების პირობებში ბევრმა არაპროფესიონალმა მოკიდა ხელი რუკების ბეჭდვას. შემოვიდა სხვა ქვეყნებში დაბეჭდილი ჩვენი ქვეყნის ტერიტორიის რუკები, რომლებიც მოკლებულნი არ არიან უზუსტობებს და შეცდომებს.

ამ ვითარებაში კარტოგრაფებმა ხელიდან არ უნდა გაუშვან ის სადავეები, რომელსაც რუკების შედგენა და გამოცემა ჰქვია. ჭეშმარიტმა კარტოგრაფებმა სწორად უნდა გაიზიარონ კარტოგრაფიის განვითარების ისტორია, კარტოგრაფიული კონცეფციების წარმოქმნისა და კარტოგრაფირების იერარქიული ფორმების ურთიერთობა, გეოინფორმაციული კარტოგრაფირების შექმნის კანონზომიერება, იზრუნონ გეოინფორმაციულ განათლებაზე, კადრების მომზადებაზე, მეცნიერების კარტოგრაფიულ წარმოებასთან კავშირზე. მხოლოდ ასეთი მიდგომით შეინარჩუნებს კარტოგრაფია რუკების შედგენის და გამოცემის ტრადიციულ ფორმებს და სახეებს, არ ჩამორჩება მეცნიერულ-ტექნიკურ პროგრესს ახალი მეცნიერული მიმართულებების განვითარებასა და უახლესი ტექნოლოგიების დაწინერგვაში. ყურადღებას იმსახურებს აბერლიანტის მოსაზრება იმის შესახებ, რომ სწორედ გეოინფორმაციული სისტემა აძლევს თანამედროვე გეოგრაფიას თავისი ისტორიის მანძილზე უნიკალურ და შესაძლებელია ერთადერთ შანსს გადაიქცეს დედამიწის შემსწავლელი მეცნიერების მონიხავე ტექნოლოგიად.

ლიტერატურა

1. ა. ასლანიკაშვილი. კარტოგრაფია. ზოგადი თეორიის საკითხები „მეცნიერება“. თბ., 1968.
2. ჯ. კეკელია. კარტოსემიოტიკა. კარტოგრაფიულ ნიშანთა თეორიის ზოგადი საკითხები. „მეცნიერება“. თბ., 1998.
3. ლიპარტელიანი. შეხედულებები კარტოგრაფიის საგანზე. თსუ შრომები, ტ. 301. გეოგრაფია-გეოლოგია. 1991. გვ. 113-126.
4. გ. ცინცაძე. მეცნიერული კვლევის სისტემური მეთოდი. „მეცნიერება“. თ., 1980.
5. Асланикашвили А.Ф. Метакартография. Основные проблемы,

Тбилиси, 1974.

6. **Асланикашвили А.Ф.** Предмет познания географии. Изв. АН ССР, сер. географическая, №2, 1978.
7. **Берлянт А.М.** Картографический метод исследования, М., Изд-во МГУ, 1988.
8. **Берлянт А.М.** Геоинконика. М., «Астрей», 1996.
9. **Берлянт А.М.** Геоинформационное картографирование, М., 1997.
10. **Беручашвили Н.Л.** Некоторые проблемы современной картографии. Изв. ВТО, т. 119, вып. 1. 1987, с. 28-32.
11. **Беручашвили Н.Л.** Компьютерный атлас Грузии. Вестник МГУ, сер. 5, география, №3, 1996, с. 50-55.
12. **Беручашвили Н.Л.** Персональные ЭВМ в картографии. Вестник МГУ, сер. 5, география, №4. 1988.
13. **Бочаров М.К.** Основы теории проектирования систем картографических знаков. М., 1966.
14. Картография. Сборник переводных статей. Вып. 1 – 2, М., 1983.
15. **Лютый А.А.** Язык карты: сущность, система, функция. М., 1981.
16. Оценочные карты природы, населения и хозяйства. М., 1971.
17. Проблема синтеза в картографии. Материалы межвузовского семинара. М., 1972.
18. **Салищев К.А., Саушкин Ю.Г., Гусева И.Н.** Синтетические карты населения и экономики. М., 1972.
19. **Салищев К.А.** О картографическом методе познания. Вестник МГУ, сер. 5, география, №1, 1975, с. 3-10.
20. **Салищев К.А.** Картографическая коммуникация – ее место в теории науки. Вестник МГУ, сер.5, география, №3, 1978, с. 10-16.
21. **Салищев К.А.** Иден и теоретические проблемы в картографии 80-х годов. Итоги науки и техники. Картография. М., ВИНТИ, 1982, т. 10.
22. **Сербенюк С.Н.** Картография и геоинформатика – их взаимодействие. М., Изд-во МГУ, 1990.
23. Системное картографирование природных и социально-экономических комплексов. Тезисы докладов 7-ой Всесоюзной конференции по тематической картографии. М., 1978.
24. **Сочава В.Б.** Сопряженное тематическое картографирование при комплексных географических исследованиях. В сб.: «Картографические методы комплексных географических исследований». Восточно-Сибирское изд-во. 1965, с. 3-19.
25. **Тикуннов В.С.** Географические информационные системы: сущность, структура, перспективы. Итоги науки и техники. Картография. М., ВИНТИ, 1991, т. 14, с. 6-79.
26. **Тикуннов В.С.** Моделирование в картографии., М., Изд-во МГУ, 1997.

3. სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობზე, სუბალპური მდელოებით, 1700 მ სიმაღლეზე, ცივწყაროსხევის მიდამოებში.
4. სამხრეთ ექსპოზიციის ფერდობზე, წიფლის ტყეებით 1640 მ სიმაღლეზე, ცივწყაროს აუზში.
5. ეროზიულ-დენუდაციურ ცირკ-თეთრ კლდეში, 1550 მ სიმაღლეზე.

აღნიშნული ექსპერიმენტული ნაკვეთები წარმოადგენს სტაციონარის ტერიტორიისთვის დამახასიათებელ ყველა ძირითად ბუნებრივ-ტერიტორიულ კომპლექსს.

იალნოს ქედი, რომლის ფონზე უნდა განვიხილოთ სტაციონარის გეოლოგია, შედარებით კარგადაა შესწავლილი (ვასოვიჩი, 1932; პახომოვი, 1932; კაჭარავა, 1955, 1959; გამყრელიძე და კაჭარავა, 1960; ქებაძე, 1940; გამყრელიძე, 1964; წერეთელი, 1966 და სხვა).

იალნოს სტაციონარის ტერიტორია აგებულია ზედა სარმატული, აგრეთვე პონტური და მეოტური ნალექებით. ზედა სარმატულსა და პონტურ და მეოტურ ნალექებს შორის საზღვარი იალნოს ქედზე მირონას ხევის აუზის დაბალ ნაწილში გადის. ზედა სარმატული ნალექები სტაციონარის ტერიტორიაზე გაშიშვლებულია სამხრეთ ნაწილში, განსაკუთრებით ეროზიულ-დენუდაციურ ცირკ-თეთრ კლდეში და უმთავრესად წარმოდგენილია კონტინენტური თიხებით, ქვიშაქვებით და კონგლომერატებით. სტაციონარის ტერიტორიაზე პონტურ და მეოტურ ნალექებში ჭარბობს კონგლომერატები, იშვიათადაა თიხები, თითქმის არ გვხვდება ქვიშაქვები.

იალნოს სტაციონარის ტერიტორიაზე ძირითადი ქანები ხშირად დაფარულია სხვადასხვაგვარი ახალგაზრდა ნალექებით. დიდი ფართობი უკავია ცვალებადი სიმძლავრის ელუვიურ-დელუვიურ და დელუვიურ ნაფენებს. მესამეული მკვრივი ნალექების გამოსავლები გვხვდება კლდეების სახით, უმთავრესად თეთრი კლდის ფარგლებში. იალნოს ქედზე წარმოდგენილია ელუვიური ნალექები სიმძლავრით 50-150 სმ. ელუვიურ-დელუვიური ნალექების სიმძლავრე მერყეობს 50-200 სმ ფარგლებში და თეთრი კლდის გარდა გვხვდება სტაციონარის მთელ ტერიტორიაზე.

ეროზიულ-დენუდაციურ ცირკ — თეთრ კლდეში გვაქვს აგრეთვე თანამედროვე კოლუვიური ნალექები, რომლებიც ჩვეულებრივ გვხვდება გაშიშვლებულ უბნებში და თეთრი კლდის

ხევებში. ფართოდაა გავრცელებული სელური წარმოშობის ქვალორლიანი ნაკადების ნარჩენები.

იალნოს სტაციონარის ტერიტორია, ტექტონიკურად საკმაოდ საინტერესოა, აქ გადის საზღვარი საქართველოს ბელტსა და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემას შორის. იალნოს ქედი მთლიანად ჰორსტ-სინკლინის წარმოადგენს. ქედის თხემის მიდამოებში გადის სინკლინის ლერძი. კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის და აჭარა-თრიალეთის ნაოჭა სისტემა სტაციონარის მიდამოებში ერთმანეთს მაქსიმალურად უახლოვდება.

იალნოს ქედი უმაღლესი მწვერვალით (მთა იალნო ან იალნო 1874 მ) მიეკუთვნება ტიპურ საშუალო სიმაღლის მთებს. ნ. ბერუჩაშვილის (1969) მიხედვით, სტაციონარის მიდამოებში კარგად არის გამოხატული ოთხი დიდი მორფოლოგიური ერთეული:

1. წინა მთები, 800-1000 მ აბსოლუტური და 100-200 მ შეფარდებითი სიმაღლით, სერებით და გორაკ-ბორცვებით.
2. დაბალი მთები, მეტ-ნაკლები ინტენსიური დანანევრებით, ქედების განედური გავრცელებით, 800-1200 მ აბსოლუტური, 200-300 მ შეფარდებითი სიმაღლით.
3. საშუალო მთები, 1200-1600 მ აბსოლუტური და 200-300 მ შეფარდებითი სიმაღლით.
4. ზედა მთები, რომელსაც მიეკუთვნება იალნოს ქედის თხემური ნაწილი 1600-1800 მ სიმაღლით, რომლის ფარგლებში მდებარეობს იალნოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული სტაციონარი.

იალნოს ქედის რელიეფის ფორმირება მოხდა ენდოგენური და ეგზოგენური ფაქტორების ურთიერთმოქმედებით, პლიოცენსა და მეოთხეულში. სტაციონარის ტერიტორიაზე გვხვდება სხვადასხვა მორფოსტრუქტურული ერთეულები. რომელთა რელიეფის ჩამოყალიბებაში სხვა ფაქტორებთან ერთად დიდი როლი შეასრულა ზედაპირულმა ჩამორეცხვამ, რამაც განაპირობა ციკაბო რელიეფის განვითარება.

იალნოს სტაციონარის ტერიტორია მორფომეტრიულად—ტერიტორიის დანანევრების დიდი სიხშირით გამოირჩევა. დანანევრების სიხშირე უდრის 3,4 კმ 1 კმ²-ზე. ამ მხრივ სტაციონარის ტერიტორია მნიშვნელოვნად ჩამორჩება საშუალო მთებს, მაგრამ დიქად აღემატება წინა მთების ანალოგიურ მაჩვენებლებს. დანანევრების სიღრმე ცივენყაროს რაიონში შეადგენს 20-25 მ. ზედა მთებში დანანევრების მაქსიმალური სიღრმე არ აღწევს 50 მ, ხოლო თეთრ კლდეში 250-300 მ-დეა.

იალნოს სტაციონარის ტერიტორიაზე გამოიყოფა რამდენიმე მორფოსტრუქტურული ერთეული:

1. იალნოს ქედის თხემისპირა ინვერსიული ნაწილი, რომელიც ემთხვევა სინკლინის ღერძს, აგებულია პონტიისა და მეტისის კონტინენტური თიხებით, ქვიშაქვებით და კონგლომერატებით;

2. საშუალო მთები ანტიკლინური ქედებით და ხეობებით, აგებული ზედა სარმატული კონგლომერატებით, თიხებით და ქვიშაქვებით. აქ გამოიყოფა:

ა) მოკლე ციცაბო ფერდობები;

ბ) იალნოს ქედის მეტად დაქანებული და გრძელი სამხრეთი ფერდობები;

იალნოს სტაციონარის ფარგლებში შეიძლება გამოიყოს რელიეფის მცირე ფორმების მორფოსკულპტურების და მორფოსისტემების შემდეგი ზონები:

1. ჰუმიდური, ზედაპირული ჩამორეცხვის სიჭარბით. ეს ზონა წარმოდგენილია იალნოს სტაციონარის ჩრდილო ფერდობის მაღალ ნაწილში. იგი ხასიათდება ციცაბო და შედარებით სუსტად დანაწევრებული ფართობებით.

2. ჰუმიდური ზონა, ეროზიული დანაწევრების სიჭარბით. ეს ზონა სტაციონარის ფარგლებში გადის ეროზიულ დენუდაციურ ცირკ-თეთრი კლდის და სამებისთავს შორის;

3. თეთრი კლდის სემიჰუმიდური მორფოსისტემა, ეროზიულ დენუდაციური და ნაშალ-ნაზავის სიჭარბით;

ნ. ბერუჩაშვილის (1969) მიხედვით, იალნოს სტაციონარის ტერიტორიის ფარგლებში აღინიშნება რელიეფის ელემენტების შემდეგი ტიპები:

1. იალნოს ქედის თხემი;

2. იალნოს ქედის ჩრდილო ციცაბო ფერდობები;

3. იალნოს ქედის სამხრეთი ციცაბო ფერდობები, ზედაპირული ჩამორეცხვის სიჭარბით;

4. იალნოს ქედის სამხრეთი ციცაბო ფერდობები, ეროზიული დანაწევრების სიჭარბით;

5. იალნოს ქედის სამხრეთი ციცაბო ფერდობების ნაბაკრების ნაკვეთი;

6. იალნოს ქედის სამხრეთი ციცაბო ფერდობების სამებისხევის ეროზიული ნაკვეთი;

7. იალნოს ქედის საშუალო სიმაღლის სუბმერიდიანული განშტოებები;

8. ეროზიულ-დენუდაციური ცირკი-თეთრი კლდე;

9. ეროზიულ-დენუდაციური ცირკი-სამებისხევი;

გეომორფოლოგიური პროცესების გამოვლინების ხასიათზე იაღნოს სტაციონარის ტერიტორიაზე გავლენას ახდენს ამგებელი ადვილადშლადი ქანების არსებობა, დიდი ტენიანობა, წლის განმავლობაში ნალექების არათანაბარი მოსვლა. ქარის შედარებით დიდი სიჩქარე. იაღნოს ქედის თხემურ ნაწილში თანამედროვე გეომორფოლოგიური პროცესებიდან აღსანიშნავია ქიმიური და ბიოლოგიური გამოფიტვა, ზედაპირული ჩამორეცხვა და ქარის გავლენა. თხემისპირა ნაწილში ელუვიური ნალექების სიმძლავრე 0,3-2მ-მდე მერყეობს. იაღნოს ქედის ჩრდილო ციცაბო ფერდობებზე მნიშვნელოვანი წილი აქვს ზედაპირულ ჩამორეცხვას და ეროზიულ პროცესებს. ეროზიულ-დენუდაციურ ცირკში თეთრი კლდე, რომელიც სტაციონარის ფარგლებში მდებარეობს, ინტენსიურად მიმდინარეობს გრავიტაციული პროცესები, კერძოდ ნაშალი მასალის და ნაზვავის მოძრაობა, აგრეთვე მენყრული მოვლენები, სელური ნაკადები და ეროზიულ-დენუდაციური პროცესები. ფსკერზე მიმდინარეობს აკუმულაცია, რომელიც შემდეგ ქვემოთ ხეობის გაყოლებით გადააქვს მდ. სამებისხევს.

სტაციონარის კლიმატი ზომიერად ნოტიოა, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით, ნალექების ორი მინიმუმით ნელინადში. გარდამავალია მოკლეზაფხულიან კლიმატში. იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-4,7^{\circ}$ - $-6,1^{\circ}$ -ია, ივლისის $+13^{\circ}$ - $+15^{\circ}$. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი -18° , -30° -მდე ეცემა. უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა 230 დღეა, რადიაციული ბალანსი — 4000-6000 კ. კალ ნელინადში. ნალექების წლიური რაოდენობა 940-1010 მმ-ია.

ამავე დროს აღსანიშნავია ტემპერატურათა სხვაობა სტაციონარის მიდამოებში, იაღნოს ქედის ჩრდილო და სამხრეთი ექსპოზიციის ფერდობების, ერთსა და იმავე სიმაღლეზე. იანვრის საშუალო ტემპერატურა უფრო დაბალია ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობზე, ვიდრე სამხრეთზე. სტაციონარის ტერიტორიაზე ყველაზე თბილია თეთრი კლდის ნაკვეთები. თეთრ კლდეში იანვრის საშუალო ტემპერატურა $-3,5^{\circ}$, $-4,1^{\circ}$, ივლისის $17,1^{\circ}$, $17,2^{\circ}$.

ქარების მიმართულებას უშუალოდ განსაზღვრავს შესასწავლი ტერიტორიის მდებარეობა საქართველოს მთათაშორის და-



დაბლებაში და ოროგრაფიული თავისებურებანი. ამდენად აქ ჭარბობს ჩრდილო დასავლეთის ქარები. ქარების საშუალო წლიური სიჩქარეა 4,4 მ/წმ-ში. ძლიერი ქარები უმთავრესად დამახასიათებელია თებერვალში 16,5 მ/წმ-ში, ხოლო სუსტი დეკემბერში 2,9 მ/წმ-ში. იაღნოს ქედის ჩრდილო ფერდობები უფრო ნალექიანია, ვიდრე სამხრეთი. თოვლის საფარი სამხრეთი ექსპოზიციის ფერდობებზე გამოირჩევა არამდგრადობით, ზამთრის განმავლობაში იგი რამდენჯერმე ასწრებს დნობას და წელიწადში დაახლოებით 50 დღეს დევს.

კლიმატურ და გეომორფოლოგიურ პროცესებთან უშუალო კავშირშია ჰიდროქსელი. იაღნოს სტაციონარის ტერიტორიაზე მუდმივი ნაკადები არ შეიმჩნევა. არის მხოლოდ წყაროები და ეპიზოდური ნაკადები. განვითარებულია წყლის მშრალი სადინარები, რომლებიც მხოლოდ წვიმის წყლით და თოვლის ნაღობი წყლებით იკვებებიან. ჩამონადენის მაქსიმუმი აპრილის თვეზე მოდის, რაც დაკავშირებულია თოვლის სწრაფ დნობასთან. ზამთარში გვაქვს ჩამონადენის მინიმუმი (10%). საკვლევ ტერიტორიაზე არსებობს ორი ნაკადი, რომელიც ცნობილია ცივწყაროსხევის (140 მ სიგრძე) და მირონახევის (230 მ) სახელწოდებით. ცივწყაროსხევის ნაკადი უფრო წყლიანია. ეს დაკავშირებულია მინისქვეშა წყლების გამოსავლებთან. მინისქვეშა წყლების გამოსავალი აქ არის დაახლოებით 1630 სიმაღლეზე და ცნობილია ცივწყაროს სახელწოდებით. მირონახევი წლის უმეტეს დროის განმავლობაში მშრალია. თუმცა აქაც 1500 მ სიმაღლეზე მისი თეთრი კლდის ხევთან შეერთების ადგილას არის მინისქვეშა წყლების გამოსავლები. ჩამონადენის მოდული სტაციონარის მიდამოებში 10-14 ლ/წამში კმ²-ზე.

მეტად საინტერესოა მცენარეული საფარი. ისტორიულ წარსულში აქ იყო გავრცელებული ზედა მთის ტყეები, რომელიც შემდეგ შეცვალა მდელოებმა. თანამედროვე პირობებში ისინი დინამიკურ თანაფარდობაში იმყოფებიან. უნდა ვივარაუდოთ, რომ პალეოგეოგრაფიულ წარსულში ფლუვიალურ და უფრო ცივ ეპოქებში, აქ გავრცელებული იყო სუბალპური მდელოს მცენარეები, რომელთა ელემენტებმა თავისი ადგილი დაუთმეს ტყეს, მაგრამ თვითონ არ გადაშენდნენ, გააგრძელეს არსებობა ტყის ქვეშ, შემდეგ ადამიანის არასწორმა სამეურნეო საქმიანობამ განაპირობა ტყის ფართობის შემცირება, მდელოს მცენარეულობას კვლავ შეექმნა გავრცელების საუკეთესო პირობები და

სუბალპური მდელო გაბატონდა იაღნოს ქედის ზედა მთებში. დღემდე შემორჩენილ ტყის საფარში ჭარბობს ნიფელი და რცხილა.

ზედა მთის ლანდშაფტებში გაბატონებულია პარკოსან-მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოები. მათთვის დამახასიათებელია: ჩვეულებრივი ნამიკრეფია (*Agrostis capollaris*), ტომოთელა (*Phleum pratense*), წითელი სამყურა (*Trifolium pratense*), მინდვრის ნემსა (*galium verum*), ფარსმანდუკი (*Achilea millefolium*), დაჯირა (*Salvia verticillia*), გიორგელა (*geranium columbium*), ლომისკბილა, თავშავა (*Origium vulgare*), კავკასიური კურდღლისფრჩხილა (*Cotus caucasicus*), სამყურა (*Trifolium*), ფლიო სკიპალია (*Cephalaria gigantea*), ქეროფელა (*Verbascum*), ნალველა (*gehtiana*) და სხვები. სუბალპური მდელოს გარდა გვხვდება მალალბალახეული და სუბალპური ბუჩქნარი. მალალბალახეულის ყველაზე დამახასიათებელი სახეობებიდან გავრცელებულია: ხევსურული დიყი (*Heracleum sosnowskyi*), ტყის თივაქასრა (*Poa nemoralis*), თეთრი ნარი (*Cirsium incanum*), ტყის პიტნა (*Mentha longifolia*), ფურფურა (*Lapsana communis*) და სხვები. სუბალპური ბუჩქნარები გეობოტანიკური თვალსაზრისით სუსტადაა შესწავლილი. მათთვის დამახასიათებელია კვრინჩხის (*Prunus spinosa*) ბუჩქნარი. ამჟამად სუბალპურ მდელოებს იყენებენ სათიბ-საძოვრად.

ისტორიული წყაროების მიხედვით საგურამო-იაღნოს ტყეებში მრავლად გვხვდებოდა ირემი და შველი, რომლებიც დღეისათვის ერთეულების სახითაა წარმოდგენილი. იშვიათია მურა დათვი, ხშირია კავკასიური მგელი, ტურა, ამიერკავკასიის მთის მელა. გავრცელებულია ტყის კატა. ერთეულების სახით გვხვდება კავკასიური ფოცხვერი, რომელიც წარსულში მრავლად ყოფილა. გვხვდება თეთრგულა კვერნა, ციყვი და კურდღელი. ბევრია ფრინველები: შევარდენი, ქორი, მიმინო, ბუ, გუგული, ოფოფი, კოდალა, ბულბული და სხვა.

რაც შეეხება ნიადაგურ საფარს იაღნოს სტაციონარის მიდამოებში გვხვდება ტყის ყომრალი ნიადაგები. ეს ნიადაგები გავრცელებულია პონტის და მეოტისის კარბონატულ კონგლომერატებზე, ნიფლნარი და ნიფლნარ-რცხილნარი მცენარეულობის ქვეშ, გამოირჩევა საშუალო და მცირე სისქით, ხირხატიანობით, ჰუმუსის უხეში შედგენილობით და მაღალი შემცველობით (5-6%), სუსტი-მჟავე ან მჟავე-რეაქციით. იაღნოს ქედის თხემურ ნაწილში და მიმდებარე ციცაბო ფერდობებზე მთის ტყე-მდელოს ნიადაგებია წარმოდგენილი. ეს ნიადაგები გვხვდება სუბალპური

ბალახეული საფარის ქვეშ, მათი პროფილის ზედა ნაწილში ჰუმუსის რაოდენობა 6-7%-მდეა, რეაქცია მჟავაა -6,6. ქვედა ჰორიზონტებში მჟავიანობა თანდათან ეცემა და სუსტ ტუტეში გადადის - 7,9, რაც დაკავშირებული უნდა იყოს პონტის და მეოტისის კარბონატული კონგლომერატების არსებობასთან. ნიადაგები შედარებით მცირე სისქისაა, ზოგჯერ ჩამორეცხილია და დიდი ხირხატიანობით გამოირჩევიან.

იალნოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული სტაციონარის ტერიტორია ლანდშაფტურად მნიშვნელოვანი მრავალფეროვნებით ხასიათდება. აქ შედარებით მცირე (0,41 კმ²) ტერიტორიაზე გამოიყოფა ფაციესის 29 ჯგუფი, რომლებიც ერთიანდებიან 12 უროჩიშეში, 4 სანახში და 3 ადგილში. სტაციონარის ტერიტორია მდებარეობს ზედა მთის ტყის და ზედა მთის სუბალპურ ლანდშაფტებში. მოცემულ ლანდშაფტებში, ძირითადად მიგრაციის რეჟიმის მიხედვით გამოიყოფა სამი ადგილი:

1. ტრანსელუვიური ჩრდილო ფერდობის ადგილი, ტრანსელუვიური რეჟიმით, აგებული კონგლომერატებით, დაფარული ნიფლნარით ტყის ყომრალ ნიადაგებზე;
2. ტრანსელუვიური სამხრეთი ფერდობის ადგილი, ავტონომიური და ტრანსელუვიური რეჟიმით, აგებული კონგლომერატებით, სუბალპური მდელოს და ტყის მცენარეულობით, მთის ტყე-მდელოს და ტყის ყომრალ ნიადაგებზე.
3. თეთრი კლდე, ტრანსელუვიური და ელუვიურ-აკუმულაციური რეჟიმით.

პირველი ადგილისათვის დამახასიათებელია ერთი სანახი:

1. ჩრდილო ფერდობის სანახი ჰიდროთერმული რეჟიმით; მეორე ადგილისათვის დამახასიათებელია 2 სანახი:
 - ა. თხემის სანახი, ჰიდროთერმული რეჟიმით;
 - ბ. სამხრეთი ფერდობის სანახი, მეზოჰიდროთერმული რეჟიმით;

მესამე ადგილი წარმოდგენილია ერთი სანახით:

1. თეთრი კლდის სანახი ქსეროთერმული და ჰიდროთერმული რეჟიმით; ეს ოთხი სანახი თავის მხრივ იყოფა 12 უროჩიშად და 29 ფაციესად.

იალნოს სტაციონარის ტერიტორიისათვის დამახასიათებელი უროჩიშებია:

1. ჩრდილო ფერდობის, 2. თხემის, 3. ლარტაფების, 4. სერების,

5. ხევის, 6. საშუალო დახრილობის ფერდობების, სუბალპური მცენარეულობით, 7. საშუალო დახრილობის ფერდობების, ტყის მცენარეულობით, 8. ძლიერ დახრილი ფერდობების, 9. ავტონომიური, საშუალო დახრილი ფერდობების, 12. თეთრი კლდის ხევის;

იალნოს სტაციონარის ტერიტორიაზე გამოიყოფა შემდეგი ფაციესის ტიპები:

1. საშუალო დახრილობის ჩრდილო ექსპოზიციის ფერდობები ტრანსელუვიური რეჟიმით, ნიფლის მკვდარსაფარიანი ტყეებით.
2. თხემები ავტონომიური რეჟიმით, პარკოსან-მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოებით.
3. დამრეცი თხემები სამხრეთი ექსპოზიციის ტრანსელუვიური რეჟიმით, პარკოსან-მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოებით.
4. საშუალო დახრილობის ფერდობები სამხრეთი ექსპოზიციის ტრანსელუვიური რეჟიმით პარკოსან-მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოებით.
5. დამრეცი ფერდობები სამხრეთი ექსპოზიციის ტრანსელუვიური რეჟიმით და ნაირბალახოვანი მდელოებით.
6. საშუალო დახრილობის ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით და ნაირბალახოვანი მდელოებით.
7. საშუალო დახრილობის ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით, ნაირბალახოვანი მდელოებით და ბუჩქნარებით.
8. დამრეცი ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ნაირბალახოვანი მდელოებით.
9. ლარტაფები ნაირბალახოვანი მდელოებით.
10. დამრეცი ფერდობები ელუვიურ-აკუმულაციური რეჟიმით. სუბალპური მალაღბალახეულით.
11. საშუალო დახრილობის ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით, პარკოსან-მარცვლოვან-ნაირბალახოვანი მდელოებით და ბუჩქნარებით.
12. ციცაბო ფერდობები ტრანსელუვიური რეჟიმით, ნაირბალახოვანი მდელოებით და სუბალპური ბუჩქნარებით.
13. ციცაბო ფერდობები ტრანსელუვიური რეჟიმით, ბუჩქნარებით და ნაირბალახოვანი მდელოებით.
14. დამრეცი ფერდობები ელუვიურ-აკუმულაციური რეჟიმით,

- ნაირბალახოვანი მდელოებით და ბუჩქნარებით.
15. საშუალო დახრილობის ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით, წიფლის ტყეებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით.
 16. საშუალო დახრილობის ფერდობები, ტრანსელუვიური რეჟიმით, წიფლის ტყეებით და ბუჩქნარებით.
 17. ციცაბო ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, წიფლნარ-რცხილნარი ტყეებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით.
 18. დამრეცი ფერდობები ტრანსელუვიური რეჟიმით, წიფლის მკვდარსაფარიანი ტყეებით.
 19. ციცაბო ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით წიფლის ტყეებით და ბუჩქნარებით.
 20. დამრეცი ფერდობები და თხემები წიფლის ტყეებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით.
 21. საშუალო დახრილობის ფერდობები წიფლნარ-რცხილნარი ტყეებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით და ბუჩქნარებით.
 22. საშუალო დახრილობის ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის რცხილის ტყეებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით.
 23. დამრეცი ავტონომიური ფერდობები და თხემები რცხილის ტყეებით, ბუჩქნარებით, მარცვლოვან-ბალახოვანი საფარით.
 24. საშუალო დახრილობის ფერდობები, მკვდარსაფარიანი გამეჩხერებული წიფლის ტყეებით.
 25. საშუალოდ დახრილი ფერდობები, სამხრეთი ექსპოზიციის, ტრანსელუვიური რეჟიმით, მუხის ტყეებით (*Quercus macranthera*).
 26. ფერდობები მცენარეული აგრეგაციებით და აგლომერაციებით
 27. სემიპუმიდური ტყის მაკროსტრუქტურები ფოთოლმცვენი ბუჩქნარებით.
 28. ფერდობები ტრანსელუვიური რეჟიმით, მცენარეული სემიასოციაციებით, მდელოებით და ბუჩქნარებით.
 29. ელუვიურ-აკუმულაციური ზედაპირები მცენარეული აგრეგაციებით, აგლომერაციებით, მდელოებით, ბუჩქნარებით.
- ამრიგად, სტაციონარის ტერიტორია გამოირჩევა მაღალი ლანდშაფტური მრავალფეროვნებით. ამ ტერიტორიის შედარება აღმოსავლეთ საქართველოს სხვა ზედა მთის და მაღალი მთის ლანდშაფტებთან გვიჩვენებს, რომ სტაციონარის ტერიტორიაზე

წარმოდგენილია აღმოსავლეთ საქართველოში 1600-2400 მ სიმაღლის ფარგლებში გავრცელებული თითქმის ყველა ტიპური ბუნებრივ-ტერიტორიული კომპლექსი. ამრიგად, სტაციონარული გამოკვლევების მონაცემები შეიძლება გავრცელდეს აღმოსავლეთ საქართველოს ზედა მთის და მაღალი მთის სუბალპური ლანდშაფტების მნიშვნელოვან ტერიტორიაზე, რაც სტაციონარის დაარსების ერთ-ერთ მიზანს წარმოადგენდა.

ლიტერატურა

1. მ. არდია, გ. მარგველანი. მსოფლიოს ბუნებრივი რესურსები: გამოყენება და ბუნების დაცვა, თბილისი, თსუ-ს გამომც., 1998.
2. ნ. ბერუაშვილი და სხვ. ლანდშაფტური პრაქტიკა მარტყოფის სტაციონარზე. თბილისი, თსუ-ს გამომც., 1993.
3. ი. კაჭარავა. ქართლის დეპრესიის და მისი მოსაზღვრე რაიონების პალეოგენი. საქ. გეოლ. საზ. მოამბე, VIII, 1955.
4. ი. კაჭარავა. გორი-ნორიოს ზოლში ოლიგოცენის და მიოცენის საზღვრების საკითხები - საქ. გეოლ. საზ. მოამბე, ტომი 1, გამომც. 1, 1959.
5. ლ. მარუაშვილი. საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, ნაწ. II თბ., 1970.
6. ლ. სანებლიძე. მარტყოფის მიდამოების ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება. ლანდშაფტური კრებული. თბილისი, თსუ-ს გამომც., 1972.
7. ზ. სეფერთელაძე. ლანდშაფტების დიფერენციაცია და ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონება (ანალიზი და სინთეზი), თბილისი, თსუ-ს გამომც., 1995.
8. Беруашвили Н. Л. Кавказ: ландшафты, модели, эксперименты. Тбилиси, Изд. ТГУ, 1995.
9. Вассович Н.В. Нефтепроявления в окрестностях сел. Уджарма, Мухровани, Сацхენиси, Марткопи, Норю, Тр. НИРИ, сер. Б, вып. 34, 1932.
10. Гамкрелидзе Г.Д. Тектоническая карта Грузии. Атлас Грузинской ССР, 1964.



ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЯЛНОЙСКОГО СТАЦИОНАРА

Резюме

Ялнойский физико-географический стационар площадью 0,41 км², расположен в среднегорно-лесных, верхнегорно-лесных и субальпийских ландшафтах хребта Ялно, в 40 км от Тбилиси.

Исследования на территории стационара проводились в 1970-1987 гг. на 5 экспериментальных участках.

Территория Ялнойского стационара сложена из верхнесарматских, а также понтийских и меотисовых отложений. Основные породы часто перекрыты молодыми элювиально-делювиальными и делювиальными отложениями различной мощности. В Тетрикде встречаются современные колювиальные отложения.

Тектонически Ялнойский хребет является горст-синклиналием. Ось синклина проходит в окрестностях гребня хребта.

Ялнойский хребет выше вершины (гора Ялони или Ялно, 1874 м) относится к типично средневысотным хребтам. На территории стационара выделяется несколько морфоструктурных единиц:

1. Пригребневая инверсионная часть Ялнойского хребта, которая совпадает с осью синклина.
2. Среднегорные субмеридиональные хребты и ущелья. Территория стационара выделяется большой частотой расчленения 3,4 км² на 1 км².

Климат стационара — умеренно-влажный, с холодной зимой и продолжительным прохладным летом, с двумя минимумами осадков в году, переходным в климате коротким летом.

На территории Ялнойского стационара постоянных потоков не наблюдается. Имеются лишь родники и эпизодические потоки. Максимум стока наблюдается в апреле, что связано с быстрым таянием снега. Зимой имеется минимум стока.

В окрестностях стационара субальпийские луга господствуют в верхнегорьях Ялнойского хребта. Здесь встречаются буково-грабовые леса, а также высокотравные и субальпийские кустарники.

В лесах Сагурамо-Ялнойского хребта в большом количестве водились олени, козули. Сегодня они встречаются в единичных экземплярах, редко — бурый медведь, кавказский волк, шакал, горная лиса; распространены лесные кошки, соколы, ястребы, совы и т.д.

В окрестностях стационара под буково- и буково-грабовыми лесами встречаются лесные бурые почвы. В пригребневых частях Ялнойского хребта и на последующих крутых склонах под субальпийской травянистой растительностью представлены горно-лесо-луговые почвы.

Территория Ялнойского стационара (0,41 км²) в ландшафтном отношении многообразна. Выделяются 29 типов фаций, которые объединяются в 12 урочищ, 4 санахи и 3 местности. На территории стационара выделяются верхнегорно-лесные и верхнегорно-субальпийские ландшафты.

T. DEKANOIDZE, R. MAGLAKELIDZE

PHYSICAL-GEOGRAPHICAL ANALYTIC AND NATURAL-TERRITORIAL COMPLEXES OF THE STATIONARY OF IALNO

Summary

Physical-geographical stationar of Ialno is situated on the range of Ialno, as far as 40 Kilometres from Tbilisi. Investigations, that set on the territory of stationar in 1970-1987, waged in five experimental part of the territory.

The territory of Ialno stationar manly is formed on the sediments of the upper sarmat, pont and meothic seas.

Tectonical forming of Ialno ranges is Horst-sincline. It is typical middle sized mountain (main summit is Ialno – 1874 m.).

The climate of stationar is temperately humid, by severe winter and lasting cold summer, with the two minimum of presipication annually.

There are only small streams and episodical flows on the territory of stationar. We can't find rivers on this territory. Vegetational cover of stationar is formed by subalpic midows and mesophil humed forest formed by beech woods, highgrass cover and subalpic bushes.

There are several faunistical inhabitants in Saguramo-Ialno forest: fox, forest cat, wolf, deer and others. There are many birds in Saguramo – Ialno forests.

We find wood gray and mountain wood – meadow soils at the territory of stationar.

Landscape face of stationar territory is miltlyfaced: 29 types of pacies, 12 urocishche, 4 sanakhi and 3 adgili. We find here following landscapes: high mountain subalpic, high mountain and middle mountain landscapes.



555

3. ქოიავა, კ. ქოიავა

**ძირულის მასივის ქვედაიურულ ნალექებში და
 ადრეიურული კლიმატი ბრაქიოპოდების მიხედვით**

ძირულის მასივის ქვედაიურულ ნალექებში (მარტოთუბნის, ყვირილისა და შროშის ნყებები) ამჟამად დადგენილია მხარტ-ფეხიანების სამი რიგის – რინქონელიდების, სპირიფერიდების და ტერებრატულიდების 39 წარმომადგენელი (ნუცუბიძე, 1949; Вахания, 1976; Топчишвили, 1969, 1996; სვანიძე და სხვ. 1990). ეს ფაუნა მოპოვებულია ამონიტებით დათარიღებული სინემიურული, პლინსბახური, ტოარსული და ქვედა აალენური ნალექებიდან (Топчишвили, 1969, 1996), რაც, ნალექების ფაციესურ ანალიზთან ერთად, საშუალებას იძლევა აღვადგინოთ ადრეიურული ეპოქის კლიმატი.

ადგილის პალეოგეოკლიმატური ზონალობის დადგენისა და გულისხმობენ, რომ გეოლოგიურ წარსულში ეს ზონალობა თითქმის ისეთივე იყო, როგორც ამჟამად არის (არქტიკული, ზომიერი, ტროპიკული, ეკვატორული სარტყლები და მათ შორის გარდამავალი ზონები). აღნიშნულ კლიმატურ სარტყლებსა და ზონებს შორის საზღვრები მკაცრად არ მიჰყვება გეოგრაფიულ განედებს და ადგილობრივი პირობების შესაბამისად ისინი შეიძლება გადაიხარონ ჩრდილოეთით ან სამხრეთით, რაც კლიმატის რეკონსტრუქციის დროს გასათვალისწინებელია. ასევე ცნობილია, რომ ადგილის კლიმატი დროში არ რჩება უცვლელი და დათბობის პერიოდები იცვლება აცივებით. ზოგადი კლიმატური ზონალობა დროის გარკვეული მონაკვეთისათვის შენარჩუნებული არის და თითოეული კლიმატური სარტყელი და ზონა გამოირჩევა მისთვის დამახასიათებელი ნიშნებით: ეკვოგენური გეოლო-

გიური პროცესებით, დანალექი ქანების ხასიათით და მათში განამარხებული ფაუნისტური და ფლორისტული კომპლექსებით. მაგალითად, ტროპიკული და ეკვატორული კლიმატისათვის დამახასიათებელია თბილი ზღვები და ინტენსიური კარბონატული ნალექდაგროვება, რაც საშუალებას იძლევა აღვადგინოთ ნალექებში დაცული ფაუნისტური კომპლექსების ცხოვრების გარემო-პირობები (ეკოლოგიური გარემო). გარკვეულ გეოლოგიურ პერიოდში ადგილის კლიმატური პირობების აღდგენა შეიძლება მოხდეს პალეომაგნიტური მონაცემების საშუალებითაც. ამ მონაცემების საფუძველზე დგინდება რეგიონის პალეოგეოგრაფიული მდებარეობა იმ პერიოდისათვის, რომლის შესატყვისი ასაკის ქანებიდან არის განსაზღვრული პალეომაგნიტური პარამეტრები. ამრიგად, ლითოლოგიური, ფაუნისტური, ფლორისტული და პალეომაგნიტური კვლევის მონაცემები (რეგიონის ტექტონიკური ბუნების გათვალისწინებით) საშუალებას იძლევა აღვადგინოთ ადგილის პალეოკლიმატური პირობები.

იმისათვის, რომ გაირკვეს, როგორი კლიმატი იყო ძირულის მასივზე სინემიურულ-აალენურში, მარტო ბრაქიოპოდები არაა საკმარისი. მხედველობაში უნდა მივიღოთ მონაცემები მცენარეული საფარის შესახებ და იმ ფაუნის შესახებაც, რომელთან ერთადაც ისინი არიან ნაპოვნი.

ძირულის მასივზე ტრანსგრესიულად განლაგებულია ქვედა იურული ნალექები, რომელთა სულ ქვედა ნაწილში დადგენილია ლიასისათვის დამახასიათებელი „ტაუმატოპტერისის“ ფლორა. ფლორის ანალიზის საფუძველზე ზ.ლებანიძე (2003) მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ ძირულის მასივის ლიასური დროის კლიმატი უნდა ყოფილიყო თბილი და ნოტიო, რაც ხელს უწყობდა მასივის ფარგლების აუზში ბრაქიოპოდების ფართო განსახლებას.

ქვედალიასური დროის მონაკვეთში თბილი ჰუმიდური ჰავის არსებობას, გარდა ზემოთ მოყვანილი პალეობიოლოგიური ფაქტორებისა (სითბოსმოყვარული ფაუნა და ფლორა), ადასტურებს მთელი რიგი სხვა, მათ შორის ლითოლოგიური ხასიათის მონაცემებიც.

ვინაიდან ჰეტანგურ-სინემიურული (მარტოტუბნის წყება) ფაუნისტური ნაშთები, მათ შორის ბენტოსური ფორმები, შედარებით ცოტაა და ბიოგენური მასალა ძირითადად მხოლოდ მცენარეულია, დასმული საკითხის გასაშუქებლად პალეობოტანიკურ მონაცემებს ვიშველიებთ. წყება თავიდან ბოლომდე ტერიგენული ნალექებითაა წარმოდგენილი და ფუძის ფორ-

მაცით (კონგლომერატები, გრაველიტები, მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები) იწყება, რომელიც კრისტალური ფუნდამენტისა და ნარულის წყების გადანარეცხი მასალით არის აგებული და პოლიმიქტური, კერძოდ არკოზული, ზოგან არკოზ-გრაუვაკური შედგენილობისაა. მისი სისქე საშუალოდ ათიოდე მეტრამდეა და აღმავალ ჭრილში იგი მალე იცვლება წვრილმარცვლოვან-ალევიტული კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვებით, რომლებიც გამდიდრებულია მცენარეული ნაშთებით. ეს წვრილმარცვლოვანი ნაღებები უკვე მეზო- და ოლიგომიქტურებია და ზოგან სამხრეთ-აღმოსავლეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიებზე თითქმის მონომინერალურ კვარცის ქვიშაქვების დასტებსაც შეიცავენ. წვრილმარცვლოვნებისა და არამდგრადი მინერალებით გაღარიბების გარდა, მათში ხშირია ნახშირების ლინზები, შუაშრები, ზოგან ფენებიც და ასევე ჰიდროქარს კაოლინური შედგენილობის თიხის შრეები და დასტები, რომლებიც სოფ. შროშის მიდამოებში ცეცხლგამძლე თიხის ბუდობებსაც იძლევიან (ძონენიძე და სხვ., 1953). მკვებავი სუბსტრატი დაბალი რელიეფის მქონე გამოფიტვის ქერქით დაფარული ხმელეთი უნდა ყოფილიყო. მოყვანილი ფაქტობრივი მასალა ცალსახად მიუთითებს, რომ ადრელეასურში მთელ რეგიონში, ისევე როგორც ძირულის მასივზე, ჰუმიდური თბილი ჰავა იყო გაბატონებული, რაც ხელს უწყობდა გამოფიტვის ქერქის განვითარებას, უხვი სითბოსმოყვარული მცენარეული საფარის გავრცელებას, ზღვიური აუზების წყალმარჩხ ნანილებში (შელფი, კუნძულები, კორდილიერები) სითბოსმოყვარული ბიოცენოზების განსახლებას.

ძირულის მასივზე კარგად ჩანს ლეასური ტრანსგრესიის თანდათან განვითარება, ხმელეთის ნიველირება და დენუდაციის შემცირება, რასაც ბუნებრივია, მოჰყვა ტერიგენული მასალის შემცირებაც. ეს პროცესი თვალსაჩინოდ არის ასახული ქვედაპლინსტახურში (ყვირილის წყება), რომელიც თანხმობით აგრძელებს მარტოთუბნის წყებას და ტერიგენულ ნაღებებთან კარბონატული შრეების და დასტების მორიგეობითაა წარმოდგენილი, აღმავალ ჭრილში ამ უკანასკნელთა მატების ტენდენციით. ისინი წარმოდგენილია მერგელებით, ნაცრისფერი და წითელი კირქვებით, რომლებიც მდიდარია ფაუნისტური ნაშთებით (ბრაქიოპოდები, ორსაგდულიანები, ცეფალოპოდები და სხვ.). კირქვების წითელი ფერი გაპირობებულია მათში ჰემატიტის იმპრეგნაციით, ეს უკანასკნელი იძლევა აგრეთვე ქვიშაქვების ცე-

მენტს, ცალკეულ გროვებს, ქმნის ოლითურ შრეებს. მისი არსებობა ხმელეთის ძლიერ ქიმიურ გამოფიტვას და აუზში შემოსული კოლოიდური ნაერთებისგან რკინის ჟანგების (ჰიდროჟანგების) უშუალოდ სანაპირო ზოლში დალექვაზე მიუთითებს. ანალოგიური მიზეზით ნითლად შეფერილი ადრეიურული კირქვები ფართოდ არის გავრცელებული ალპებსა და ხმელთაშუაზღვისპირეთში და ცნობილია "Ammonitico rosso"-ს სახელწოდებით.

კარბონატული ფაციესის გაბატონება (შრომის წყება) უკვე იმის მაუწყებელია, რომ საქმე გვაქვს ჩამოყალიბებულ თბილ პუმიდურ ჰავასთან, რომელიც ტროპიკულ-სუბტროპიკული ხასიათისაა და მაქსიმალურად ხელსაყრელია სითბოსმოყვარული ფაუნის განვითარებისათვის. შემდგომში, ტრანსგრესიის თანდათან მატებამ ხმელეთის უდიდესი ნაწილი ზღვით გადაფარა, რამაც ტერიგენული სედიმენტაცია დომერულიდან ფაქტობრივად შეწყვიტა კიდევ, რის შედეგადაც მთელ მასივზე გაბატონდა ზღვიური რეჟიმი და კარბონატული ნალექდაგროვება. შუა ლიასურიდან კარბონატული სედიმენტაციის გამოვლინებები სხვაგანაც აღინიშნება (ყირიმი, ჩრდილო კავკასია, სამხრეთი კავკასიის მასივები, კავკასიონის სამხრეთი ფერდის ფარგლები), მაგრამ მხოლოდ ეპიზოდურად და მცირე მასშტაბით, მაშინ, როდესაც ძირულის მასივზე დომერულიდან თითქმის აალენურის ბოლომდე უწყვეტი ნალექდაგროვება გვაქვს. კარბონატულ სედიმენტაციას ჭირდება სპეციფიკური ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, რომელთა შორის მთავარია თბილი (ტროპიკულ-სუბტროპიკული) კლიმატი, ნორმულმარილიანი და სუფთა (სიმღვრივის გარეშე) მარჩხი ზღვიური გარემო, სადაც ქიმიურ-ბიოქიმიური და ბიოგენური პროცესებით შეუფერხებლად მიმდინარეობს კალციუმის კარბონატის გამოყოფა და დალექვა.

კავკასიის გეოდინამიკის მკვლევრები (Адамия, 1984; Хайн, 1984 და სხვ.) თვლიან, რომ ლიასურიდან დაწყებული ძველი კონტინენტური სუბსტრატის დესტრუქციის შედეგად ჩაისახა და განვითარდა ზღვიური აუზები, მათ შორის ამიერკავკასიის ფილის ჩრდილო ნაწილში კიდურა ზღვის სახით. პალინსპასტიკური რეკონსტრუქციის მიხედვით, იგი მდებარეობდა, ძირულის მასივიდან სამხრეთით დაახლოებით ტროპიკულ-სუბტროპიკული სარტყლების მიჯნაზე (ჩრდილო განედის 28°)-ის ფარგლებში. პალეოტექტონიკური მონაცემების გარდა, თბილ კლიმატზე მეტყველებს პალეობიოლოგიური მასალაც, კერძოდ,

ძირულის მასივის შუა და ზედა ლიასურ კარბონატულ ნალექებში დიდი რაოდენობით გვაქვს სტენოჰალური და სტენოთერმული ორგანიზმები (ბრაქიოპოდები, ცეფალოპოდები, მარჯნები, კრინოიდები და სხვა), რომლებიც ორგანოგენულ კირქვებს ქმნიან და ასეთი მდიდარი ბიოცენოზების სახით მხოლოდ თბილ წყლებში ცხოვრობენ. თბილ ჰავაზე მეტყველებს აგრეთვე პალეოთერმომეტრიის მონაცემები ბრაქიოპოდებისა და ბელემნიტიების მიხედვით (Ясаманов, 1977). ამ მეთოდით დადგენილ იქნა ყირიმ-კავკასიის რეგიონის სხვადასხვა ასაკის, მათ შორის ადრეიურული აუზების წყლის ტემპერატურები და აგრეთვე ნალექდაგროვების სიღრმეები. მაგალითად, ყირიმის ლიასური ზღვის ზედაპირისთვის დადგენილი წყლის საშუალო ტემპერატურა $20-22^{\circ}\text{C}$ ფარგლებშია, ფსკერზე კი, ბრაქიოპოდების მიხედვით, $14,2-17,0^{\circ}\text{C}$, ხოლო ამ სხვაობით გამოთვლილი სიღრმე $50-80$ მ უდრის; ძირულის მასივზე ბრაქიოპოდების, კრინოიდების და სხვა ფაუნით მდიდარი ტოარსული ორგანოგენული კირქვების აუზის ზედაპირული ტემპერატურა $15-16^{\circ}\text{C}$ -ია, ხოლო ფსკერზე $10,5-12,0^{\circ}\text{C}$, რაც 50 მ-ზე ნაკლებ სიღრმეებს პასუხობს. იმავე ნალექებში ნაპირიდან დაშორებულ ნერიტული ზონის ფსკერზე ტემპერატურა $5,8-6,5^{\circ}\text{C}$ შეადგენს. აქ განსხვავება ზედაპირსა და ფსკერისპირა ტემპერატურებს შორის მეტია და შესაბამისად სიღრმეც მეტი— $100-150$ მ იანგარიშება, რაც ფაციესურადაც აისახება (წმინდამარცვლოვანი ორგანოგენული კარბონატული შლამი ტერიგენი მინარევის გარეშე, თხელნიჟარიანი ფაუნა და სხვ.).

რაც შეეხება საკითხს, თუ რატომ მოხდა შედარებით მასშტაბური კარბონატდაგროვება ძირულის მასივზე და არა ყველგან, იგი შეიძლება გამოწვეული იყოს იმით, რომ კარბონატული სედიმენტაციის ხელშემწყობ ფაქტორებთან ერთად, რომლის ოპტიმალური რეალიზაცია ადრეიურულში ძირულის მასივის იმდროინდელ ლანდშაფტურ პირობებში განხორციელდა, სხვაგან მას არანაკლებ მნიშვნელოვანი ადგილობრივი ტექტონიკური, ფიზიკურ-გეოგრაფიული, ეკოლოგიური და სხვა ფაქტორები უშლიდა ხელს (ტერიგენული სედიმენტაცია, წყლის ამღვრევა, წყალქვეშა დინებები, აუზის სიღრმე, ჰიდროდინამიკური რეჟიმი და ა.შ.).

როგორც ჩანს, ძირულის მასივზე, სხვა ადგილებისგან განსხვავებით, შუალიასურიდან ტერიგენული სედიმენტაციის თითქმის შეწყვეტის გამო, გამჭვირვალე, სინათლით უხვად მო-

მარაგებული ნორმულზღვიური, მარჩხი და თბილი აუზის სიტ-ბოსმოყვარული ბიოცენოზების განვითარების და მძლავრი კარბონატდაგროვებისთვის იდეალური გარემო შეიქმნა.

ლიტერატურა

1. **ზ. ლებანიძე**, საქართველო ადრეულ მეზოზოურში: მცენარეული საფარი, ბიოსტრატиграფია და პალეოტექტონიკური რეკონსტრუქციები (საკანდიდატო დისერტაციის ავტორეფერატი). თბილისი, 2003.
2. **ქ. ნუცუბიძე**, ძირულის მასივის პერიფერიის ლიასური ბრაქიოპოდები. საქ. მეცნ. აკადემიის გეოლ. ინ-ტის შრომები. გეოლ. სერია, ტ. V (X). თბილისი, 1949.
3. **ც. სვანიძე**, **კ. ქოიავა**, **ე. იაკობიძე**, **ზ. ლებანიძე**. რიონის და ყვირილას აუზების იურული ნალექების სტრატиграფია ბრაქიოპოდების და ნამარხი ფლორის მონაცემებით. II რესპუბლიკური კონფერენციის მასალები (გეოგრაფია, პიდრომეტეოროლოგია, გეოლოგია, გეოფიზიკა). თბილისი, 1990.
4. **გ. ძონენიძე**, **ნ. სხირტლაძე**, **ი. ჩეჩელაშვილი**. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია. საქ. მეცნ. აკად. გეოლოგიური ინ-ტის შრომები, ტ. III, 1953.
5. **Вахания Е.** Юрские отложения Грузии (в связи с нефтегазоносностью). Тбилиси, 1976.
6. **Лордкипანიдзе М. Б., Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З.** Эволюция активных окраин океана Тетис. Палеоокеанология, Доклады, т. 3, Москва, 1984.
7. **Топчишвили М.** Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., вып. 108, «Наука», Тбилиси, 1996.
8. **Хайн В.** Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М., «Недра», 1984.
9. **Ясаманов Н.** К вопросу об определении глубины древних морских бассейнов. Известия АН СССР, сер. геол., №9, 1977.

В.С. КОЯВА, К.В. КОЯВА

**ФАЦИИ НИЖНЕЙ ЮРЫ И РАННЕЮРСКИЙ КЛИМАТ
ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА ПО БРАХИОПОДАМ**

Резюме

К настоящему времени из нижнеюрских отложений Дзирульского массива известны 39 представителей трех отрядов брахиопод. На основе их изучения и фациального анализа вмещающих пород установлено, что в ранней юре Дзирульский массив располагался в тропическо-субтропической климатической зоне, что способствовало широкому расселению брахиопод в раннеюрском бассейне изученной территории.

V. S. KOIAYA, K.V. KOIAYA

**FACIES OF LOWER JURASSIC PERIOD AND EARLY JURASSIC
CLIMATE OF DZIRULA MASSIF ACCORDING TO BRACHIOPODS**

Summary

In the Lower Jurassic sediments of Dzirula massif thirty-nine brachiopods belonging to three groups are known. On the basis of their study and of facial analysis of the composing rocks it was established that in Early Jurassic period Dzirula massif was located in a tropical-subtropical climatic zone, which facilitated wider distribution of brachiopods in Early Jurassic basin within the studied area.

ს ა რ ჩ ე ვ ი

3. გუბაძე
საქართველოს და რიგი სხვა რეგიონების ოქროს მატარებელი სისტემები: ფორმირების რეჟიმების შედარებითი ანალიზი (რეზიუმე)28

3. ადამია, ზ. ლეგანიძე, ც. სვანიძე
ახალი მონაცემები საქართველოს ტრინასული გეოლოგიური ისტორიის შესახებ29

3. ალფინია
კავკასიის ნეოტეტონიკური გეოფინამიკა და ძირითადი მორფო-ტრუქტურების განვითარება40

6. მრავლიშვილი
მცირე კავკასიონის ჩრდილო-დასავლური ნაწილის პალეოგენის რეგიონული საკორელაციო სტრატობრაფიული სქემა(რეზიუმე) ...59

3. ლონდაძე
ეპინოიდების ახალი სახეები კავკასიის ზედატარტული და დანიური ნაღებებიდან (რეზიუმე)75

თ. ღვთაძე, ნ. მრავლიშვილი
მესტია-თიანეთის ზონის პალეოგენური ფლიშის გიოსტრატობრაფია ნანოკლანეტონის მიხედვით76

2. ახალკაციშვილი, რ. გოგაჯიშვილი, ბ. თუთხარიძე
გამყინვარების როლი სამსარის ქედის კულკანური რელიეფის გარდაქმნაში109

† ოთარ ნადარეიშვილი
კავკასიის ქრისტალური სუბსტრატის შვერილების ძვედა პროტეროზოული ადრეოროგენული პლაგიოგენიტიული ფორმაცია (რეზიუმე)139

რ. შირაძე
საქართველოს გენეტიკური თიხების საბადოების გენეტიკური ტიპები და მათი ფორმირებისა და კლასიფიკაციის ზოგიერთი საკითხი148

ბ. ჩიხრაძე
კავკასიონის სამხრეთი ფარდის კარგონატული ფლიშის შესწავლის მეთოდის დაზუსტება (რეზიუმე)161

ზ. ტატაშვილი, კ. ნიქარიშვილი, ბ. გელაძე

საქართველოს უღრმესი კარსტული უფსკრულები
(წინასწარი მონაცემები)162

რ. გოგაჯიშვილი, ა. ორლოვი
გლაციო-გეომორფოლოგიური გამოკვლევები გუნაბანის
მასივზე171

თ. ნოზაძე, ვ. ლუაბა, მ. ლუაბა
საქართველოს ზოგიერთ რეგიონში რელიეფმარცხენადაა აღმართული
საბრტყელო-გეომორფოლოგიური შეფასება-რეკონსტრუქცია182

ჟ. მესხია, მ. მელიქიშვილი
ქავეკასიის რეგიონის გეომორფოლოგიური ეტაპის ახლებური
შეფასება187

მ. ლუაბა
ღვარცოფული მოვლენები და მათთან ბრძოლის ღონისძიებები
ქახეთის რეგიონში198

ნ. ელიზბარაშვილი
სივრცე-დროითი ანალიზისა და სინთეზის თანამედროვე კონცეფ-
ცია203

დ. ნიკოლაიშვილი
საქართველოს ფიტომასების მარაბი წარსულში და ამჟამად217

ბ. მელაძე
საქართველოს მოსახლეობის ასაკობრივი სტრუქტურის დემოგრა-
ფიული ასპექტები226

ბ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე
საქართველოს მდინარეებზე წყალდიდობების ალბათობისა და
რისკის შეფასება233

ა. დეგბრაშვილი
ხალხური ნიშნები ამინდის შესახებ245

მ. ახალაია, ნ. კატარიძე
საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფიის ზოგადსაბანგონათვლი
სწავლების მოკლე ისტორია251

მ. რატიანი
ბანათლების გეოგრაფიის თანამედროვე საკითხები258

**საფრთხილად ზ., გონდირაძე ი., აღმაშენებელი თ.,
პაიჭაძე ნ., რუხაძე ნ.**

გაუდაგონების პრობლემა და სიტუაცია აღმოსავლეთ საქართველოში265

ი. გონდირაძე
ლოქი-სომხეთის მორფოსტრუქტურის შესახებ *(რეზიუმე)*292

ნ. ჯამასკაშვილი
ტირიტორიის ლანდშაფტური ანალიზის საფუძველზე „დასული ლანდშაფტების“ გამოყოფის საკითხისათვის *(რეზიუმე)*309

ლ. მატავერიანი
კონკრეტული წარმონაქმნების გენეტიკური კუთვნილება საქართველოს სუბტროპიკულ ენერეგში *(რეზიუმე)*322

ჟ. კაძა
საქაროტო-ტურისტული მუხრანოების როლი თანამედროვე მსოფლიოში *(რეზიუმე)*328

ო. შაუთიძე, ჯ. ნოსელიძე, ო. ხმალაძე, მ. გენდელმანი
მდ. რიონის ნაპირების დაცვა გარეცხვისაგან *(რეზიუმე)*336

თ. გორდუზიანი
სივრცულ-დროითი ქარტოგრაფიის ზომიერითი ცნებანი337

ბ. ლიპარტელიანი
ქარტოგრაფიული კონცეფციები ქარტოგრაფიის თეორიასა და პრაქტიკაში344

თ. დეკანოიძე, რ. მაღლაკელიძე
იალმოს სტაციონარის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ანალიზი და გუნებრივ-ტირიტორიული კომპლექსები357

ვ. ქოიავა, კ. ქოიავა
ძირულის მასივის ქვედაიურული ფაციესები და ადრეიურული კლიმატი ბრაქიოქოლდების მიხედვით370



СОДЕРЖАНИЕ

В. И. БУАДЗЕ
ЗОЛОТОНОСНЫЕ СИСТЕМЫ ГРУЗИИ И РЯДА ДРУГИХ РЕГИОНОВ:
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЖИМОВ ФОРМИРОВАНИЯ 5

Ш.А. АДАМИЯ, З.А. ЛЕБАНИДЗЕ, Ц.И. СВАНИДЗЕ
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТРИАСОВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГРУ-
ЗИИ 38

В.С. АЛПАИДЗЕ
НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОДИНАМИКА И РАЗВИТИЕ ОСНОВНЫХ
МОРФОСТРУКТУР КАВКАЗА 48

Н.И. МРЕВЛИШВИЛИ
РЕГИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО
КАВКАЗА 49

Г.С. ГОНГАДЗЕ
НОВЫЕ ВИДЫ ЭХИНОИДЕЙ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ДАТСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА 63

Т.Т. ГАВТАДЗЕ, Н.И. МРЕВЛИШВИЛИ
БИОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША МЕСТИЙСКО-ТИА-
НЕТСКОЙ ЗОНЫ ПО НАНОПЛАНКТОНУ 108

**М.Р. АХАЛКАЦИШВИЛИ, Р.Г. ГОБЕДЖИШВИЛИ,
Б.Д. ТУТБЕРИДЗЕ**
РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЙ В ПЕРЕФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО
РЕЛЬЕФА САМСАРСКОГО ХРЕБТА 118

† О. Ш. НАДАРЕЙШВИЛИ
РАННЕОРОГЕННАЯ ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО
ПРОТЕРОЗОЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЫСТУПОВ ДРЕВНЕГО ФУНДА-
МЕНТА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАВКАЗА . . . 119

Р.В. ПЕРАДЗЕ
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН И НЕ-
КОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ И КЛАСИФИКАЦИИ . . . 157

Г.А. ЧИХРАДЗЕ
УТОЧНЕНИЕ МЕТОДА ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНОГО ФЛИША ЮЖ-
НОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА (ЮСБК) 158

З.К. ТАТАШИДЗЕ, К.Д. ЦИКАРИШВИЛИ, Г.В. ГЕЛАДЗЕ

ГРУЗИЯ – ЦАРСТВО ГЛУБОЧАЙШИХ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ НА
ЗЕМЛЕ169

Р. Г. ГОБЕДЖИШВИЛИ, А. В. ОРЛОВ
ГЛЯЦИОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА МАССИВЕ
ГУНГАШАНЬ (СИНО-ТИБЕТ, КИТАЙ)181

Т. НОЗАДЗЕ, В. ЛЕЖАВА, М. ЛЕЖАВА
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ГРУЗИИ186

ДЖ. И. МЕСХИЯ, М. О. МЕЛИКИШВИЛИ
НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАПА
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА.196

М. В. ЛЕЖАВА
СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ И МЕРОПРИЯТИЯ ПО БОРЬБЕ С НИМИ В РЕГИОНЕ
КАХЕТИ202

И. К. ЭЛИЗБАРАШВИЛИ
СОВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО
АНАЛИЗА И СИНТЕЗА215

Д. А. НИКОЛАЙШВИЛИ
ЗАПАС ФИТОМАСС ГРУЗИИ В ПРОШЛОМ И НАСТОЯЩЕМ224

Г. Г. МЕЛАДЗЕ
ДЕМОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОЗРАСТНОЙ СТРУКТУРЫ НАСЕЛЕНИЯ
ГРУЗИИ231

Г. ГРИГОЛИЯ, Д. КЕРЕСЕЛИДЗЕ
ОЦЕНКА РИСКА И ВЕРОЯТНОСТИ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ ГРУЗИИ
.....243

А. ДЕМЕТРАШВИЛИ
НАРОДНЫЕ ПРИМЕТЫ О ПОГОДЕ250

М. Г. АХАЛАНИЯ, Н. В. ПАТАРИДЗЕ
ИЗ ИСТОРИИ ОБУЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ГРУЗИИ В
СРЕДНЕЙ ШКОЛЕ257

М. РАТИАНИ
СОВРЕМЕННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ ОБРАЗОВАНИЯ263

**З. Х. СЕПЕРТЕЛАДЗЕ, И. В. БОНДЫРЕВ,
Т. И. АЛЕКСИДЗЕ, Н. А. ПАЙЧАДЗЕ, Н. Э. РУХАДЗЕ**
ПРОБЛЕМА ОПУСТЫНИВАНИЯ И СИТУАЦИЯ В ВОСТОЧНОЙ
ГРУЗИИ265

И.В. БОНДЫРЕВ

О ПРИРОДЕ ЛОКСКО-СОМХИТСКОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ (В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ) 279

ДЖАМАСПАШВИЛИ Н.

К ВОПРОСУ ВЫДЕЛЕНИЯ «ОХРАНЯЕМЫХ ЛАНДШАФТОВ» НА ОСНОВЕ ЛАНДШАФТНОГО АНАЛИЗА ТЕРРИТОРИИ 294

Л.Г. МАЧАВАРИАНИ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ КОНКРЕЦИОННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СУБТРОПИЧЕСКИХ ПОДЗОЛОВ ГРУЗИИ 312

Д. ДЗАДЗУА

РОЛЬ КУРОРТНО-ТУРИСТИЧЕСКОГО ХОЗЯЙСТВА В СОВРЕМЕННОМ МИРЕ 323

О. ШАУТИДZE, ДЖ. НОСЕЛИДZE,

О. ХМАЛАДZE, М. ГЕНДЕЛЬМАН

ЗАЩИТА БЕРЕГОВ Р. РИОНИ ОТ РАЗМЫВА 329

Т. П. ГОРДЕЗИАНИ

НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ КАРТОГРАФИИ 342

Г. ЛИПАРТЕЛИАНИ

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ В ТЕОРИИ И ПРАКТИКЕ КАРТОГРАФИИ 356

Т. И. ДЕКАНОИДZE, Р.В. МАГЛАКЕЛИДZE

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЯЛНОЙСКОГО СТАЦИОНАРА 368

В.С. КОЯВА, К.В. КОЯВА

ФАЦИИ НИЖНЕЙ ЮРЫ И РАННЕЮРСКИЙ КЛИМАТ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА ПО БРАХИОПОДАМ 376

CONTENTS

V. BUADZE GOLD-BEARING SYSTEMS OF GEORGIA AND OTHER REGIONS: CAMPARING ANALYSIS OF FORMING REGIMES28
SH.ADAMIA, Z. LEBANIDZE, TS. SVANIDZE. THE NEW DATE OF THE TRIASSIC GEOLOGICAL HYSTORY OF GEOR- GIA38
V.ALPAIDZE NEOTECTONIC GEODINAMICS AND DEVOLOPMENTBBASIC MORPHO- STRUCTURES OF THE CAUCASUS48
N. MREVLISHVILI REGIONAL CORRELATIVE STRATIGRAPHIC SCHEME OF PALEOGENE OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE MINOR CAUCASUS62
G.GONGADZE NEW SPECIES OF ECHINOIDS FROM UPPER CRETACEOUS AND DANIAN DEPOSITS OF CAUCASUS75
GAVTADZE, N. MREVLISVILI BIOSTRATIGRAPHY OF PALEOGENE FLYSCH OF MESTIA-TIANETI ZONE BY NANNOPLANKTON108
M.AKHALKATSISHVILI, R. GOBEJISHVILI, B. TUTBERIDZE. ROLE OF GLACIATION IN TRANSFORMATION OF THE VOLCANIC RELIEF OF SAMSARI RANGE.118
† O. NADAREISHVILI EARLY OROGENIC PLAGIOGRANITE FORMATION OF THE LOWER PRO- TEROZOIC CRYSTALLINE MASSIFS OF THE ANCIENT BESEMENT OF THE ALPINE FOLDED AREA OF THE CAUCASUS138
R. PERADZE CONDITIONS AND GENETIC CLASIFICATION OF THE FORMATION OF THE GEORGIAN CLAY DEPOSITS157
G. CHIKHRADZE DEFINĒD MORE PRECIESLY METHOD OF STUDYNG OF THE CARBONATE FLYSH OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE GREAT CAUCASUS161
Z. TATASHIDZE, K. TSIKARISHVILI, G. GELADZE GEORGIA – THE REALM OF THE EARTH'S DEEPEST KARST VOIDS170

R. GOBEJISHVILI, A. ORLOV	
GLASIO-GEOMORPOLOGICAL RESEACH AT GUNGASHANI MOUNT . . .	181
T. NOZADZE, V. LEZHAVA, M. LEZHAVA	
GEOMORPHOLOGIC AND GEOECOLOGIC EVALUATE-RECOMMENDA- TIONS OF CURRENT NEGATIVE AND POSITIVE GEODINAMIC PROCESS- ES, ACTING IN GEORGIAN RELIEF.	186
J. MESKHIA., M. MELIKISHVILI	
THE NEW APPROACH TO THE ASTIMATING OF A GEOMORPHOLOGICAL STAGE OF THE CAUCASIAN REGION.	197
M. LEZHAVA	
MUDFLOWS AND THE MEASUREMENTS FOR FIGHTING WITH THEM IN KAKHETI REGION	202
N. ELIZBARASHVILI	
PRESENT CONDITION OF SPATIAL-TEMPORAL ANALYSIS AND SYN- THESIS	216
D. NICKOLAISHVILI	
PHYTOMASSE SUPPLY OF GEORGIA IN THE PAST AND TODAY	225
G. MELADZE	
DEMOGRAPHIC ASPECTS OF AGE STRUCTURE OF GEORGIAN POPULA- TION	232
G. GRIGOLIA, D. KERESOLIDZE	
ESTIMATION OF PROBABILITY RISK AND OF FLOODING ON THE GEORGIAN RIVERS	244
A. DEMETRASHVILI	
FOLK SIGNS	250
M. AKHALAIA, N. PATARIDZE	
FROM THE HISTORY OF STUDYING PHYSICAL GEOGRAPHY OF GEORGIA	257
M. RATIANI	
MODERN PROBLEMS OF GEOGRAPHY OF EDUCATION	264
Z. SEPERTELADZE, I. BONDYREV,	
I. ALEKSIDZE, N. PAICHADZE, N. RUKHADZE	
PROBLEM OF DEVELOPMENT SEMI-DESERTS AND SITUATION IN EAST- ERN GEORGIA	278
I. BONDYREV	
ABOUT THE CHARACTER OF LOKI SOMKHIT'S MORPHOSTRUC- TURE	293

N. JAMASPASHVILI
THE LANDSCAPE-GEOPHYSICAL CHARACTERISTIC OF THE CENTRAL
PART OF SMALL CAUCASUS **310**

L. MATCHAVARIANI
CONCRETION'S GENETICAL ORIGIN IN SUBTROPICAL PODZOLIC SOILS
OF GEORGIA **322**

D. DZADZUA
THE ROLE OF RECREATION TOURIST ECONOMY IN THE NEW
WORLD **328**

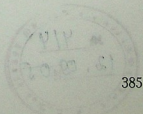
**O. SHAUTIDZE, J. NOSELIDZE,
O. KHMALADZE, M. GENDELMAN**
THE PROTECTION OF SHORES OF RIVER RIONI FROM THE WASH
OUT **336**

T. GORDEZIANI
THE NOTIONS AND TERMS OF SPACE-TENSES CARTOGRAPHY . . . **343**

G. LIPARTELIANI
THE CARTOGRAPHIC CONCEPTS IN THE CARTOGRAPHY THEORY AND
PRACTICE **356**

T. DEKANOIDZE, R. MAGLAKELIDZE
PHYSICAL-GEOGRAPHICAL ANALYTIC AND NATURAL-TERRITORIAL
COMPLEXES OF THE STATIONARY OF IALNO **369**

V. S. KOJAVA, K.V. KOJAVA
FACIES OF LOWER JURASSIC PERIOD AND EARLY JURASSIC CLIMATE
OF DZIRULA MASSIF ACCORDING TO BRACHIOPODS **376**



გამომცემლობის რედაქტორები:	მ. ინასარიძე, ლ. ალაფიშვილი
სამხატვრო რედაქტორი	ი. ჩიქვინიძე
ტექნიკური რედაქტორი	თ. ფირცხელანი
კორექტორი	ქ. გაჩეჩილაძე
ხელმწიფი დასაბეჭდად	23.XII.03
საბეჭდი ქალაქი	60 X 84
პირობითი ნაბეჭდი თაბახი	36,13
საალრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი	21,63
ტირაჟი	130
შეკვეთის № 64	

ფასი სახელშეკრულებო

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა,
0128, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზ. 14.

გამომცემლობა „მერიდიანი“
თბილისი, აკაკი წერეთლის გამზ., 112.



9005-914

35
59-2003



36 ~~99~~
7 12